

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

João Rodrigues Tavares Junior

MAPEAMENTO DO EMBASAMENTO DA SUB-BACIA OLINDA - PE E SUB-BACIA
ALHANDRA – PB USANDO MODELAGEM GRAVIMÉTRICA E MAGNETOMÉTRICA 2-D E
3-D

Tese de Doutorado
2008

RECIFE, PE
2008

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

João Rodrigues Tavares Junior

MAPEAMENTO DO EMBASAMENTO DA SUB-BACIA OLINDA - PE E SUB-BACIA
ALHANDRA – PB USANDO MODELAGEM GRAVIMÉTRICA E MAGNETOMÉTRICA 2-D E
3-D

Tese de Doutorado
2008

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Paulo de Barros Correia, e co-orientada pelo Prof. Dr. Joaquim Alves da Motta, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental defendida e aprovada em 12-09-2008.

RECIFE, PE
2008

Tavares Junior, João Rodrigues

Mapeamento do embasamento da Sub-Bacia Olinda-PE e Sub-Bacia Alhandra – PB usando modelagem gravimétrica e magnetométrica 2-D e 3-D / João Rodrigues Tavares Junior. – Recife : O Autor, 2008.

x, 177 folhas : il., fig., mapas, tab.

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Geociências, 2008.

Inclui bibliografia e anexo

1. Geologia sedimentar e ambiental. 2. Geofísica – Gravimetria - Magnetometria. I. Título.

**528.247
526.7**

**CDU (2.ed.)
CDD (22.ed.)**

**UFPE
BC - 2008 - 088**

“MAPEAMENTO DO EMBASAMENTO DA SUB-BACIA OLINDA E SUB-BACIA ALHANDRA USANDO MODELAGEM GRAVIMÉTRICA E MAGNETOMÉTRICA 2-D E 3-D”.

JOÃO RODRIGUES TAVARES JÚNIOR

Aprovado:



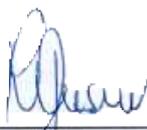
Prof. Dr. Paulo de Barros Correia 12/09/2008



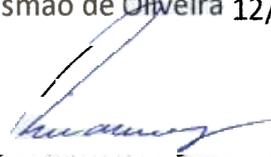
Prof. Dr. Joaquim Alves da Motta 12/09/2008



Profª. Drª. Yára Regina Marangoni 12/09/2008



Prof. Dr. Roberto Gusmão de Oliveira 12/09/2008



Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso 12/09/2008

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iii
LISTA DE QUADROS	vii
AGRADECIMENTOS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 JUSTIFICATIVA	3
1.2 OBJETIVO GERAL	3
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
2. EMBASAMENTO TEÓRICO	4
2.1 GEOLOGIA REGIONAL	4
2.2 – ESTRUTURAÇÃO DAS BACIAS MARGINAIS NO NORDESTE DO BRASIL	8
2.3 – ESTRUTURA DA BACIA PARAÍBA	9
2.4 - AFLORAMENTOS	26
2.5 MÉTODOS POTENCIAIS	36
2.5.1 <u>Gravimetria</u>	36
2.5.2 <u>Magnetometria</u>	41
2.6 MODELAGEM EM GRAVIMETRIA E MAGNETOMETRIA	48
2.6.1 <u>A modelagem no OASIS MONTAJ</u>	48
2.6.2 <u>O problema direto</u>	48
2.6.3 <u>O problema inverso</u>	51
2.6.4 <u>Não unicidade e instabilidade das soluções</u>	52
2.7 MAGNETÔMETRO SM-5 NAVMAG	53
2.7.1 <u>Introdução</u>	53
2.7.2 <u>Princípio de funcionamento</u>	55
2.7.3 <u>Utilização do SM-5 e problemas na aquisição dos dados magnéticos</u>	56
2.8 FILTROS ESPECTRAIS	58
2.8.1 <u>Introdução</u>	58
2.8.2 <u>Os filtros como transformações</u>	58
2.8.3 <u>Técnicas de filtragem</u>	64
3. MATERIAIS E MÉTODOS	73
3.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	75
3.2 PROGRAMA DESENVOLVIDOS E BANCO DE DADOS	77
3.2.1 <u>Editor do CORBAR</u>	77
3.2.2 <u>Programa transformador de mapas analógicos Bouguer em mapas Bouguer digitais</u>	79
3.2.3 <u>Banco de dados</u>	82
3.2.4 <u>Carta-imagem e mapas temáticos</u>	83
3.3 LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO	89
3.3.1 <u>Síntese dos procedimentos de campo</u>	89
3.3.2 <u>Síntese dos procedimentos de laboratório</u>	91
3.4 LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO	96

	Pág.
3.4.1 – <u>Problemas de equipamento</u>	96
3.4.2 – <u>Síntese dos procedimentos de campo</u>	97
3.4.3 – <u>Problemas de campo</u>	99
3.4.4 – <u>Síntese dos procedimentos de laboratório</u>	108
4. RESULTADOS	118
4.1 INTERPRETAÇÃO DE MAPAS E MODELOS 2-D E 3-D	118
4.2 INTERPRETAÇÃO DOS MODELOS 2-D GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS	141
4.2.1 <u>Critérios usados na interpretação e integração de modelos gravimétricos e magnéticos</u>	141
4.2.2 <u>Interpretação dos perfis gravimétricos e magnéticos</u>	142
5. CONCLUSÕES	162
5.1 <u>Sugestões e Recomendações</u>	164
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	166
ANEXOS	

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

		Pág.
Figura 1	Localização da área de estudo	2
Figura 2	Província Borborema. Modificado de Almeida <i>et al.</i> (1981)	4
Figura 3	Mapa das faixas supra crustais na Província Borborema Leste Adaptado de Neves <i>et al.</i> (2006)	6
Figura 4	Principais estruturas da Província Borborema. Adaptado de Lima Filho <i>et al.</i> (1998)	7
Figura 5	Mapa de localização dos trabalhos anteriores	11
Figura 6	Seção geológica ao sul da área de estudo. O poço 1-ST-1-PE atinge o embasamento em 399m. Adaptado de Asmus & Ponte (1973)	12
Figura 7	Localização da seção geológica da Fig. 6 Modificado de <i>Google Earth</i> (2008)	13
Figura 8	Modelagem gravimétrica. Adaptado de Oliveira (1994)	15
Figura 9	Localização do perfil da Fig. 8. Modificado de Oliveira (1994)	16
Figura 10	Tipos de perfis morfológicos em rampas carbonáticas. Handford & Loucks (1993)	17
Figura 11	Síntese da área de interseção do campo de esforços. Vila Nova (2005)	18
Figura 12	Síntese dos estereogramas no método de Hancock & Engelder. Vila Nova (2005)	18
Figura 13	Padrão de fraturas WNW em Ponta do Funil. Vila Nova (2005) .	19
Figura 14	Pares de fraturas conjugadas em Ponta do Funil. Vila Nova (2005).....	20
Figura 15	Diagrama de falhas e fraturas inferidas na drenagem. Vila Nova (2005)	20
Figura 16	Campo de esforços da área analisada. Vila Nova (2005)	21
Figura 17	Perfil geológico da Bacia Paraíba. Barbosa (2004)	22
Figura 18	Variação das anomalias gravimétricas entre as Bacias Paraíba e Pernambuco. Adaptado de Oliveira & Santos <i>et al.</i> , (2000)	23
Figura 19	Gradiente regional magnético N-S entre a Bacia Pernambuco e Bacia Paraíba. Adaptado de Hand (1976)	24
Figura 20	Aspectos estruturais e tectônicos da Bacia Paraíba e Pernambuco. Lima Filho <i>et al.</i> (2005)	24
Figura 21	Colunas estratigráficas da Sub-Bacia Olinda e Alhandra. Barbosa (2004)	25
Figura 22	Modelo das Sub-bacias Olinda e Sub-Bacia Alhandra. Souza (2006)	26
Figura 23	Afloramento provavelmente de gnaiss a oeste da área de estudo	27
Figura 24	Gnaisses-migmatíticos na entrada do Terminal Integrados de Passageiros	27
Figura 25	Porção migmatizada de ortognaiss ao sul e fora da área de estudo. Vila Nova (2005)	28
Figura 26	Imagens das linhas sísmicas na plataforma na Bacia Paraíba (L- a) e Bacia Pernambuco (L-b). Lima Filho <i>et al.</i> (2005)	30

	Pág.
Figura 27	Localização das linhas sísmicas da Fig. 26. Barbosa & Lima Filho (2005) 31
Figura 28	Localização da Bacia Paraíba, Sub-bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra. Barbosa <i>et al.</i> (2003) 32
Figura 29	Mapa do embasamento. Adaptado de Barbosa & Lima Filho (2006) 34
Figura 30	Perfis das plataformas da Bacia Pernambuco, da Bacia Paraíba e plataforma de Natal. Adaptado de Barbosa & Lima Filho (2006) 35
Figura 31	Representação esquemática do geóide e superfícies eqüipotenciais. Adaptado de Torge (1991) 37
Figura 32	Elipsóide de referência. Adaptado de Torge (1991) 38
Figura 33	Elipsóide e geóide. Adaptado de Torge (1991) 39
Figura 34	Estrutura simplificada da magnetosfera da Terra. Adaptado de Lowrie (1997) 43
Figura 35	Tempestade magnética. Dal Lago (2005) 44
Figura 36	Variação diurna. Seixas <i>et al.</i> (2005) 45
Figura 37	Modelo dipolar do campo magnético da Terra. Modificado de Fowler (1990) 46
Figura 38	Elementos do campo magnético terrestre. Adaptado de Fernandes (1984) 46
Figura 39	Magnetômetro SM-5 NAVMAG 54
Figura 40	Sensor do SM-5 56
Figura 41	Representação da transformação continuação para cima. Adaptado de Blakely (1996) 60
Figura 42	Resposta em frequência de filtro passa-baixa ideal. Adaptado de Goodman (1968) 70
Figura 43	Resposta em frequência do filtro passa-alta ideal. Adaptado de Goodman (1968) 70
Figura 44	Anomalia regional, Bouguer, e residual. Adaptado de Figueirola (1974) 72
Figura 45	Diagrama da metodologia para a obtenção do embasamento da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra 74
Figura 46	Área de estudo 76
Figura 47	Painel do Editor do CORBAR para entrada de dados 78
Figura 48	Metodologia de transformação de mapas Bouguer analógicos em digitais 80
Figura 49	Reavaliação e novo cálculo do mapa Bouguer do trabalho “Reconhecimento gravimétrico da Bacia João Pessoa, RAND (1977)”. SILVA <i>et al.</i> (2004) 81
Figura 50	Interface do banco de dados em Access 83
Figura 51	Carta-imagem 85
Figura 52	Mapa temático usado no planejamento e obtenção de estações magnéticas 86
Figura 53	Mapa gerado no ARCVIEW-GIS 3.2 contendo todas as estações gravimétricas (triângulos), poços (círculos azuis) e afloramentos (martelos cruzados verdes) 87

Figura 54	Mapa gerado no ARCVIEW-GIS 3.2 contendo todas as estações gravimétricas (triângulos verdes), poços (círculos azuis)	88
Figura 55	Base gravimétrica de Goiana. (a) RN da base. (b) Visão externa da Igreja. (c) Visão geral da localização da base. (d) Visão a partir da base	89
Figura 56	Localização da base gravimétrica de Goiana (RN-395-8)	90
Figura 57	Mapa de localização das estações gravimétricas	91
Figura 58	Interface do GM-SYS 2-D	94
Figura 59	Interface do GM-SYS 3-D	95
Figura 60	Mapa de localização das estações magnéticas	101
Figura 61	Obstáculos do terreno e aspecto das estradas	103
Figura 62	Objetos de interferência magnética e eletromagnética	105
Figura 63	Objetos de interferência magnética e eletromagnética	106
Figura 64	Aspectos da área de estudo em vários pontos	107
Figura 65	Imagens da área de estudo	108
Figura 66	Curva de variação diurna 1	110
Figura 67	Curva de variação diurna 2	110
Figura 68	Curva de variação diurna 3	111
Figura 69	Curva de variação diurna 4	111
Figura 70	Curva de variação diurna 5	112
Figura 71	Curva de variação diurna 6	112
Figura 72	Curva de variação diurna 7	113
Figura 73	Curva de variação diurna 8	113
Figura 74	Curva de variação diurna 9	114
Figura 75	Curva de variação diurna 10	114
Figura 76	Curva de variação diurna 11	115
Figura 77	Curva de variação diurna 12	115
Figura 78	Curva de variação diurna 13	116
Figura 79	Curva de variação diurna 14	116
Figura 80	Curva de variação diurna 15	117
Figura 81	Mapa Bouguer interpretado, <i>grabens</i> e <i>horsts</i> , e linha de costa em verde	119
Figura 82	Mapa síntese reunindo todas as falhas e fraturas sobre a área de estudo	121
Figura 83	Mapa Bouguer e modelo estensional reconhecido	123
Figura 84	Modelo estensional reconhecido no mapa Bouguer. Modificado de McClay (1987)	124
Figura 85	Mapa gravimétrico da componente regional e modelo de distensão	125
Figura 86	Mapa gravimétrico residual e o modelo de distensão	127
Figura 87	Mapa magnético de campo total e o modelo de distensão	128
Figura 88	Mapa magnético reduzido ao pólo e o modelo de distensão	129
Figura 89	Mapa magnético residual do reduzido ao pólo e o modelo de distensão	130
Figura 90	Mapa magnético da primeira derivada do reduzido ao pólo e o modelo de distensão	131
Figura 91	Mapa magnético do sinal analítico do reduzido ao pólo e o modelo de distensão	132

		Pág.
Figura 92	Mapa de profundidades do topo do embasamento	135
Figura 93	Mapa de isópacas e o modelo de cisalhamento	137
Figura 94	Mapa de gradientes do topo do embasamento	138
Figura 95	Visão do topo do embasamento sentido W-E	139
Figura 96	Visão 3-D do topo do embasamento no sentido SW-NE	140
Figura 97	Mapa Bouguer com os perfis	143
Figura 98	Perfil A-A'	144
Figura 99	Perfil B-B'	145
Figura 100	Perfil C-C'	147
Figura 101	Perfil D-D'	148
Figura 102	Perfil E-E'	149
Figura 103	Perfil F-F'	150
Figura 104	Perfil G-G'	151
Figura 105	Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D A-A' e o modelo 2-D A-A'	153
Figura 106	Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D B-B' e o modelo 2-D B-B'	154
Figura 107	Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D C-C' e o modelo 2-D C-C'	155
Figura 108	Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D D-D' e o modelo 2-D D-D'	156
Figura 109	Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D E-E' e o modelo 2-D E-E'	157
Figura 110	Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D F-F' e o modelo 2-D F-F'	158
Figura 111	Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D G-G' e o modelo 2-D G-G'	159

LISTA DOS QUADROS

	Pág.
Quadro 1	77
Quadro 2	89
Quadro 3	92
Quadro 4	93
Quadro 5	109
Quadro 6	109
Quadro 7	109

AGRADECIMENTOS

A Comissão de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior e aos coordenadores do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEOC) da UFPE ao longo destes anos.

Ao Prof. Paulo de Barros Correia (orientador) pelo estímulo, pela paciência e respeito ao aluno, e pelo uso das instalações, softwares e do magnetômetro SM-5 NAVMAG do LGHR - Laboratório de Geofísica prof. Helmo M. Rand. Ao Prof. Joaquim Alves da Motta (co-orientador) pelo apoio e ensinamentos em gravimetria, e pela cessão dos dados gravimétricos, livros, manuais, utilização de instalações e softwares do LGA - Laboratório de Geofísica Aplicada.

A Profa. Lúcia M. Mafra Valença, Prof. Edilton dos Santos, Prof. João Adauto de Souza N., Prof. Mário F. Lima Filho, Profa. Margareth M. Alheiros, Prof. Joel Carneiro de Castro (UNESP), Profa. Tereza Cristina M. de Araújo, Prof. Gelson Luis Fambrini, Profa. Alcina Magnólia F. Barreto, pela minha formação nas disciplinas do PPGEOC. Ao Prof. Gorki Mariano na consulta sobre a Faixa Pernambuco Leste e Evento Cariris Velhos, e ao Prof. José Antônio Barbosa pelas conversas sobre a Bacia Paraíba.

A Profa. Ana Lúcia B. Candeias nas disciplinas isoladas cursadas no Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, fundamentais para a concretização desta tese.

A Profa. Helen Jamil Khoury (Departamento de Energia Nuclear/UFPE) na orientação sobre o sensor do SM-5. Ao Prof. Amin Bassrei (UFBA), Prof. Davi L. de Castro (UFC), Prof. Raimundo M. Castelo Branco (UFC), Prof. Milton José Porsani (UFBA) que me receberam pessoalmente para conversar sobre a tese.

Ao Prof. Eder Cassola Molina (Programa de Pós-Graduação em Geofísica /USP), Prof. João Batista (UFPA), Prof.^a Naomi Ussami (USP), Prof. Fernando A. P. Lira Lins (Programa de Pós-Graduação em Geofísica e Geodinâmica/UFRN), Sr. Carlos Alberto Mendonça (Departamento de Geofísica/USP) que responderam gentilmente e-mails com valiosas informações.

Aos mestrandos do Programa de Pós-Graduação em Eletrônica Engenheira Caroline Farias, Engenheiro Helber Elias, Engenheiro Fernando Marinho nas discussões sobre a eletrônica do SM-5. À bibliotecária Edilene Silva (COMUT/CTG/UFPE) e funcionários da Biblioteca do CTG Joel Hermenegildo, Maria da Conceição, e a bibliotecária da CPRM-PE Dalvanize Bezzerril.

A Mônia Rech da GEOSOFT pelos esclarecimentos por celular e e-mail sobre o OASIS MONTAJ. Aos Srs. Zvi Nir e Antony Gomez da SCINTREX do Canadá pelos dados sobre o SM-5.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados da tese de doutorado sobre o mapeamento da geometria do embasamento da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra da Bacia Paraíba, utilizando o método gravimétrico e magnetométrico em uma área de 725 km², nos municípios de Goiana – PE, Pitimbú – PB, Alhandra – PB e Caaporã – PB, NE do Brasil. Foram utilizadas 213 estações gravimétricas e 129 magnéticas, elaborados os respectivos mapas no software Oasis montaj, e a modelagem inversa 2-D gravimétrica e magnética, e 3-D gravimétrica, do embasamento em domínio continental. Os dados gravimétricos foram cedidos pelo Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade Federal de Pernambuco, e os mapas recalculados. Os dados magnéticos foram obtidos usando o magnetômetro de campo total de bombeamento ótico SM-5. De acordo com a denominação dada nesta tese, foram propostos o *Horst* de Cupissura, *Graben* de Goiana, *Horst* de Tejucupapo, *Graben* de Itapirema e *Horst* de Carrapicho. O *Graben* de Goiana tem profundidade em torno de 380 m, e as isópacas entre 200 m e 400 m se estendem de norte a sul nas sub-bacias. A Sub-Bacia Olinda mostra profundidades médias de espessura sedimentar maiores do que a Sub-Bacia Alhandra. Este mapeamento indicou profundidades entre 30m e 440m, espessura sedimentar de até 420 m, espessura crustal de 25 km. A distribuição das estruturas é coerente com um modelo de cisalhamento rúptil dextral, onde a fratura de Ridel R é paralela às falhas NE-SW, e a R' é paralela às falhas sinistrais NW-SE. Um banco de dados foi desenvolvido e usado no planejamento e execução do levantamento magnético, baseado na visualização de dados no ARCVIEW-GIS em carta-imagem e mapa-temático.

Palavras-chave: mapeamento do embasamento das sub-bacias Olinda e Alhandra, modelagem gravimétrica 2-D e 3-D, modelagem magnetométrica 2-D,

ABSTRACT

This paper presents the results of a doctoral thesis on mapping of the basement geometry of the Olinda Sub-Basin and Alhandra Sub-Basin, utilizing gravimetric and magnetic methods, over an area of 725km², in the districts of Goiana – PE, Pitimbú – PB, Alhandra – PB and Caaporã – PB, in the Northeast of Brazil. 213 gravimetric stations and 129 magnetic stations were used, and maps were produced using Oasis montaj software, and 2-D gravimetric and magnetic inverse modeling, and 3-D gravimetric modeling, of the onshore basement. The gravimetric data were yielded for Applied Geophysical Laboratory of the UFPE and the maps recalculated. The magnetic data were obtained using a SM-5 total field magnetometer for optical pumping. In accordance with this thesis, it is proposed they should be denominated the Cupissura *Horst*, the Goiana *Graben*, the Tejucupapo *Horst*, the Itapirema *Graben* and the Carrapicho *Horst*. The Goiana *Graben* has a depth of around 380m and isopachs between 200m and 400m extend from north to south in the sub-basins. The Olinda Sub-Basin displays depths and averages of sedimentary thickness greater than the Alhandra Sub-Basin. This mapping indicates depths between 30m and 440m, sedimentary thickness of up to 420m, crustal thickness of 25 km. The distribution of the basement structures is coherence with an model of the dextral rüptil shear, which the fail Ridel R is parallel the fails NE-SW and the fail R' is parallel the sinistral fails NW-SE. The database was developed and used in the planning and conduct magnetic survey, accompanied by visualization of the data and chart-image using ARC-VIEW-GIS.

Key-words: mapping of the Olinda Sub-Basin and the Alhandra Sub-Basin basement, 2-D and 3-D gravimetric modeling, 2-D magnetic modeling.

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

O mapeamento adequado do embasamento de uma bacia sedimentar é um trabalho importante porque vêm adicionar dados sobre o arcabouço estrutural, a exemplo de falhas, profundidades, gradientes. Vários trabalhos abordam a questão do mapeamento estrutural de bacias usando o método gravimétrico, como o de Barbosa *et al.* (1997), Barbosa *et al.* (1999) e Castro (2005) e o método magnético, como em Rand (1967).

No caso da presente tese é aplicado o método gravimétrico e o método magnético para mapear o arcabouço estrutural do extremo norte da Sub-Bacia Olinda e extremo sul da Sub-Bacia Alhandra em domínio continental, sub-bacias da Bacia Paraíba. A Figura 1 mostra o mapa de localização da área de estudo.

1.1 JUSTIFICATIVA

O método gravimétrico e o magnético possibilitam gerar modelos bidimensionais e tridimensionais do topo do embasamento de bacias sedimentares. Na gravimetria o contraste de densidade entre o embasamento e os sedimentos, e o contraste de suscetibilidade na magnetometria, permitem o mapeamento do arcabouço estrutural das bacias sedimentares.

Bacias com profundidades da ordem de grandeza de algumas centenas de metros, caso das sub-bacias Olinda e Alhandra, representam o ambiente favorável para utilização do método gravimétrico e magnético, em virtude de sua adequada resolução vertical e lateral e devido à menor espessura sedimentar.

A escassez da informação de domínio público sobre a estrutura da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra é um argumento favorável para a realização de pesquisas que acrescentem novas informações sobre o arcabouço estrutural.

Um reduzido número de poços que atingem o embasamento na área estudada é insuficiente para modelar o embasamento com precisão adequada. Neste contexto o método gravimétrico e magnético representa uma alternativa consistente de mapeamento do embasamento em termos de profundidades, gradientes, espessura sedimentar, dimensões e posicionamento de blocos crustais.

1.2 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral é o mapeamento gravimétrico e magnetométrico do extremo norte do embasamento da Sub-Bacia Olinda e extremo sul da Sub-Bacia Alhandra.

1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Modelagem detalhada das estruturas do embasamento;
- Modelagem da movimentação tectônica das estruturas.

CAPÍTULO II - EMBASAMENTO TEÓRICO

2.1 – GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está situada na Província Borborema (PB), no extremo nordeste da Plataforma Sul-Americana como produto tectônico Brasileiro (Almeida *et al.*, 1977; Almeida *et al.*, 1981; Jardim de Sá, 1984), Figura 2.

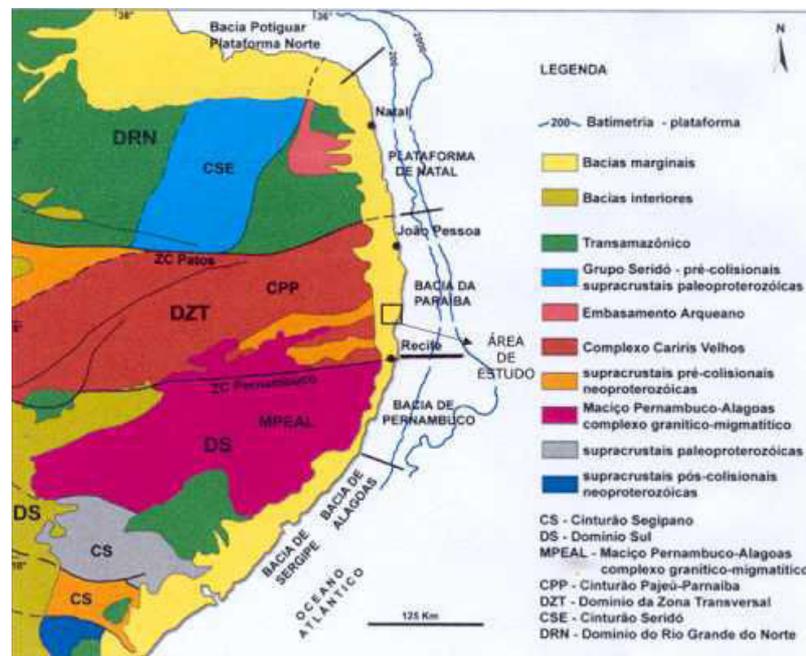


Figura 2 – Parte da Província Borborema.
Modificado de Almeida *et al.* (1981).

A evolução tectônica da PB é abordada no modelo de acreção de terrenos tectonoestratigráficos em Brito Neves *et al.* (1995), em Santos & Medeiros (1999), e Brito Neves *et al.* (2000). Santos & Medeiros (*Opus cit.*), Santos (1996), Santos *et al.*, (2000) sugerem um modelo de colagem tectônica de terrenos subdividindo o Domínio da Zona Transversal - DZT (Figura 2) em um mosaico de terrenos tectono-estratigráficos alóctones amalgamados e retrabalhados em diferentes orogenias na evolução da PB, situados entre a Zona de Cisalhamento - ZC Patos e a ZC Pernambuco originadas em regime compressional

NW, acompanhados de zonas milonitizadas e linhas estruturais de encurvamento flexural para NNE.

Outro modelo geológico da PB, em termos de evolução crustal, é tratado por um grupo de autores que sugerem para a província inteira uma continuidade dos terrenos desde a orogenia paleoproterozóica transamazônica (Mariano *et al.*, 2001; Neves, 2003; Neves *et al.* 2006; Guimarães & Brito Neves, 2004; Neves & Mariano, 1997). Neves & Mariano (*Opus cit.*) sugerem que a Zona de Cisalhamento Pernambuco não é contínua e a dividem como Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPL). Na ZCPL a feição mais característica é o seu caráter escalonado numa tendência geral de inflexão pra ENE, conforme as direções N80E e N60E (Souza, 2006).

A Figura 3 mostra as Faixas Supra Crustais na Província Borborema Leste, de acordo com a denominação de Neves *et al.* (2006), e o Domínio Central compreendido entre a Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA) e a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE).

A Bacia Paraíba é demarcada na Figura 4, onde a Falha de Goiana atravessa a área de estudo. O Embasamento da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra é o Terreno Rio Capibaribe, conforme estudos de Vila Nova (2005) e Souza (2006).

Os trabalhos de Castro Junior (1987), Fortes (1986), Karner *et al.* (1997), Rand (1985), MacDonald *et al.* (2003), Ponte & Cesero (1999), Wilson *et al.* (2003), e Brito Neves *et al.* (2001) tratam das correlações entre o sudoeste africano e o Nordeste do Brasil, sugerindo as possibilidades de correlacionar o embasamento destas regiões.

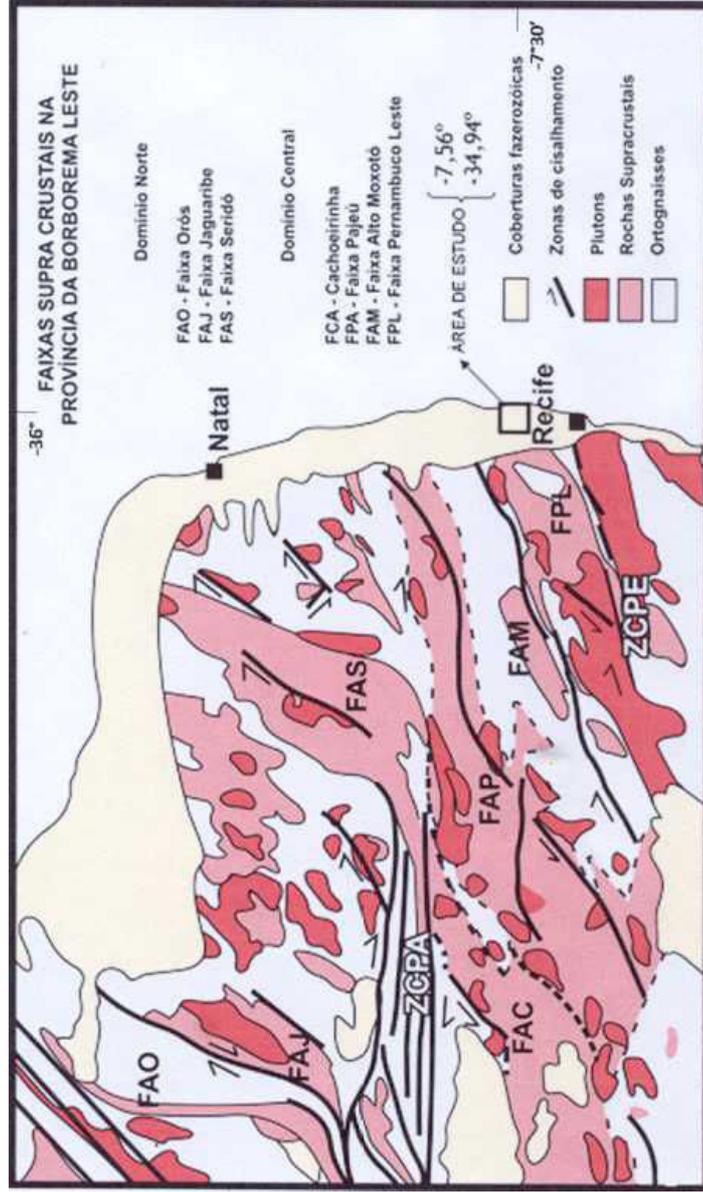


Figura 3 – Mapa das faixas supra crustais na Província Borborema Leste. Adaptado de Neves *et al.* (2006).

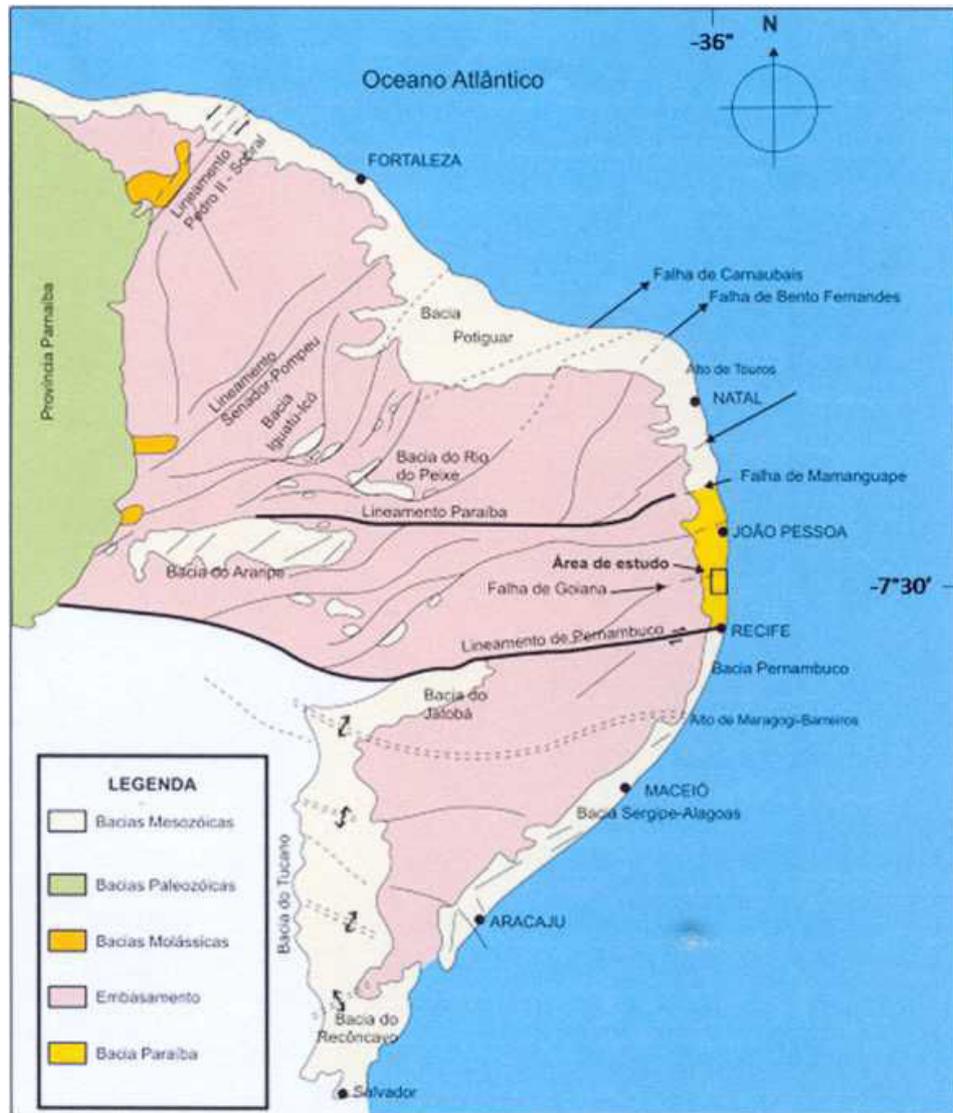


Figura 4 – Principais estruturas da Província Borborema. Adaptado de Lima Filho (1998).

2.2 – ESTRUTURAÇÃO DAS BACIAS MARGINAIS NO NORDESTE DO BRASIL

Segundo Matos (1992), em uma visão geral, as falhas de transcorrência e/ou compressão brasileiras são reativadas para falhas normais, enquanto os segmentos de transcorrências pretéritas de direção NW e E-W são reativadas em falhas de transferência, acomodando taxas de extensão distintas entre blocos adjacentes. O Domínio da Zona Transversal atuou resistindo e desacelerando a implantação dos *rifts* do Atlântico, e a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) e Zona de Cisalhamento Paraíba (ZCPA) exerceram o papel de zonas de transferência, equilibrando as tensões entre o rifteamento e a crosta no deslocamento lateral dos blocos (Souza, 2006). A abertura das bacias cretáceas se desenvolveu sobre a geometria da transcorrência proterozóica da ZCPE e ZCPA gerando falhas transferentes E-W e estiramento crustal NE-SW, o que gerou os *grabens*. No caso da bacia Pernambuco, o rifteamento a partir de Salvador-BA se dividiu em duas partes – um segmento gerando a bacia do Recôncavo, Tucano e Jatobá, e o outro ramo de direção NE, criando as bacias Sergipe-Alagoas e Pernambuco, até a Zona de Cisalhamento Pernambuco. Este contexto estrutural é de *half-grabens*, falhas normais e transcorrentes, *grabens* e *horts* de direção NE, gerados em um momento inicial compressivo e distensivo posterior (Lima Filho, 1998; Mabeoone & Alheiros, 1991).

As bacias marginais, ao norte e ao sul da Bacia da Paraíba, apresentam uma seqüência sedimentar basal característica, envolvendo as fases de evolução do *rift* Atlântico, que em sua evolução envolve a depressão pré-*rift* com os depósitos *red beds* e a fase evaporítica (Membro Ibura e Membro Paripueira). Estes depósitos não ocorrem no setor da antiga plataforma da Bacia Paraíba, onde a sedimentação marinha ocorreu apenas a partir do Campaniano e continental no Santoniano.

2.3 – ESTRUTURA DA BACIA DA PARAÍBA

Os trabalhos de Einsele (1992), Allen & Allen (1990), Miall (1990), Conybeare (1979), Costa *et al.* (1992), Gabaglia & Milani (1990), Kleinspehn & Paola (1988), Frostick & Steel (1993), Stanley & Moore (1983) abordam as características físicas do arcabouço estrutural das bacias, que podem ser mapeadas usando gravimetria e magnetometria.

Desde as primeiras pesquisas do Prof. Helmo M. Rand, e posteriormente do Prof. Joaquim Alves da Motta, na faixa costeira de Pernambuco e Paraíba, o mapeamento geofísico deu importantes contribuições ao esclarecimento do arcabouço estrutural e compartimentação das sub-bacias. Sistemas de falhas transversais à linha de costa e falhamentos NE, limitando blocos altos e baixos do embasamento, foram o cenário estrutural gradualmente deduzido pelas pesquisas, diferente da estruturação geral homoclinal de mergulho suave para leste proposto por Ojeda (1982) e Asmus & Carvalho (1978), entre outros.

No caso da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra, de arcabouço estrutural inserido na Bacia da Paraíba, as informações de domínio público sobre seu embasamento são escassas e, em sua maioria, de escala regional. Portanto, nesta pesquisa de doutorado, é considerada uma região mais ampla, abrangendo a Bacia da Paraíba e suas sub-bacias, até chegar à área de estudo. A maior resolução espacial do presente trabalho resulta em dados novos, mas que refletem, até certo ponto, o ambiente geológico mais regional de trabalhos anteriores.

As informações estruturais relacionadas à área de estudo da presente tese remontam a Kegel (1955), que apresenta uma seção geológica ao norte do Rio Goiana em Cupisura, indicando um mergulho das camadas sedimentares para leste, dado estrutural reconhecido por vários autores citados adiante.

Em 1961 foram iniciados estudos magnéticos no *Project Magnet* apenas sobre o Oceano Atlântico realizado pelo *U.S. Naval Oceanographic Office* sobre a área do atlântico ocidental (Rand, 1976).

Um dos primeiros trabalhos científicos e de acesso público, realizado na região costeira abrangida pela Bacia da Paraíba, foi o de Rand (1967). Neste trabalho o autor, entre outras atividades, realizou perfis magnetométricos de reconhecimento na faixa sedimentar costeira ao norte de Recife, e sugere uma estrutura de blocos crustais escalonados em degraus.

Obras como a de Rand (1967) e de Oliveira (1994) foram utilizadas por Lima Filho (1998) para modelar o arcabouço estrutural da Bacia de Pernambuco, contribuindo para

estabelecer as diferenças estruturais e estratigráficas, e daí individualizar a Bacia Pernambuco e a Bacia da Paraíba (Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa, 2004).

Amaral *et al.* (1977) elaborou um mapa de contorno estrutural regional e mapas de isópacas na faixa costeira entre Recife e João Pessoa – PB, baseando-se em sondagens de poços que atingem o embasamento, e reconhece um aumento de profundidade do embasamento para leste. Rand (1977, 1978) interpreta o embasamento em “blocos desnivelados” separados por falhas de direção W-E. Asmus & Carvalho (1978) e Asmus (1981), apresentam modelos estruturais esquemáticos e regionais da margem continental brasileira, com uma seção geológica (Figuras 6 e 7) da Sub-Bacia Olinda, calibrada com o poço 1-ST-1-PE da Petrobrás (Ilha de Itamaracá – PE), que atinge o embasamento em 338m, e sugere um aumento de profundidade para leste. Ojeda (1982) e Mabesoone & Alheiros (1988, 1991, 1993) e reconhecem uma estrutura homoclinal ao embasamento não rifteado da Sub-Bacia Olinda mergulhando suavemente para leste, um tipo de rampa estrutural.

Rand & Mabesoone (1982), Rand & Manso (1990) e Rand (1991), usando o método gravimétrico e magnético, realizaram mapeamento de contorno na área desde a Bacia Sergipe-Alagoas até a Bacia Potiguar, bacias limítrofes da Bacia Paraíba. Na área da Sub-Bacia Olinda, estes autores reconhecem os falhamentos de blocos deslocados de pequeno rejeito na região costeira. Mabesoone (1996) considera o embasamento da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra com a profundidade crescente para o sul e estima, para uma ampla faixa geográfica entre Recife e Natal, uma profundidade do embasamento de 450m com falhas de direção W-E e SW-NE, sugerindo a estrutura de uma *relay-ramp*. Souza (1999) considera o modelo *ramp basin* para a Bacia Paraíba como principal característica estrutural da mesma. Barbosa (2004) adota a divisão da Bacia Paraíba nas Sub-Bacias Olinda e Alhandra.

A Figura 5 mostra os principais trabalhos em métodos potencias, e de acesso público, que se sobrepõem à área da presente tese de doutorado. A ordem de grandeza das escalas dos mapas dos trabalhos na Fig. 5 revela pouca resolução espacial do embasamento, além de não apresentar informações cartográficas adequadas (sistema de coordenadas, projeção, etc.), importantes para integração a dados atuais. O pouco detalhamento estrutural de mapas antigos dificulta a comparação com trabalhos mais pormenorizados.

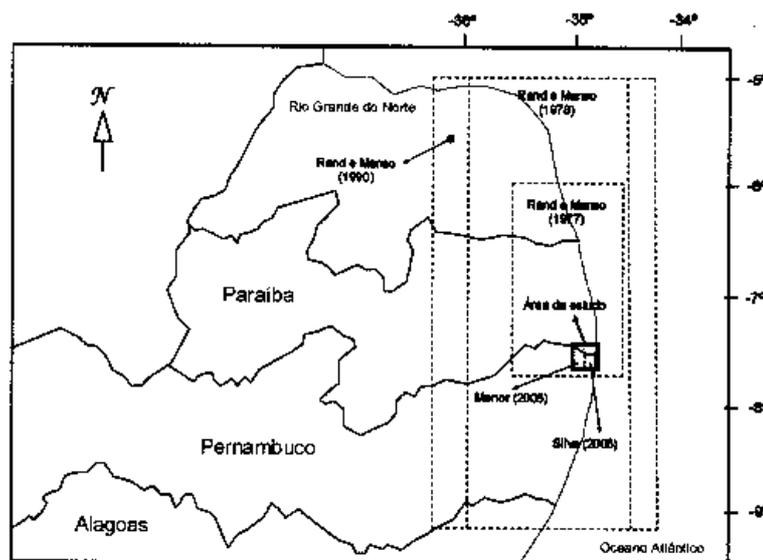


Figura 5 – Mapa de localização dos trabalhos anteriores.

Os mais recentes trabalhos científicos concluídos, de acesso público, de gravimetria da área de estudo são o de Menor *et al.* (2006), Menor (2006) e Silva (2006) realizaram uma análise das anomalias dos mapas Bouguer, componente regional e componente residual, na escala da ordem de grandeza de 1/100000.

A Figura 6 mostra uma seção geológica ao sul da Sub-Bacia Olinda, onde o poço 1-ST-1-PE atinge o embasamento em cerca de 400m. Na Fig. 6 o embasamento exhibe mergulho para leste. A localização da seção geológica da Fig. 6 está na Fig. 7.

Seção geológica

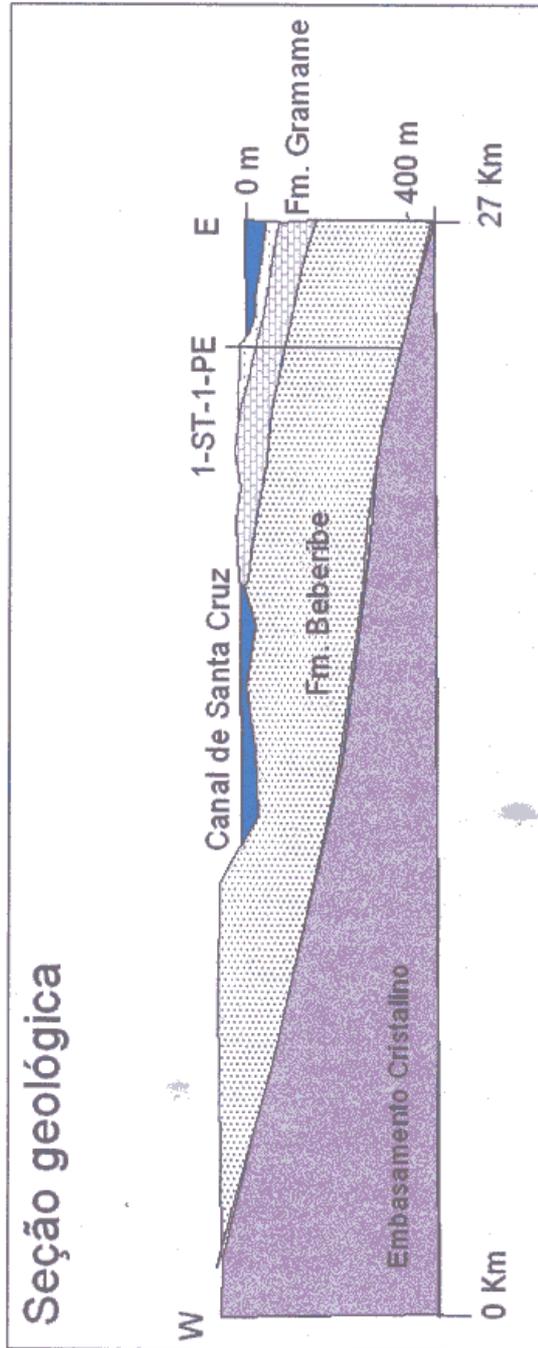


Figura 6 - Seção geológica ao sul da área de estudo. O poço 1-ST-1-PE atinge o embasamento em 399m. Adaptado de Asmus & Ponte (1973).



Figura Localização da seção geológica da Fig. 6. Modificado de *Google Earth* (2008).

O perfil da Figura 8 foi realizado por Oliveira (1994) no extremo sul da Sub-Bacia Olinda, cujos valores de densidade foram retirados de tabelas. Oliveira (*Opus cit.*) foi utilizado em importantes teses e dissertações entre os quais Lima Filho (1998), Barbosa (2004, 2007), Souza (2006), e artigos de Barbosa & Lima Filho (2006), Lima Filho *et al.* (2005), Barbosa *et al.* (2003), Almeida *et al.* (2005). Oliveira (*Opus cit.*) usou densidades de $2,7\text{g/cm}^3$ e $2,95\text{g/cm}^3$ atribuídas ao embasamento, e profundidades de 400m permitiram uma consistente modelagem 2-D da Bacia Pernambuco e Sub-Bacia Olinda.

Observa-se na Figura 8 o mergulho suave para leste e aumento da espessura sedimentar, embasamento granítico ($2,7\text{g/cm}^3$) e básico denso ($2,95\text{g/cm}^3$), presença de falhas normais de rejeito pequeno associados ao flexuramento crustal.

A Figura 9 mostra a localização do perfil da Fig. 8.

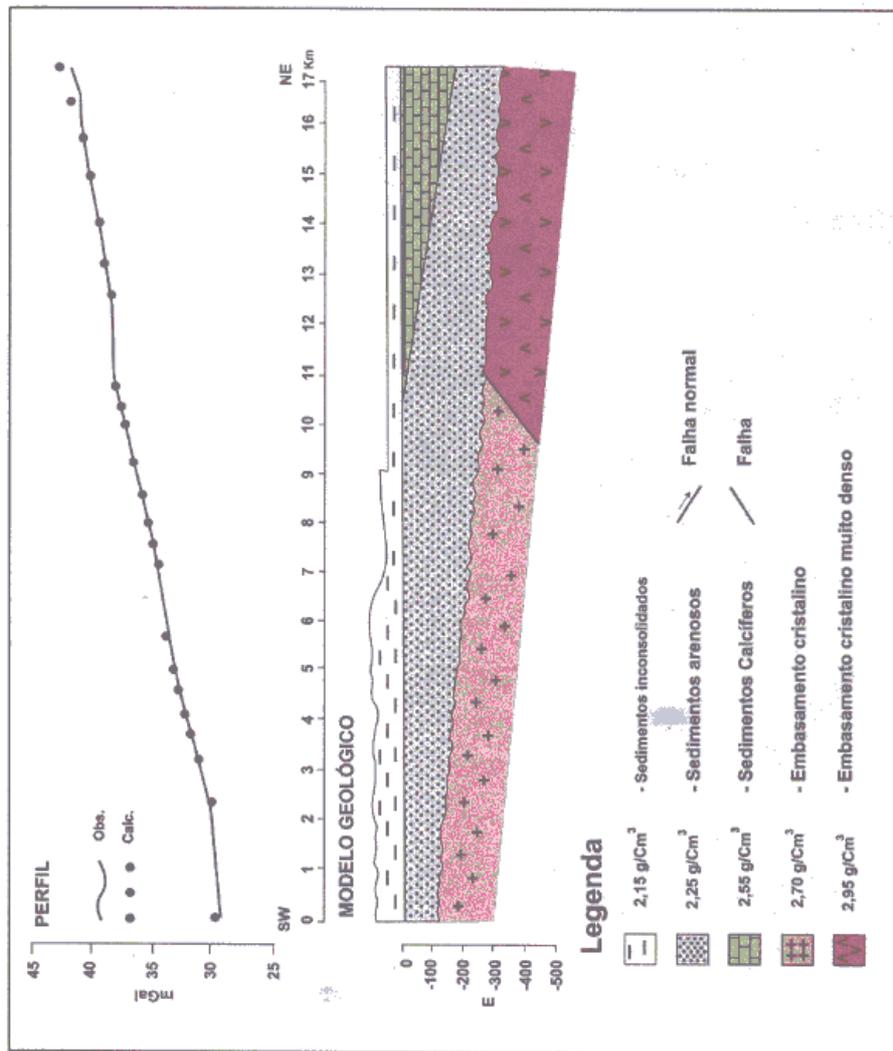


Figura 8 – Modelagem gravimétrica. Adaptado de Oliveira (1994).

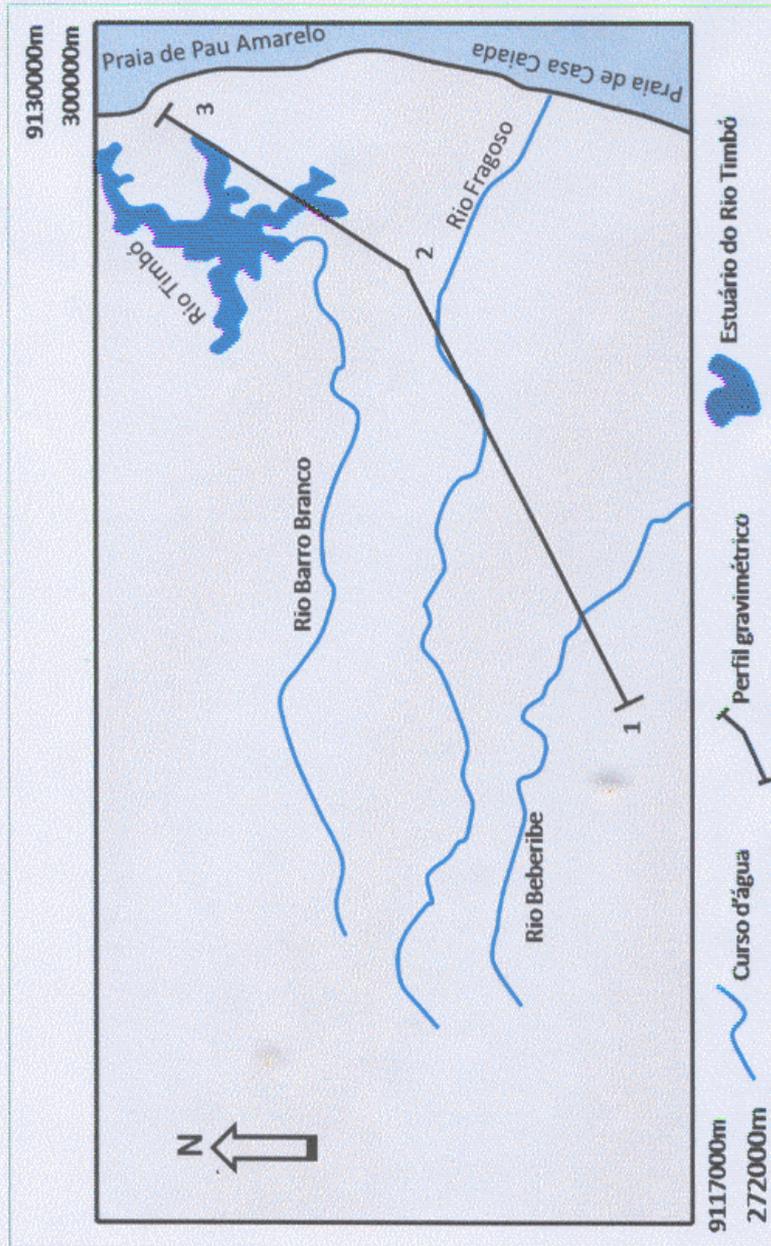


Figura 9 – Localização do perfil da Fig. 8. Modificado de Oliveira (1994).

Burchette & Wright (1998) e Pomar (2001) estudaram perfis morfológicos em dois tipos básicos em rampas carbonáticas para bacia sedimentar no domínio continental e na plataforma como mostrado na Figura 10. O modelo de rampa distalmente inclinada para a Bacia Paraíba foi reconhecida em Barbosa (2007).

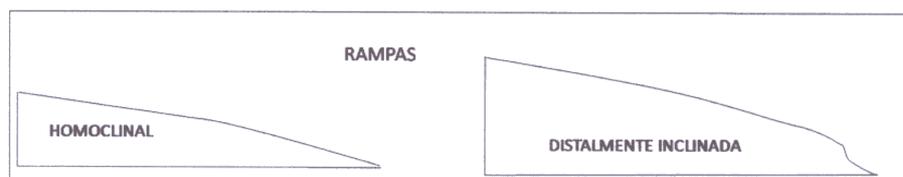


Figura 10 – Tipos de perfis morfológicos em rampas carbonáticas.
Modificado de Handford & Loucks (1993).

Na Sub-Bacia Olinda as falhas e fraturas se destacam mais na direção SW-NE (embora ocorram na direção NW-SE e em menor incidência na direção N-S), de acordo com Sá (1998). A falha que separa a localidade a Ilha de Itapessoca - PE e a Ilha de Itamaracá – PE tem direção NE-SW e continua para sudoeste na Zona de Cisalhamento Chã de Alegria - ZCCA (denominada por Souza (2006) de Zona de Cisalhamento Paudalho/Itamaracá). A ZCCA, junto com a Zona de Cisalhamento Limoeiro e Zona de Cisalhamento Glória do Goitá está associada à Zona de Cisalhamento Pernambuco.

A morfologia da margem continental entre Recife e João Pessoa é muito influenciada pela Zona de Cisalhamento Pernambuco e ZCPA de orientação E-W e transcorrência dextral que, analisadas com as falhas NE-SW, também dextrais, indicam três direções principais de cisalhamento na Província Borborema: E-W e NE-SW, levóginas; e NE-SW, de movimento dextrógiro (Jardim de Sá, 1994).

Vila Nova (2005) realizou uma consistente análise estrutural sobre a Sub-Bacia Olinda, tratando sobre a configuração do último campo de esforços de regime reológico rúptil desta sub-bacia. Vila nova (*Opus cit.*) usou o método de Angelier (1977) com fraturas e estrias em sete medidas em cinco afloramentos entre Chã de Alegria - PE e Condado - PE, e a análise neotectônica com pares de fraturas conjugadas de cisalhamento de Hancock & Engelder (1989). No método de Angelier usado por Vila Nova (*Opus cit.*) as fraturas apresentam forte ângulo de mergulho, todas com mais de 70°, e direção NE, e as estrias tem caimento fraco, todas com menos de 30°, e cisalhamento sinistral. Reunindo todos os estereogramas em um só, o referido autor (Figura 11) obteve uma área de interseção comum

indicando que a orientação geral do campo de esforços tem compressão nos quadrantes NW e SE e extensão nos quadrantes NE e SW, o que concorda com o cisalhamento regional rúptil sinistral de direção NE-SW. Os resultados com o método de Hancock & Engelder (1989) estão na Figura 12.

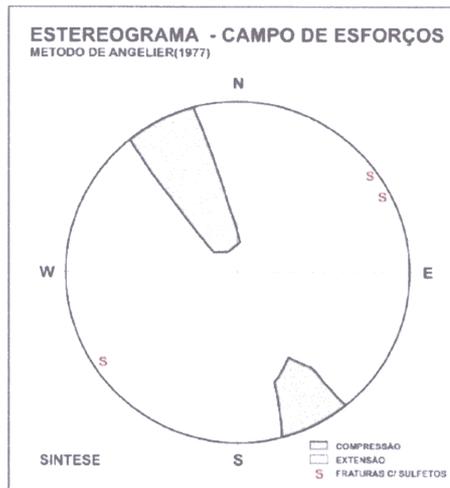


Figura 11 – Síntese da área de interseção do campo de esforços. Vila Nova (2005)

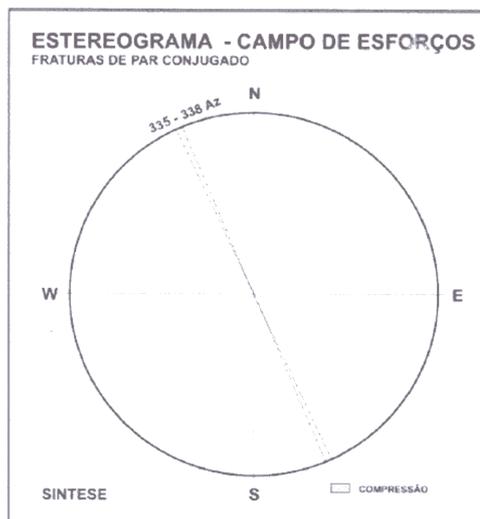


Figura 12 – Síntese dos estereogramas no método de Hancock & Engelder. Vila Nova (2005).

A neotectônica na área de estudo está registrada em dois padrões de fraturamento bem definidos em um afloramento de rocha sedimentar em Ponta do Funil (Formação Gramame), sendo a família de fraturas contínuas mais frequentes de direção NW, e outra menos frequente em WNW (Figura 13), informação esta obtida de 54 medições de fraturas neste afloramento (Vila Nova, 2005). A Figura 14 mostra uma interseção destas famílias de fraturas formando pares conjugados com ângulo entre 10° e 50°, ou padrão de fraturamento híbrido composto.



Figura 13 – Padrão de fraturas WNW em Ponta do Funil.
Vila Nova (2005).

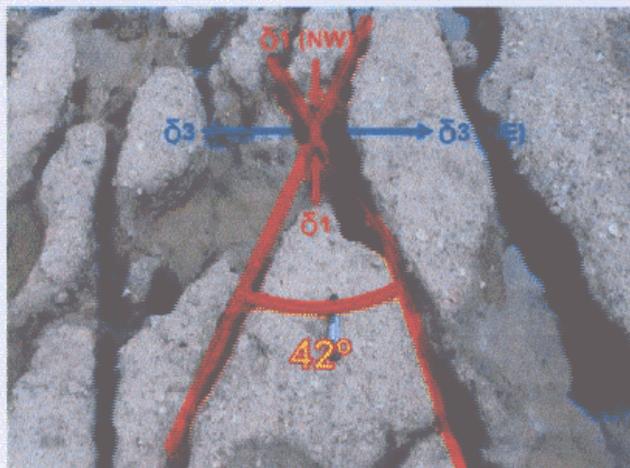


Figura 14 – Pares de fraturas conjugadas em Ponta do Funil. Vila Nova (2005).

Além das fraturas obtidas por meio de medidas estruturais de campo, outras falhas e fraturas foram inferidas por meio do padrão da drenagem de cartas topográficas, indicando um grupo de fraturas de cisalhamento na direção NE (δ_3), e outro grupo gerado por compressão de direção NW (δ_1), conforme o diagrama da Figura 15. O campo de esforços da área analisada está apresentado na Figura 16.

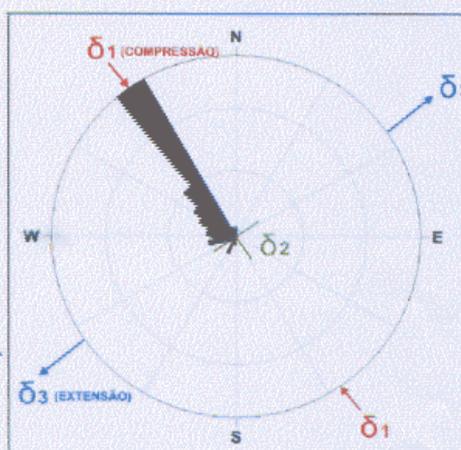


Figura 15 – Diagrama de falhas e fraturas inferidas na drenagem. Vila Nova (2005).

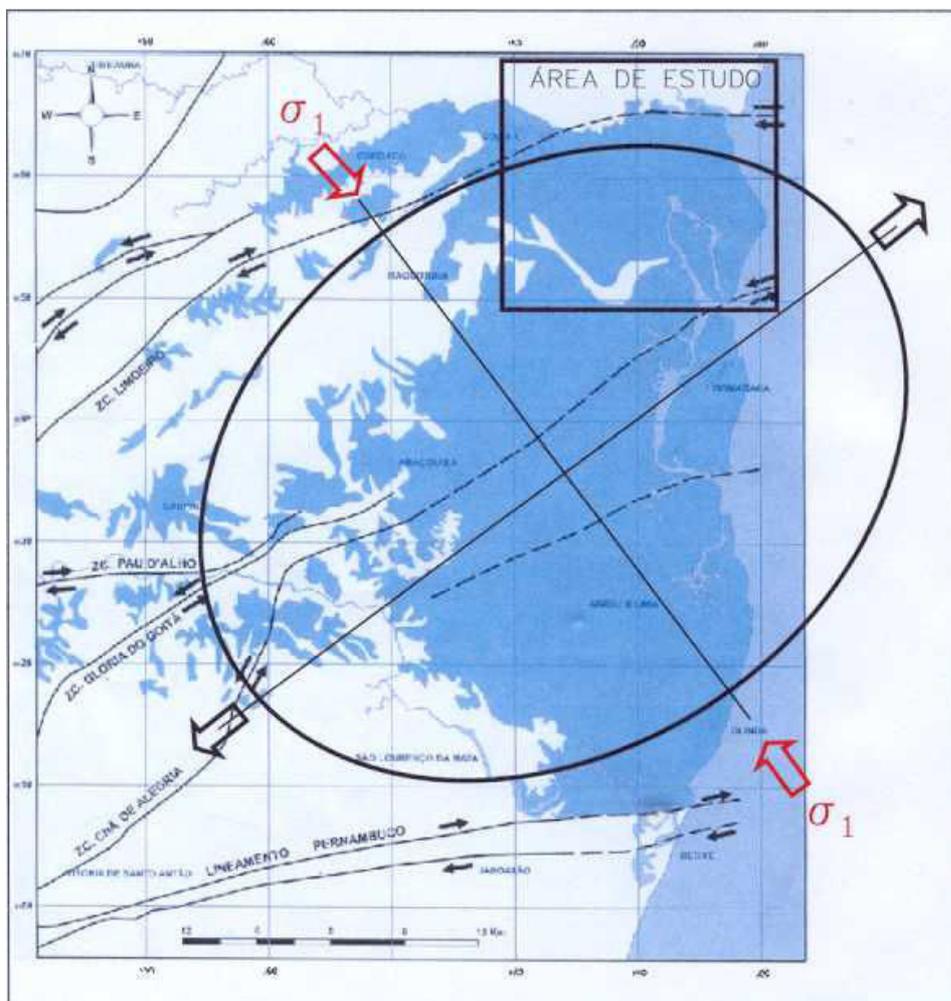


Figura 16 – Campo de esforços da área analisada.
Vila Nova (2005).

A Figura 17 mostra um perfil esquemático oeste-leste da Bacia Paraíba (região da Sub-Bacia Olinda), atingindo mais de 300m de profundidade atravessando o Rio Paratibe, onde se observa camadas de sedimentos cortados por falhas normais de pequeno rejeito.

Segundo Menor *et al.* (1977) a largura média da faixa sedimentar compreendida entre Recife e João Pessoa é de aproximadamente vinte e cinco quilômetros, tendo largura máxima de trinta e cinco quilômetros. Os sedimentos estão depositados com mergulho suave para o oceano, com gradiente variando entre 5m/km a 25m/km, estando o embasamento cristalino formado por rochas com mergulho médio de 25m/km, definindo pequena discordância angular com a seqüência sedimentar, segundo Menor *et al.* (*Opus cit.*). Este gradiente indica um embasamento quase na horizontal.

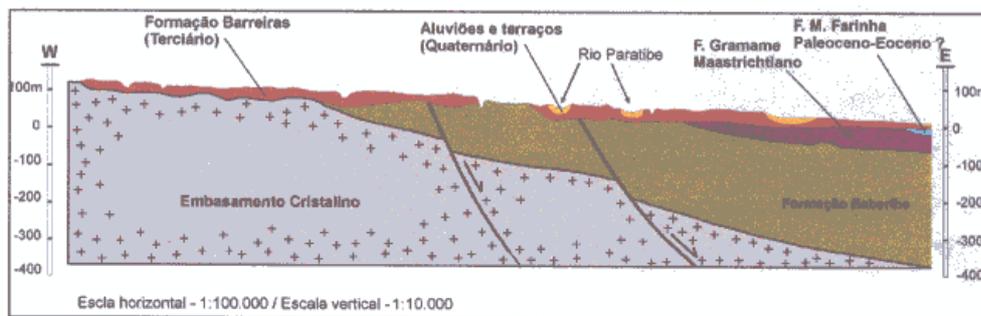


Figura 17 – Perfil geológico da Bacia Paraíba. Barbosa (2004).

Lima Filho (1998) e Barbosa (2004) distinguem a Bacia Pernambuco (ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco, ZCPE) e a Bacia Paraíba (norte da ZCPE) apresentando diferenças em preenchimento sedimentar e na questão estrutural. A Bacia Paraíba foi estruturada por tectônica extensional suave gerando falhas de pequeno rejeito na direção SW-NE e S-N relacionadas ao flexuramento crustal segundo Lima Filho (*Opus cit.*) e Barbosa (*Opus cit.*).

Na Figura 18 é mostrado um perfil N-S atravessando a ZCPE e evidenciando as diferenças de litologia entre as bacias refletindo na curva de anomalias gravimétrica do gráfico. Observa-se na Figura 18 um embasamento mais denso na Bacia Paraíba.

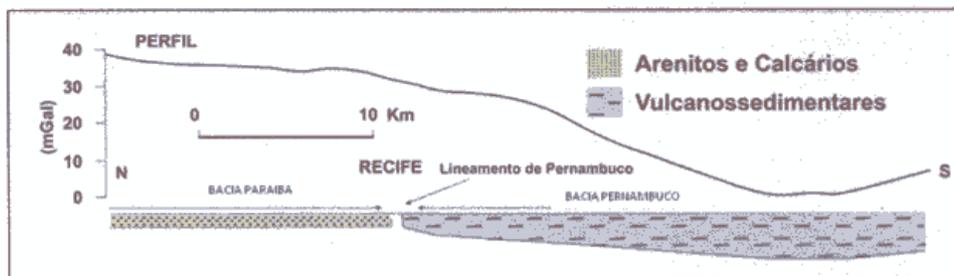


Figura 18 - Variação das anomalias gravimétricas entre as Bacias Paraíba e Pernambuco. Adaptado de Oliveira & Santos (2000).

Castro *et al.* (1998) indicam um afinamento crustal no sentido W-E que em João Pessoa chega a 25 km (Oliveira & Santos, 2000). Já um estudo de França *et al.* (2006) sugere espessura crustal na região do Nordeste do Brasil, entre 28 km e 33 km. Segundo Rand (1976) o comportamento magnético ao sul e ao norte do Lineamento Pernambuco são diferentes. Na Figura 19 observa-se o gradiente regional magnético entre a Bacia Pernambuco e Paraíba, segundo Rand (*Opus cit.*). Esta diferença poderia estar associada às variações dos embasamentos em termos de litologia, espessura crustal e densidade.

Na Figura 20 observa-se que, diferentemente do que ocorreu na Bacia Pernambuco, a Bacia Paraíba (bloco azul), segundo Lima Filho *et al.* (2005), é considerada uma rampa estrutural flexionada, foi desenvolvida em falhas de pequeno rejeito e *grabens* de pouca profundidade. A evolução da Bacia Paraíba (em azul) e Bacia Pernambuco (verde), são sintetizadas na Figura 19. Na Fig. 20 o corpo B-1 representa o *Rift* do Cupe, que começou no Barremiano, B-2 corresponde a Zona de Cisalhamento Patos, e B-3 a Zona de Cisalhamento Pernambuco. Na mesma figura C-5 mostra o *Graben* de Olinda, abortado segundo Barbosa (2004), o que estaria relacionado à maior espessura crustal que existia ao norte da ZCPE, em D-10 a Sub-Bacia Alhandra, em D-11 a Sub-Bacia Olinda, sub-bacias onde a área de estudo da presente tese parcialmente recobre. E-14 se refere ao Alto de Goiana que segundo Barbosa (*Opus cit.*) atuou no controle da sedimentação.

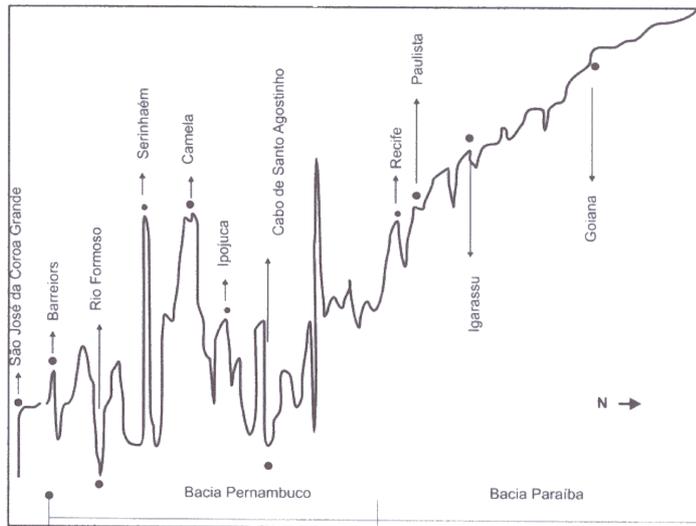


Figura 19 – Gradiente regional magnético N-S entre a Bacia Pernambuco e Bacia Paraíba. Adaptado de Hand (1976).

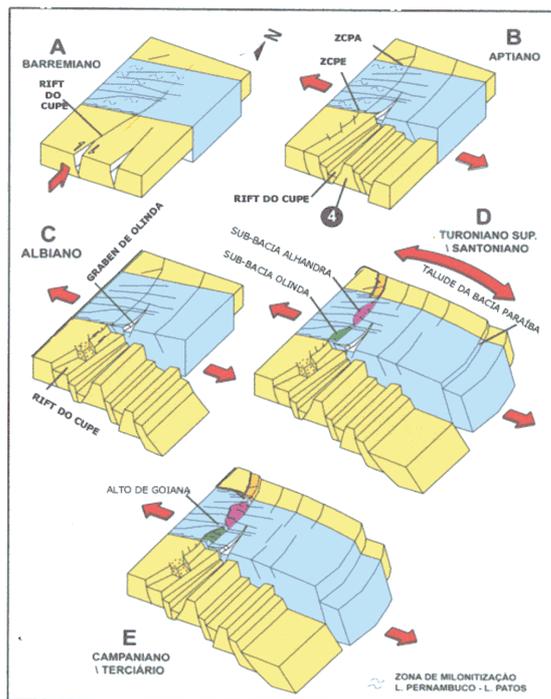


Figura 20 – Aspectos estruturais e tectônicos da Bacia Paraíba e Pernambuco. Adaptado de Lima Filho *et al.* (2005).

A Figura 21 mostra as colunas estratigráficas das sub-bacias Olinda e Alhandra. No Turoniano Superior/Santoniano uma importante distensão NE-SW está associada à abertura dos *grabens* preenchidos com os sedimentos clásticos da Formação Beberibe.

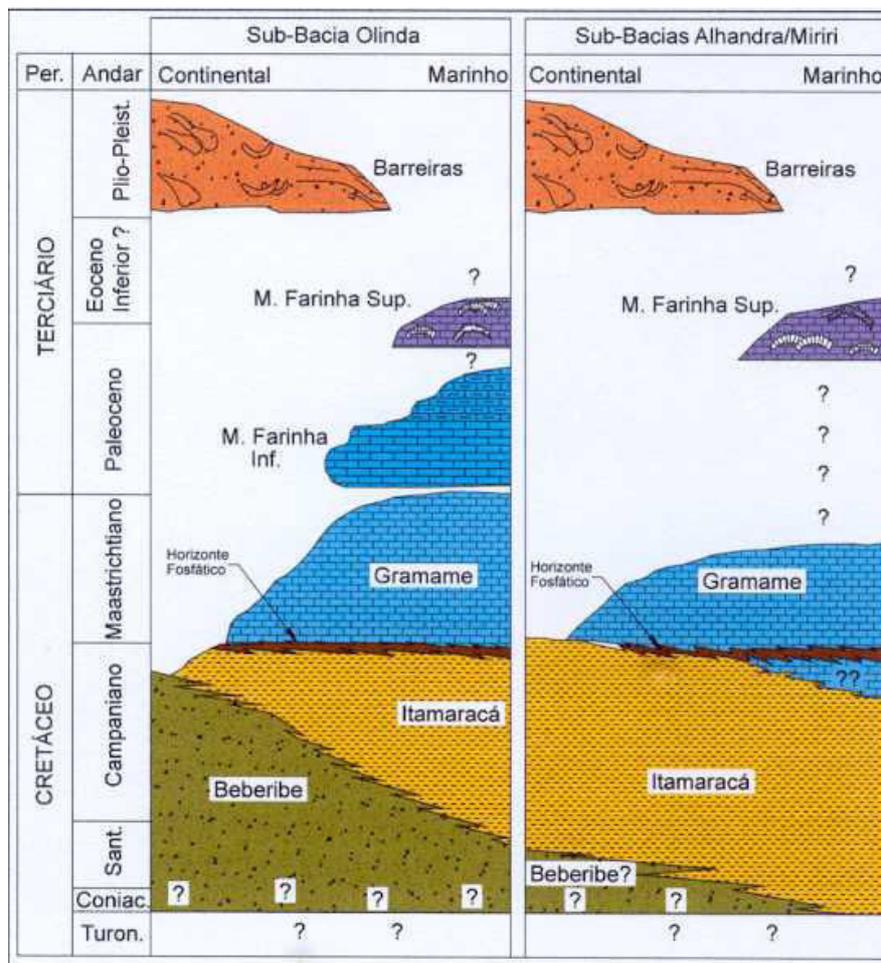


Figura 21 - Colunas estratigráficas da Sub-Bacia Olinda e Alhandra. Barbosa (2004).

A Figura 22 mostra um modelo esquemático para a Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra, elaborado por Souza (2006). Este modelo se estende até o meridiano UTM

294000m, enquanto que o mapeamento da presente tese avança até 300000m em longitude UTM.

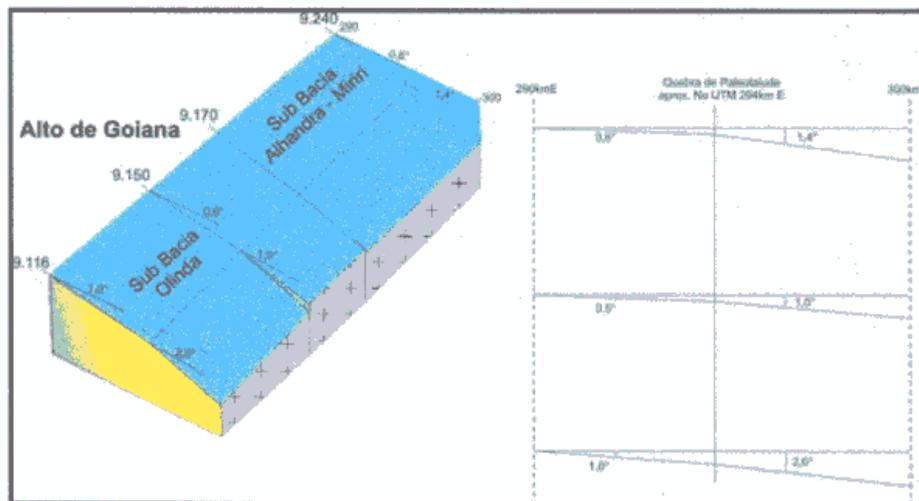


Figura 22 – Modelo da Sub-bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra. Souza (2006).

2.4 AFLORAMENTOS

Nesta seção são mostradas algumas fotografias das rochas do embasamento em afloramentos da Sub-Bacia Olinda próximos da área de estudo, resultado de buscas de amostras de rochas durante a presente pesquisa. Dentro da área de estudo, como já escrito, não há afloramentos de rochas do embasamento adequadamente preservadas, e sim vestígios muito intemperizados do embasamento.

Na parte oeste do embasamento da Sub-Bacia Olinda foi observado vestígios de afloramentos do embasamento, também muitos intemperizados. A Figura 23 a seguir mostra um afloramento muito alterado provavelmente de gnaiss.



Figura 23 – Afloramento provavelmente de gnaiss a oeste da área de estudo.

Um afloramento no extremo sul da sub-Bacia Olinda foi observado e feito um reconhecimento superficial de sua litologia. Este afloramento do embasamento, bem preservado, está ao norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco, próximo da entrada do Terminal Integrado de Passageiros (TIP), no bairro do Curado, na BR-408. Neste afloramento foram identificados gnaisses, xistos e migmatitos. A Figura 24 (a, b, c) mostra gnaisses-migmatíticos próximos ao TIP referentes a afloramento ao sul da área de estudo. A Figura 25 mostra porção migmatizada de ortognaiss ao sul e fora da área de estudo, no domínio da Sub-Bacia Olinda.

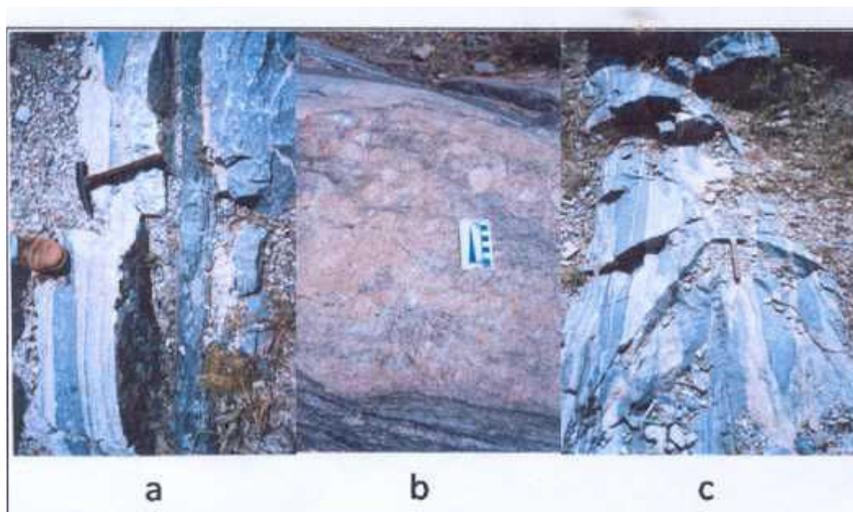


Figura 24 – Gnaisses-migmatíticos na entrada do Terminal Integrados de Passageiros.

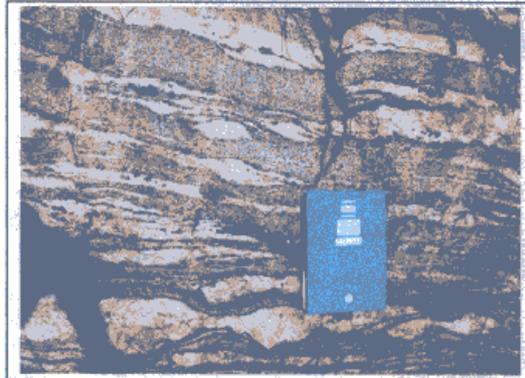


Figura 25 – Porção migmatizada de ortogneisse ao sul e fora da área de estudo. Vila Nova (2005).

Ponte & Cesero (1997) colocam que entre o Turoniano e Coniaciano aparentemente houve a ruptura da ligação entre o NE do Brasil e Camarões, costa ocidental africana, e movimentação transcorrente na margem norte brasileira e do Golfo da Guiné.

Rand (1985) e Rand & Mabesoone (1982) tecem considerações sobre a ligação entre a África e América do Sul, na separação dos continentes e processo de estiramento e afinamento da crosta gerando uma rampa homoclinal ao norte da ZCPE. Castro Junior (1987) mostra uma área da crosta em comum entre a placa sul-americana e africana ao norte do Lineamento Pernambuco, na fase *pré-rift* da abertura do Atlântico, na região do Delta do Níger. Esta área, em comum no passado geológico, está também incluída em um trabalho de Wilson *et al.* (2003), na região entre Camarões e Rio Muni (Guiné Equatorial) na África, e incluiu uma modelagem gravimétrica da crosta continental e crosta oceânica. Matos (1992) apresenta a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) e a Zona de Cisalhamento *Ngaoundéré* (ZCN), em Camarões, Golfo da Guiné, costa da África, estruturas que funcionaram como enormes zonas de acomodação de deformação extensional ao longo do *trend* Recôncavo-Tucano-Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas. Wilson *et al.* (*Opus cit.*) trata de uma modelagem gravimétrica para a região pretérita em comum, onde para crosta continental foi utilizada a densidade de $2,87\text{g/cm}^3$, e a espessura crustal variou de 28 km a 23 km. Karner *et al.* (1997) para a mesma área acima referida, realizou uma modelagem em que usa a densidade da crosta continental de $2,8\text{g/cm}^3$, densidade para o sedimentos de $2,6\text{g/cm}^3$, e uma espessura da crosta *pré-rift* de 31,2 km.

Na Figura 26 observam-se os perfis na plataforma continental de duas linhas sísmicas revelando as diferenças estruturais entre a Bacia Paraíba e a Bacia Pernambuco. A Figura 27 localiza as linhas sísmicas L-a e L-b da Figura 26. No caso da Bacia Paraíba observa-se um embasamento com blocos desnivelados, separados por falhas normais de pequeno rejeito, além de uma inclinação menor na direção leste, comparada à inclinação das linhas estruturais em L-b, da Bacia Pernambuco, mostrando o estilo *rift*. O *Rift* do Cupe, Aptiano-Albiano, é bem desenvolvido em L-b, mas foi abortado em L-a (estágio de deriva continental), aparecendo na imagem com um menor abatimento. Em L-a observa-se um estilo de rampa com degraus escalonados para leste, menor espessura sedimentar, talude com grande inclinação, falhas normais de caimento para ENE, e as espessuras dos clásticos da Formação Beberibe e da Formação Itamaracá. Estas antigas linhas sísmicas não revelam profundidades, nem permitem um modelo 3-D que possa ser estendido para toda a plataforma, sendo uma seção ao longo de uma direção, e esta região da plataforma não é tão acessível a levantamentos geofísicos quanto na parte continental. Mesmo com tais restrições as linhas sísmicas são valiosas informações diante da escassez de informações sobre o embasamento da Bacia Paraíba.

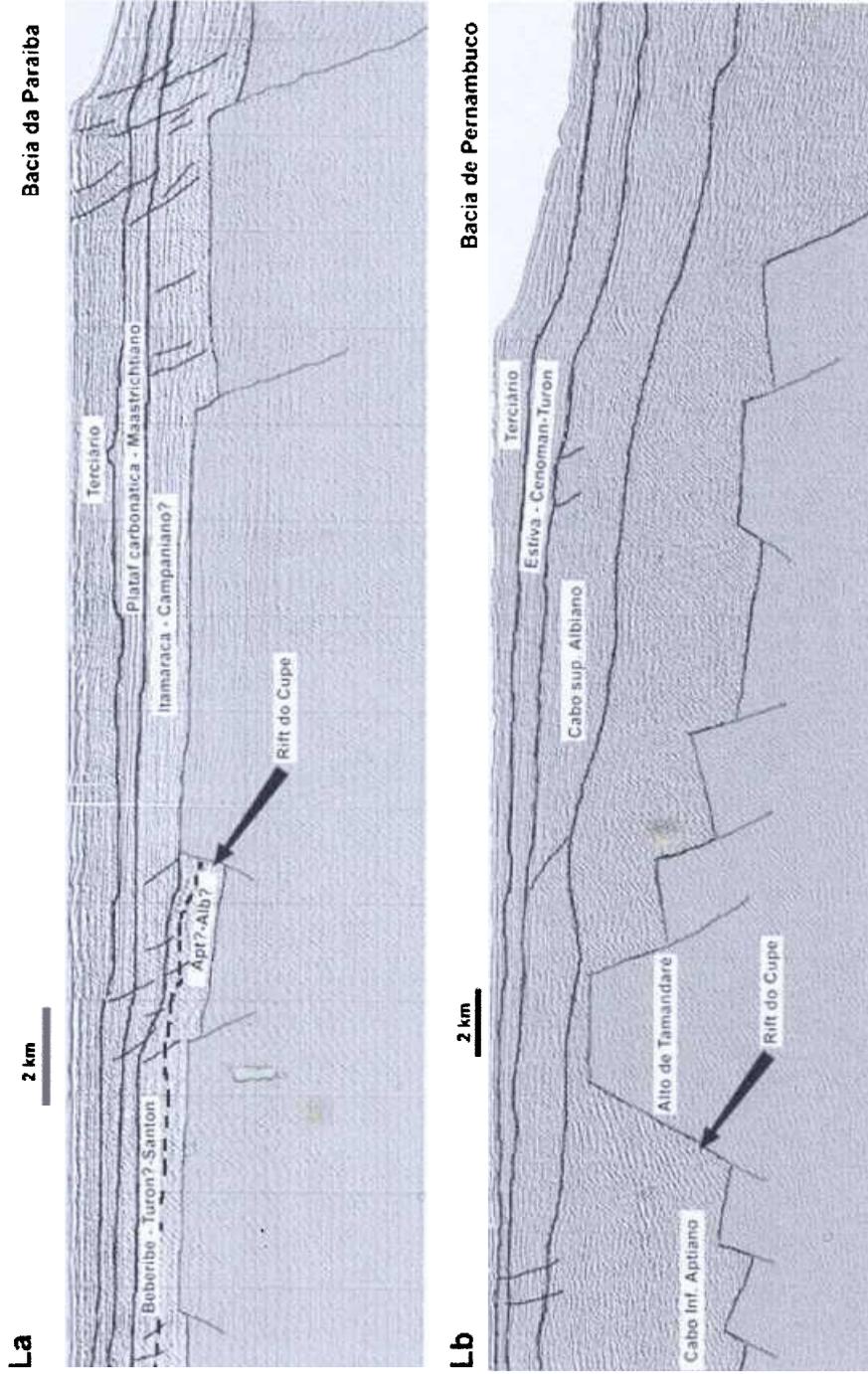


Figura 26 – Imagens das linhas sísmicas na plataforma na Bacia Paraiba (L-a) e Bacia Pernambuco (L-b). Lima Filho *et al.* (2005).

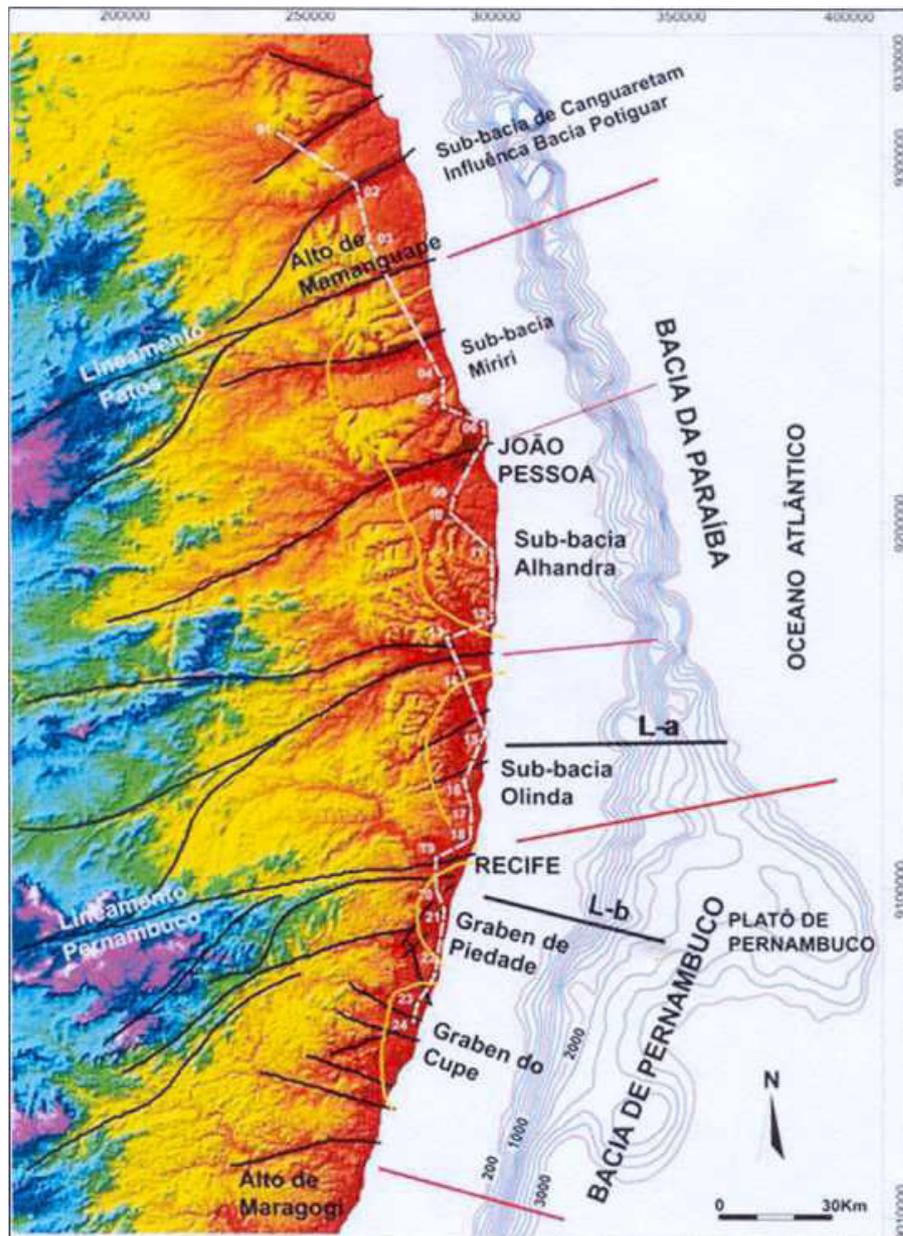


Figura 27 – Localização das linhas sísmicas da Fig. 26.
Barbosa & Lima Filho (2005).

Na Figura 28 é apresentada a localização da Bacia Paraíba, Sub-bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra.

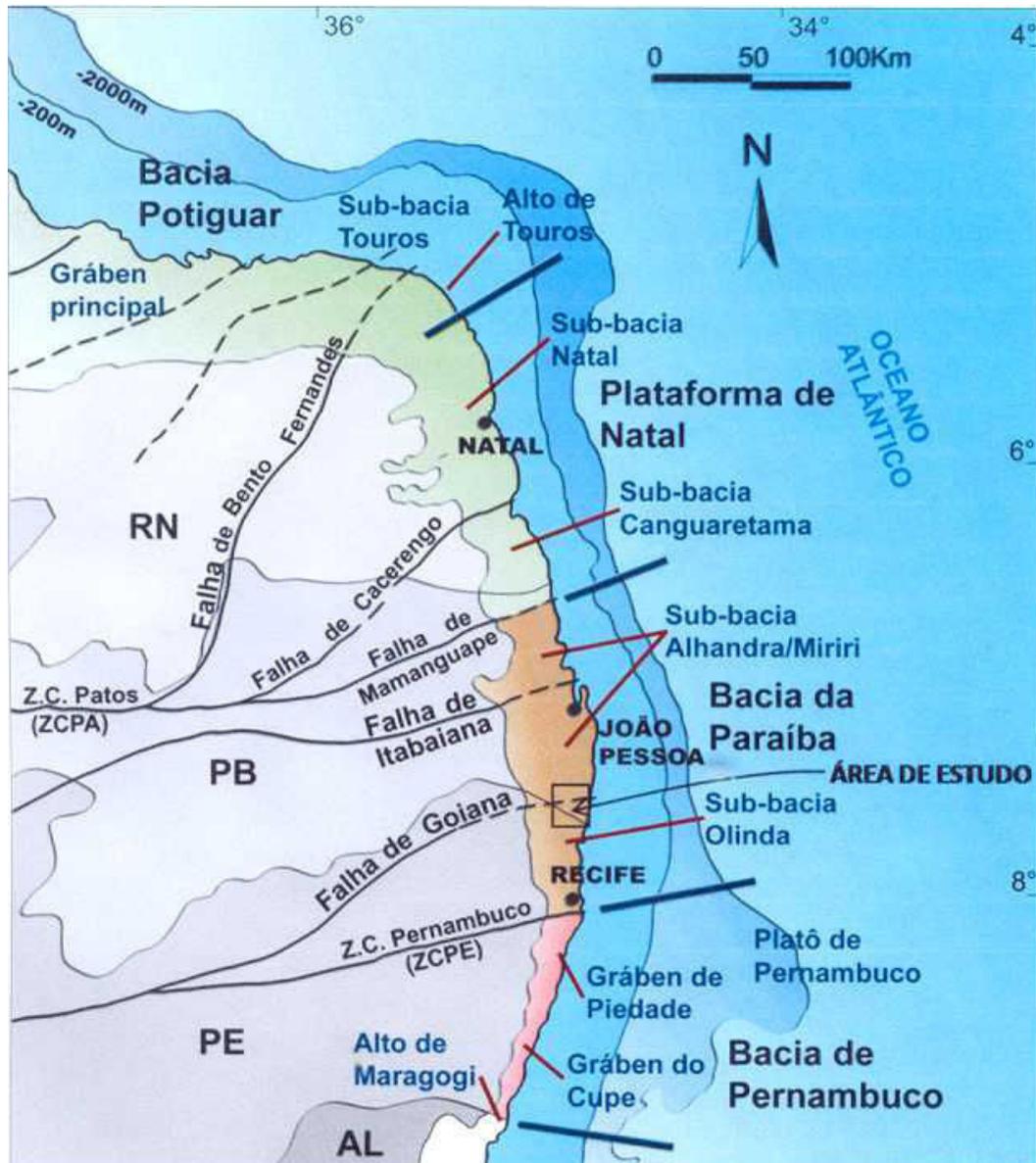


Figura 28 – Localização da Bacia Paraíba, Sub-bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra. Barbosa *et al.* (2003).

Barbosa & Lima Filho (2006) mostram novas contribuições a respeito do comportamento do contorno estrutural da faixa costeira da Bacia Paraíba entre as cidades de Recife e João Pessoa, com prolongamento para a região de Natal, Rio Grande do Norte. A região de estudo de Barbosa & Lima Filho (*Opus cit.*) foi dividida em duas faixas, uma entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco e a Zona de Cisalhamento Patos – faixa onde a plataforma é mais larga e com maior gradiente de inclinação do embasamento; e outra faixa de plataforma mais estreita e rampa de menor gradiente.

Em Barbosa & Lima Filho (2006) foi predita uma linha de borda da Bacia Paraíba, por meio de interpolação de poços. Ainda segundo estes autores, a Sub-Bacia Olinda foi delineada apresentando a forma de semicírculo ou concha, sendo limitada ao norte por uma projeção alongada do embasamento em direção ao litoral ao norte da cidade de Goiana - o Alto de Goiana, com orientação NE-SW. O Alto de Goiana, segundo estes autores, causaria o truncamento da Sub-Bacia Olinda separando-a da Sub-Bacia Alhandra.

Os três poços que atingem o embasamento na Sub-Bacia Olinda, não seriam suficientes para permitir o mapeamento correto do embasamento por interpolação, embora haja mais poços fora da área de estudo da presente tese que atingem o embasamento. Inclusive no trabalho de Barbosa & Lima Filho (2006) não é especificado o interpolador e o software utilizado na modelagem do embasamento, o que dificulta apreciações mais consistentes dos resultados da modelagem do embasamento.

A Figura 29 mostra uma predição de contorno estrutural do embasamento de Barbosa & Lima Filho (2006). A Figura 30 apresenta os perfis das plataformas da Bacia Pernambuco e Bacia Paraíba e Plataforma de Natal, segundo Barbosa & Lima Filho (*Opus cit.*).

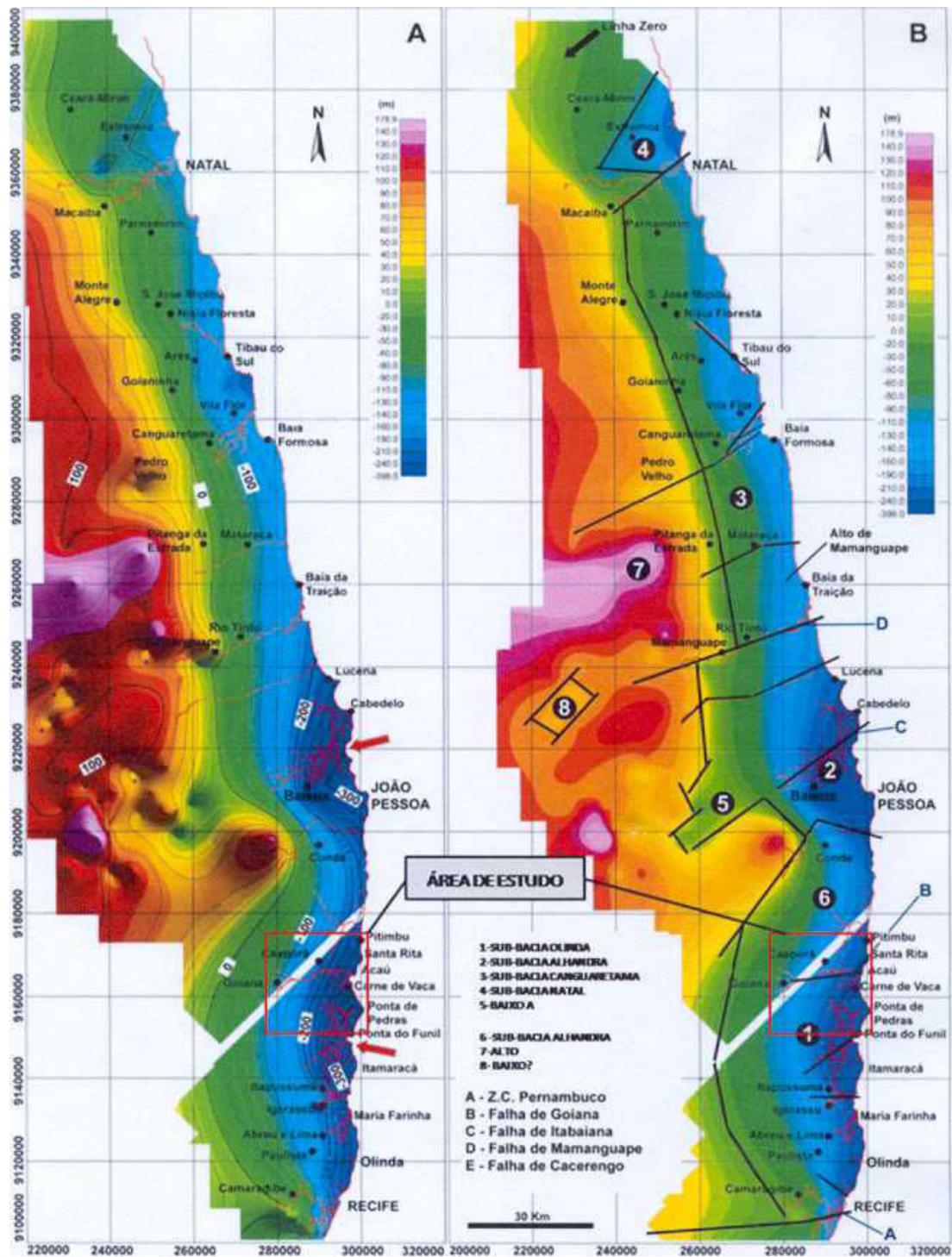


Figura 29 – Mapa do embasamento. Adaptado de Barbosa & Lima Filho (2006).

Ainda segundo Barbosa & Lima Filho (2006) os perfis da plataforma melhor se adequariam a um modelo de rampa distalmente inclinada com talude – *distally steepened ramp*, considerando a parte plataforma continental da Bacia Paraíba.

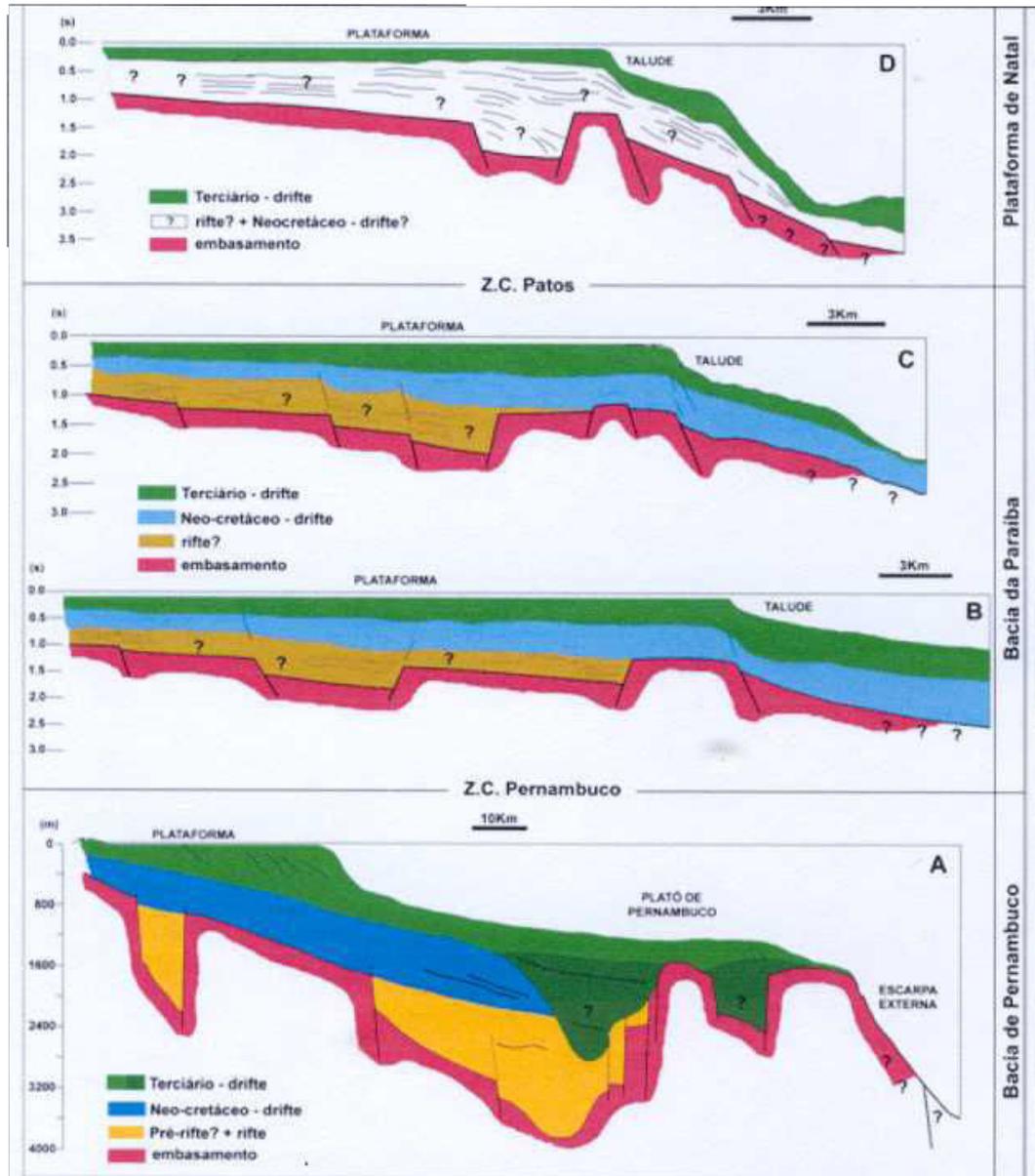


Figura 30 – Perfis das plataformas da Bacia Pernambuco, da Bacia Paraíba e plataforma de Natal. Adaptado de Barbosa & Lima Filho (2006).

2.5 MÉTODOS POTENCIAIS

2.5.1 Gravimetria

A obra *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica* de 1687 representa um marco fundamental para o estudo da gravidade feito por Isaac Newton (Moreno, 1988). Cientistas como Laplace, Gauss, Legendre, Fourier, Riemann, Green, Helmholtz, Bouguer, Cauchy, Euler, Hilbert, demonstraram que a evolução de cada ramo do conhecimento depende de todos os demais (Boyer, 1974).

A aplicação do método gravimétrico no estudo do embasamento de bacia sedimentar envolve estimativas da distribuição de massa, volume e profundidade de fontes associadas a estruturas geológicas da interface entre o topo do embasamento e os sedimentos (Sharma, 1978; Parasnis, 1970, 1971, 1972, 1973). Diferentes linhas de pesquisa em Sacek & Ussami (2005), Castro (2005), Barbosa *et al.* (1997) sobre estruturas do embasamento de bacias sedimentares demonstram a aplicabilidade do método gravimétrico em determinados cenários geológicos relacionados ao arcabouço estrutural de bacias.

O princípio do método gravimétrico está centrado na lei de gravitação universal de Newton (Krueger *et al.*, 1996). O campo gravitacional é um campo conservativo (Telford *et al.*, 1990; Telford *et al.*, 1976; Vaníček & Krakiwsky, 1980; Torge, 1991; Krueger *et al.*, 1996), e a aceleração da gravidade ‘g’ é associada a um campo conservativo cujo potencial depende da posição, densidade e distância entre os corpos. A aceleração da gravidade pode ser expressa como gradiente do potencial de acordo com o teorema de Helmholtz (Seeber, 1993; Bremaecker, 1991; Kearey & Brooks, 2002):

$$g(P) = \nabla U(P) \quad (\text{Eq. 1})$$

O potencial gravitacional de um conjunto de massas é a soma da atração gravitacional das massas individuais. O potencial gravitacional ‘U’ da distribuição contínua de massas em um volume ‘V’ medida a partir de ‘P’, onde ‘r’ é a distância entre ‘P’ e ‘Q’, onde ‘Q’ é o ponto de integração dado na Equação 1. Na Equação 2, ‘ γ ’ é a constante de gravitação universal, e ‘ ρ ’ é a densidade.

$$U(P) = \gamma \int_V \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (\text{Eq. 2})$$

O geóide é uma superfície equipotencial de referência para altitudes ortométricas (Turcotte & Schubert, 1982; Gemael, 1999; Torge, 1991; Krueger *et al.*, 1996; Coulomb & Jobert, 1973; (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 2008; Blitzkow *et al.*, 2000). A Figura 31 mostra a representação de superfícies equipotenciais ou geopes (Gemael, *Opus cit.*; Torge, 1991).

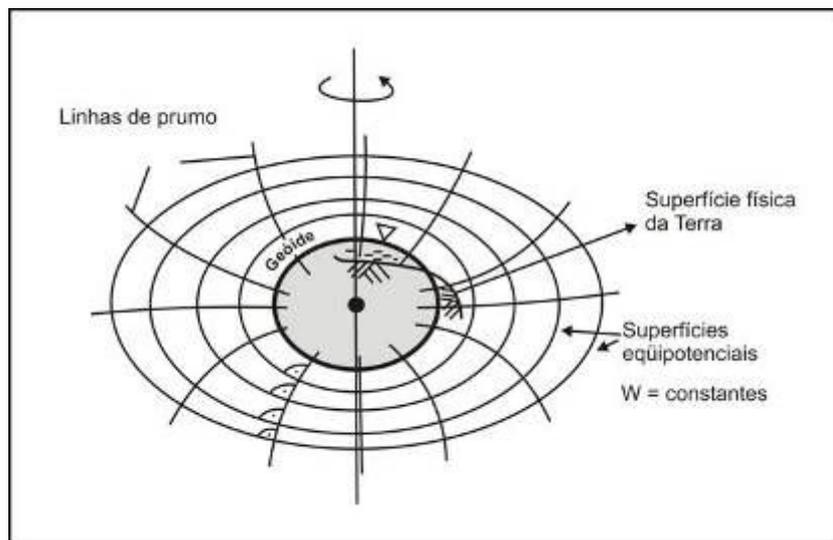


Figura 31 – Representação esquemática do geóide e superfícies equipotenciais. Adaptado de Torge (1991).

Nesta tese de doutoramento, a fórmula internacional da gravidade adotada foi a *standard formula 1967* definida pela *International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG)* que utiliza o *GRS67 (Geodetic Reference System 1967)* como elipsóide de referência (Gemael, 1999). Os parâmetros do GRS67 são $a = 6378,160$ km, $f=1/298,247$, $J_2=0,0010827$, $\gamma M=3,98603 \times 10^{-14}$ m³/s². O elipsóide e o geóide fornecem, em conjunto, os modelos matemáticos necessários para posicionamento de qualquer ponto ‘P’ na superfície física da Terra ou em sub-superfície.

O posicionamento de um ponto ‘P’ na superfície terrestre depende das coordenadas (φ, γ, h) e da altitude ‘H’ que está relacionada a distribuição de massa da Terra (Teunissen &

Kleusberg, 1998). Portanto a geodésia e o método potencial gravimétrico estão intimamente relacionados. A Figura 32 a seguir mostra os elementos do elipsóide de referência.

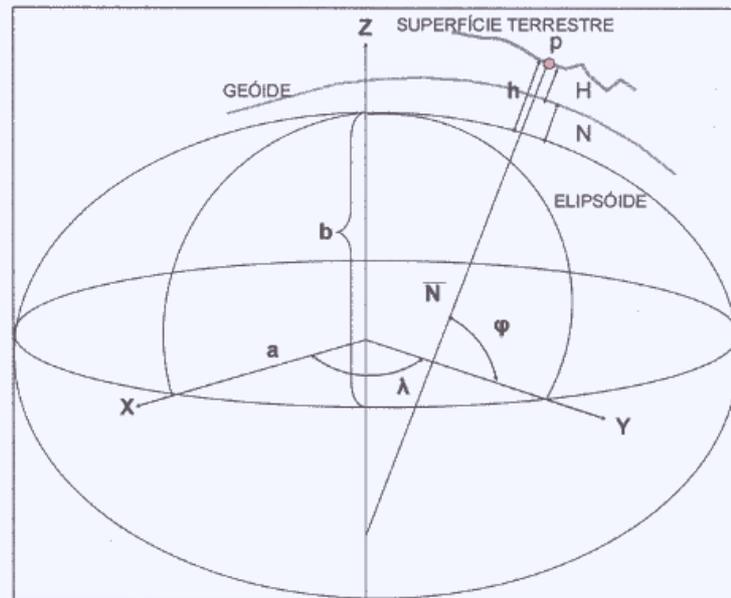


Figura 32 – Elipsóide de referência.
Adaptado de Torge (1991).

No posicionamento vertical tem-se relação $h = N + H$, onde 'h' é a altura elipsoidal, 'N' ondulação geoidal e 'H' altitude ortométrica. A diferença em metros entre o modelo geoidal no SIRGAS2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas) e no SAD69 são muito grandes (IBGE, 2008). Na Fig. 32 'φ' é a latitude geodésica, 'λ' a longitude e 'a' o semi-eixo maior. O achatamento 'f' do elipsóide é $f = (a - b)/a$. A Figura 33 mostra uma idealização de geóide e elipsóide.

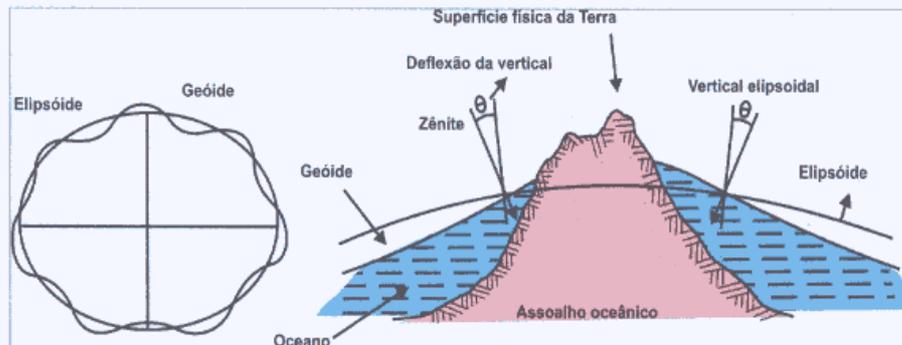


Figura 33 – Elipsóide e geóide.
Adaptado de Torge (1991).

O datum usado nos mapas gravimétricos e magnéticos desta tese é o SAD69, e sua definição (IBGE, 2008), tem orientação geocêntrica no eixo de rotação paralelo ao eixo de rotação da Terra, e o plano meridiano origem é paralelo ao meridiano de Greenwich, como definido pelo BIH (*Bureau International de l'Heure*).

Orientação topocêntrica:

- Ponto Datum: Vértice de triangulação Chuá.
- φ_G (Latitude geodésica): 19°45'41,6527"S.
- λ_G (Longitude geodésica): 48°06'04,0639"W.
- φ_A (Latitude astronômica): 19°45'41,34"S.
- λ_A (Longitude astronômica): 48°06'07,80"W.
- A_G (Azimute geodésico): 271°30'04,05" SWNE para VT-Uberaba.
- N (Ondulação geoidal): 0,0m.

O campo potencial gravimétrico ' U_G ' gerado em um ponto na superfície do elipsóide de referência é dado pela Equação 3, onde ' M ' é a massa total, e ' a ' o semi-eixo maior do elipsóide, ' φ ' a latitude e ' θ ' a co-latidade.

$$U_g = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} S_n(\theta, \phi) \quad (\text{Eq. 3})$$

$$U_G = \frac{\gamma M}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n \left(\alpha_n^m \cos m\phi + \beta_n^m \sin m\phi \right) P_n^m(\theta) \quad (\text{Eq. 4})$$

A fórmula de 1967 foi utilizada no OASIS MONTAJ (Geosoft, 2000) na elaboração dos mapas gravimétricos, e é apresentada na Equação 5, onde ‘ γ ’ em miligal é o valor da gravidade teórica e ‘ ϕ ’ é a latitude do ponto considerado.

$$\gamma = 978031,846[1 + 0,005278895\sin^2(\phi) + 0,000023462\sin^4(\phi)] \quad (\text{Eq. 5})$$

A gravidade observada, usada nos mapas gravimétricos, considera a atração do elipsóide de referência, o efeito da elevação da estação em relação ao nível do mar, o efeito da massa entre o nível do mar e estação, a influência do Sol e Lua, e a contribuição da distribuição de densidade na crosta e manto superior. A pequena área da região de estudo dispensa a correção da isostasia (Tsuboi, 1999; Simpson *et al.*, 1986, 1983).

O campo gravitacional terrestre sofre influência do Sol e da Lua. Tal influência luni-solar varia no tempo e de acordo com as coordenadas astronômicas inerciais do Sol, Lua e Terra no espaço sideral além das coordenadas geodésicas do observador na superfície terrestre (Brown & Shook, 1964; Watson, 1964; Sazhina & Grushinsky, 1966; Calvo, 1972).

Com relação às reduções dos dados gravimétricos o software OASIS MONTAJ efetua adequadamente as correções ar-livre, Bouguer, maré, latitude.

A correção de ar-livre ‘ C_{al} ’ considera a diferença de altitude entre o ponto de medição e o nível de referência.

$$C_{al} = -0,3086mGal/m \quad (\text{Eq. 6})$$

A correção Bouguer ‘ C_B ’ considera a influência da massa no interior de placa de densidade uniforme de $2,67g/cm^3$, raio infinito e espessura igual à distância entre o ponto de medição e o nível de referência. Na Equação 7 o termo ‘ γ ’ é a constante da gravitação universal e ‘ ρ ’ a densidade.

$$C_B = 2\pi\gamma\rho \quad (\text{Eq. 7})$$

Os gravímetros utilizados nesta pesquisa são da marca *Lacoste & Romberg*, modelo G (*Ground*), que efetua medida pontual, tendo um range de medição de zero miligal até 7000mgal, e uma precisão de 0,01mgal, e trabalham em uma temperatura de $57,8^\circ C \pm 0,2^\circ C$ (*Lacoste & Romberg*, 1990). O gravímetro do Laboratório de Geofísica Aplicada do Departamento de Geologia da Universidade de Pernambuco é o G-994, tendo o utilizado em

quase todas as etapas. Na primeira etapa foi utilizado o gravímetro G-939 da Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

2.5.2 Magnetometria

No cenário geológico as anomalias magnéticas podem estar associadas a intrusões no embasamento, de rochas plutônicas ou vulcânicas, a falhas e desnível de blocos crustais, por falhas ou simples ondulações do embasamento. A “transparência” magnética dos sedimentos da bacia permite associar as anomalias magnéticas à geometria do embasamento. As anomalias magnéticas resultam da quantidade e distribuição espacial de minerais ferrimagnéticos nas rochas a exemplo da magnetita, titanomagnetita, hematita- γ e pirrotita, substâncias que são fortemente magnetizadas quando submetidas a um campo magnético externo. Nos minerais ferrimagnéticos há células magnéticas cujos momentos são orientados em direções diferentes.

As equações apresentadas a seguir estão baseadas em Blakely (1996), Blakely & Simpson (1986), Parker (1972), Parker (1994), Zidarov (1990) Leite (2007), Leite (1998), Luiz & Silva (1995), Dobrin & Savit (1988), Pick *et al.* (1973), Kruger *et al.* (1996), Grant & West (1965), Li (2006), Zerbo & Keating (1996), Kellogg (1954).

Corpos rochosos podem encerrar em seu volume uma rede de efeitos de dipolos dos minerais magnéticos. O somatório dos momentos dos dipolos ‘ m_i ’ em um volume ‘ V ’ pode ser relacionado à magnetização ‘ M ’. A Equação 8 expressa a magnetização de um volume ‘ V ’ devido ao somatório dos momentos individuais de dipolos.

$$M = \frac{1}{V} \sum_i m_i \quad (\text{Eq. 8})$$

Conforme a posição ‘ Q ’ de uma partícula ‘ dv ’ a magnetização ‘ M ’ varia em direção e magnitude. A indução magnética ‘ B ’ de um ponto ‘ P ’ posicionado em ‘ Q ’ depende da integração da magnetização dos dipolos elementares dentro do raio ‘ R ’. Na Equação 9 mostra-se a indução magnética do ponto ‘ P ’.

$$B(P) = - \nabla_p V(P) \quad (\text{Eq. 9})$$

$$B(P) = -C_m \nabla p \int_R M(Q) \cdot \nabla p \frac{1}{r} dv \quad (\text{Eq. 10})$$

A intensidade de magnetização ‘M’ na situação em que um corpo é submetido ao efeito do campo ‘H’ é dada pela Equação 11, onde ‘k’ é a suscetibilidade magnética. A suscetibilidade magnética em unidade eletromagnética é igual a ‘4π.k’ no Sistema Internacional de Unidades (SI).

$$M = \kappa H \quad (\text{Eq. 11})$$

O campo magnético da Terra é conceituado em Geofísica como um campo magnético similar ao campo gerado por um momento de dipolo, cujo eixo corta a superfície da Terra gerando os pólos geomagnéticos (Parker, 1994; Fowler, 1990; Turcotte & Schubert, 1982).

Segundo Blakely (1996), a origem da maior parte da intensidade do campo principal da Terra está no interior da Terra, e que atualmente a comunidade geofísica concorda que o movimento do fluido metálico do núcleo externo da Terra gera corrente elétrica, além de um campo magnético associado a esta diferença de potencial elétrico.

O campo magnético principal da Terra tem intensidade da ordem de grandeza de 50000nT (Duarte, 2003), e se divide em campo interno gerado pelo núcleo externo da Terra, e o campo externo (Griffiths & King, 1972). O campo externo é produzido pela interação da ionosfera, magnetosfera e vento solar. Uma pesquisa sobre a fotosfera solar realizada no período de 1986 a 1996 sobre o aumento da atividade de protuberâncias solares (*Flares*), manchas solares e alterações no comportamento da magnetosfera demonstra que a influência de fenômenos solares nas variações no campo magnético terrestre é fundamental (Dubey & Mishra, 2000; Petrukovich, 2006; Araujo-Pradere *et al.*, 2004).

Com relação à magnetosfera ela se expande consideravelmente em forma de cauda na direção do lado oposto ao Sol em função do vento solar, que consiste em um plasma de núcleos de hidrogênio e elétrons emitidos pelo Sol. A magnetosfera recebe também a contribuição de partículas cósmicas de alta energia estudadas pela Astrofísica (Wallace & Hobbs, 1997). A Figura 34 mostra algumas partes da estrutura da magnetosfera.

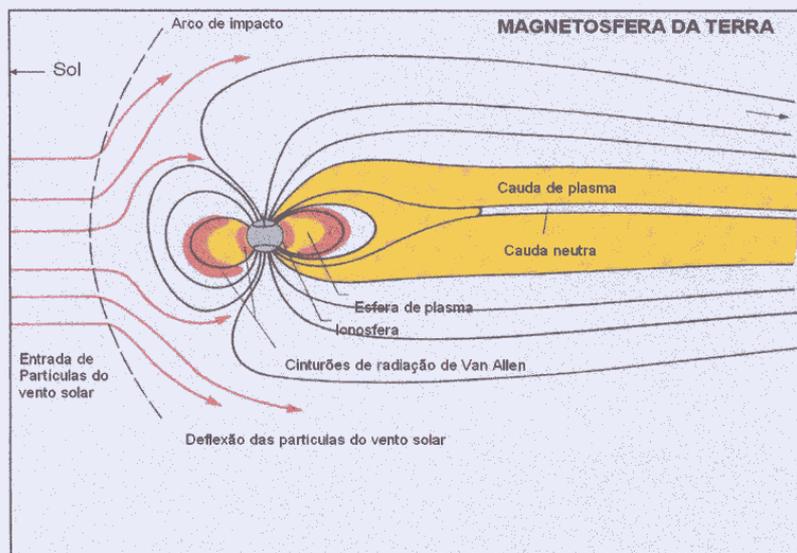


Figura 34 - Estrutura simplificada da magnetosfera da Terra.
Adaptado de Lowrie (1997).

A ionosfera está na faixa de altitude de 60 km a 100 km, e envolve as camadas mais externas da atmosfera, sendo composta de íons e fortemente influenciada pelas emissões solares, principalmente quando a atividade solar é mais intensa (Walker & Goody, 1975; Rezende *et al.*, 2005). Emissões solares principalmente na faixa dos raios ultravioleta (comprimento de onda de 2000Å a 3000Å) ionizam as moléculas dos gases constituintes da atmosfera terrestre em íons NO^+ e O^+ . Além do Sol, os raios cósmicos de alta energia têm uma parcela de contribuição no estado elétrico da ionosfera (Wallace & Hobbs, 1997). Os raios cósmicos são compostos basicamente por prótons (núcleos de hidrogênio) altamente acelerados e partículas alfa (núcleos de hélio) (Viegas, 2003).

Mudanças abruptas na intensidade do vento solar geram flutuações de curto período no campo magnético terrestre, denominadas de tempestades magnéticas que, quando ocorrem, geram distúrbios nas medições magnéticas, sendo necessária a interrupção do levantamento de campo (Seixas *et al.*, 2005; Dal Lago *et al.*, 2005; Becker-Guedes *et al.*, 2005. A Figura 35 mostra o pulso causado por uma tempestade magnética.

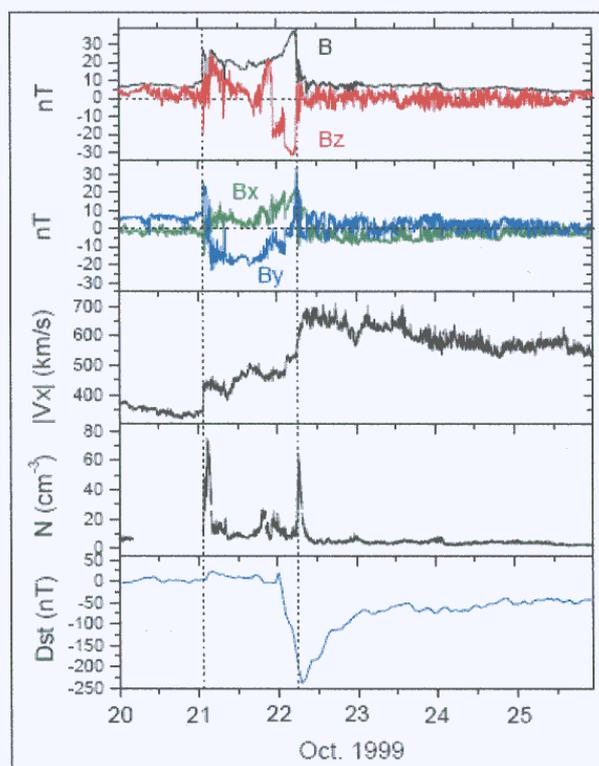


Figura 35 – Tempestade magnética. Dal Lago (2005).

O vento solar também provoca lenta flutuação, ao longo do dia, do campo magnético da Terra denominada de variação diurna, que responde por amplitudes menores que 0,5% do campo total magnético. A variação diurna é a principal variação de curto período do campo magnético principal da Terra (Fowler, 1990), e têm um período de vinte e quatro horas (Logachev & Zajarov, 1978; Dobrin, 1975; Fernandes, 1984). A Figura 36 apresenta um gráfico de variação diurna.

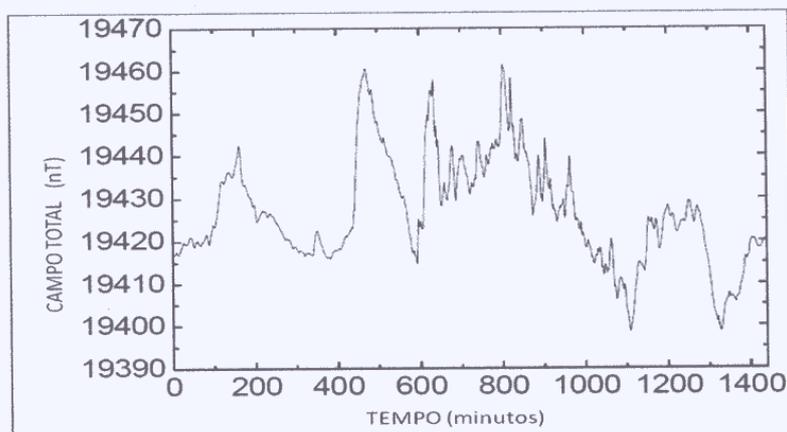


Figura 36 – Variação diurna. Seixas *et al.* (2005).

As concentrações de magnetita (Fe_3O_4), pirrotita (FeS) e ilmenita (FeTiO_3) nas rochas geram anomalias locais nos elementos do campo magnético principal da Terra (Vasconcellos *et al.*, 1994; Parasnis, 1971; Campbell, 1997) e o mapeamento da distribuição destes minerais no embasamento cristalino das bacias sedimentares é feita pelo método magnético. O mapeamento dos minerais magnéticos nos corpos rochosos, além de requerer a redução da variação diurna das medições magnéticas, necessita incluir a redução da intensidade do campo total magnético, que é fornecido por meio do modelo matemático do campo magnético de referência normal da Terra, o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). O modelo do IGRF permite o cálculo de todos os elementos do campo magnético para um determinado ponto na superfície terrestre. Os elementos calculados no IGRF são a inclinação, declinação, componente vertical, componente horizontal, componente norte (norte geográfico), e componente leste. A IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*) em 12 de dezembro de 2004 realizou a décima geração do IGRF, sendo esta a última versão do modelo padrão do campo magnético principal da Terra (Maus *et al.*, 2005).

A Figura 37 mostra o modelo dipolar do campo magnético terrestre.

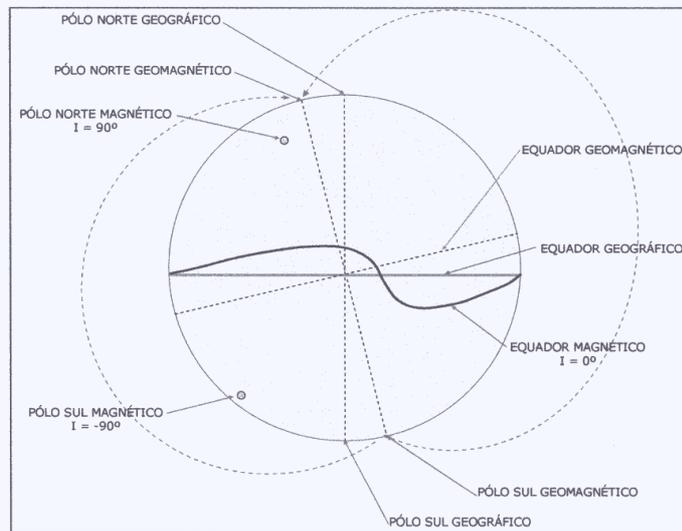


Figura 37 – Modelo dipolar do campo magnético da Terra. Modificado de Fowler (1990).

A Figura 38 mostra para o hemisfério sul os vetores intensidade do campo total magnético ' F_0 ', norte magnético ' N_M ' (componente horizontal), norte geográfico ' N_G ', a componente vertical ' F_Z ', a inclinação ' I ' e a declinação ' D ' (Gouveia & Silva 1995).

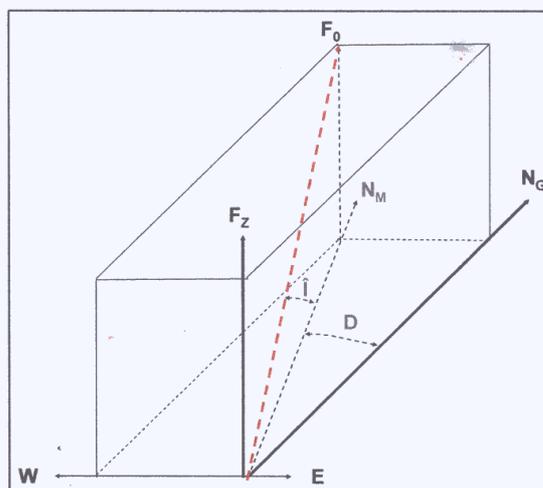


Figura 38 – Elementos do campo magnético terrestre. Adaptado de Fernandes (1984).

Pela Figura 38 têm-se as relações:

$$F_0 = \frac{F_z}{\sin(I)} \quad (\text{Eq. 12})$$

$$F_h = F_0 \cos(I) \quad (\text{Eq. 13})$$

$$I = \arctg\left(\frac{F_z}{F_h}\right) \quad (\text{Eq. 14})$$

$$D = \arctg\left(\frac{F_y}{F_h}\right) \quad (\text{Eq. 15})$$

Nas equações 12, 13, 14 e 15, 'F₀' é o campo magnético total, 'F_z' componente vertical, 'I' inclinação, 'F_h' é a componente horizontal, 'F_y' é a componente leste.

A magnetização residual remanente é adquirida pelos corpos rochosos em função do processo de geração e evolução geológica da rocha. A magnetização remanente pode ser mais intensa do que a magnetização induzida podendo influir na extração de informação dos mapas magnéticos. No hemisfério sul magnético a polarização da anomalia magnética mostra a parte mais negativa emitindo maior intensidade do sinal, enquanto a parte positiva é associada à parte menos intensa da anomalia. Um corpo rochoso menos magnético do que a rocha encaixante emite um alto de intensidade no mapa. Também a profundidade do corpo influi na intensidade do sinal magnético (Dobrin & Savit, 1988). Na hipótese de existir remanência a polarização da anomalia pode estar invertida em relação ao componente induzido. Neste caso a magnetização remanente pode ser maior que a magnetização induzida e o resultado é a inversão do sinal das anomalias, o que é positivo fica negativo e vice-versa. A existência da remanência pode ser verificada no mapa magnético reduzido ao pólo e, havendo remanência, a parte positiva da anomalia fica sobre a negativa, resultado incoerente para um mapa de anomalia magnética para o hemisfério sul. O caso da remanência no hemisfério sul magnético no contexto estrutural ocorre quando a rocha mais positiva se encontra em uma encaixante menos negativa e a curva anômala associada é um alto.

2.6 MODELAGEM EM GRAVIMETRIA E MAGNETOMETRIA

2.6.1 A modelagem no OASIS MONTAJ

Softwares proprietários de código fechado geralmente não mostram por completo os algoritmos de modelagem. No caso do OASIS MONTAJ há poucas referências detalhadas e precisas sobre quais os conceitos e quais os algoritmos são, de fato, usados.

Segundo Mio *et al.* (2005) o software GM-SYS foi criado pela NGA (*Northwest Geophysical Associates*) incluso no pacote do OASIS MONTAJ da GEOSOFT, e é usado na inversão 2-D, sendo baseado nos algoritmos de computação aplicada de Talwani *et al.* (1959) para corpos bidimensionais em gravimetria.

Segundo a NGA – *Northwest Geophysical Associates, Inc.* (NGA, 2008) os fundamentos teóricos da modelagem inversa 3-D do OASIS MONTAJ são baseados em Parker (1972), mas em função da sofisticação resultados de modelagem, provavelmente outras técnicas de modelagem inversa são incorporadas a plataforma OASIS MONTAJ, embora não haja citação clara dos fundamentos teóricos adicionais nos tutoriais do OASIS MONTAJ.

2.6.2 O problema direto

No problema direto um modelo hipotético inicial da fonte é definido com base em informações geológicas e geofísicas. A anomalia do modelo hipotético é calculada e comparada com a anomalia observada, daí os parâmetros são ajustados para fornecer uma solução adequada entre anomalias. O processo é repetido até que o resultado final seja interpretado como a solução que melhor representa o ambiente geológico estudado.

Várias são as técnicas usadas para calcular as anomalias gravimétricas. De um modo geral é realizada uma aproximação entre a forma real do corpo gerador da anomalia e modelo simplificado. Um modelo simplificado, por exemplo, pode ser dividido em prismas retangulares com densidade homogênea, depois é calculada a aceleração da gravidade para cada coordenada de prisma. Em Castro & Castelo Branco (1999) foram usados corpos com densidade constante e geometria variável, onde uma

série de primas justapostos e verticais modela a interface que separa dois meios homogêneos de contraste regular de densidade.

Na técnica de Talwani & Ewing (1960) o corpo é “fatiado” em uma pilha de lâminas paralelas entre si de espessura infinitesimal. O contorno de cada lâmina é uma poligonal de vértices de coordenadas (x, y) e a massa é calculada por integração. Se for conhecida a geometria interna do corpo esta técnica dá bons resultados. A partir da Equação 16 (expressão da atração vertical da gravidade em um sistema de coordenadas cartesianas) são desenvolvidos os algoritmos para calcular a aceleração da gravidade para cada lâmina. O método de Talwani & Ewing (*Opus cit.*) recebe a contribuição de Press *et al.* (1986) na técnica de quadratura.

$$g(x, y, z) = \gamma \rho \int_{z'} z' dz' \int_{y'} \int_{x'} \frac{dx' dy'}{(x'^2 + y'^2 + z'^2)^{3/2}} \quad (\text{Eq. 16})$$

No caso da modelagem 3-D em magnetometria a intensidade do campo total magnético no domínio da transformada de Fourier é dada pela Equação 17 a seguir:

$$\mathfrak{F}[\Delta T] = \frac{\mu_0}{2\theta_m 2\theta_f} e^{|k|z_0} \sum \left(\frac{-|k|^n}{n!} \right) \mathfrak{F} \left(M \left(z_t^n - z_b^n \right) \right) \quad (\text{Eq. 17})$$

A intensidade do campo gravitacional é dada pela Equação 18, conforme Parker (1972):

$$T [g_z] = 2\pi c \gamma e^{|k|z_0} \sum \left(\frac{-|k|^{n-1}}{n!} \right) \mathfrak{F} [\rho (z_t^n - z_b^n)] \quad (\text{Eq. 18})$$

Onde ‘T’ é a anomalia magnética, ‘g_z’ a anomalia gravimétrica; ‘μ₀’ uma constante magnética, e ‘γ’ a constante da gravitação universal; ‘ \mathfrak{F} ’ o operador Fourier; ‘θ_m’ e ‘θ_f’ fatores que dependem da direção da magnetização e do campo magnético; $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$, é o número de onda obtido pelas frequências espaciais ‘k_x’ e ‘k_y’. As outras variáveis são: ‘z_t’ o topo do corpo e ‘z_b’ a base do corpo; ‘M’ é a distribuição da magnetização e ‘ρ’ a densidade entre ‘z_t’ e ‘z_b’.

Blakely (1996) mostra que a concepção do problema inverso em métodos potenciais está intimamente ligada ao modelo proposto para o corpo gerador das

anomalias, assim sendo os métodos de inversão dependem significativamente do modelo.

Seja 'R' o volume ocupado pelo corpo rochoso gerador da anomalia, 'P' o ponto de observação localizado nas coordenadas no sistema ortogonal (x, y, z) fora do volume 'R', 'Q' o ponto de integração (x', y', z') no interior de 'R', e 'r' um vetor direcionado de 'Q' e 'P', 'ρ' a densidade em g/cm³, 'M' a magnetização (unidirecional para suscetibilidade isotrópica), 'C_m' a constante de proporcionalidade em μ-cgs, 'γ' a constante da gravitação universal. A atração vertical da gravidade é dada pela Equação 19:

$$g(P) = -\gamma \int_R \rho(Q) \left(\frac{z-z'}{r^3} \right) dv \quad (\text{Eq. 19})$$

E o campo vertical magnético pela Equação 20:

$$B_{zP} = -C_m \left(\frac{\partial}{\partial z} \right) \int_R M(Q) \cdot \frac{\nabla Q}{r \partial_v} \quad (\text{Eq. 20})$$

A Equação 21 é a equação de Fredholm, envolve a anomalia do campo potencial e as quantidades físicas 'ρ' e 'M'. Na equação de Fredholm 'f(P)' é o campo potencial em 'P', 's(Q)' as variáveis 'ρ' e 'M' em 'Q', e 'ψ(P,Q)' é uma função que depende da fonte no ponto 'Q' e da geometria da localização do ponto de medição 'P'.

$$F(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) \partial_v \quad (\text{Eq. 21})$$

No método direto o cálculo de 'f(P)' tem solução matemática única, onde o volume 'R' e as funções 's(Q)' e 'ψ(P,Q)' são assumidas ou conhecidas.

No método inverso são calculadas a densidade e suscetibilidade magnética a partir das medições de campo devidamente reduzidas. Assim sendo, no método inverso, o lado esquerdo da equação de Fredholm é uma função linear; neste lado da equação são inseridos coeficientes e as soluções são obtidas para 'R' ou 's(Q)'. O cálculo de 'Q' envolve sistemas de equações lineares sendo denominado de problema inverso linear. A equação de Fredholm mostra que o campo magnético é linearmente dependente da magnetização e de seus valores estimados. Por seu turno também o campo gravimétrico é dependente da densidade e de suas estimativas. Se a forma do corpo é conhecida e sua

distribuição de homogeneidade é também conhecida, a estimativa de densidade pode ser feita por meio de regressão linear, ajustando uma reta em torno das observações.

Na determinação dos parâmetros que definem a fonte da anomalia (forma, profundidade, volume), ' $\psi(P, Q)$ ', de ' R ' têm-se o problema inverso não linear, apesar de vários problemas inversos não lineares serem, durante os cálculos, simplificados para sistemas lineares.

2.6.3 O Problema inverso

Zidarov (1990) coloca que o problema inverso na gravimetria é resolvido a partir do problema direto. O problema direto representa a determinação do valor do campo potencial gravitacional e magnético quando conhecida a localização, densidade e suscetibilidade das fontes causadoras deste campo potencial.

Um problema inverso é mal-posto quando (1) infinito número de soluções corresponde a finitas variações nos dados, e (2) um infinito número de soluções existe para um mesmo dado. Para transformar um problema mal-posto em bem-posto são introduzidas restrições para reduzir o número de soluções. Para a condição (2) se introduz restrições visando obter localmente uma solução única para o problema inverso ser aceito como bem-posicionado. As restrições se referem a uma relação de vínculos entre o embasamento e informações independentes.

Há inúmeras maneiras no âmbito dos métodos potenciais de estabelecer restrições visando reduzir a ambigüidade (Zidarov, 1990), e o mais importante é a informação geológica incorporada matematicamente pelo método (Silva *et al.*, 2001). Em Barbosa *et al.* (1997) tem-se uma abordagem para embasamento suave com uso de informação geológica; em Barbosa *et al.* (1999), é verificado o caso para o embasamento falhado.

No caso desta tese os vínculos são informações sobre a profundidade do embasamento obtido de poços, dados de densidade e suscetibilidade obtidos de tabelas de rochas identificadas em afloramentos na área de estudo.

2.6.4 Não unicidade e instabilidade das soluções

O método de inversão apresenta limitações sérias relacionadas a não unicidade das soluções e da instabilidade.

A não unicidade de soluções ou ambigüidade diz respeito ao fato de que fontes diferentes podem exibir mesma anomalia por causa das infinitas combinações possíveis entre forma, profundidade, densidade e suscetibilidade das fontes.

Conforme Sampaio (2006) mesmo no caso de haver grande quantidade de dados independentes, precisos e livres de ruído sempre haverá a ambigüidade nos modelos inversos.

A associação das anomalias com informações independentes tende a restringir o número de soluções possíveis para uma mesma anomalia. Profundidades de poços que atinjam o embasamento, conhecimento da distribuição lateral da litologia, comparar mapas gravimétricos com magnéticos, comparar modelos 2-D e 3-D magnéticos são algumas maneiras de introduzir informações independentes e reduzir a ambigüidade.

2.7 MAGNETÔMETRO SM-5 NAVMAG

2.7.1 Introdução

O SM-5 (*Scintrex Magnetometer – 5*) é um magnetômetro digital que mede a intensidade do campo total magnético, e opera baseado no princípio do bombeamento ótico. Seus principais dispositivos são: o sistema sensor-bobina, o console; o *case* para baterias, antena GPS (*Global Positioning System*), suporte do sensor (Scintrex, 2005).

O SM-5 possui um sensor posicionado na vertical e acima do operador por meio de uma haste, inclinado aproximadamente 45° em relação à horizontal local. O sensor é também orientado para o lado à esquerda do console. A Figura 39 mostra os dispositivos que compõem o SM-5.

A autonomia do SM-5 é de cerca de oito horas contínuas, permitidas com o uso simultâneo de quatro baterias de 12 V e 5 A, seladas, de gel ácido-chumbo, havendo um dispositivo de alarme, no caso da amperagem atingir um valor baixo crítico.

O SM-5 possibilita a aquisição de medidas e coordenadas geográficas absolutas por meio de um GPS interno sincronizado com o sistema sensor-bobina, e ainda a visualização em imagem de satélite georreferenciada ou carta topográfica.

É recomendável um GPS externo para navegar no campo porque o mapa e GPS do SM-5 não oferecem em tempo real os dados de direção, distância percorrida, a visão de conjunto dos pontos de medição, e outros recursos típicos de GPS de navegação.

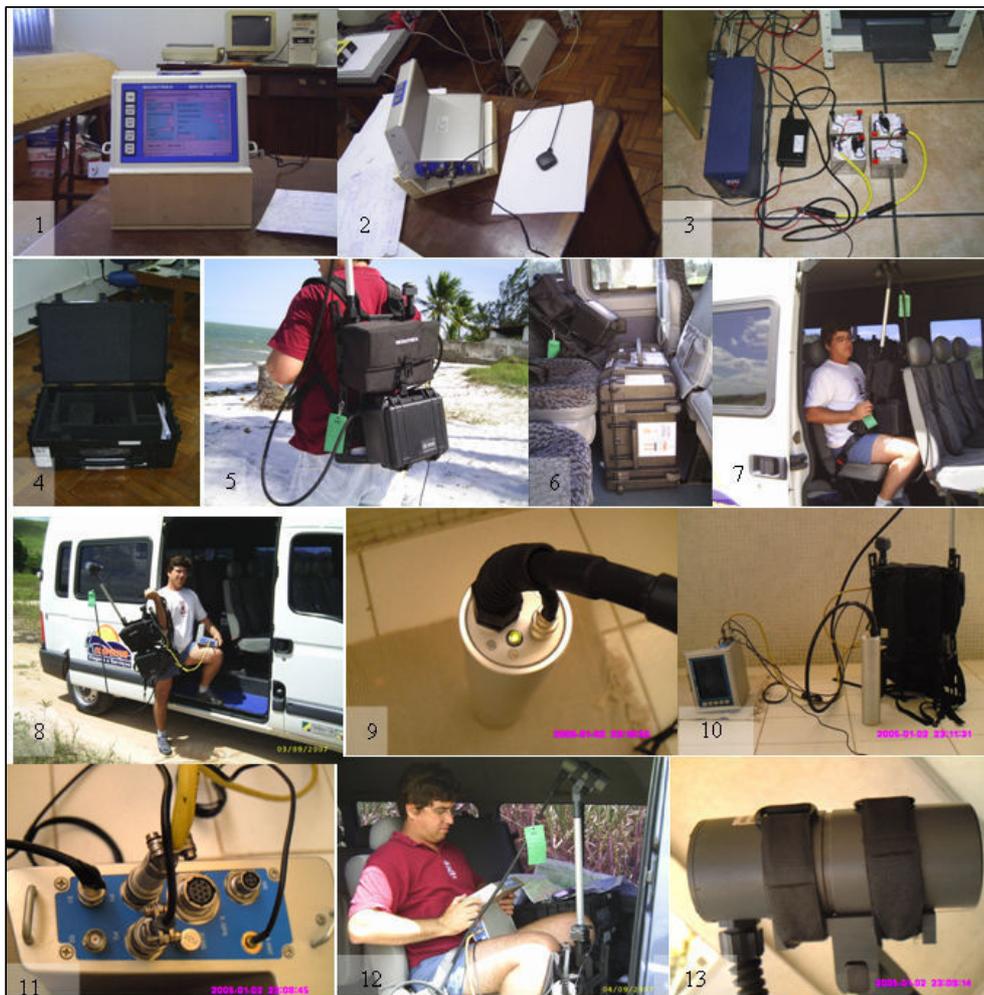


Figura 39 - Magnetômetro SM-5 NAVMAG. : 1- Console no laboratório; 2- Console e antena GPS; 3- Baterias recebendo carga; 4- Case do SM-5; 5- Visão do case da bateria, sacola da bobina, durante medição; 6- Case e SM-5 acondicionados no veículo; 7- Postura do pesquisador dentro do veículo transportando o SM-5; 8- Saída/entrada do instrumento no veículo; 9- Bobina em fase de sincronismo com o sensor; 10- Console, bobina e mochila do SM-5; 11- Terminais das conexões de cabos; 12- Programação do computador no veículo; 13- Sensor do SM-5

2.7.2 Princípio de funcionamento

O bombeamento ótico está baseado no Efeito Zeeman que demonstra a relação entre níveis de energia de um gás e um campo magnético envolvente (Landau & Lifchitz, 2004; Mansurripur, 1995). Para medir o campo magnético um dispositivo contendo um metal alcalino (césio 133 no caso do SM-5) é ionizado o que gera a multiplicação dos subníveis de energia verificado por meio das raias espectrais de emissão do elemento químico. A diferença de energia entre os subníveis entre gás ionizado e não ionizado é proporcional à intensidade do campo magnético envolvente.

A ionização é produzida por uma lâmpada de césio e a mudança de estados eletrônicos é o bombeamento ótico. O controle que especifica o sub-nível como alvo da radiação da emissão do césio é dado pelo polarizador. Uma célula fotossensível recebe a radiação do césio, que é monitorada e convertida em dados digitais por meio de circuitos eletrônicos. Estes dados são transformados pelo software do computador do SM-5 em informações numéricas sobre o campo magnético. Depois de aproximadamente 15 minutos da primeira ligação, o césio está transparente para ser submetido a ondas de rádio de frequência específica. A onda de rádio controla os elétrons entre diferentes subníveis.

Na Equação 22 ‘ f ’ é a frequência do sinal de rádio, ‘ F_0 ’ a intensidade do campo total magnético, e ‘ γ_e ’ a razão giromagnética do elétron (Lowrie, 1997):

$$f = \frac{\gamma_e F_0}{2\pi} \quad (\text{Eq. 22})$$

No projeto eletrônico do SM-5 o gás de césio 133 a constante de proporcionalidade giromagnética é de 21,982 Hz/nT (Luiz & Silva, 1995). A Figura 40 mostra esquema simplificado dos componentes do sensor do SM-5

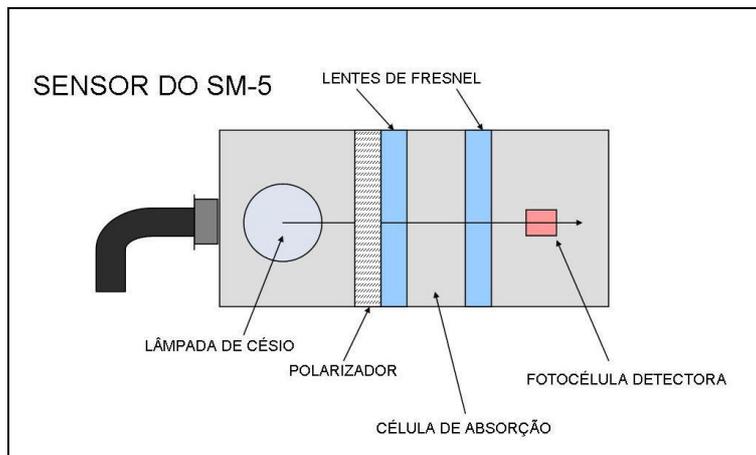


Figura 40 – Sensor do SM-5.

2.7.3 Utilização do SM-5 e problemas na aquisição dos dados magnéticos

Uma pesquisa deve contribuir para a preparação prática de outros pesquisadores. Neste contexto os aspectos práticos do emprego do SM-5 são importantes para recomendar os cuidados básicos necessários em campo.

O SM-5 foi incorporado ao Laboratório de Geofísica Helmo Rand do Departamento de Geologia da UFPE em maio de 2007. Esta tese foi o primeiro trabalho acadêmico a utilizar este instrumento na UFPE. Foi realizado pelo autor da tese um intenso e contínuo trabalho de análise de sua montagem elétrica e componentes mecânicos, e funcionamento em laboratório do magnetômetro. Testes de campo semanais foram realizados em maio, junho e julho, tendo sido constatados vários problemas de software e hardware, que foram plenamente resolvidos. Todo o funcionamento do SM-5 depende do perfeito funcionamento do sistema de programas de calibração e sincronização do sistema sensor-bobina, paralela à sincronização do sensor-GPS. O controle e acompanhamento das medições no computador são feitos em painéis de entrada/saída de dados. O manual do SM-5 é bastante superficial, inglês deficiente, tendo sido mesmo assim traduzido e impresso. O suporte técnico da SCINTREX do Canadá não atendeu plenamente as necessidades de informações adequadas sobre o SM-5 solicitadas.

Testes no campus da UFPE indicaram a grande estabilidade na aquisição da medida pontual da intensidade do campo magnético terrestre, e foram simuladas uma

base magnética principal e estações auxiliares e verificado em gráficos de variação diurna o comportamento magnético das bases.

Para obter informações adicionais do manuseio, foram contatados três engenheiros eletrônicos e alunos do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Elétrica da UFPE para realizar testes sobre o sistema elétrico do SM-5 NAVMAG. Além disso, foi consultada a profa. Helen Khoury do Departamento de Energia Nuclear DA UFPE sobre o funcionamento da lâmpada de césio. De imensa utilidade foram as discussões e análises sobre o princípio físico e dos sistemas elétricos e eletrônicos do magnetômetro para obter adequadamente os dados no campo.

Maiores detalhes da metodologia da aquisição dos dados magnetométricos utilizando o SM-5 NAVMAG encontram-se no Capítulo 3.

2.8 FILTROS ESPECTRAIS

2.8.1 Introdução

O objetivo de utilizar filtros espectrais é obter mapas de isovalores das anomalias gravimétricas (isogálicas) e magnéticas (isoteslas) visando interpretar qualitativamente as anomalias, relacionando-as a possíveis modelos de estruturas do embasamento cristalino.

De um modo geral a aplicação de filtros é orientada para resolver problemas específicos de visualização de estruturas geológicas em sub-superfície, relacionadas ao comportamento magnético e gravimétrico de rochas em diversas profundidades e continuidades laterais.

A escolha do tipo de filtro para mapear estruturas é facilitada quando há mapas estruturais pré-existentes porque permite comparar os mapas com os resultados da filtragem. No presente trabalho foi feita uma aplicação dos métodos potencial gravimétrico e magnético no mapeamento na escala em torno de 1/130000, não havendo mapas gravimétricos e magnetométricos da área de estudo com escala semelhante nos filtros usados, exceto em mapa Bouguer, regional e residual gravimétrico dos trabalhos de Menor (2006) e Silva (2006), e Menor *et al.* (2006).

A utilização correta de filtros envolve um processo decisório em que o pesquisador escolhe um filtro por meio de tentativas em seu estudo de caso. Observar estruturas geológicas por meio de determinados filtros é uma forma de compreender a propriedade da filtragem que transforma a imagem original. A transformação/filtragem pode enfatizar anomalias em mais de uma variável - orientação, forma, posição 3-D, intensidade e dimensões. Estas variáveis dependem da distribuição contraste de densidade e suscetibilidade dos corpos rochosos de diferentes litologias, e estruturas como falhas, blocos basculados.

2.8.2 Os filtros como transformações

Transformações constituem o fundamento matemático dos filtros espectrais. Em métodos potenciais aplicados é importante interpretar o dado de saída da filtragem porque reflete a distribuição e contraste de densidade e suscetibilidade dos corpos rochosos.

As equações apresentadas foram retiradas de Goodman (1968), Blakely (1996), Blakely & Simpson (1986), Parker (1992), Parker (1972), Zidarov (1990), Leite (2007), Leite (1998), Luiz & Silva (1995), Dobrin & Savit (1988), Pick *et al.* (1973), Kruger *et al.* (1996), Grant & West (1965), Li (2006), Zerbo & Keating (1996).

Blakely (1996) mostra o tratamento matemático para o caso 3-D magnético muito semelhante ao de Parker (1972) onde o campo magnético total é medido entre duas superfícies horizontais (coordenada ‘z’ orientada para a subsuperfície). A anomalia do campo magnético total é dada pela Equação 23 e, aplicando a ‘TF’ nesta, tem-se a ‘TF’ do campo magnético total ‘ ΔT ’ na Equação 24.

$$\Delta T(x, y, z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} M(x', y') \int_{z_l}^{z_2} \psi(x - x', y - y', z - z') dz' dx' dy' \quad (\text{Eq. 23})$$

$$\mathfrak{I}[\Delta T(x, y, z)] = 2\pi C_m \theta_m \theta_f e^{|k|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-|k|)^n}{n!} \mathfrak{I}[z_1^n - z_2^n] \quad (\text{Eq. 24})$$

A Equação 24 é usada para calcular a magnetização ‘M’ a partir das medições do campo total ‘ ΔT ’.

Para o campo gravimétrico a equação equivalente à Equação 25 é:

$$\mathfrak{I}[g_z] = 2\pi\gamma e^{|k|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{-(|k|)^{n-1}}{n!} \mathfrak{I}[\rho(z_1^n - z_2^n)] \quad (\text{Eq. 25})$$

A transformação continuação para cima atenua as anomalias em termos de comprimento de onda, mas a degradação do sinal precisa ser analisada. Além disso, a transformação continuação para cima tende a destacar anomalias profundas tornando invisíveis as anomalias de origem rasa. Por exemplo, no mapeamento de uma intrusão vulcânica a continuação para cima pode ser usada para destacar a intrusão em relação às partes profundas do embasamento.

Se uma função ‘U’ é harmônica e contínua e derivável continuamente através da região ‘R’ usamos a Equação 26 da terceira identidade de Green.

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) dS \quad (\text{Eq. 26})$$

Na Figura 41 o termo 'S' representa os limites da superfície de nível esférica 'R'; o raio 'r' é a distância de 'P' ao ponto de integração em 'S'; 'z₀' é o nível de medição do campo potencial, e o objetivo é o cálculo do potencial em P'(x,y,z₀ - Δz). A região 'S' corresponde a um hemisfério, que é fechado pelo plano de observação horizontal. Uma função harmônica calcula o campo em qualquer ponto da superfície esférica.

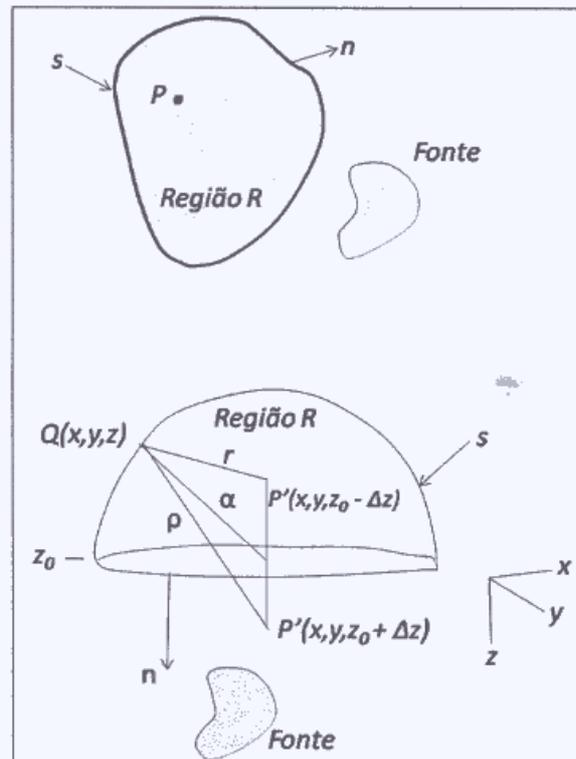


Figura 41 – Representação da transformação continuação para cima.
Adaptado de Blakely (1996).

O campo potencial, ‘U’, no ponto ‘P’ da Figura 35 é dado pela Equação 27, uma convolução em 2-D:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{1}{4} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U(x', y', z_0)}{\partial z'} - U(x', y', z_0) \frac{\partial}{\partial z'} \frac{1}{r} \right) dx' dy' \quad (\text{Eq. 27})$$

Em termos de cálculo numérico não é trivial efetuar cálculos ponto a ponto usando a Equação 27, mesmo usando computadores de configuração avançada a tarefa é demorada devido aos *loops* iterativos lentamente convergentes. Aplicando o teorema da convolução em ambos os lados da Equação 27, a ‘FT’ e a transformação de Hankel do cilindro simétrico é possível deduzir o algoritmo viável computacionalmente na Equação 28.

$$\mathfrak{H}[\Psi_u] = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \mathfrak{H}\left[\frac{1}{r}\right] = -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} = e^{-\Delta z|k|} \quad (\text{Eq. 28})$$

Outras transformações importantes são as derivadas direcionais onde a grade das medições magnéticas e gravimétricas fornecem os pontos de observadas para construir mapas de anomalias associadas às estruturas direcionais como lineamentos e falhas, ou grupamento de anomalias ao longo de *trends* característicos.

As Equações 29 e 30 mostram as derivadas horizontais onde $(ik_x)^n$ e $(ik_y)^n$ são filtros em coordenadas cartesianas que constituirão os mapas de anomalias.

$$\mathfrak{H}\left[\frac{d^n \Phi}{dx^n}\right] = (ik_x)^n \mathfrak{H}[\Phi] \quad (\text{Eq. 29})$$

$$\mathfrak{H}\left[\frac{d^n \Phi}{dy^n}\right] = (ik_y)^n \mathfrak{H}[\Phi] \quad (\text{Eq. 30})$$

O campo potencial por definição implica em gradientes, assim sendo os termos $\phi(x, y)$ (valor e posição) permitem o cálculo das derivadas verticais. As derivadas verticais (primeira ordem), segunda (segunda ordem), etc., resultam diretamente da equação de Laplace, sendo ϕ potencial quando $\nabla^2 \phi = 0$ na Equação 31:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} \quad (\text{Eq. 31})$$

A Equação de Laplace quando transformada para o domínio Fourier fica:

$$\mathfrak{F}\left[\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2}\right] = k_x^2 \mathfrak{F}[\phi] + k_y^2 \mathfrak{F}[\phi] = |k|^2 \mathfrak{F}[\phi] \quad (\text{Eq. 32})$$

A transformação da segunda derivada destaca fontes superficiais e polaridades de feições magnéticas em diferentes profundidades, além de demarcar melhor as bordas de objetos.

Para tratar uma anomalia magnética no ambiente geológico é necessário considerar alguns parâmetros de orientação. A expressão espacial da anomalia magnética depende da distribuição da magnetização $M(x, y, z)$, direção da magnetização e direção em que o campo foi medido. Além disso, o campo total depende das dimensões da área e coordenadas geográficas e influência do campo externo (variação diurna). A anomalia depende, ainda, da inclinação, declinação e intensidade do campo total relacionado ao núcleo externo da Terra calculado no modelo IGRF. No hemisfério sul as anomalias são negativas. A transformada de Fourier do campo total anômalo é dada na Equação 33:

$$\mathfrak{F}[\Delta T] = 2\pi C_m \theta_m \theta_f e^{|k| z_0} \mathfrak{F}\left[M \sum_{n=0}^{\infty} \frac{-|k|^n}{n!} (z_i^n - z_2^n)\right] \quad (\text{Eq. 33})$$

$$2\pi C_m \theta_m \theta_f e^{|k| z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-|k|)^n}{n!} \mathfrak{I}[M(z_1^n - z_2^n)] \quad (\text{Eq. 34})$$

Onde,

$$\mathfrak{I}[\psi] = \frac{1}{\theta_m \theta_f} \quad (\text{Eq. 35})$$

No mapa de campo total magnético é possível observar os pólos das anomalias em diferentes orientações. A transformada de Fourier da direção da magnetização na Equação 50 permite que a direção da magnetização das anomalias e do campo total seja posicionada em um componente vertical de 90° realizando a transformação da redução ao pólo. O termo ‘ $\mathcal{F}[\psi]$ ’ é a redução ao pólo.

$$\mathfrak{I}[\Delta T_r] = \mathfrak{I}[\psi_r] \mathfrak{I}[\Delta T] \quad (\text{Eq. 36})$$

$$\mathfrak{I}[\psi] = \frac{1}{\theta_m \theta_f} \quad (\text{Eq. 37})$$

$$\frac{|k^2|}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)} \quad (\text{Eq. 38})$$

A transformação de sinal analítico resulta da fusão do gradiente vertical e horizontal de uma anomalia magnética, assim sendo o mapa de sinal analítico fica relacionado à localização 3-D dos corpos.

Para o caso tridimensional tem-se a Equação 39 do sinal analítico calculado do campo total no plano de observação (x, y).

$$A(x, y, z) = \frac{\partial \Delta T}{\partial x}i + \frac{\partial \Delta T}{\partial y}j + i\frac{\partial \Delta T}{\partial z}k \quad (\text{Eq. 39})$$

2.8.3 Técnicas de filtragem

As técnicas de filtragem podem ser classificadas em duas grandes categorias, a filtragem no domínio do espaço e a filtragem no domínio da frequência. Além disto, de modo geral, estas duas técnicas podem resultar em uma filtragem passa-baixa (uniformização da área a partir do “borramento”) e filtragem passa-alta (com realce de bordas e identificando não-uniformidades na área).

Na filtragem no domínio espacial os métodos de convolução com máscaras são empregados, enquanto na filtragem no domínio da frequência usa-se a transformada de Fourier.

No caso de mapas magnéticos e gravimétricos a transformada de Fourier é aplicada para sinais discretos 2-D onde um mapa é um conjunto de números reais. A transformada de Fourier pode ser aplicada a uma função de duas variáveis: se $f(x,y)$ é contínua e integrável e $F(u,v)$ é integrável, então o par de Fourier a seguir existe:

Transformada de Fourier:

$$\mathfrak{F}\{f(x, y)\} = F(u, v) \quad (\text{Eq. 40})$$

$$F(u,v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x,y) e^{-j2\pi(ux+vy)} dx dy \quad (\text{Eq. 41})$$

Transformada inversa de Fourier:

$$\mathfrak{F}^{-1}\{F(u, v)\} = f(x, y) \quad (\text{Eq. 42})$$

$$f(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(u, v) e^{j2\pi(ux+vy)} du dv \quad (\text{Eq. 43})$$

A função $F(u, v)$ é geralmente complexa e representada por:

$$F(u, v) = R(u, v) + jI(u, v) \quad (\text{Eq. 44})$$

Onde $R(u, v)$ é a parte real e $I(u, v)$ é a parte imaginária.

O Espectro de Amplitude, ou espectro de Fourier não tem significado geoespacial e sim matemático do ponto de vista da localização das frequências. Ele é dado por:

$$|F(u, v)| = [R^2(u, v) + I^2(u, v)]^{1/2} \quad (\text{Eq. 45})$$

Já o espectro da fase é dado por:

$$\phi(u, v) = \text{tg}^{-1} \left[\frac{I(u, v)}{R(u, v)} \right] \quad (\text{Eq. 46})$$

A Transformada de Discreta de Fourier Bi-dimensional é uma ferramenta matemática de grande aplicabilidade na solução dos problemas de sinais bi-dimensionais, pois, muitas vezes, é conveniente a mudança do domínio do tempo ou espaço (x, y) para o domínio da frequência facilitando, assim, o processamento.

Na prática, quando queremos trabalhar uma imagem no domínio da frequência, simplesmente fazemos a transformada de Fourier da imagem e a multiplicamos pela função de transferência de um filtro.

Seja uma seqüência periódica bi-dimensional $f(x, y) = f(x + qM, y + rN)$, onde 'M' é o período das linhas, 'N' é o período das colunas e 'q' e 'r' são números inteiros que podem ser positivos ou negativos.

A seqüência $f(x, y)$ tem sua representação em série de Fourier como uma soma finita de exponenciais complexas, dada por:

$$\hat{f}(x, y) = \sum_{u=0}^{M-1} \sum_{v=0}^{N-1} F(u, v) e^{j2\pi (ux/M + vy/N)} \quad (\text{Eq. 47})$$

E:

$$F(u,v) = \frac{1}{MN} \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} f(x,y) e^{-j2\pi (ux/M + vy/N)} \quad (\text{Eq. 48})$$

Onde $F(u,v)$ e $f(x,y)$ têm a mesma periodicidade; 'u' e 'x' = 0, 1, 2,..., M-1; 'v' e $y = 0, 1, 2, \dots, N-1$.

A sistemática de amostragem da função bidimensional é tratada como um *grid*, daí sua larga aplicação nos softwares de Geofísica. Os impulsos unitários do *grid* são espaçados em Δx (eixo x) e Δy (eixo y). Os intervalos de amostras no domínio espacial e frequencial são dados pela Equação 49 e 50:

$$\Delta u = \frac{1}{M\Delta x} \quad (\text{Eq. 49})$$

$$\Delta v = \frac{1}{N\Delta y} \quad (\text{Eq. 50})$$

A transformada de Fourier é adequada para o processamento computacional porque permite transformações de escala, rotação, translação, contraste, entre outras operações.

A filtragem no domínio espacial é dada por filtragem linear e não linear. Operações matemáticas sobre a matriz dos *grids* que compõem os mapas podem ser expressas em termos de funções:

$$g(x,y) = T[f(x,y)] \quad (\text{Eq. 51})$$

Na Equação 51 $g(x,y)$ é o *grid* processado, $f(x,y)$ o *grid* original e 'T' (função de mapeamento) um operador em 'f', definido em uma certa vizinhança de (x,y) .

No caso linear da filtragem espacial tomam-se médias ponderadas locais para se obter a nova imagem. A este processo denota-se por convolução.

Para apresentar formalmente a convolução é necessário tratar do teorema de convolução. Considere $g(x, y)$ o *grid* gerado pela convolução (denotada pelo símbolo $*$) do *grid* original $f(x, y)$ com um operador linear $h(x, y)$, também chamado de máscara, de modo que:

$$g(x, y) = f(x, y) * h(x, y) \quad (\text{Eq. 52})$$

Uma importante operação de filtros na interface Geofísica/Geologia é o filtro laplaciano usado na detecção de bordas de corpos litológicos. O laplaciano é uma função de duas variáveis $f(x, y)$. Ele é dado por:

$$\nabla^2 f(x, y) = \frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial y^2} \quad (\text{Eq. 53})$$

Onde $\frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial x^2}$ e $\frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial y^2}$ são as derivadas parciais da função $f(x, y)$ em relação a 'x' e a 'y' e irão identificar as bordas horizontais e verticais.

Aplicando a transformada de Fourier para o laplaciano de uma função bidimensional $f(x, y)$ tem-se:

$$\mathfrak{F}\{\nabla^2 f(x, y)\} \leftrightarrow -(2\pi)^2(u^2 + v^2)F(u, v) \quad (\text{Eq. 54})$$

No domínio espacial o laplaciano será uma máscara $h(x, y)$ convoluida com $f(x, y)$. Isto é obtido supondo diferenças finitas para a simplificação do cálculo das derivadas. Supondo a aproximação:

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = f(x + 1, y) + f(x - 1, y) - 2f(x, y) \quad (\text{Eq. 55})$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} = f(x, y + 1) + f(x, y - 1) - 2f(x, y) \quad (\text{Eq. 56})$$

Tem-se:

$$\nabla^2 f(x, y) = \frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial y^2} \quad (\text{Eq. 57})$$

$$\nabla^2 f = [f(x + 1, y) + f(x - 1, y) + f(x, y + 1) + f(x, y - 1)] - 4f(x, y) \quad (\text{Eq. 58})$$

Portanto supondo os coeficientes e suas respectivas posições na matriz tem-se que a máscara $f(x,y)$ substituída pela variável ‘h’ e é dada por:

$$h = \begin{vmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & -4 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{vmatrix} \quad (\text{Eq. 59})$$

Dependendo da aproximação das derivadas parciais outros valores para ‘h’ podem ser obtidos.

Pelo teorema da convolução a relação a seguir é também válida no domínio da frequência:

$$G(u, v) = F(u, v)H(u, v) \quad (\text{Eq. 60})$$

$$g(x, y) = \mathfrak{F}^{-1}\{G(u, v)\} \quad (\text{Eq. 61})$$

Na Equação 60, ‘G’, ‘F’ e ‘H’ são as transformadas de Fourier de ‘g’, ‘f’ e ‘h’ respectivamente. A função $H(u,v)$ é denominada de função de transferência de filtro. O termo F^{-1} é a transformada inversa de Fourier.

Observa-se que convoluir (*) a função $f(x,y)$ com $h(x,y)$ no domínio do espaço é o mesmo que multiplicar suas transformadas $F(u,v)$ e $H(u,v)$ no domínio da frequência. Muitas vezes utiliza-se para os cálculos $G(u,v)$ e depois obtém-se a transformada inversa F^{-1} para obter $g(x,y)$. Estamos mais acostumados a visualizar um resultado no domínio espacial definido em um *grid* (com posição e valor) que com frequência (u, v) .

O tipo da função de transferência $h(x, y)$ no domínio do espaço ou $H(u,v)$ no domínio da frequência vai indicar se a filtragem será do tipo passa-alta ou passa-baixa.

Para o caso passa-alta, apenas as frequências altas irão contribuir para o resultado final, que mostrará bordas, enquanto que, para o caso passa-baixa, apenas as baixas frequências serão utilizadas, que mostrará uma imagem mais “borrada”.

Para efetuar a filtragem é necessário que o processamento seja rápido e numericamente finito. Desta forma utiliza-se a transformada rápida de Fourier (FFT, de *Fast Fourier Transform*). Ela é extensamente usada em softwares geofísicos e seu principal papel é reduzir o custo e tempo no cálculo computacional da transformada de Fourier (FT, de *Fourier Transform*) de ‘N’ pontos.

No cálculo convencional da FT as operações matemáticas são proporcionais a N^2 e na FFT ocorre uma combinação de várias transformadas parciais em que o número de operações é proporcional a $N \log_2 N$.

Os mapas magnéticos contêm vários tipos de ruídos que podem ser removidos visando suavizar o mapa cujos sinais, oriundos de ruídos, eventualmente prejudiquem a expressão geográfica correta de estruturas geológicas. A escolha do tipo adequado de filtro, em casos reais, depende dos vínculos geológicos possíveis de atribuir às feições magnéticas mapeadas.

A filtragem passa-baixa a partir filtro $H(u,v)$ consiste na aplicação da FT no *grid* de entrada $f(x,y)$ obtendo o *grid* de saída $G(u,v)$ contendo os componentes de alta frequência atenuados.

Um filtro passa-baixa ideal é aquele cuja função de transferência atende as relações mostradas pelas equações a seguir onde ‘ D_0 ’ é a frequência de corte e é não negativo e $D(u,v)$ é a distância do ponto (u,v) à origem do plano de frequência $D(u,v) = (u^2 + v^2)$:

$$H(u, v) = 1 \text{ se } D(u, v) \leq D_0 \quad (\text{Eq. 62})$$

$$H(u, v) = 0 \text{ se } D(u, v) > D_0 \quad (\text{Eq. 63})$$

A Figura 42 a seguir mostra a resposta de frequência de corte de um filtro passa-baixa 2-D ideal, $H(u,v)$, onde em (a) tem-se a perspectiva e em (b) o corte da extrusão.

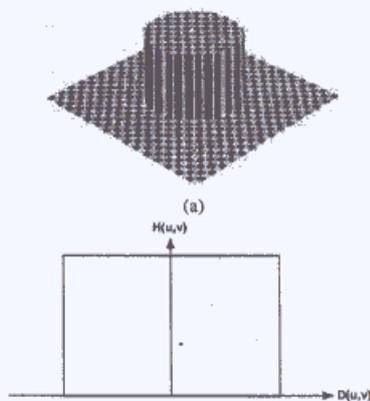


Figura 42 – Resposta em frequência de filtro passa-baixa ideal.
Adaptado de Goodman (1968).

Os mapas magnéticos e gravimétricos regionais são obtidos com filtros passa-baixa, que permite a visualização de anomalias de maior comprimento de onda e de amplitude originadas, teoricamente, por sinais de níveis crustais mais profundos.

Os filtros passa-alta têm como finalidade o realce das regiões de alta frequência, a exemplo de bordas e/ou texturas onde predominam variações abruptas de valores em miligauss ou nanotesla.

O filtro passa-alta ideal é aquele que satisfaz a função de transferência da Equação 62 e 63. A Figura 43 a seguir apresenta a simulação da resposta de frequência de um filtro passa-alta 2-D ideal.

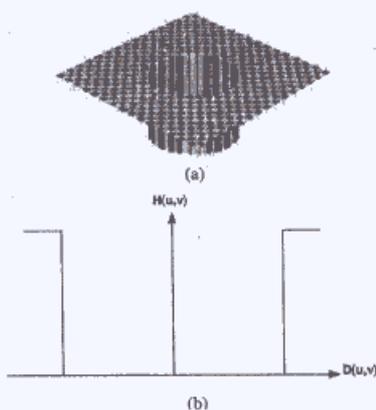


Figura 43 – Resposta em frequência do filtro passa-alta ideal.
Adaptado de Goodman (1968).

O conceito de ‘distância de corte’ aqui colocado é equivalente ao conceito *cut-off wavelength*, que relaciona o número de onda ao desvio-padrão na ferramenta interativa do OASIS MONTAJ. O número de onda ‘k’ está relacionado à frequência angular e identidade de Euler $e^{i\theta}$:

$$k \equiv \frac{2\pi}{\lambda} \quad (\text{Eq. 64})$$

$$e^{i\theta} = \cos\theta + i\sin\theta \quad (\text{Eq. 65})$$

Os mapas magnéticos e gravimétricos residuais são produzidos utilizando filtros passa-alta, que permitem a visualização de sinais de curto comprimento de onda originados por fontes posicionadas em níveis crustais mais rasos.

Os filtros *Butterworth* diferem dos filtros ideais por não terem uma passagem abrupta na frequência de corte.

Supondo remover do *grid* $f(x,y)$ componentes de alta frequência (supostamente ruídos) pode-se usar o filtro *Butterworth* passa-baixa $H(u,v)$. Calcula-se a transformada de Fourier do *grid* $\mathfrak{F}(f(x, y)) = F(u,v)$ e seleciona-se este filtro $H(u,v)$. O resultado final é dado pelo *grid* abaixo.

$$g(x, y) = \mathfrak{F}^{-1}[F(u, v)H(u, v)] \quad (\text{Eq. 66})$$

Na análise do uso de filtros é importante introduzir algumas técnicas estatísticas para caracterizar os ruídos, a exemplo de comparar o histograma do *grid* a histogramas teóricos. Pode-se considerar o ruído como uma informação que pode comprometer a confiabilidade da informação dos mapas. O ruído distribuído uniformemente (histograma uniforme) é um exemplo. A probabilidade de um intervalo de valor de anomalias entre ‘a’ e ‘b’ é $1/(b-a)$ e fora deste intervalo é zero.

Um tipo comum de ruído é o de distribuição gaussiana usado para calcular ruídos desconhecidos em decorrência do Teorema do Limite Central. O Teorema do Limite Central estabelece que a soma de um grande número de termos (considerados

ruídos aleatórios) tende a gerar ruído resultante do tipo gaussiano e independente dos tipos de ruídos incluídos naquela soma. Em uma distribuição gaussiana a probabilidade de um ruído ocorrer, em um valor específico 'x' de anomalia, diminui à medida que os valores das anomalias divergem do valor do pico central 'm' (média), onde 'σ' (desvio-padrão) determina a largura do histograma. O ruído gaussiano pode ser gerado por sensores remotos ativos ou não, e sensores eletromagnéticos digitais. O filtro gaussiano passa-baixa, para o mapa regional, e passa-alta para o residual são usados no software OASIS MONTAJ.

Nesta tese os filtros para tratamento de dados de campo potencial tratam as imagens exatamente como filtros lineares, ou seja, uma convolução no domínio do espaço, tratando os dados como funções.

O mapa Bouguer é a soma das anomalias regionais e residuais. O mapa regional, ou componente regional, reflete o efeito de massas mais profundas e o mapa residual reflete o efeito das massas mais próximas à superfície terrestre. A anomalia residual corresponde à anomalia Bouguer menos a anomalia regional (Figueirola, 1974). A Figura 44 ilustra o isolamento das anomalias residuais (1) e (2) (linhas pontilhadas ligando os círculos pequenos) separadas das linhas regionais pontilhadas. O filtro residual é aplicado no mapa Bouguer e permite a passagem dos sinais de alta frequência e curto comprimento de onda.

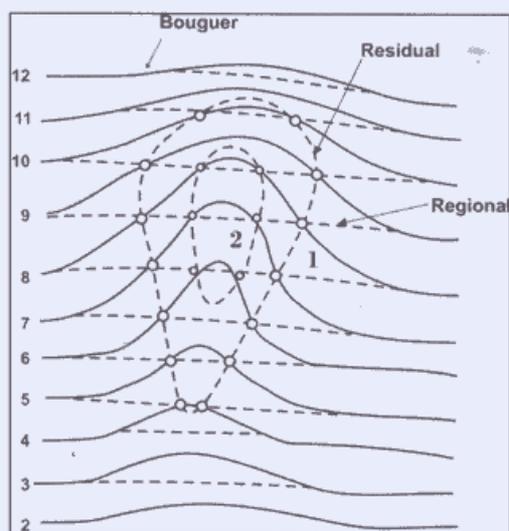


Figura 44 – Anomalia regional, Bouguer, e residual.
Adaptado de Figueirola (1974).

CAPÍTULO III - MATERIAS E MÉTODOS

Os materiais e métodos são apresentados neste capítulo. A representação esquemática da metodologia utilizada está exposta no fluxograma da Figura 45, que mostra a obtenção do modelo topo do embasamento da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra, e estão assim relacionadas:

- a) Medição gravimétrica no campo, com grade irregular, e gerando pré-processamento dos dados, mapa Bouguer, e aplicação de filtros;
- b) Medição magnética no campo com grade irregular, e gerando pré-processamento dos dados, mapa de campo total magnético, e aplicação de filtros;
- c) A partir dos dados obtidos nas etapas “a” e “b”, realizar interpretação qualitativa e integração dos mapas ao conhecimento geológico;
- d) Inversão gravimétrica: obtém o modelo 3-D de topo do embasamento usando o OASISI MONTAJ, e perfis de profundidades interpoladas no MATLAB com base no modelo gravimétrico 3-D;
- e) Interpretação quantitativa dos modelos 2-D e modelo 3-D;
- f) Geração do mapa de isópacas e do mapa de gradientes do embasamento;
- g) Reconhecimento de um modelo de cisalhamento;
- g) Definição do modelo de *grabens* e *horsts* para a Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra;

Os resultados desta metodologia são apresentados no Capítulo IV e são os seguintes:

- a) o mapeamento das anomalias gravimétricas; b) o mapeamento das anomalias magnéticas;
- c) reconhecimento no mapa Bouguer de um modelo de cisalhamento; d) a modelagem gravimétrica e magnética 2-D e gravimétrica 3-D do topo do embasamento; e) a geração do mapa de isópacas para mapear espessuras do pacote sedimentar da área de estudo; f) o mapeamento 3-D para gerar o mapa de topo de embasamento (gradientes e profundidades); g) reconhecimento de um modelo de *grabens* e *horsts* para a Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra.

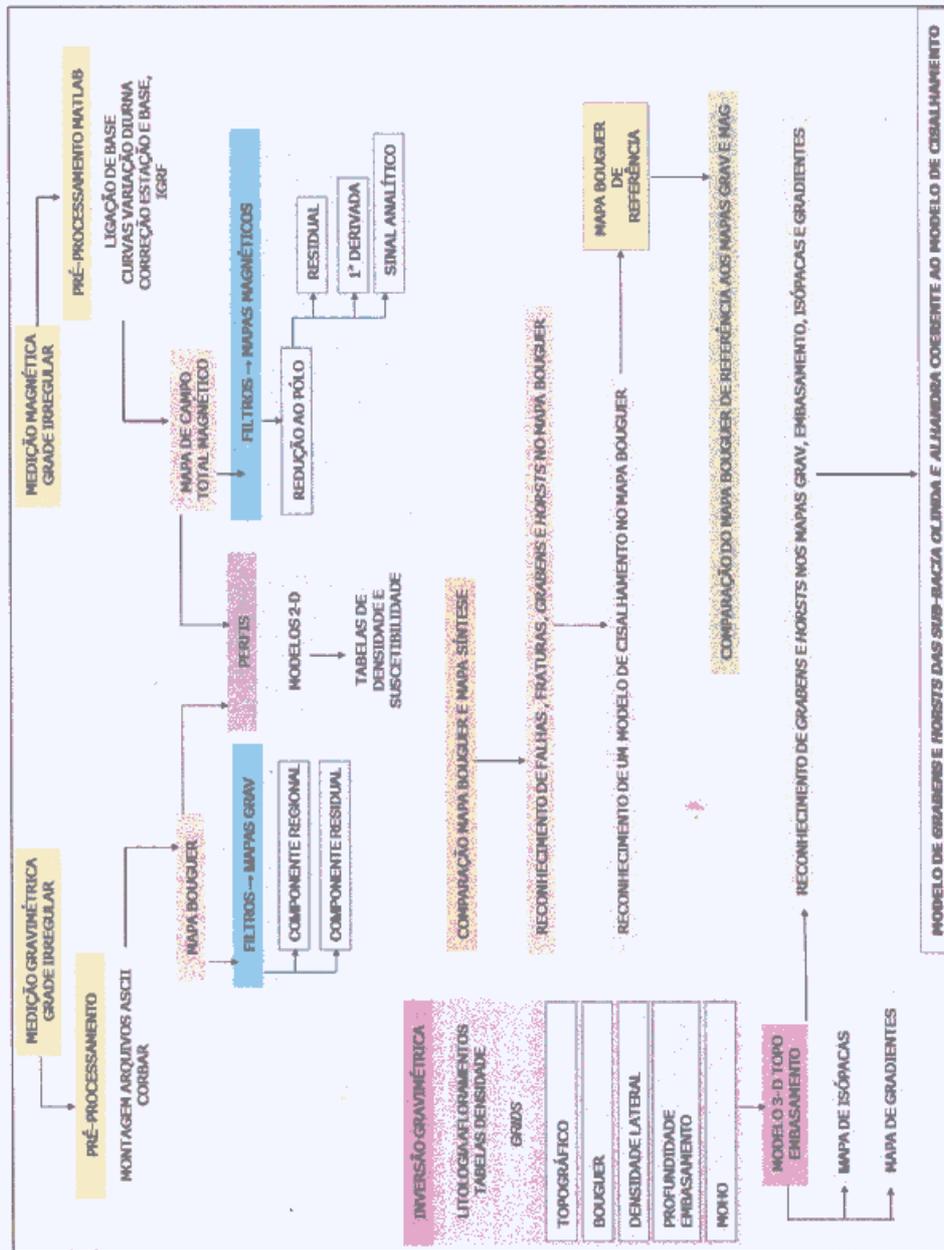


Figura 45 – Fluxograma da metodologia para a obtenção do embasamento da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra.

O limite sul da área está situado na altura da Ponta do Funil (Praia de Catuama - PE), na foz do Rio Itapessoca, ao norte da Ilha de Itamaracá. O limite oeste da área passa a leste de Condado – PE e a leste de Itaquitinga – PE, cidades fora da área de estudo. O limite leste é a linha de costa entre Pitimbu – PB e Ponta do Funil – PE. A Figura 46 mostra o mapa de localização da área de estudo, que tem aproximadamente uma área de 725km², tendo como principal núcleo urbano a cidade de Goiana – PE, distante cerca de 60 km de Recife. As principais rodovias de acesso à área de estudo são a BR-101 Norte, PE-49 (que dá acesso às praias de Carne de Vaca e Ponta de Pedras, ambas em Pernambuco), PE-64, e PE-61 que dá acesso à cidade de Goiana pelo setor oeste desta cidade. A PB-44 dá acesso a cidade de Caaporã - PB e praia de Pitimbú – PB, e Usina Tabu.

O Rio Goiana, e seu estuário, foi utilizado como hidrovia para transporte da equipe e equipamentos do LGA, para realização das medições gravimétricas próximas às suas margens e a várias ilhas do estuário, a exemplo da Ilha Tariri e Ilha dos Cachorros. Também acessado pela foz do Rio Goiana, o Rio Megaó foi usado para acessar suas margens em pontos de medição. Ao norte de Goiana tem-se o Rio Capibaribe - Mirim e ao sul da cidade de Goiana, o Rio Tracunhaém; ambos afluentes do Rio Goiana. O Rio Itapirema corta a porção sul da área de estudo. Predominam na área de estudo plantações de cana-de-açúcar. Uma série de estradas secundárias não pavimentadas (e não representadas nas antigas cartas topográficas) foi muito utilizada. A trafegabilidade das estradas vicinais, e percurso a pé das trilhas, torna-se difícil durante a época das chuvas na região. Em 2007 o trecho da BR 101-Norte se encontrava em duplicação e recuperação da antiga faixa.

Uma base cartográfica foi adotada e usada para inserção dos pontos GPS das estações gravimétricas e magnetométricas. São cartas topográficas de 1:100000, do Mapeamento Sistemático, elaboradas pela Diretoria do Serviço Geográfico/3ª. Divisão de Levantamento, Exército Brasileiro. O Quadro 1 identifica as cartas utilizadas (*CA significa Córrego Alegre;

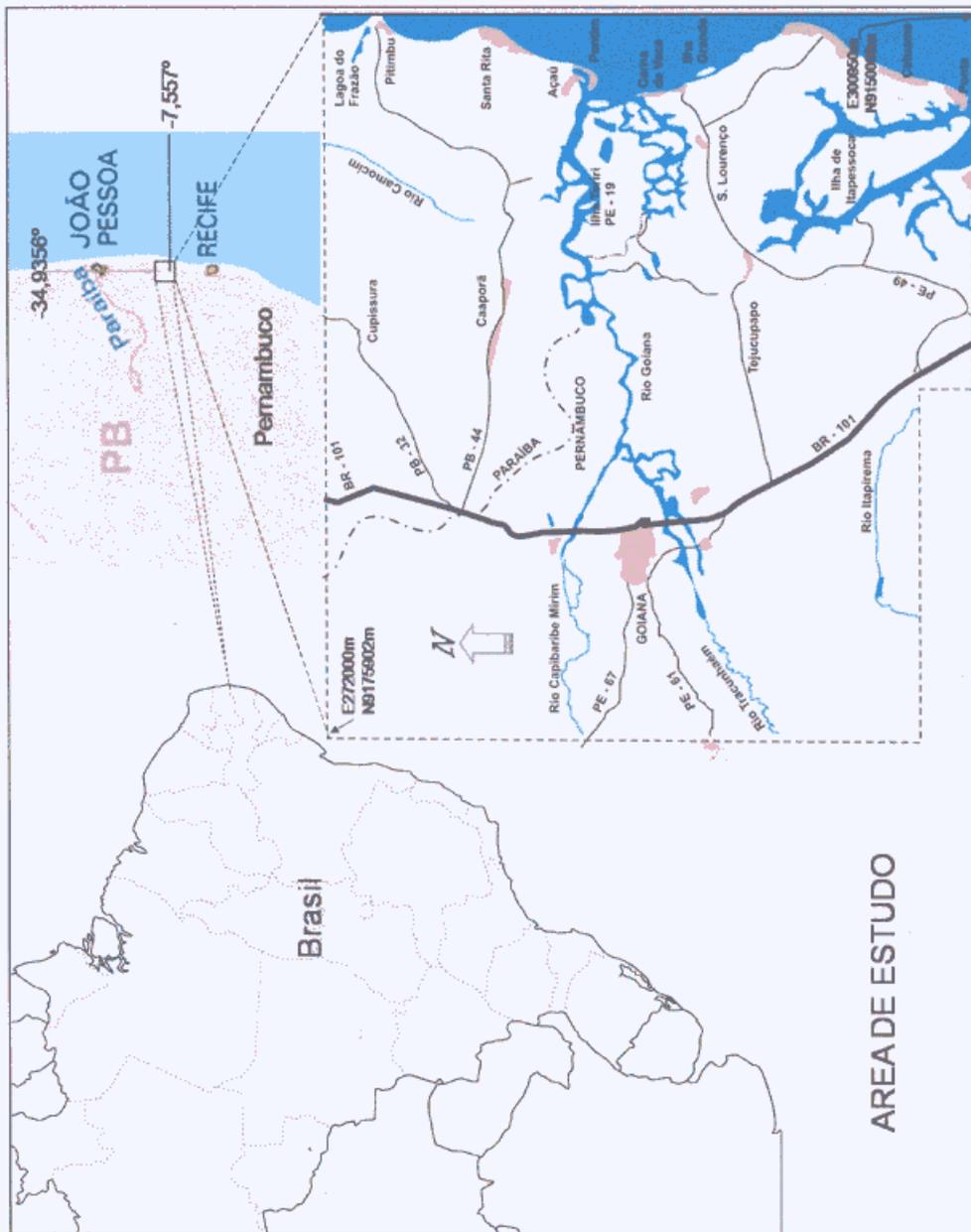


Figura 46 – Área de estudo.

SAD69, *South American Datum 1969*; *UTM, Universo Transverso de Mercator. DSG, 1971).

Quadro 1 – Cartas topográficas usadas na base cartográfica

FOLHA	ÍNDICE DE NOMENCLATURA	MAPA ÍNDICE (MI)	DATUM VERTICAL	DATUM HORIZONTAL	SISTEMA DE PROJEÇÃO (e meridiano central)
Sapé	SB.25-Y-C-II	MI 1213	IMBITUBA-SC	CA*	***UTM/ -33°
João Pessoa	SB.25-Y-C-III	MI 1214	IMBITUBA-SC	CA*	UTM/ -33°
Limoeiro	SB.25-Y-C-V	MI 1292	IMBITUBA-SC	CA*	UTM/ -33°
Itamaracá	SB.25-Y-C-VI	MI 1213	IMBITUBA-SC	SAD69**	UTM/ -33°

3.2 PROGRAMAS DESENVOLVIDOS E BANCO DE DADOS

As seções a seguir mostram os softwares e banco de dados desenvolvidos para esta tese.

3.2.1 Editor do CORBAR

Um problema antigo de pré-processamento da correção barométrica no CORBAR (programa computacional de correção barométrica) dos dados de entrada no OASIS MONTAJ foi solucionado.

O CORBAR desenvolvido em Fortran, na versão que foi analisada, gera sérios problemas de entrada e saída de dados dentro da concepção em que foi elaborado (onde intenção foi ler e montar arquivos de extensão ‘.txt’ e obriga a montagem exata dos arquivos de entrada para o CORBAR ler e processar. A montagem dos arquivos demanda muito tempo e atenção. Durante a montagem dos arquivos do CORBAR é necessário ter em mãos um modelo preciso da disposição de cada espaço, algarismo, letra, símbolo dos arquivos de entrada, caso contrário o programa: (1) não roda os dados, (2) ou calcula errado. Outro problema é que os arquivos de entrada corretos usados como modelos podiam ser facilmente confundidos com os arquivos incorretos. O MATLAB é uma ferramenta adequada para resolver este tipo de problema através do desenvolvimento de programas de organização de dados. O CORBAR atualmente é visto como uma caixa-preta e foi desenvolvido em FORTRAN não possuindo entrada/saída amigável ao usuário final.

Visando resolver este problema foi criado um novo Editor do CORBAR, baseado em DELPHI, que auxilia na entrada dos dados de altitude e termometria da estação base e das estações itinerantes, e ainda orienta e organiza a inserção dos dados. A validação da formatação dos arquivos de saída do Editor do CORBAR é feita comparando os dados de saída do Editor com dados barométricos corrigidos de trabalhos já realizados feitos com o CORBAR antigo. A Figura 47 mostra o Editor do CORBAR que automatiza a entrada dos dados termométricos de temperatura úmida e seca da base gravimétrica e estação itinerante para cálculo da altitude corrigida.

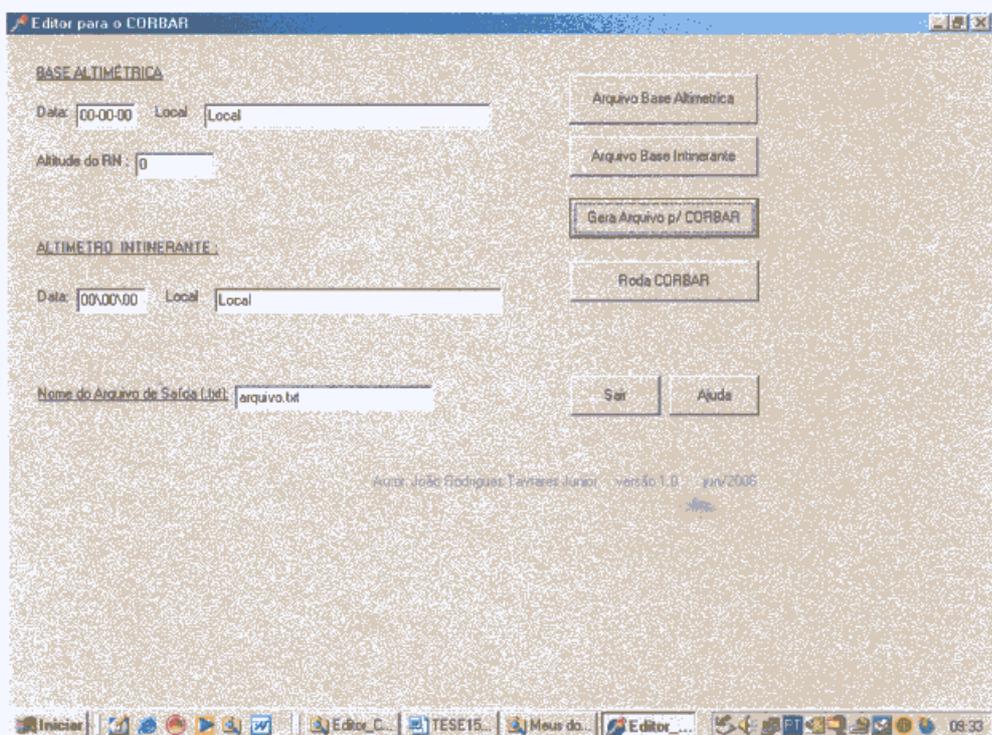


Figura 47 – Painel do Editor do CORBAR para entrada de dados.

3.2.2 Programa transformador de mapas analógicos Bouguer em mapas Bouguer digitais

Outro aspecto incluído nesta pesquisa é o aproveitamento de mapas antigos em papel de gravimetria e magnetometria na área de estudo.

O formato analógico dos mapas impressos em papel com diferentes escalas, projeções e tipo de coordenadas requer uma adaptação ao processamento computacional de hoje. Em resumo, esta transformação de formatos analógicos para digitais, foi feita para recuperar a informação cartográfica de mapas antigos, sem controle de escala, projeção e *datums*.

A solução da visualização de mapas em papel antigos foi obtida por meio de um programa computacional desenvolvido para cartograficamente converter mapas analógicos em mapas digitais preservando escala e projeção cartográfica originais. Isto viabiliza e facilita a transformação de mapas Bouguer para rodar no OASIS MONTAJ usando os filtros (Tavares Junior, 2005; 2004).

Para serem reconhecidos e lidos pelo OASIS MONTAJ, os dados gravimétricos são digitados em BLOCO DE NOTAS ou WORDPAD de acordo com uma organização adequada quanto à disposição dos caracteres.

Para automatizar as tarefas de montar arquivos de entrada, reduzir tempo e eliminar erros foi desenvolvida uma metodologia de organização dos caracteres dos dados de entrada.

Os objetivos deste método são: (1) apresentar uma metodologia que organize os dados de entrada corretamente para o OASIS MONTAJ, (2) transformar mapas gravimétricos analógicos antigos em mapas gravimétricos digitais. Os mapas antigos que abrangem trechos das porções emersas das bacias sedimentares Pernambuco e Paraíba de trabalhos anteriores foram os alvos. Utiliza-se o software SPRING e o MATLAB no desenvolvimento da metodologia.

A visualização de antigos mapas Bouguer analógicos no OASIS MONTAJ é possível através desta metodologia. Inclui a digitalização dos mapas Bouguer impressos em papel e a importação destes dados para softwares de modelagem e visualização.

O reconhecimento destes dados de entrada (referentes aos mapas Bouguer analógicos e aos mapas Bouguer atuais) por parte do OASIS MONTAJ consta também nesta metodologia, e exige uma disposição rigorosa e controlada dos caracteres contidos no arquivo feita através do MATLAB.

A automatização para reconhecimento e montagem de dados em arquivos texto se justifica, pois mesmo arquivos de entrada pequenos usados no âmbito de treinamento e simulação geram muitos problemas durante a elaboração manual.

Por outro lado os arquivos grandes contendo dados gravimétricos tornam a tarefa de leitura e digitação muito demorada e cansativa, aumentando riscos de erros.

A Figura 48 mostra a metodologia resumida da modelagem de dados de gravimetria contidos em um mapa Bouguer e que pode ser aplicada com algumas alterações no método magnetométrico que complementa o método gravimétrico.

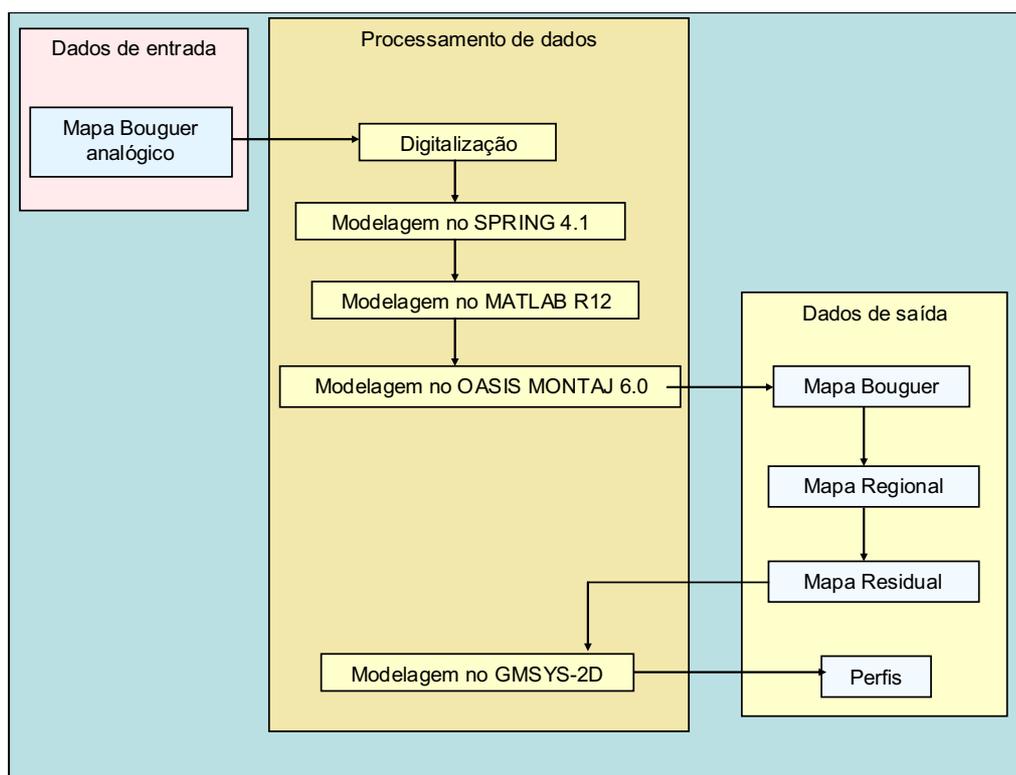


Figura 48 – Metodologia de transformação de mapas Bouguer analógicos em digitais.

Os arquivos de entrada sempre são arquivos de extensão ASCII, porém com diferentes conteúdos em termos de informação e organização dos caracteres. Os dados de entrada são representados pelo mapa Bouguer analógico. O processamento de dados é feito por meio de uma série de algoritmos que geram um arquivo hipotético 'A'. Depois o SPRING realiza cálculos geodésicos e cartográficos e a formatação no arquivo 'A', conforme os padrões exigidos pelo OASIS MONTAJ. Os dados manipulados pelo MATLAB são importados pelo OASIS MONTAJ que gera o mapa Bouguer, regional e residual. A metodologia é capaz de transformar matematicamente mapas Bouguer analógicos em mapas Bouguer digitais eliminando problemas de importação no OASIS MONTAJ, e possibilitando comparações

entre trabalhos científicos de diferentes épocas e utilizando diferentes gravímetros. Outra função da metodologia é a formatação automática dos arquivos de entrada para o OASIS MONTAJ para arquivos de entrada de correção gravimétrica (CORGRAV), arquivos de estação base, arquivos localização (formado por coordenadas GPS dos pontos de altimetria corrigida) fundamentais para realização do mapa Bouguer. Um caso real desta metodologia é mostrado na Figura 49.

A elaboração dos arquivos de entrada manual se resume em copiar arquivos textos aparentemente corretos, consumindo muito tempo e gerando conflitos e erros difíceis de identificar e corrigir. Com eventuais mudanças de versão do OASIS MONTAJ pode-se adaptar o programa em MATLAB para montar corretamente os arquivos de entrada.

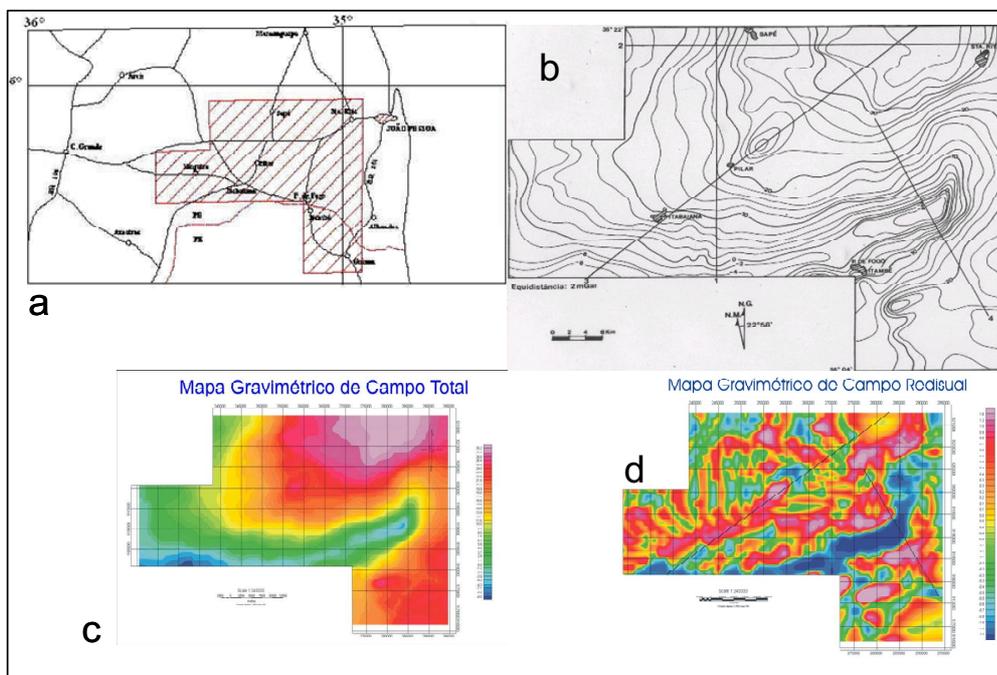


Figura 49 - Reavaliação e novo cálculo do mapa Bouguer do trabalho “Reconhecimento gravimétrico da Bacia João Pessoa, RAND (1977)”. SILVA *et al.* (2004).

As vantagens desta metodologia é que (a) não é proprietária, (b) é de fácil implantação; (c) requer tempo mínimo de processamento computacional, necessitando de computador com a configuração de pelo menos 256MB de RAM, 1.0GHz.

3.2.3 Banco de dados

O Banco de dados, desenvolvido no ACCESS para esta tese, teve a função de armazenar e organizar o acesso das informações coletadas em campo, de modo a permitir e recuperar rapidamente os dados gravimétricos e magnéticos registrados nas cadernetas de campo, gerando dados digitais mais fáceis de manipular. O banco de dados permitiu separar os dados de campo por data, hora, área geográfica, tipo (medição magnética, gravimétrico, fórmula), entre outros.

Também por meio do banco de dados foram gerados *hiperlinks* entre a coordenada de uma estação e o nome de autor que tratasse de medidas estruturais próximas da estação, por exemplo, permitindo acessar rapidamente o artigo usado na pesquisa teórica. O *hiperlink* permite acessar uma das 1309 fotografias segundo estação magnética (ou suas coordenadas), ou carta-imagem da área, curva de variação diurna, inclinação e declinação magnética usada na área de estudo. Enfim, o objetivo é auxiliar o relacionamento entre o levantamento de campo e a pesquisa teórica.

Outra função do banco de dados foi compatibilizar a entrada de dados nos programas auxiliares, guardando arquivos de diferentes tipos de extensão de cada arquivo usado pelo OASIS MONTAJ, SPRING, ARCVIEW, MATLAB, ACCESS, EXCEL.

Através do ARCVIEW-GIS foram realizadas algumas operações de SIG (Sistema de Informações Geográficas), enquanto o SPRING atuou na área de determinadas operações cartográficas e interpolações. As operações de SIG trataram das decisões de campo sobre as variáveis (a) acesso às áreas vazias, (b) de acesso difícil, (c) com muita interferência eletromagnética, (d) com entrada proibida, (e) relevo difícil, etc. Uma carta-imagem foi elaborada para mostrar as fotografias e dados de campo contidos no banco de dados.

A Figura 50 mostra o painel principal do banco de dados em Access já montado e funcionando satisfatoriamente. Os botões de acesso aos dados podem ser modificados em função de novos tipos de dados.

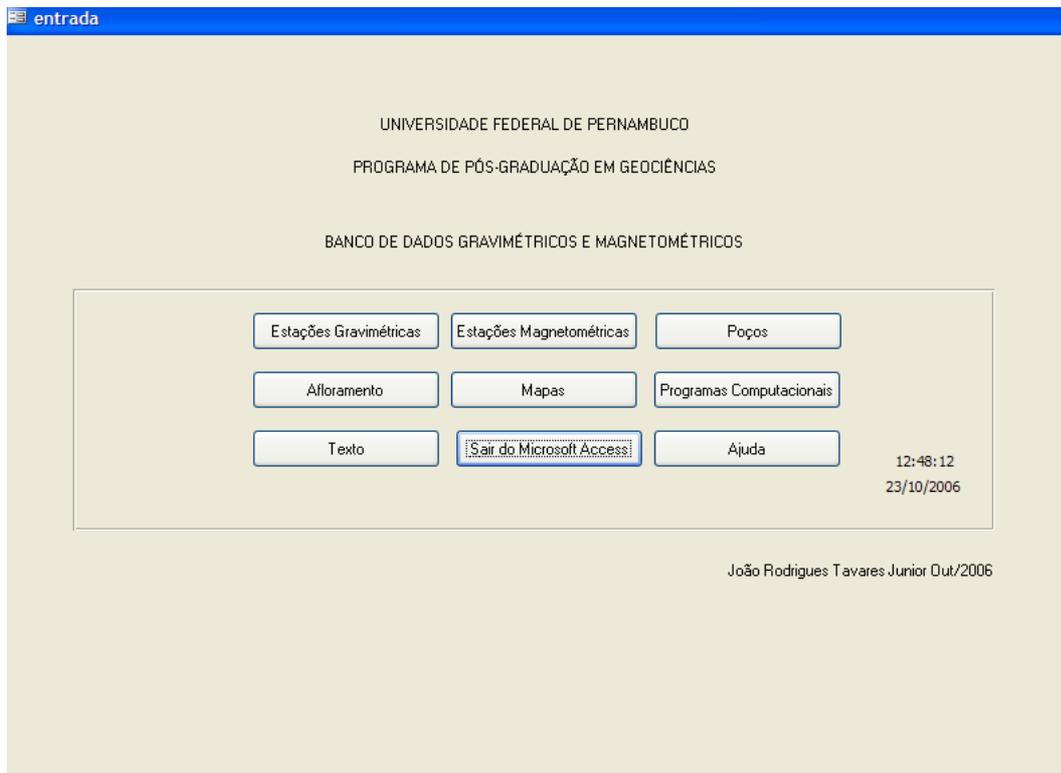


Figura 50 – Interface do banco de dados em Access.

3.2.4 Carta-imagem e mapas temáticos

A carta-imagem foi elaborada em UTM/SAD69, escala de 1/150000 compatível com a escala e projeção cartográfica dos mapas gravimétricos e magnéticos utilizados neste presente trabalho.

A carta-imagem foi intensamente usada no processo decisório de escolha dos locais mais favoráveis para medições magnéticas. Este processo decisório consistiu da análise das condições de acesso aos pontos de medição magnética com respeito às dificuldades/facilidades de entrar em imóveis rurais particulares, de vários tamanhos, às condições de tráfego das estradas e as distâncias envolvidas. Os problemas das estradas eram determinados pelo tipo ou ausência de calçamento, relevo, estado do solo (argiloso, arenoso, pedregoso), agravado pelas chuvas, relevo, tráfego de caminhões em estradas de uma mão.

Outra dificuldade enfrentada foi a “limpeza” da palha da cana-de-açúcar, feita com pequenos incêndios sobre as vias, que eram muito comuns. As áreas e pontos de forte

interferência eletromagnética e magnética, geradas por antenas de telecomunicação e redes elétricas, foram marcados ou reconhecidos com a carta-imagem.

A carta-imagem foi fundamental na navegação em terreno desconhecido revelando, de maneira realística, o aspecto físico e situação atual do terreno, já que não houve tempo e recursos financeiros para visitas prévias de reconhecimento magnético à área de estudo. Os mangues, os solos muito arenosos, os alagados, as áreas de mata e de plantação, as linhas elétricas de alta tensão, foram os elementos reconhecidos na carta-imagem antes ou durante as visitas aos locais. A identificação na carta-imagem destes elementos do terreno, ou a marcação destes na carta-imagem durante a estadia nos locais, contribuiu muito na escolha das estradas e das trilhas mais adequadas. Várias destas estradas não constam nas cartas topográficas, e quando constam nada informam sobre seu estado de conservação ou alteração em seu traçado.

A Figura 51 mostra a carta-imagem tratada de modo adequado para revelar os alvos de interesse foi baseada nos sistemas sensores TM-LANDSAT (*Thematic Mapper - Land Remote Sensing Satellite*) e CCD-CBERS 1 (*CCD - China-Brazil Earth Resources Satellite*). A Figura 52 mostra um mapa de altitudes baseado em imagem do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), usado para visualizar o relevo e áreas planas e, portanto, escolher os acessos e locais mais apropriados para a medição magnética.

Na Figura 53 é mostrado um exemplo de acesso aos dados tabelados de um poço: acionando o botão direito do mouse sobre a representação do poço surge uma tabela cujos dados podem ser alterados pelo usuário. Já na Figura 54 é mostrada uma janela exibindo espacialmente a localização das estações gravimétricas (triângulos verdes), poços (círculos) e afloramentos (martelos cruzados) sobre um mapa georreferenciado.

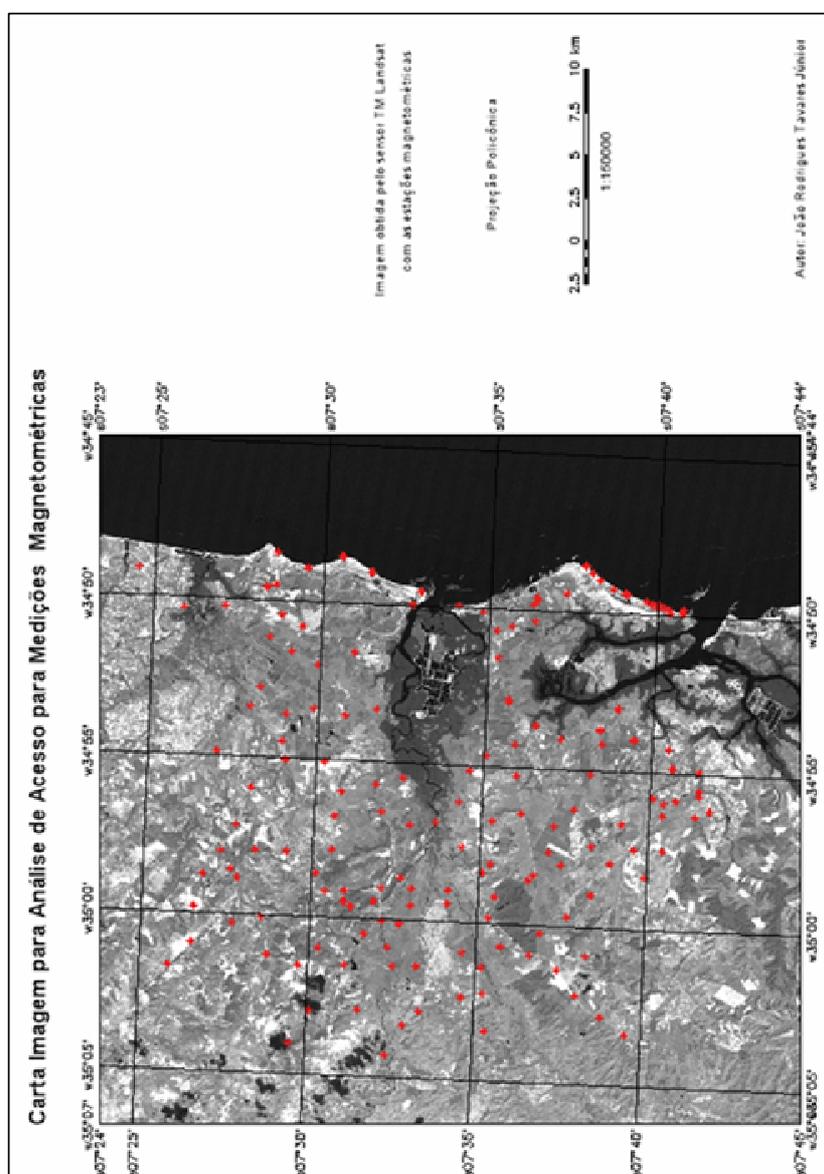


Figura 51 – Carta-imagem.

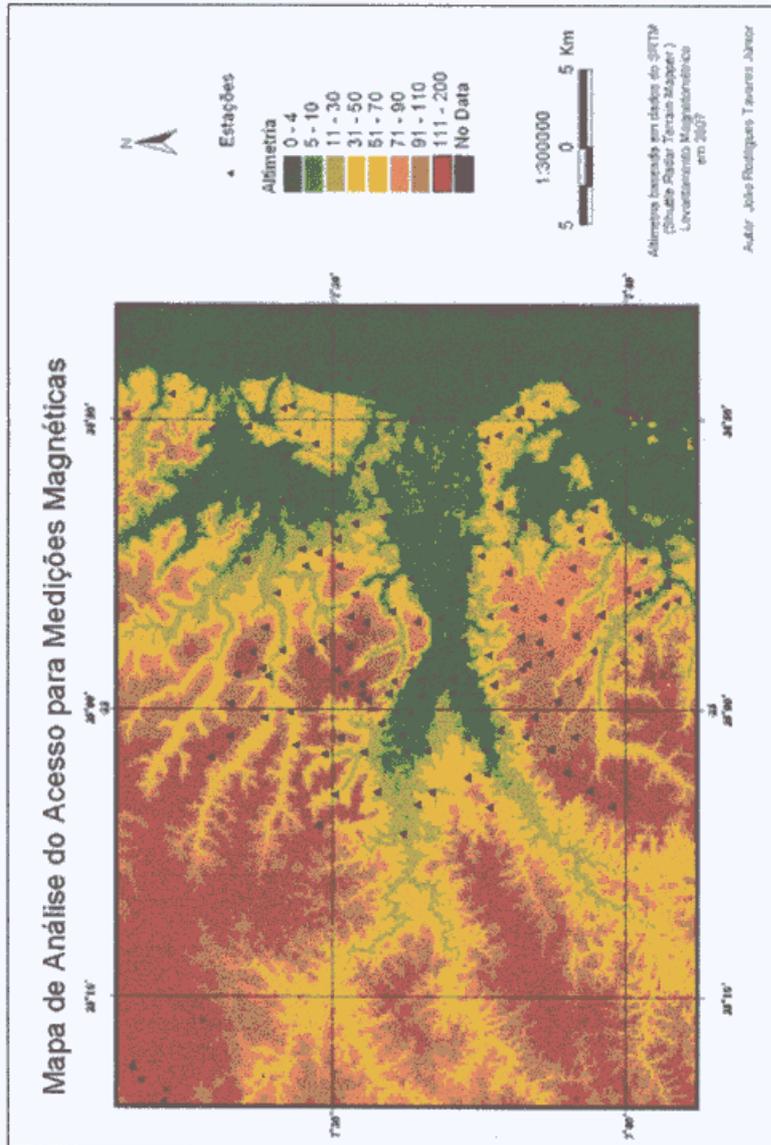


Figura 52 – Mapa temático usado no planejamento e obtenção de estações magnéticas.

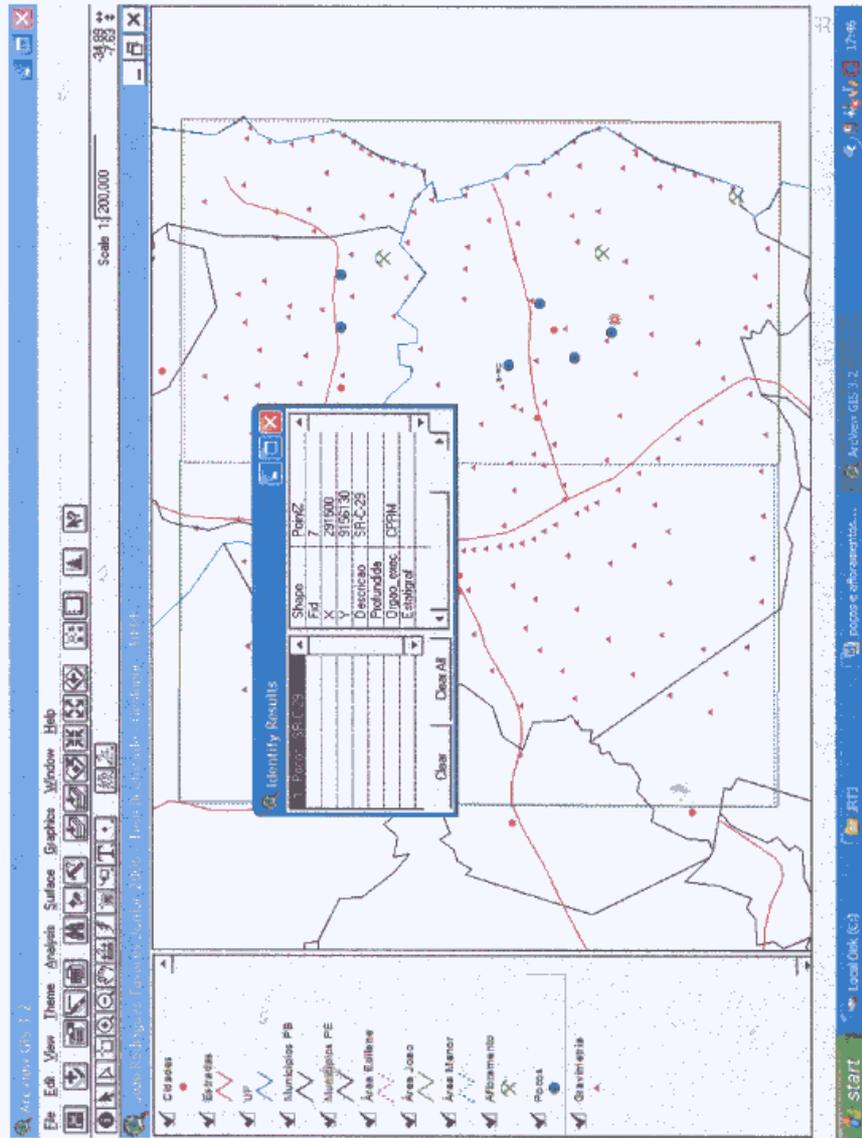


Figura 53 - Mapa gerado no ARCVIEW-GIS 3.2 contendo todas as estações gravimétricas (triângulos), pcos (círculos azuis) e afloramentos (martelos cruzados verdes).

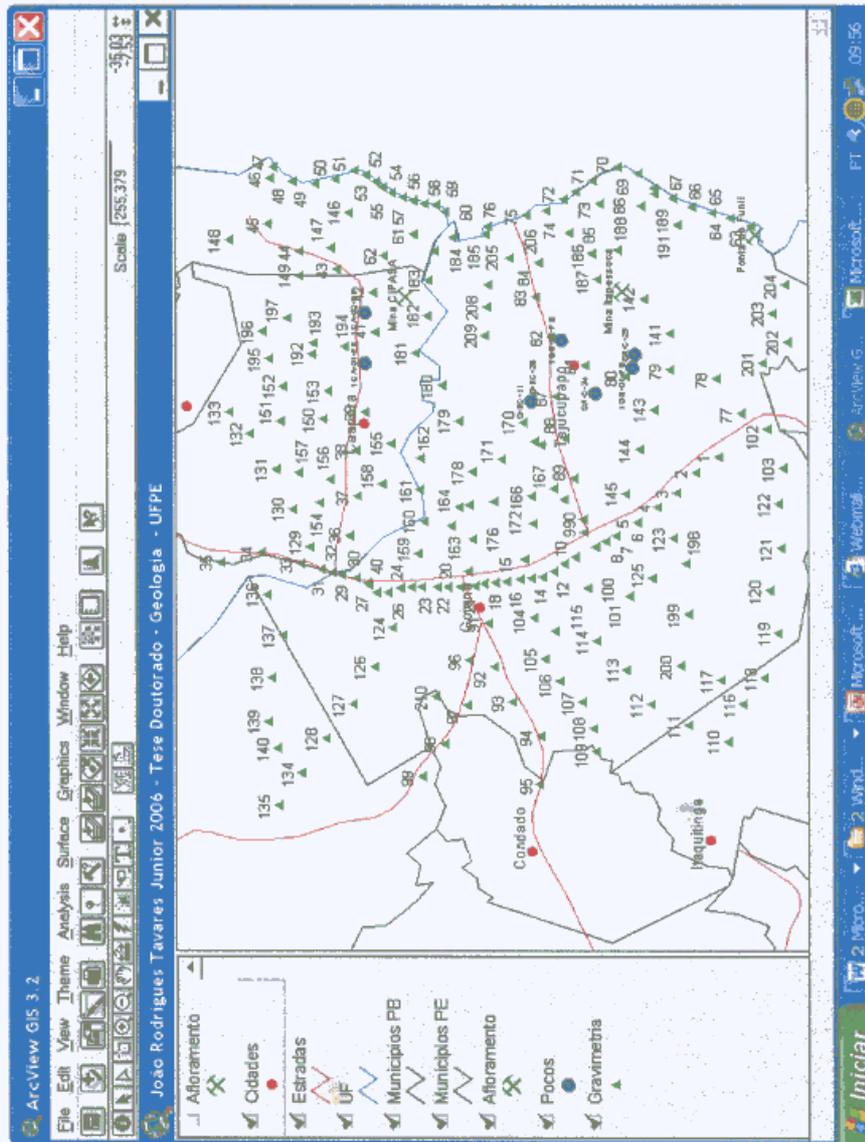


Figura 54 – Mapa gerado no ARCVIEW-GIS 3.2 contendo todas as estações gravimétricas (triângulos verdes), poços (círculos azuis).

3.3 - LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO

3.3.1 – Síntese dos procedimentos de campo

O levantamento gravimétrico da área de estudo foi realizado pelo LGA/UFPE e totalizou duzentas e treze estações gravimétricas tendo sido efetuado no ano de 2005, no decorrer de dez etapas de campo incluindo os meses de abril, julho, agosto e setembro, consumindo vinte e oito dias de campo. Quadro 2 mostra os dados da base gravimétrica.

Quadro 2 – Base gravimétrica de Goiana.

GRAVIDADE CALCULADA (Fórmula Internacional de 1967)	LONGITUDE	LATITUDE	ALTITUDE
978031,846 mGal	-35° 59' 48"	-7° 33' 30,7"	13,0 m

A base gravimétrica de Goiana foi estabelecida sobre o marco de RN-395-B (Referência de Nível), acessível em placa metálica instalada na calçada da fachada central da Igreja matriz N. Senhora do Rosário dos Homens Brancos (Avenida Marechal Deodoro da Fonseca, Goiana, Pernambuco). Este local foi adequado para instalação diária dos equipamentos de medição altimétrica e termométrica. O local do RN também ofereceu a necessária estabilidade gravimétrica na abertura e fechamento da base.

A Figura 55 mostra a base gravimétrica de Goiana. A Figura 56 mostra a planta de localização da base gravimétrica de Goiana.

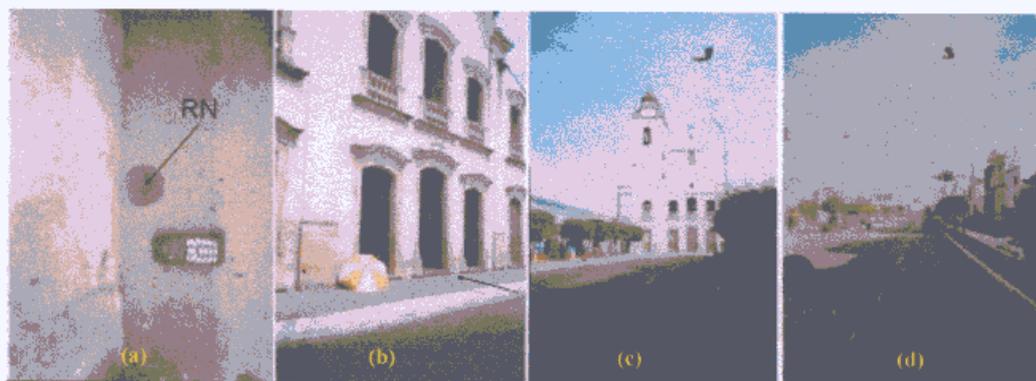


Figura 55 – Base gravimétrica de Goiana. (a) RN da base. (b) Visão externa da Igreja. (c) Visão geral da localização da base. (d) Visão a partir da base.

No Anexo 1 se encontra a identificação e representação da base gravimétrica conforme a padronização usada pelo Observatório Nacional.

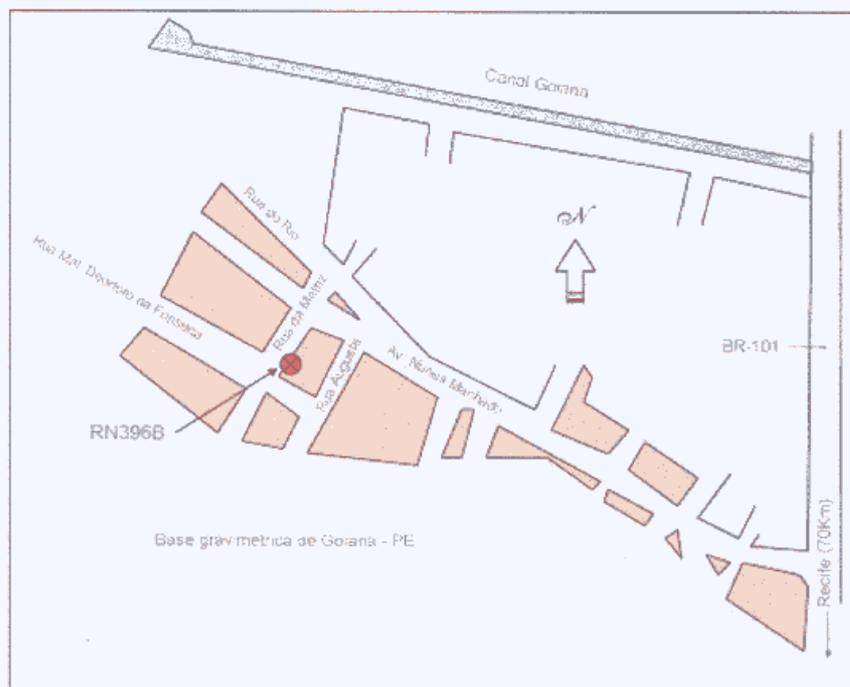


Figura 56 – Localização da base gravimétrica de Goiana (RN-395-8).

Na base gravimétrica uma equipe operou um psicrômetro *Lambreth* para medidas termométricas (temperatura seca e a úmida), três altímetros analógicos *Thommen*, e um altímetro digital da marca *Barigo*, e relógio para anotação das leituras no intervalo de quinze minutos. A equipe itinerante utilizou o gravímetro da marca *Lacoste & Romberg* (G-994), e o G-939, ambos com precisão de 0,001mGal, três altímetros analógicos *Thommen*, um altímetro digital *Barigo*, e um GPS de navegação marca *Garmin*, modelo *E-map*.

O levantamento gravimétrico foi realizado em vinte e sete linhas de estações gravimétricas. O quadro com o nome das linhas realizadas e as datas correspondentes está no ANEXO 2. O quadro dos dados gravimétricos está no ANEXO 3. A Figura 57 mostra a localização das estações gravimétricas.

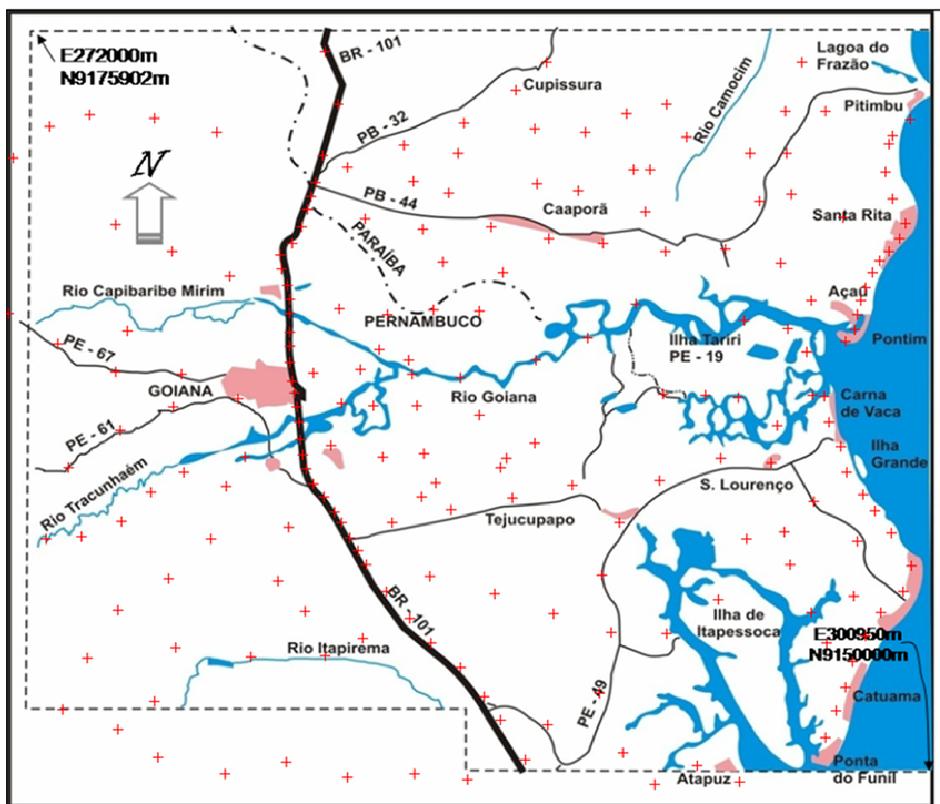


Figura 57 – Mapa de localização das estações gravimétricas.

3.3.2 – Síntese dos Procedimentos de laboratório

Após a finalização das etapas de campo iniciou-se o tratamento dos dados em laboratório. As coordenadas das estações gravimétricas foram marcadas manualmente nas cartas topográficas. Depois foram montados os arquivos das leituras termométricas e altimétricas para rodar no software Corbar ou no Editor do Corbar.

Foram elaborados os arquivos de entrada de extensão ‘.txt’ para processamento no OASIS MONTAJ, que são o Corgray (contendo código da base, número das estações; coordenadas das estações; hora, leituras do gravímetro; altitude corrigida no Corbar e data), o Localização (contendo o número das estações; coordenadas das estações e altitudes

corrigidas) e o arquivo Base (código da base, valor da gravidade calculada utilizando a Fórmula Internacional da Gravidade de 1967; coordenadas da base e altitude do RN).

Após a importação e processamento pelo OASIS MONTAJ dos arquivos Corbar, localização e base é gerado o mapa Bouguer, que é usado para aplicação de filtros espectrais e geração de outros mapas gravimétricos. Sobre o mapa Bouguer são extraídos os modelos 2-D ajustados em conjunto com os modelos 2-D do mapa de campo total magnético. Também o mapa Bouguer é usado no caso do modelo 3-D do embasamento.

A Figura 58 mostra uma visão da interface de modelagem utilizando o módulo GM-SYS 2-D do OASIS MONTAJ. O topo do embasamento é modelado como função do ajuste interativo de densidade, suscetibilidade retirada de tabelas por que não há afloramentos dentro da área de estudo, e sim vestígios do embasamento extremamente intemperizados. A densidade dos modelos é constante nos blocos. A calibração de profundidade foi feita com três poços que atingem o embasamento da Sub-Bacia Olinda.

As densidades usadas foram escolhidas dentro do intervalo de densidades indicado por Telford *et al.* (1976) uma vez observados os tipos litológicos encontradas nos afloramentos conforme Barbosa (2004), Vila Nova (2005) e Souza (2006). O Quadro 3 apresenta os intervalos de densidade. No Quadro 4 a diferenciação dos termos usada para denominar vulcânica ‘v’ e plutônica ‘p’, foi baseada em Kearey (2001), Allaby & Allaby (2003).

Quadro 3 – Densidade de rochas sedimentares. Telford *et al.* (1976).

DENSIDADE (g/cm ³) SEDIMENTOS E ROCHAS SEDIMENTARES				
	VARIÇÃO NOS POROS			
	COM FLUIDO	SEM FLUIDO	COM FLUIDO	SEM FLUIDO
Solo	1,20-2,40	1,00-2,00	1,92	1,46
Aluvião	1,96-2,00	1,50-1,60	1,98	1,54
Areia	1,70-2,30	1,40-1,80	2,00	1,60
Cascalho	1,70-2,40	1,40-2,20	2,00	1,95
Argila	1,63-2,60	1,30-2,40	2,21	1,70
Arenito	1,61-2,76	1,60-2,68	2,35	2,24
Folhelho	1,77-3,20	1,56-3,20	2,40	2,10
Calcário	1,93-2,90	1,74-2,76	2,55	2,11
Dolomita	2,28-2,90	2,04-2,54	2,70	2,30

Quadro 4 – Densidade de rochas ígneas.
Telford *et al.* (1976).

DENSIDADE (g/cm ³) ROCHAS ÍGNEAS		
ROCHA	VARIAÇÃO	MÉDIA
Riolito (v)	2,35-2,70	2,52
Dacito (v)	2,35-2,80	2,58
Andesito (v)	2,40-2,80	2,61
Granito (p)	2,50-2,81	2,64
Granodiorito (p)	2,67-2,79	2,73
Sienito (p)	2,60-2,95	2,77
Diorito (p)	2,72-2,99	2,85
Diabásio (p)	2,50-3,20	2,91
Norito (p)	2,70-3,24	2,92
Basalto (v)	2,70-3,30	2,99
Gabro (p)	2,70-3,50	3,03
Peridotito (p)	2,78-3,37	3,15
Piroxenito (p)	2,93-3,34	3,17

O modelo de inversão do embasamento 3-D inclui nos cálculos a contribuição gravimétrica da descontinuidade de Mohorovicic (MOHO). Foram usadas quatro matrizes (grades dos mapas) para o cálculo do modelo 3-D, a saber, embasamento de densidade constante e profundidade variável, a grade do mapa Bouguer, uma grade sintética dos sedimentos de densidade constante e a grade do MOHO. Para a realização do mapa de isópacas foi usada a grade da topografia e a do embasamento, que confinam o pacote sedimentar. A Figura 58 exibe a interface da modelagem 2-D no GM-SYS do OASIS MONTAJ. A Figura 59 mostra a interface de modelagem usando o GM-SYS 3-D do OASIS MONTAJ exibindo os mapas necessários para a modelagem do mapa do embasamento, que é o resultado da inversão gravimétrica 3-D. A seqüência dos nomes dos mapas é de cima para baixo: mapa topográfico, Bouguer, mapa do embasamento, e contribuição gravitacional da descontinuidade de Mohorovicic.

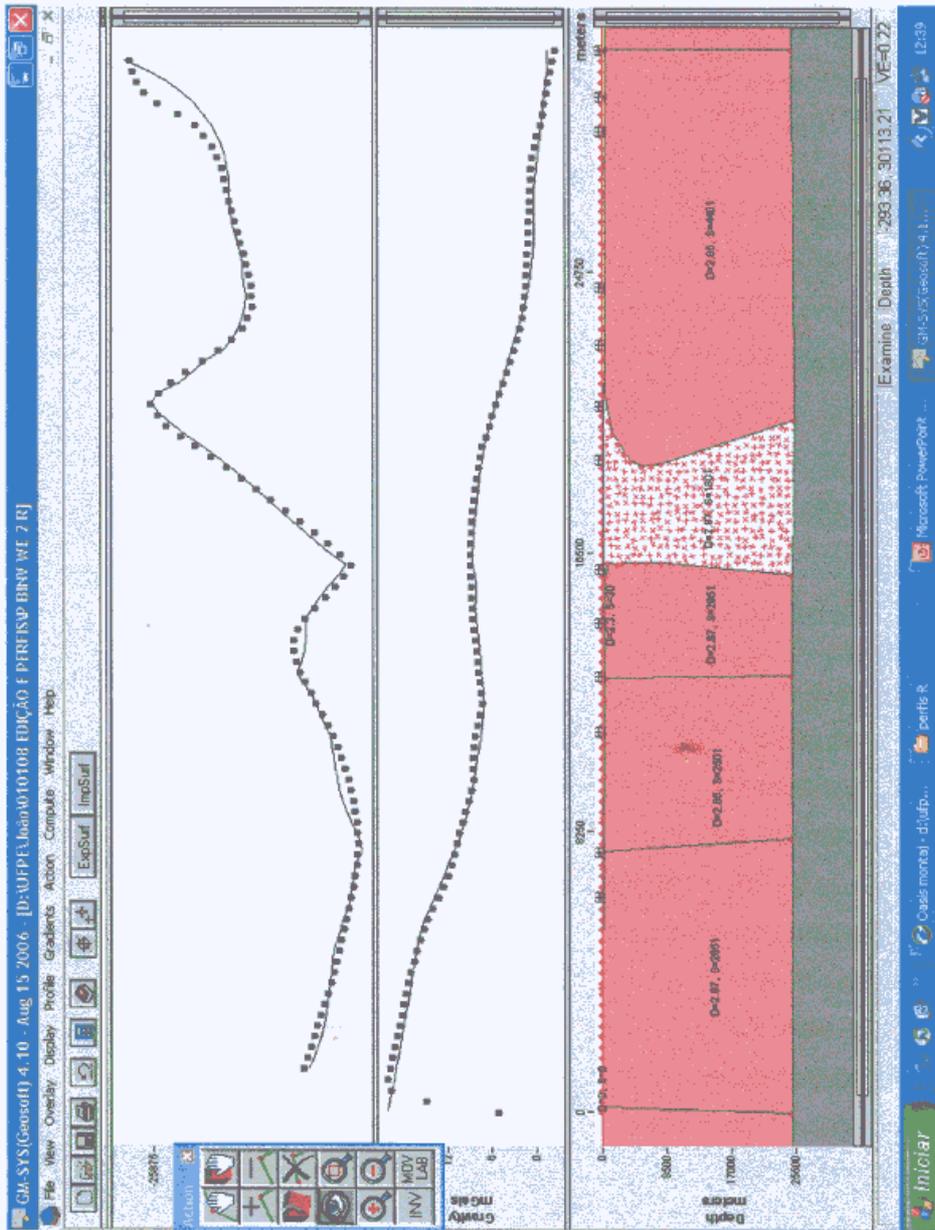


Figura 58 – Interface do GM-SYS 2-D.

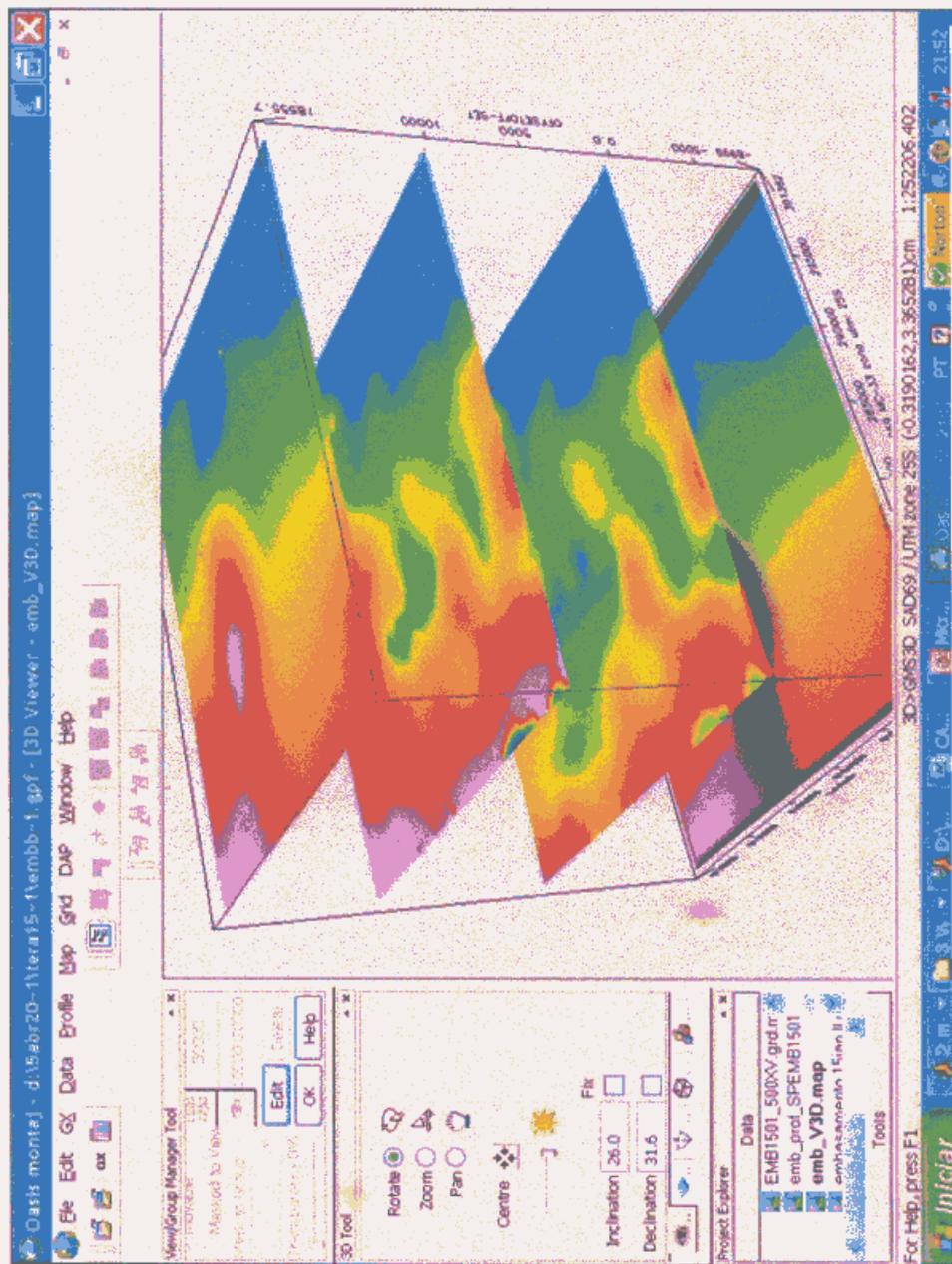


Figura 59 – Interface do GM-SYS 3-D.

3.4 – LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO

3.4.1 – Problemas de equipamento

A aquisição dos novos dados magnetométricos foi realizada no 2º semestre 2007 e integralmente custeada pelo aluno, porque os dados magnéticos cedidos pelo LGA em 2005, e analisados longamente em 2006, demonstraram problemas.

Em maio de 2007 o Laboratório de Geofísica Helmo M. Rand recebeu um novo magnetômetro, o SM-5 NAVMAG da *Scintrex*, de bombeamento ótico que mede o campo total magnético. Os meses de maio, junho, julho e agosto de 2007 foram intensivamente usados para estudo do princípio teórico, testes do SM-5 em laboratório e também de medição no campus da UFPE. O longo tempo de estudo do SM-5 foi devido ao fato de ser a primeira vez que o instrumento era usado na UFPE e também para solucionar problemas em softwares e no hardware do instrumento, sem assistência técnica eficiente no Brasil.

O suporte técnico da *Scintrex* do Canadá e Rio de Janeiro foram repetidamente solicitados, porém não atenderam adequadamente às necessidades de informações técnicas. Houve problemas de fábrica encontrados no SM-5, relacionados, entre outros, aos programas de sincronização dos dispositivos de medição de coordenadas GPS e da intensidade do campo total.

Os programas de armazenamento de dados do SM-5 tiveram que ser reorganizados, substituídos e testados para o instrumento funcionar. Até a hipótese de devolver o instrumento foi discutida, porém a urgência de solucionar todos os problemas do SM-5 e obter os novos dados magnéticos prevaleceu. Outro problema observado foram os defeitos das baterias originais, entregues em curto circuito, tendo sido trocadas. As conexões entre o computador do SM-5 e as baterias possuem padrões de peças inexistentes no Brasil, tendo sido os cabos e conexões originais adaptados a baterias usadas em motocicletas, que se enquadram perfeitamente nos padrões elétricos exigidos nas especificações técnicas do manual do magnetômetro.

3.4.2 – Síntese dos procedimentos de campo

O levantamento magnetométrico da área de estudo foi realizado no ano de 2007 no decorrer de vinte e três dias de campo ao longo dos meses de agosto, setembro e outubro. Antes das medições magnéticas todos os locais eram fotografados e medidas as coordenadas GPS. Na caderneta de campo eram anotados todos os detalhes importantes sobre o acesso aos pontos de medição e evidências visuais ou indícios de fontes de interferência magnética e eletromagnética.

A escolha da base magnética principal e das bases auxiliares (para cada dia de medição) foi rigorosa quanto à decisão evitar ou tolerar, dentro de certos limites, a interferência magnética e eletromagnética. Caso não houvesse critérios rigorosos quanto às indesejáveis interferências artificiais, isso iria comprometer a qualidade da aquisição de dados. A escolha das bases magnéticas priorizou os locais amplos, livre de edificações, desde a mais simples residência até os prédios e instalações industriais de usinas. Foi mantida distância (100m) de estruturas como viadutos e pontes, que contém estruturas metálicas no concreto armado. Além disso, foram escolhidas áreas distantes de antenas de radio transmissão, antenas repetidoras de sinais de televisão e de estações rádio base (ERB) das redes de telefonia celular, redes de transmissão elétrica de baixa e alta tensão. Equipamentos metálicos de lançamento da vinhaça, de irrigação, de pivoteamento, tubulações de rede de água no subsolo e gasodutos (sinalizados com placas indicativas), canais de irrigação, tratores arando o solo e corrigindo estradas, ônibus de transporte de trabalhadores das usinas, foram outros exemplos de objetos evitados na escolha e leitura das bases e das estações magnéticas.

Uma vez encontrado um local mais adequado possível para a base era feita uma averiguação do comportamento do ambiente magnético. Esta averiguação era feita na marcação no solo, de um triângulo equilátero de 3m de lado, onde eram feitas cinco medidas magnéticas, começando e finalizando no centro do triângulo. Caso as leituras não diferissem entre si, em 50nT, a base era adotada. O mesmo procedimento de testar o comportamento da base principal foi obedecido para as bases auxiliares.

O intervalo médio de tempo decorrido entre as medições na base magnética se manteve em torno de 1h, para deixar uma margem de segurança na eventualidade de atrasos. O limite máximo entre duas leituras imediatamente consecutivas da base foi estabelecido em 2h e, felizmente, nunca foi atingido. Foi observada a estabilidade das medidas magnéticas das bases, ou seja, o comportamento dos valores entre leituras das bases ao longo do dia. Se a diferença entre as leituras das bases estivesse dentro do limite pré-estabelecido para o

levantamento (em torno de 50nT a 100nT) havia condição de se afastar mais da base para medir pontos, revelando local magneticamente estável. Com relação às medições magnéticas, para cada estação foram executadas três medições, sendo usada depois a média aritmética como leitura final.

A questão do risco do magnetômetro SM-5 atrair descargas elétricas atmosféricas durante o levantamento de campo foi seriamente considerada, haja vista que em 2008 efetivamente ocorreram cinco óbitos causados por raios (Jornal do Comércio, 2008) em Pernambuco.

O Grupo de Eletricidade atmosférica (ELAT) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (2008) realiza pesquisa sistemática desde 1980 por meio de uma rede de sensores, mapas e modelagem de dados sobre a incidência de raios no Brasil. Pernambuco está fora desta rede de pesquisa, não tendo sido possível avaliar com antecedência os efeitos dos riscos na área de estudo sobre o comportamento elétrico da atmosfera.

Durante o levantamento magnético desta tese foram observados vários saltos (entre 50000nT e 98000nT) nas leituras do SM-5, durante a aproximação de nuvens cúmulo-nimbo de baixa altitude, inclusive com observação de relâmpagos e raios. As recomendações do ELAT/INPE sobre as precauções para evitar riscos à saúde humana não foram, lamentavelmente, obedecidas por causa da necessidade de coletar os dados magnéticos.

Outra categoria de salto observada nas leituras do SM-5 ocorreu durante a emissão e recepção de chamadas telefônicas de aparelho celular, e envio de mensagens em ‘torpedos’. Foram realizados vários testes intencionais durante as ligações telefônicas, para constatar os picos de leitura do magnetômetro. A hora e intensidade dos saltos do campo magnético registrado nos arquivos de saída do SM-5 coincidiam precisamente com a hora das ligações telefônicas. Os valores das chamadas de celular frequentemente atingiram o limite máximo de leitura do SM-5, próximo de 100000nT.

Além dos expressivos saltos de leituras, causados pelos sinais da telefonia celular, foram constatadas outras perturbações magnéticas momentâneas, embora de menor intensidade se comparadas aos saltos causados por ligação de aparelho celular. As origens destas perturbações podem estar associadas às transmissões de rádio-amador, rádios instalados em automóveis e rádios portáteis de curto alcance.

Outro fenômeno de significativa perturbação no campo magnético era sempre verificado durante e depois da passagem de veículos, próximos ao local de medição (10m a 20m de distância). Nestas situações era esperada a estabilização da leitura ou afastamento do local ou, ainda, a mudança de ponto da medição.

Uma regra sempre seguida na medição de campo foi manter, em torno de 100m do ponto de medição, a câmera fotográfica, o receptor GPS, o aparelho celular, molhos de chave, pilhas, enfim todos os objetos pessoais metálicos eram deixados no carro.

No caso de eventual persistência da interferência eletromagnética fazia-se a mudança de orientação do sensor do SM-5, o que permitia, às vezes, a estabilização da leitura, cuja orientação era feita normalmente na direção norte.

A distância prevista entre estações foi de 2 km, distribuídas de forma irregular, mas houve casos em que a distância foi reduzida para que fosse feita uma triagem das medições, eliminando as medidas inadequadas.

3.4.3 – Problemas de campo

A área de estudo está em sua maior parte localizada no município de Goiana-PE ocupado principalmente por plantações de cana-de-açúcar.

O levantamento de campo foi realizado na época da colheita da cana-de-açúcar, fato que envolve várias atividades, a exemplo do corte e transporte da cana-de-açúcar, transporte de trabalhadores, queima de palha da planta no local de cultivo e nas estradas, operação de irrigação e correção do solo, e conserto de estradas após a estação chuvosa. Estas ações envolveram ônibus, caminhões, tratores.

Além da colheita da safra agrícola havia a duplicação da BR101, resultando no bloqueio dos acessos normais às estradas vicinais do lado leste da rodovia, forçando a busca de entrada em locais distantes, obrigando longos percursos, muito maiores do que se não houvesse as obras de duplicação. Além da construção da pista havia a construção de pontes e viadutos com interrupção de faixa e acostamento, e remoção de terra na retificação do terreno. Máquinas e equipamentos de vários tipos participaram das obras, a exemplo de máquinas de asfalto e concreto, betoneiras, escavadeiras, entre outros.

O acesso aos terrenos das usinas foi complicado, tendo havido exigência de declaração por escrito documentação identificação do aluno, do curso de pós-graduação, e explicações sobre o tipo e finalidade do levantamento de campo em terreno particular de grandes empresas. Em uma das usinas foi exigida comunicação verbal diária na portaria da empresa, mesmo com todos os documentos de identificação entregues com antecedência na recepção.

Várias tentativas iniciais do levantamento foram frustradas devido ao estado do terreno, com muita lama até o final de setembro de 2007. Ainda em setembro havia muita

chuva o que exigia vários dias para o terreno secar e espera do concerto das estradas erodidas na estação chuvosa.

Fora dos tabuleiros costeiros as encostas dos vales são muito inclinadas, e os talwegues são ocupados por terrenos encharcados, e cursos d'água. Algumas partes dos tabuleiros, mesmo em terreno seco, facilmente atolava as Vans e Kombis sem tração adicional nas rodas, e também por causa da grande quantidade de areia seca nos dias ensolarados. Algumas medidas em locais de acesso difícil tiveram seus percursos (4 km) feitos a pé, devido à impossibilidade de o carro passar por cima de plantações, valas, riachos, cana queimando, entre outros.

Os estuários do Rio Goiana e Rio Megaó têm vegetação fechada de mangue e vários locais com lagos e riachos são de acesso a pé, complexo ou difícil, além do trânsito constante de caminhões caçamba transportando areia em estradas de barro de uma faixa, mesmo nas primeiras horas da manhã. As regiões com a cana-de-açúcar com plantas de 2m de altura, ainda para colher, permitiam apenas medições na estrada. O parcelamento muito fragmentado da terra em pequenas propriedades impediu algumas medições por causa da ausência ou negação dos proprietários em várias granjas e plantações. Todos estes problemas consumiram vários meses para serem contornados e realizar medições magnéticas, inclusive porque não houve permanência em pousadas, portanto todos os dias havia o retorno ao anoitecer.

A Figura 60 mostra a localização das estações magnéticas.

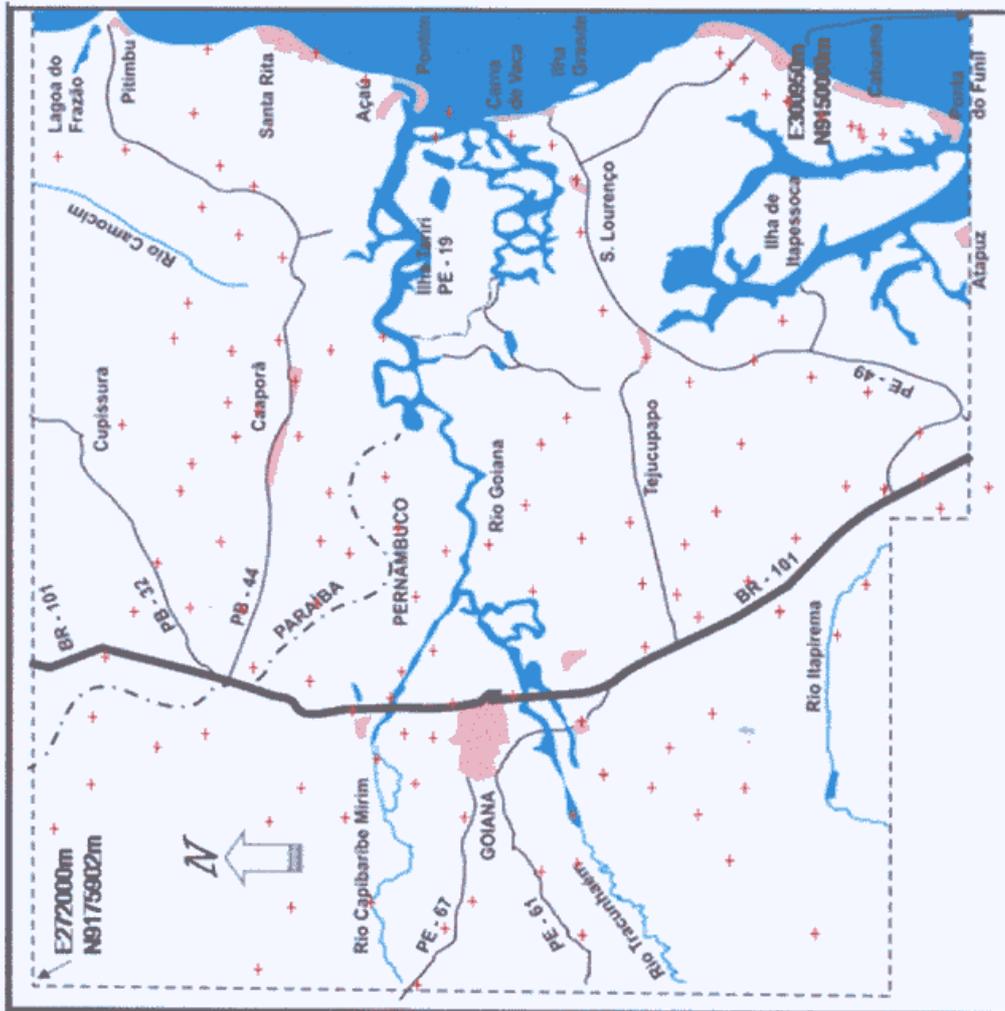


Figura 60 – Mapa de localização das estações magnéticas.

Com relação aos motivos dos espaços vazios de estações na Figura 60, estes resultam de sérias restrições de acesso impostas pela geografia do terreno. A Figura 61 mostra as estradas e obstáculos da área de estudo. Na Fig. 61: (a) alagados do Rio Goiana, margem sul; (b) Usina S. Tereza; (c) setor sudoeste da área de estudo; (d) atoleiro na Usina Tabu; (e) relevo com ladeiras íngremes na Usina Tabu; (f) veículo rebocado por trator em atoleiro na Usina S. Tereza; (g) estrada bloqueada por incêndio, Usina CAIG; (h) ponte no Rio Tracunhaém, Usina CAIG; (i-1) e (i-2) reserva de mata, Usina CAIG; (j-1) e (j-2) limite noroeste da área, relevo acidentado; (k) Rio Camocim, limite NNE da área de estudo; (l) limite NE, litoral da Paraíba; (m) limite WNW, Usina CAIG; (n) Usina Maravilhas, margem oeste BR101; (o) margem norte do Rio Goiana, Usina Maravilhas.

Os estuários do Rio Goiana e do Rio Megaó têm vegetação fechada de mangue e em vários pontos de suas margens há charcos e lagoas. A Ilha de Itapessoca é explorada por uma empresa de mineração que não permitiu o levantamento, mesmo com solicitação por escrito. Várias manchas de vegetação de Mata Atlântica também impossibilitam medições e aquisição de coordenadas GPS. Pontos próximos de fábricas, usinas e seus parques de tanques de álcool, as áreas urbanas, antenas, densas plantações de bambu e cana-de-açúcar, além de muitas vertentes íngremes entre tabuleiros, são as causas dos vazios ou cobertura com poucas estações magnéticas. Além disso, a grande Ilha fluvial de Tariri e um amplo terreno ao sul da PB-44, próxima da cidade de Caaporã-PB, são ocupados por empresas particulares da indústria de carcinocultura de acesso proibido.

O ANEXO 4 apresenta os valores das leituras, correção da variação diurna e valor final corrigido do IGRF das medições magnéticas realizadas em 2007.

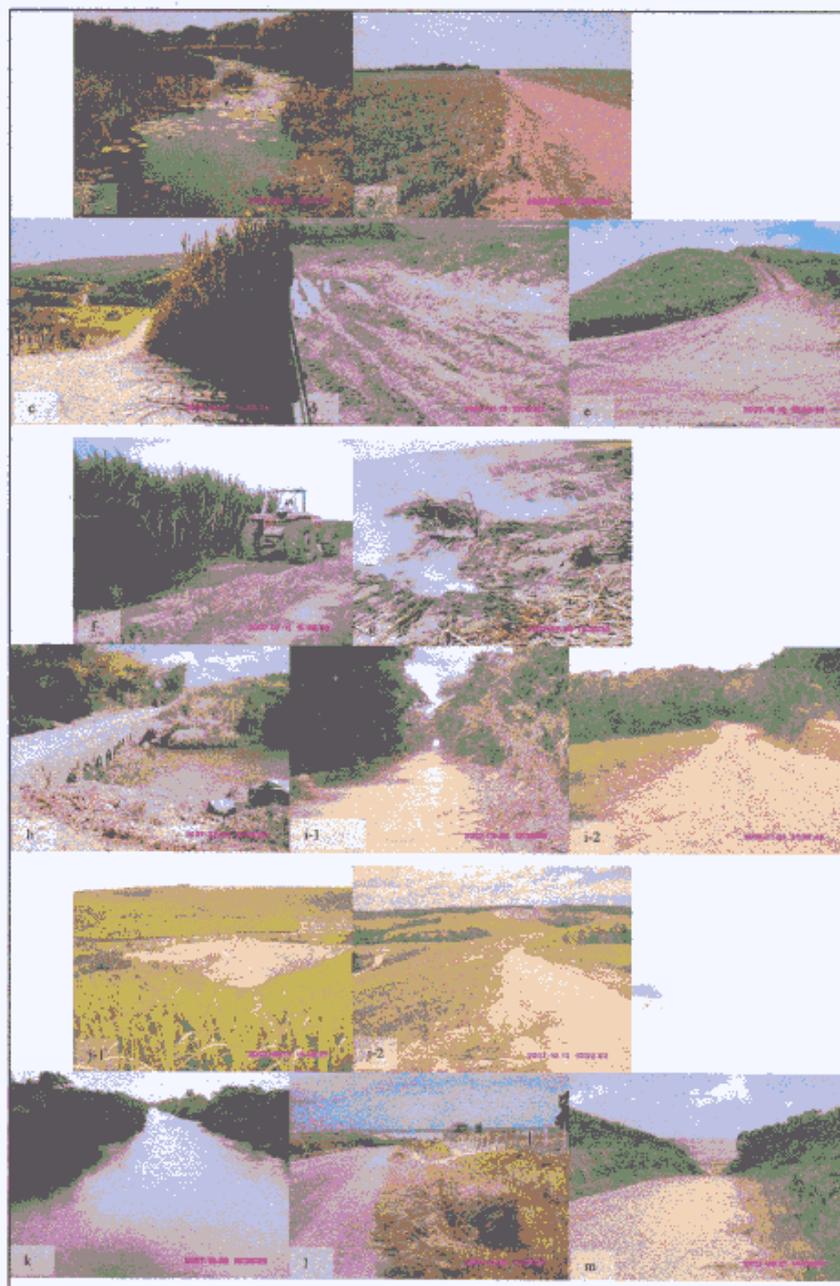


Figura 61 – Obstáculos do terreno e aspecto das estradas.

No campo foram evitadas as fontes de interferência magnética e eletromagnética para que as medidas magnéticas fossem corretamente executadas. Na Figura 62 e 63 são mostrados exemplos de fontes de interferência. Na Fig. 62 observa-se a rede elétrica de baixa tensão (A, B, H), veículos (D, F), restos metálicos de embarcação (C), e estrutura de indústrias (G). Na Fig. 63 observa-se a placa do gasoduto (A), utensílios de trabalhadores rurais (B), tubulação de metal (C), usina (D), canal (E), carro da pesquisa (F), rede de alta tensão (G), máquina da duplicação da BR-101 (H).

Na Figura 64 observam-se os tipos de terreno da área: (a) Pontal de Acaú (Foz do Rio Goiana); (b) Praia de Graminha (Pitimbu); (c) limite oeste, via para Condado; (d) BR101, vale do Rio Goiana; (e) indústria de cimento CIPASA; (f) vale do Rio Goiana – CAIG; (g) Rio Arataca, margem leste BR 101; (h) terreno muito arenoso, várzea do Rio Goiana – CAIG; (i) topo de encosta da Usina CAIG (S. Tereza), margem oeste BR101; (j) limite sul da área.

Na Figura 65 são mostradas as fotografias da Usina Maravilhas, descida para o talvegue do Rio Capibaribe - Mirim e um açude no vale do Rio Goiana (margem norte).



Figura 62 – Objetos de interferência magnética e eletromagnética.

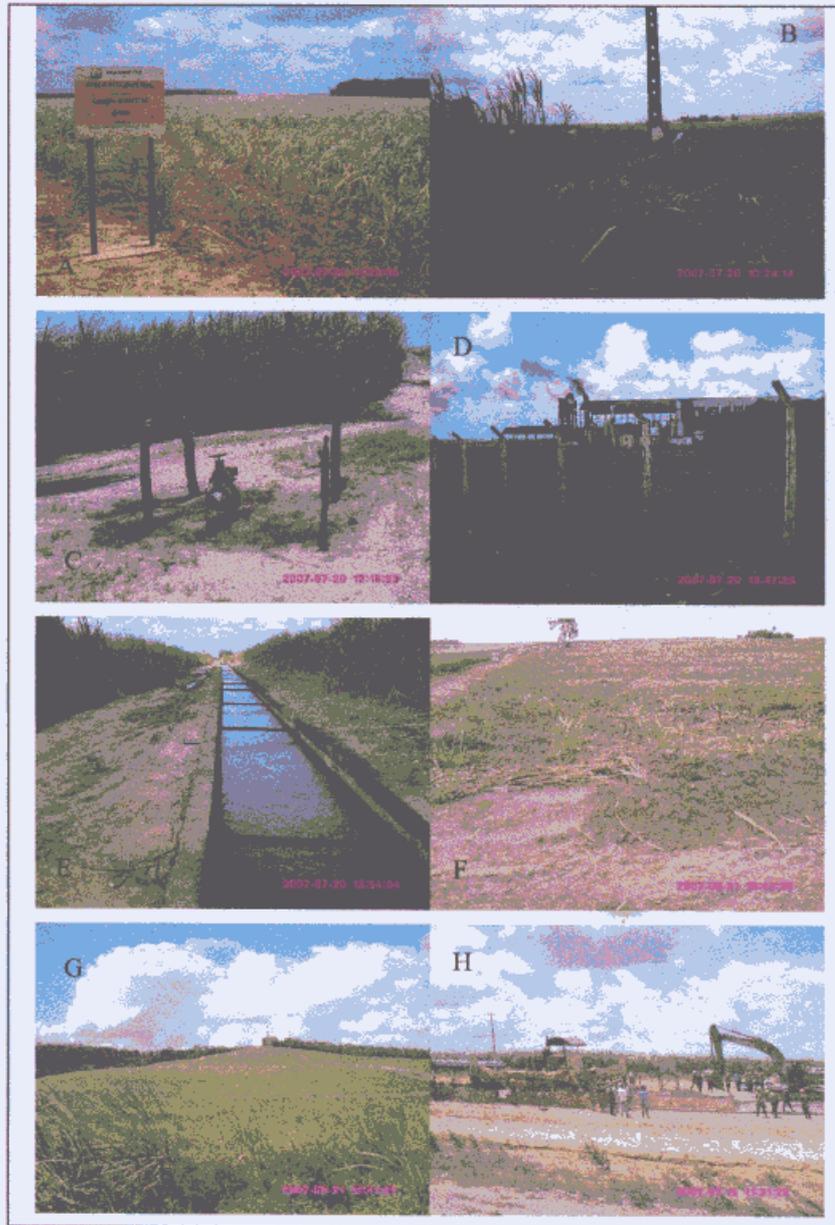


Figura 63 – Objetos de interferência magnética e eletromagnética.



Figura 64 – Aspectos da área de estudo em vários pontos.



Figura 65 – Imagens da área de estudo. (a) Usina Maravilhas, descida para o talvegue do Rio Capibaribe - Mirim, (b) açude no vale do Rio Goiana (margem norte).

3.4.4 – Síntese dos procedimentos de laboratório

A partir da medição dos dados magnetométricos obtidos na área de estudo foram elaboradas tabelas organizando os dados para cada dia de trabalho. O SM-5 armazena os dados em uma *pendrive*, já que seu sistema operacional usa a memória RAM para coletar as medições, não havendo espaço no HD para registrar os dados, que são eliminados ao desligar o instrumento. Na modelagem magnetométrica foi usado o software OASIS MONTAJ em quatro versões: 6.3.1 (6G) Educational edition, 6.4.2 Viewer edition, 6.4 (9M) Educational edition, 6.2 (SM), Standard edition.

Foram coletadas 129 estações magnéticas e escolhida uma base magnética principal. Todas as bases auxiliares foram ligadas no campo à base principal. A correção usando o valor da intensidade do campo total magnético obtida no modelo do IGRF e a correção da variação diurna foram efetuadas.

Foram elaborados os gráficos de ligação entre base auxiliar e base principal magnética utilizando programas em MATLAB desenvolvidos especialmente para essa finalidade. Em seguida foram feitos os gráficos de variação diurna, também usando programação em MATLAB, que serviram para a correção da variação diurna. As curvas de variação diurna estão apresentadas nas Figuras 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80

Depois de feitas todas as correções é elaborado o mapa de campo total magnético.

Os valores de suscetibilidade magnética foram retirados das tabelas de Telford *et al.* (1976) e estão nos quadros 5, 6 e 7, uma vez observadas as indicações dos tipos litológicos encontradas nos afloramentos conforme em Barbosa (2004), Vila Nova (2005) e Souza (2006). No Quadro 7 a diferenciação dos termos, usada para denominar vulcânica e plutônica, foi baseada em Kearey (2001), Allaby & Allaby (2003).

Quadro 5 – Suscetibilidade magnética de rochas sedimentares. Telford *et al.* (1976).

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (μ -c.g.s.)		
SEDIMENTARES		
ROCHA	VARIAÇÃO	MÉDIA
Dolomita	0-75	10
Calcário	2-280	25
Arenito	0-1660	30
Folhelho	5-1480	50

Quadro 6 – Suscetibilidade magnética de rochas metamórficas. Telford *et al.* (1976).

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (μ -c.g.s.)		
METAMÓRFICAS		
ROCHA	VARIAÇÃO	MÉDIA
Anfibolito	-	60
Xisto	25-240	120
Filito	-	130
Gnaisse	10-2000	-
Quartzito	-	350
Ardósia	0-3000	500

Quadro 7 – Suscetibilidade magnética de rochas ígneas. Telford *et al.* (1976).

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (micro-c.g.s.)		
ÍGNEAS		
ROCHA	VARIAÇÃO	MÉDIA
Granito (p)	0-4000	200
Riolito (v)	20-3000	-
Dolerito	100-3000	1400
Diabásio (p)	80-13000	4500
Gabro (p)	80-7200	6000
Basalto (v)	20-14500	6000
Diorito (p)	50-10000	7000
Piroxenito (p)	-	10500
Peridotito (p)	7600-15600	13000
Andesito (v)	-	13500

(p): plutônica; (v): vulcânica

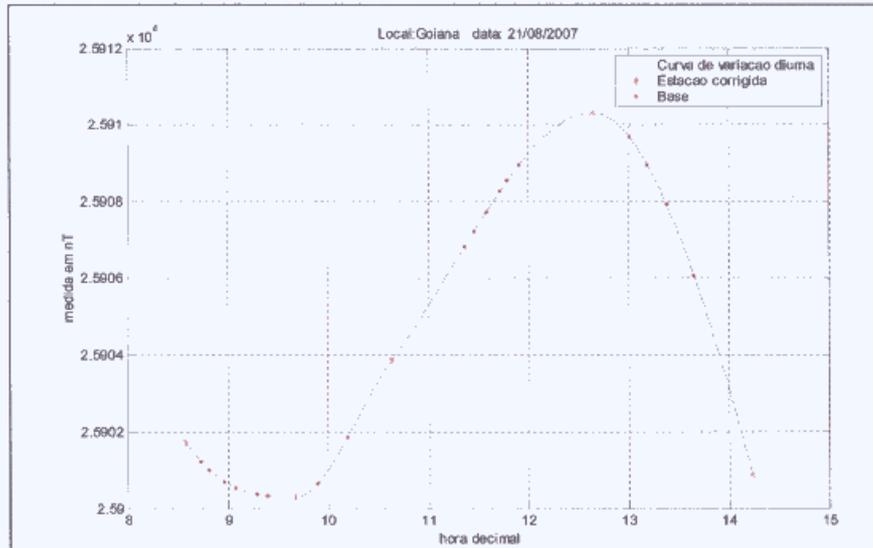


Figura 66 – Curva de variação diurna 1.

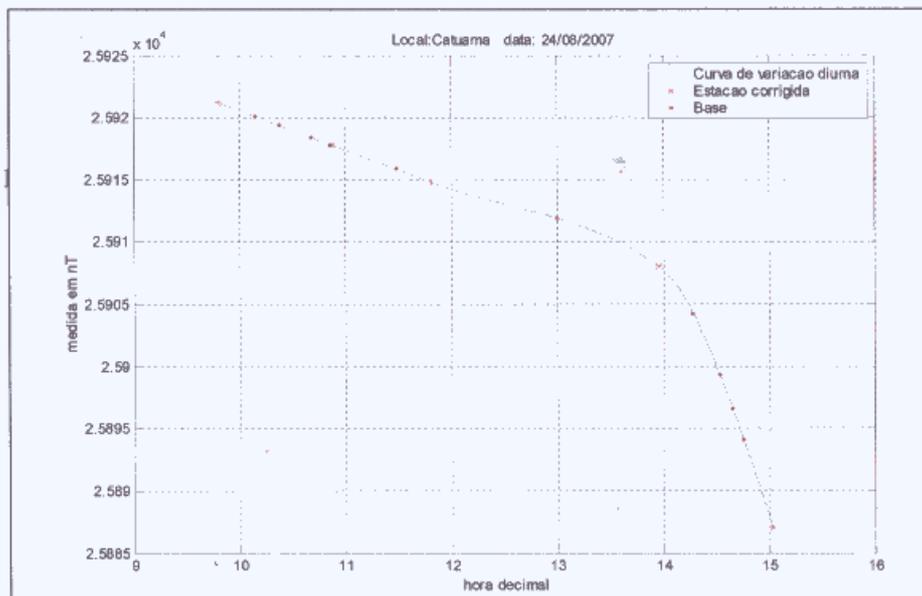


Figura 67 – Curva de variação diurna 2.

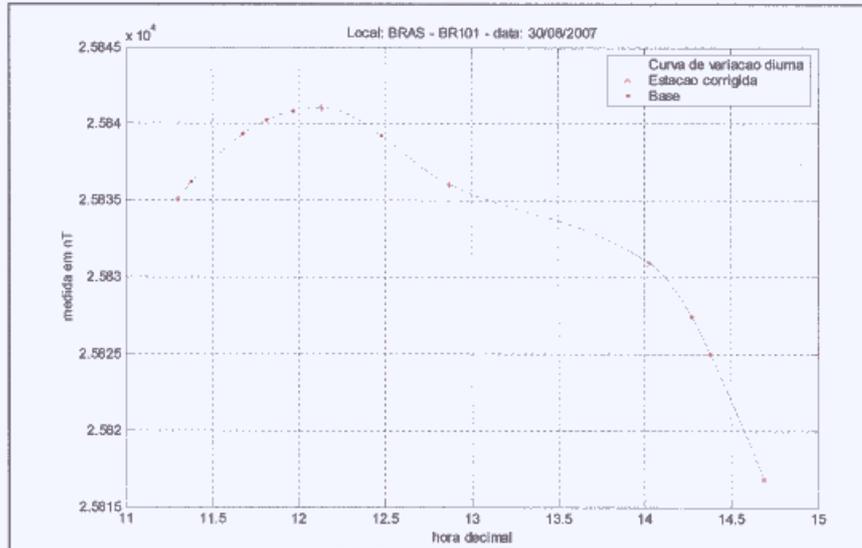


Figura 68 – Curva de variação diurna 3.

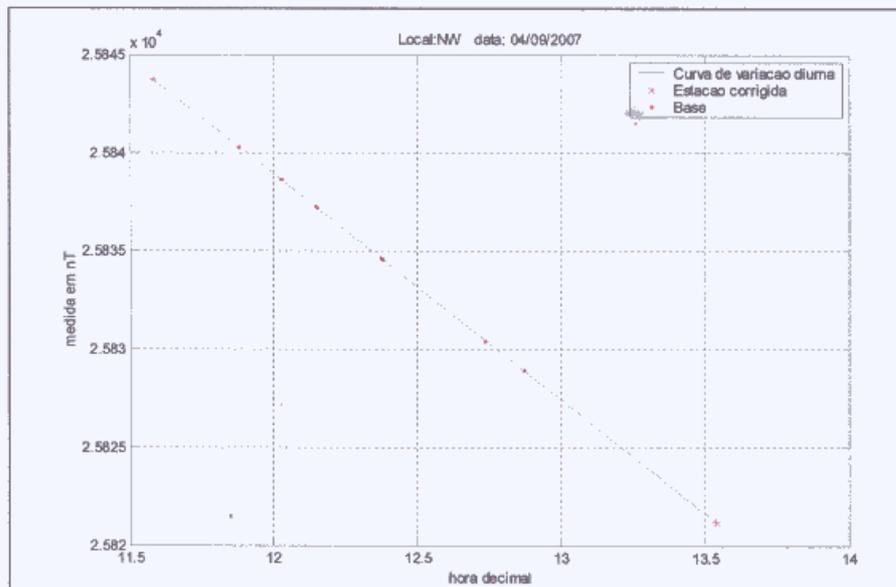


Figura 69 – Curva de variação diurna 4.

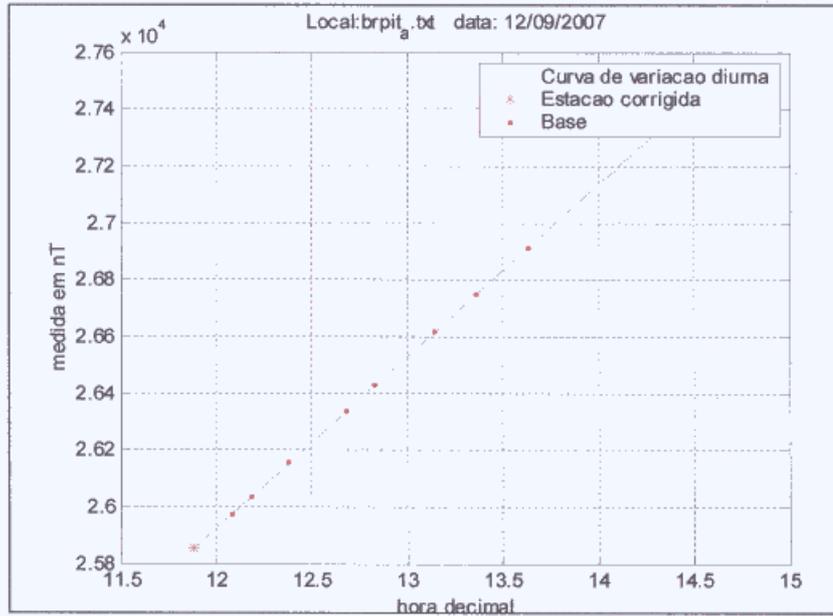


Figura 70 – Curva de variação diurna 5.

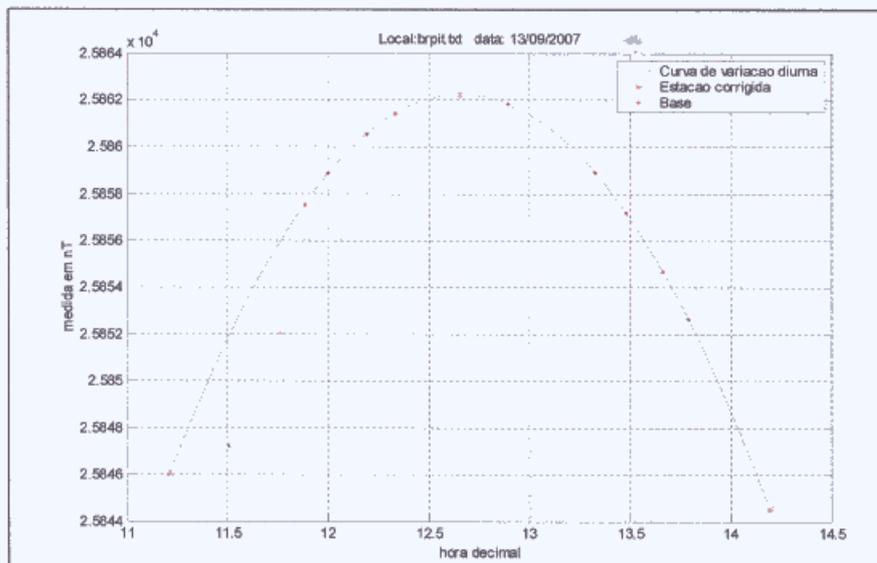


Figura 71 – Curva de variação diurna 6

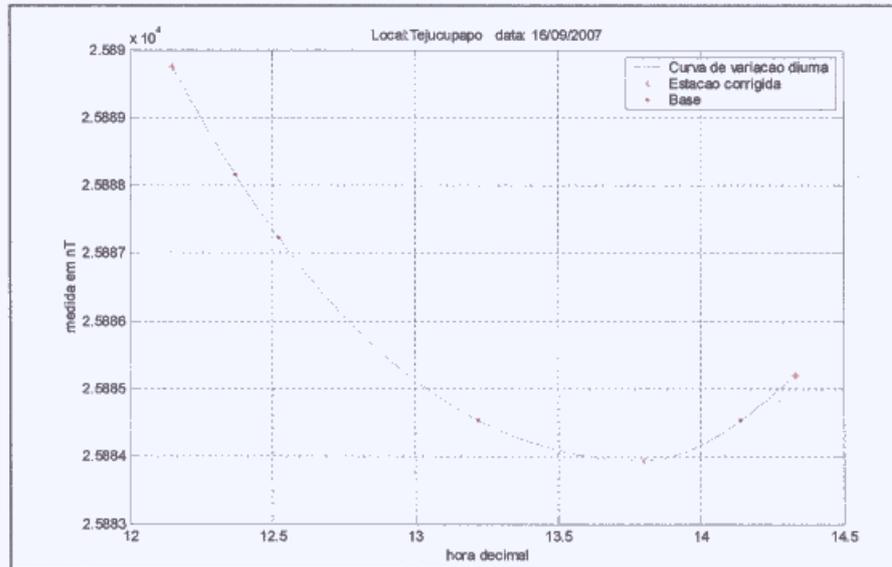


Figura 72 – Curva de variação diurna 7.

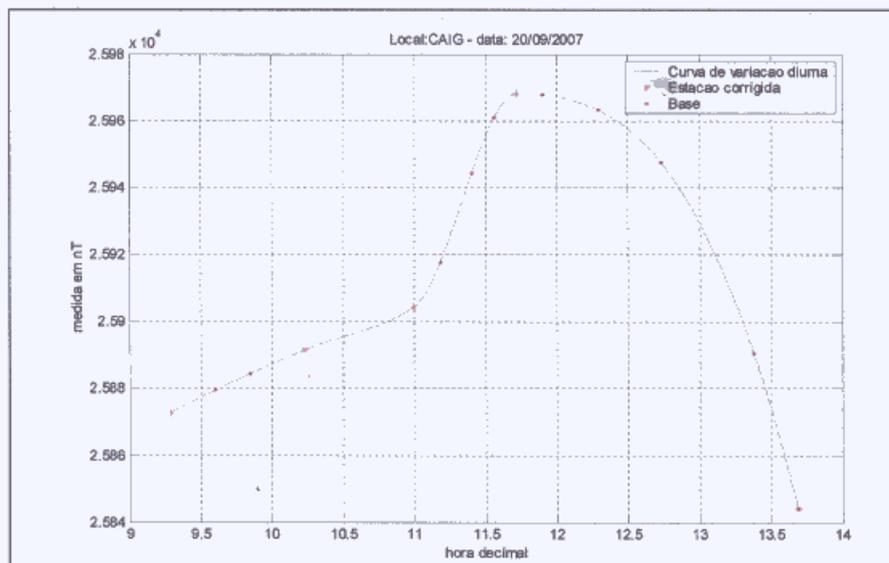


Figura 73 – Curva de variação diurna 8.

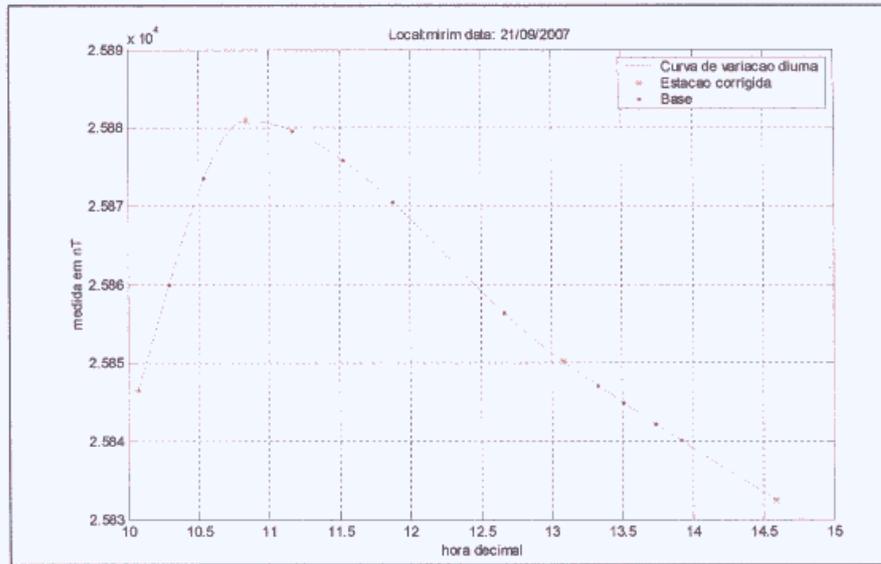


Figura 74 – Curva de variação diurna 9.

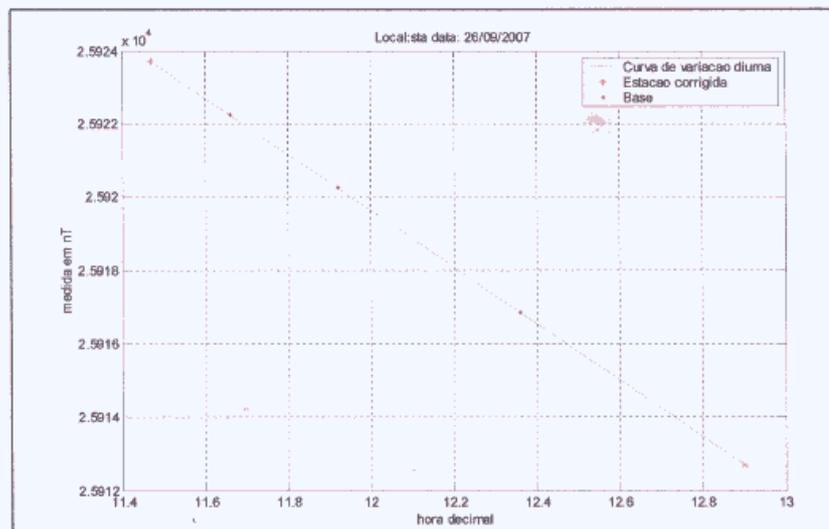


Figura 75 – Curva de variação diurna 10.

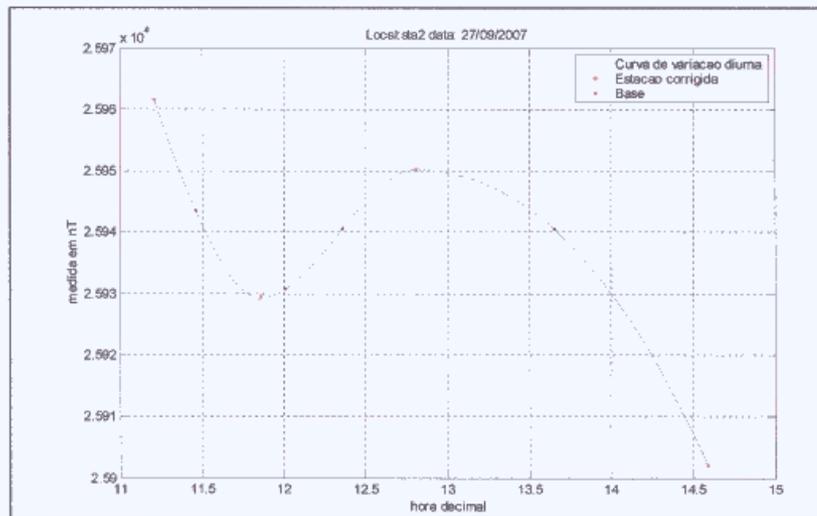


Figura 76 – Curva de variação diurna 11.

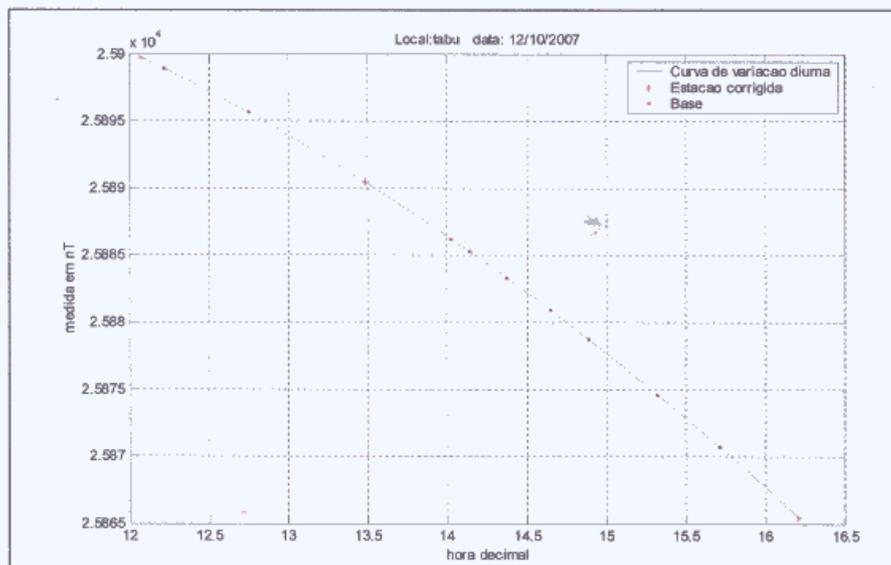


Figura 77 – Curva de variação diurna 12

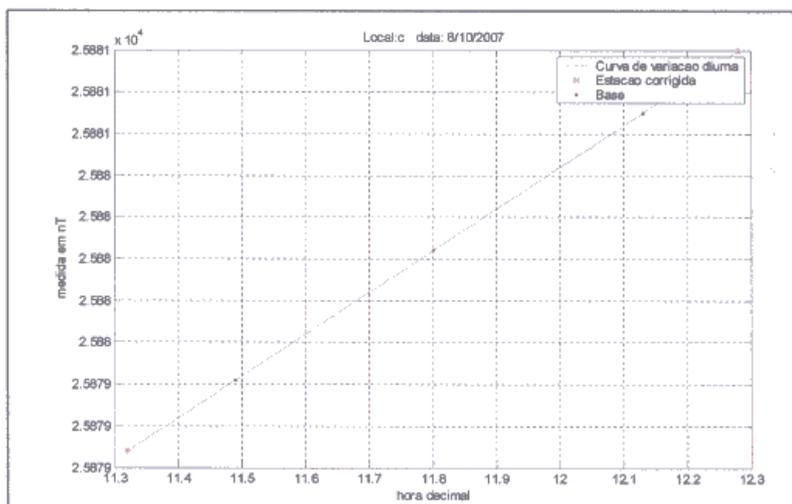


Figura 78 – Curva de variação diurna 13.

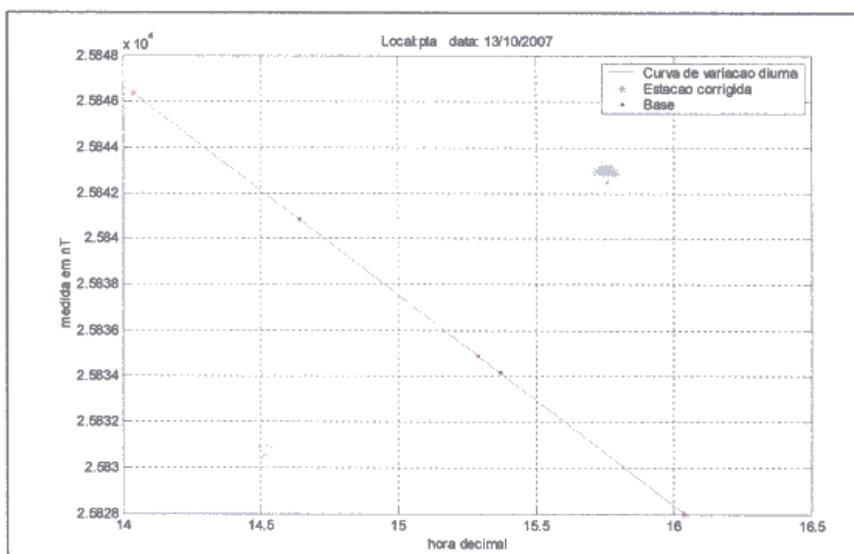


Figura 79 – Curva de variação diurna 14.

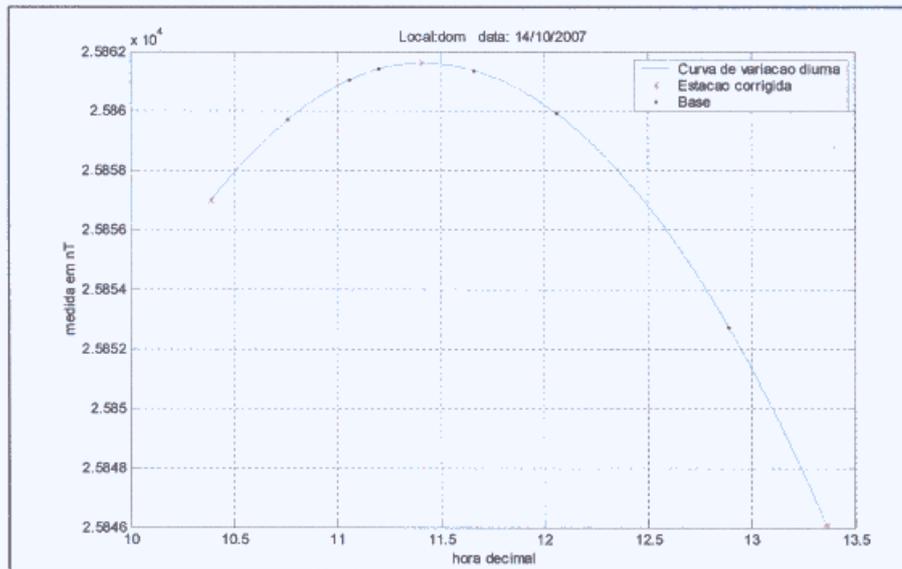


Figura 80 – Curva de variação diurna 15.

CAPÍTULO IV - RESULTADOS

4.1 INTERPRETAÇÃO DE MAPAS E MODELOS 2-D E 3-D

O mapa síntese reúne as falhas e fraturas medidas no campo e inferidas em cartas topográficas baseados em Vila Nova (2005), Souza (2006) e Sá (1998). O mapa síntese mostra também as principais rodovias, cidades e drenagem. O mapa Bouguer é comparado ao mapa síntese visando reconhecer correlações com as fraturas. O desdobramento da integração entre mapa Bouguer e mapa síntese é o reconhecimento de um modelo de cisalhamento que explique a formação de *grabens* e *horsts* das sub-bacias Olinda e Alhandra. As falhas e fraturas do modelo de cisalhamento são desenhadas no mapa Bouguer que é usado como referência na comparação com os mapas gravimétricos e os magnéticos. Os mapas gravimétricos comparados ao mapa Bouguer de referência são o mapa da componente regional e da componente residual. Os mapas magnéticos comparados ao mapa Bouguer de referência são o mapa magnético de campo total, mapa magnético reduzido ao pólo, calculado a partir do mapa de campo total magnético. A partir do mapa reduzido ao pólo é calculado o mapa magnético residual, mapa magnético da derivada vertical (primeira derivada), mapa magnético de sinal analítico. Na inversão gravimétrica 3-D é gerado o mapa de profundidades do topo do embasamento.

A interpretação quantitativa consiste da análise dos sete modelos 2-D gravimétricos e magnéticos. Os modelos 2-D são comparados a sete perfis de profundidade elaborados com base no mapa de profundidades do embasamento (modelo 3-D), visando comparar as profundidades dos modelos 2-D ao modelo 3-D.

O mapa Bouguer foi elaborado com equidistância das isogálicas de 1 mGal. De um modo geral no mapa Bouguer observa-se o gradiente diminuindo para leste, porém de forma muito irregular devido às inflexões das anomalias. O mapa Bouguer é fundamental para alicerçar o reconhecimento das estruturas do embasamento nos mapas gravimétricos e magnéticos, daí sua colocação em primeira ordem.

Na Figura 81 estão assinaladas as principais anomalias do mapa Bouguer interpretado. Cinco faixas da Figura 81 se prolongam no sentido S-N. Tais faixas foram divididas para separar determinados grupos de isovalores.

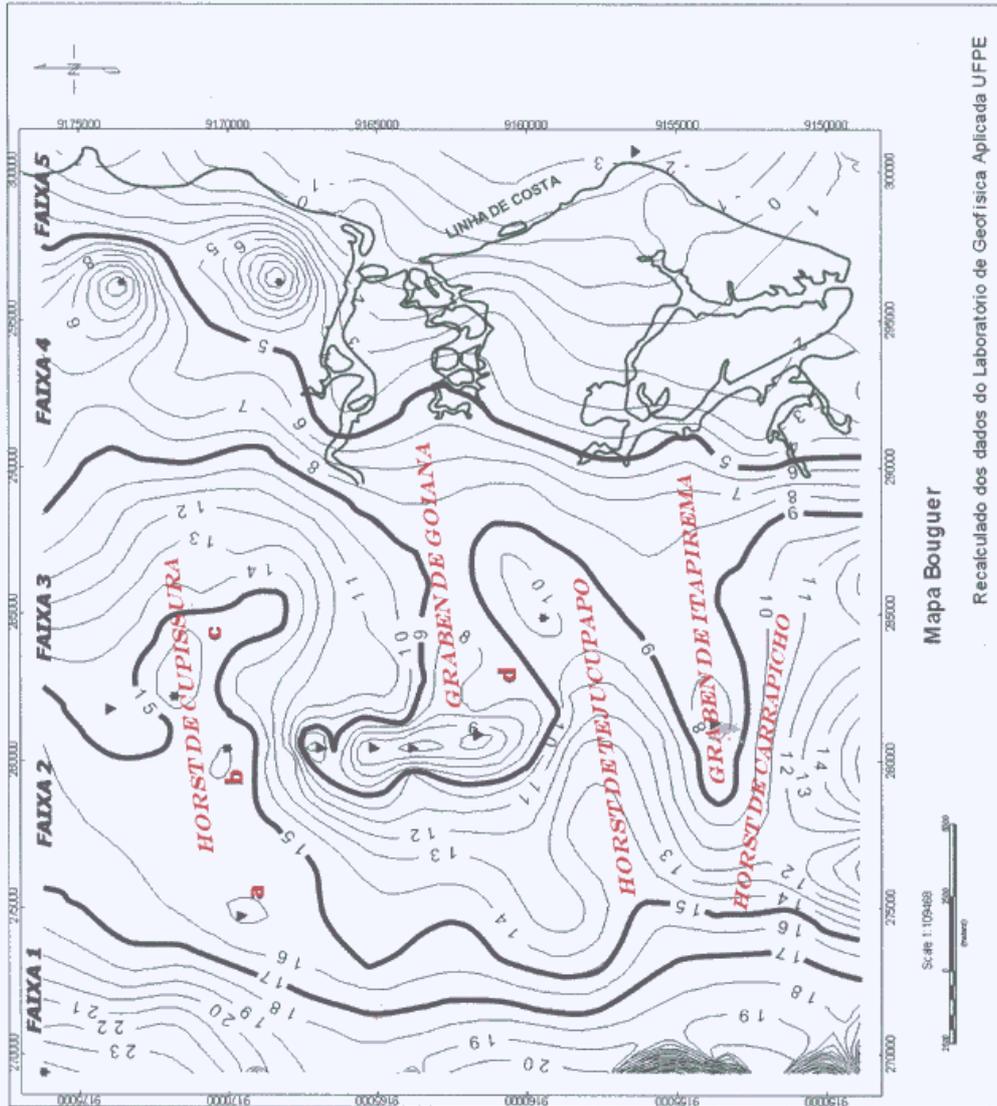


Figura 81 – Mapa Bouguer interpretado, *grabens* e *horsts*, e linha de costa em verde.

A **faixa 1** (23 mGal até 17 mGal) constitui o padrão mais intenso de valores Bouguer da área de estudo. A faixa 1 exibe um padrão em faixas sinuosas, na direção N-S. Em termos estruturais a faixa 1 representa os setores de menor profundidade do embasamento, além de refletir um embasamento menos ondulado. Na **faixa 2** (17 mGal até 15 mGal) observa-se as anomalias 'a', 'b' e 'c' alinhadas em WSW-ENE, relacionadas a um alto do embasamento. Separando a **faixa 3** (15 mGal até 9 mGal) da **faixa 4** (9 mGal até 4 mGal) a isolinha de 9 mGal mostra um arco demarcando um setor mais intenso em gravidade, denominado neste trabalho de Horst de Cupissura. Ao sul do Horst de Cupissura, a isolinha de 9 mGal marca o contorno da anomalia d, um setor menos intenso na direção N-S, chamado de Graben de Goiana. Ao sul do Graben de Goiana a isolinha de 9 mGal assume a direção WSW-ENE delimitando uma região de sinal mais intenso, aqui denominada de Horst de Tejucupapo. Ao sul do Horst de Tejucupapo observa-se que a isogálica nove contorna uma área menos intensa gravimetricamente, denominada de Graben de Itapirema. Ao sul do Graben de Itapirema o Horst de Carrapicho, na direção E-W, é igualmente demarcado pela isolinha de 9 mGal. Todas estas estruturas de *grabens* e *horsts* do embasamento estão contidas entre as linhas de 15 mGal e 5 mGal. A **faixa 5**, de 5 mGal até o extremo leste do mapa, é a menos intensa em gravidade da área de estudo.

A Figura 82 mostra o mapa síntese que contém as falhas e fraturas medidas em campo ou inferidas da drenagem em cartas topográficas conforme Vila Nova (2005), Souza (2006) e Sá (1998). No mapa síntese observa-se a Falha de Goiana separa as sub-bacias Olinda e Alhandra, e onde o Rio Goiana segue a referida falha. Oblíqua à Falha de Goiana tem-se uma fratura SW-NW controlando o curso de Rio Capibaribe-Mirim. A oeste da cidade de Santa Rita – PB, tem-se outra fratura SW-NW. A Ilha de Itapessoca é contornada por três falhas, enquanto o Rio Itapirema é controlado por outra falha na direção E-W.

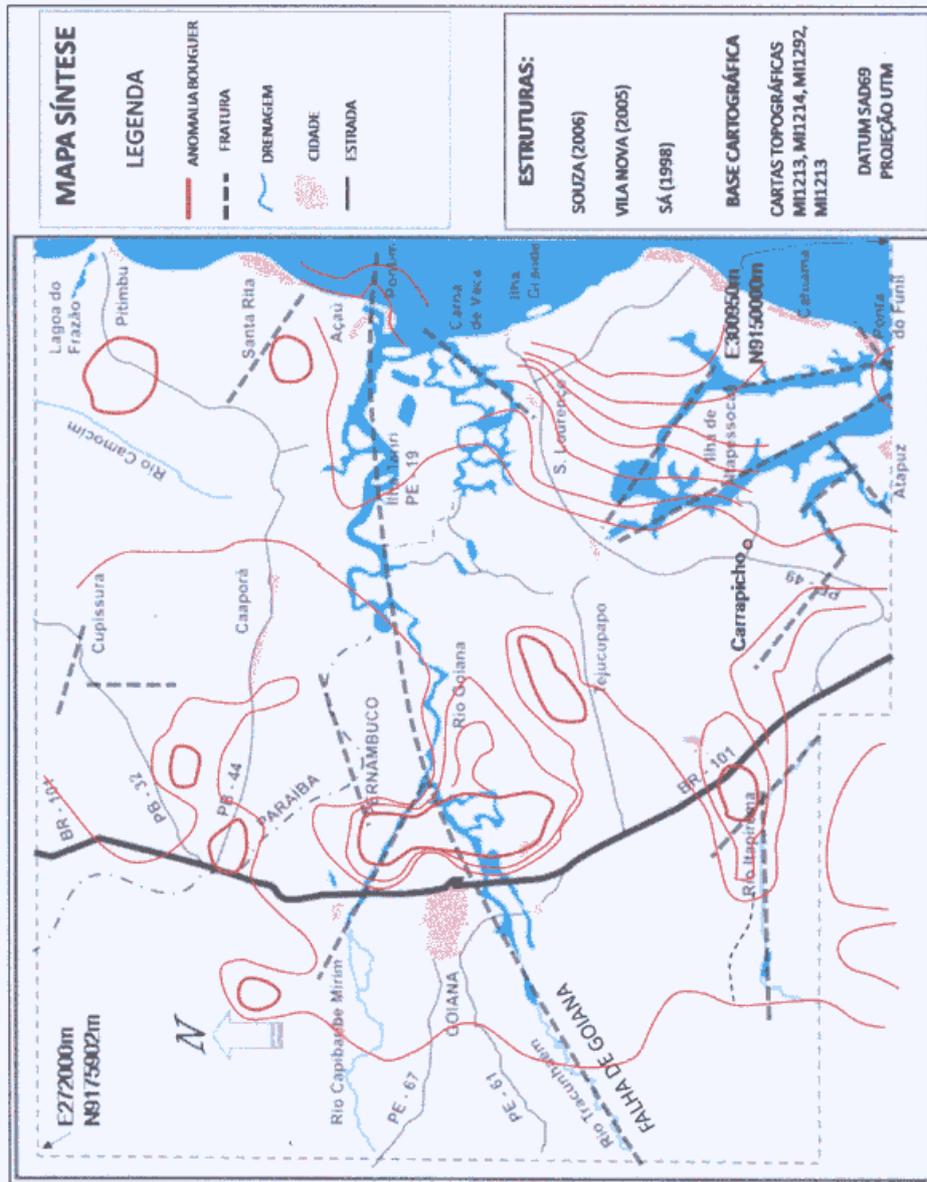


Figura 82 – Mapa síntese reunindo todas as falhas e fraturas sobre a área de estudo.

A Figura 83 mostra o mapa Bouguer de referência. A isogálica de 5 mGal mostra uma inflexão refletindo o movimento de cisalhamento do embasamento. Esta inflexão da isolinha é dextral e coincide com a posição e orientação da Falha de Goiana dextral R. O termo R se refere à denominação usada em McClay (1987), às falhas de Ridel no modelo de cisalhamento. Ao sul da Falha de Goiana observa-se outra inflexão da isolinha de 5 mGal também sugerindo um movimento dextral de outra falha, denominada aqui de Falha de Tejucupapo. A direção NE-SW destas duas falhas dextrais coincidem com o movimento distensional da abertura da Sub-Bacia Olinda, conforme as medidas estruturais de Vila Nova (2005). Oblíqua à Falha de Goiana observa-se uma falha sinistral R' que sugere relação com a abertura do *Graben* de Goiana gerada pelas falhas normais N1 e N2 indicadas na Fig. 83. Outras falhas sinistrais R' (ou antitéticas), e fraturas F1 e F2, são indicadas na Fig. 83.

O campo de esforços estensional da formação da Sub-Bacia Olinda se reflete nas isolinhas do mapa Bouguer associadas aos *grabens* e *horsts* de linhas estruturais NE-SW. Este campo de esforços está relacionado à geotectônica estensional, atuou de forma diferenciada nas sub-bacias da Bacia Paraíba, devido à possível maior densidade e maior espessura crustal dos blocos ao norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco (Barbosa, 2004), (Vila Nova, 2005), (Souza, 2006).

A Figura 84 mostra o modelo distensional encontrado em McClay (1987), onde as falhas sintéticas R são paralelas à Falha de Goiana, associada ao movimento dextral de direção NE-SW.

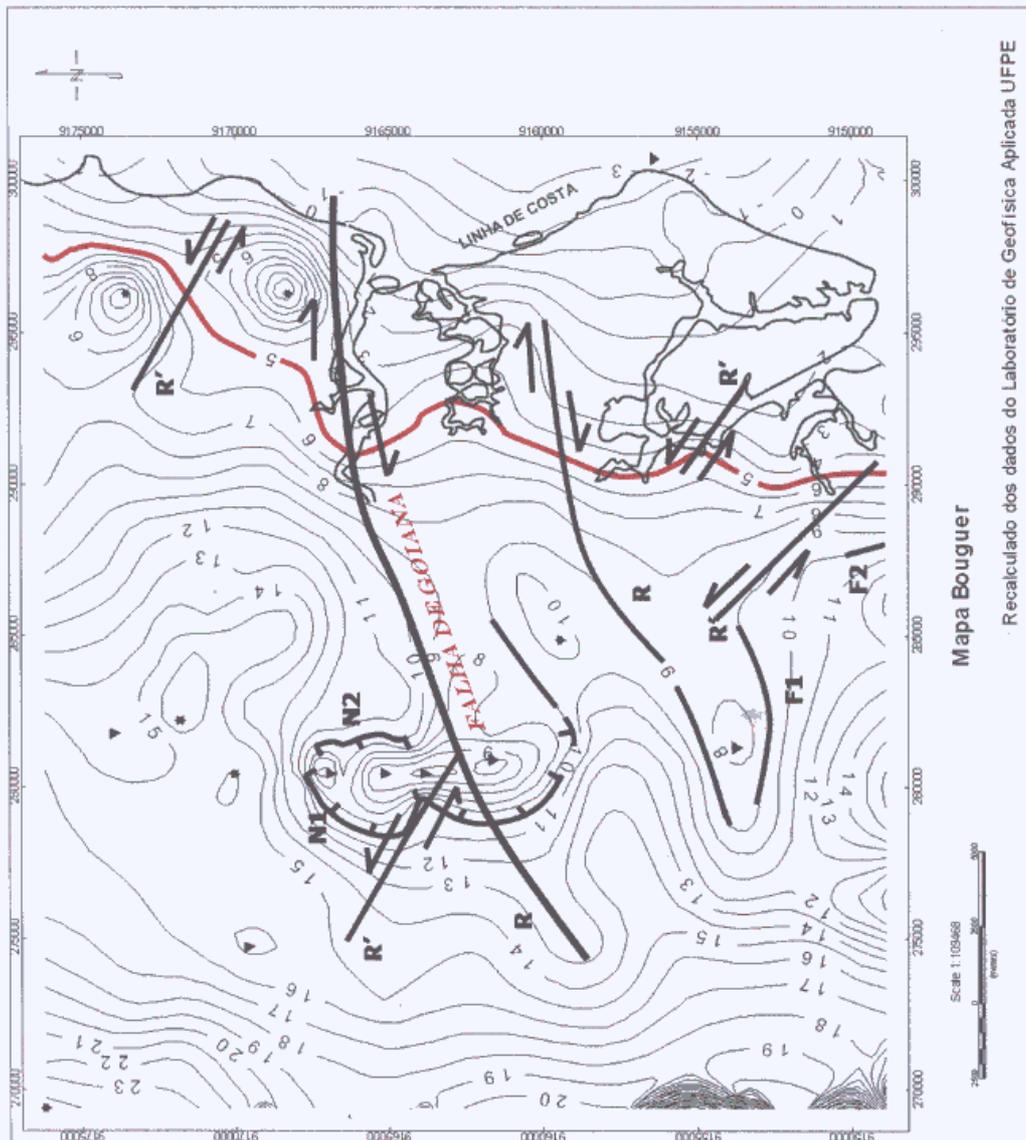


Figura 83 – Mapa Bouguer e modelo estensional reconhecido.

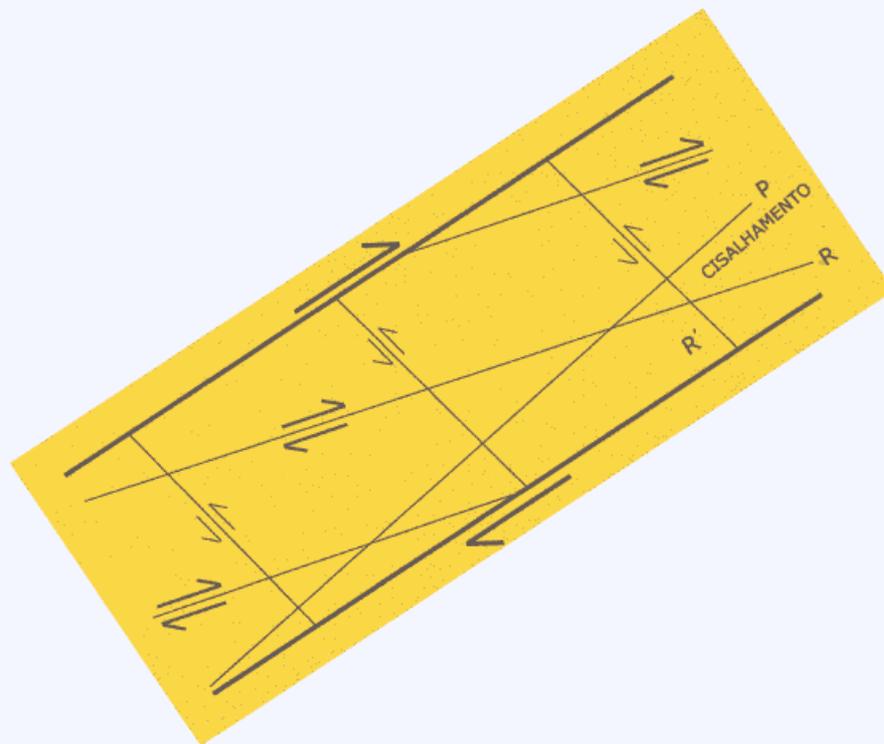
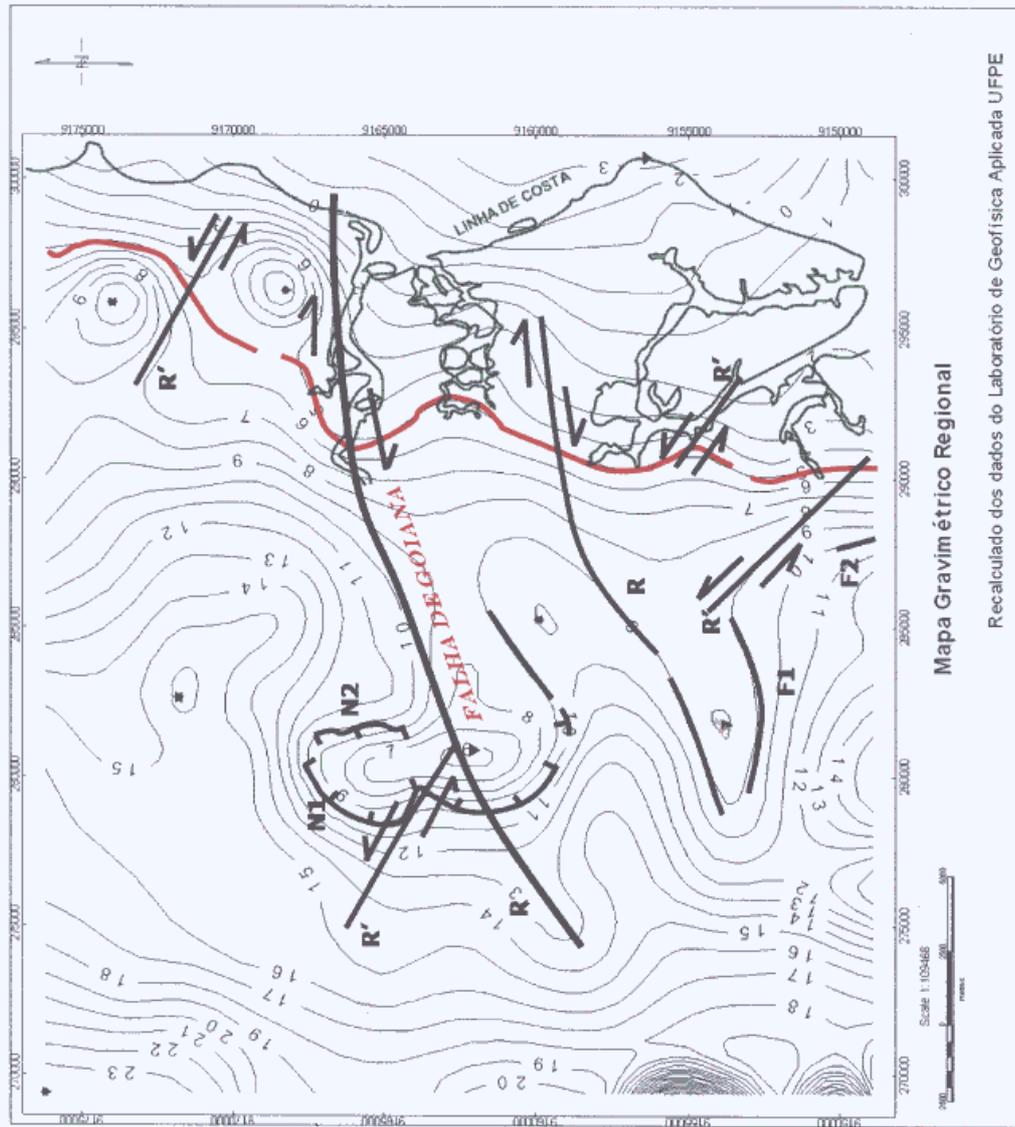


Figura 84 – Modelo estensional reconhecido no mapa Bouguer.
Modificado de McClay (1987).

A Figura 85 apresenta o mapa da componente regional, com isogálicas no intervalo de 1 mGal. Os sinais de grande amplitude e grande comprimento têm origem atribuída às zonas mais profundas da crosta, e estão representados nas anomalias do mapa regional gravimétrico, elaborado com filtro espectral gaussiano. A semelhança entre o mapa Bouguer e o mapa da componente regional indica que as anomalias regionais, chegam a níveis mais próximos da superfície. Em resumo o mapa Bouguer e o mapa da componente regional exibem padrões de anomalias muito semelhantes no critério forma, posição relativa, orientação e tamanho. As isogálicas no mapa Bouguer mostram mais reentrâncias, quantidade maior de feições de contorno fechado, enquanto da componente regional apresenta contornos mais suaves e curvas mais abertas.



Recalculado dos dados do Laboratório de Geofísica Aplicada UFPE

Mapa Gravimétrico Regional

Figura 85 – Mapa gravimétrico da componente regional e modelo de distensão.

A Figura 86 mostra o mapa gravimétrico da componente residual calculado a partir do mapa Bouguer. No mapa gravimétrico da componente residual observa-se que o modelo de distensão reconhecido no mapa Bouguer de referência é também identificado, associado às anomalias mais rasas, de curto comprimento de onda.

A Figura 87 mostra o mapa magnético de campo total. O mapa de campo total magnético mostra as anomalias bipolares. O intervalo dos isovalores encontrados no mapa de campo total magnético vai de -25844,6 nT até -26027,9 nT. A Falha de Goiana é reconhecida no mapa magnético de campo total e também uma falha no Rio Capibaribe-Mirim, a falha do Rio Itapessoca e a falha do Rio Itapirema. O movimento dextral da anomalia magnética na extremidade leste da Falha de Goiana é bem visível. Na Fig. 87 as anomalias A e B estão correlacionadas com o movimento dextral da Falha de Goiana.

A Figura 88 mostra o mapa magnético reduzido ao pólo do campo total magnético. No mapa reduzido ao pólo as anomalias magnéticas são monopolares, o que facilita a comparação com o mapa Bouguer, porque calcula a anomalia posicionado-a sobre a fonte. Na Fig. 88 as anomalias A e B refletem o movimento de distensão do embasamento.

A Figura 89 mostra o mapa magnético da primeira derivada calculado a partir do mapa reduzido ao pólo, onde as unidades então em nT/m. O filtro da 1ª derivada calcula os pontos de máxima inclinação na curva sinal. Na Fig. 89 as anomalias A e B estão associadas ao modelo de cisalhamento dextral da Falha de Goiana.

A Figura 90 mostra o mapa magnético do sinal analítico calculado a partir do reduzido ao pólo, e as unidades em nT/m². A amplitude do sinal analítico é uma transformação que combina os gradientes verticais e horizontais destacando os limites dos corpos. Na Fig. 90 as anomalias A e B refletem o movimento dextral da Falha de Goiana.

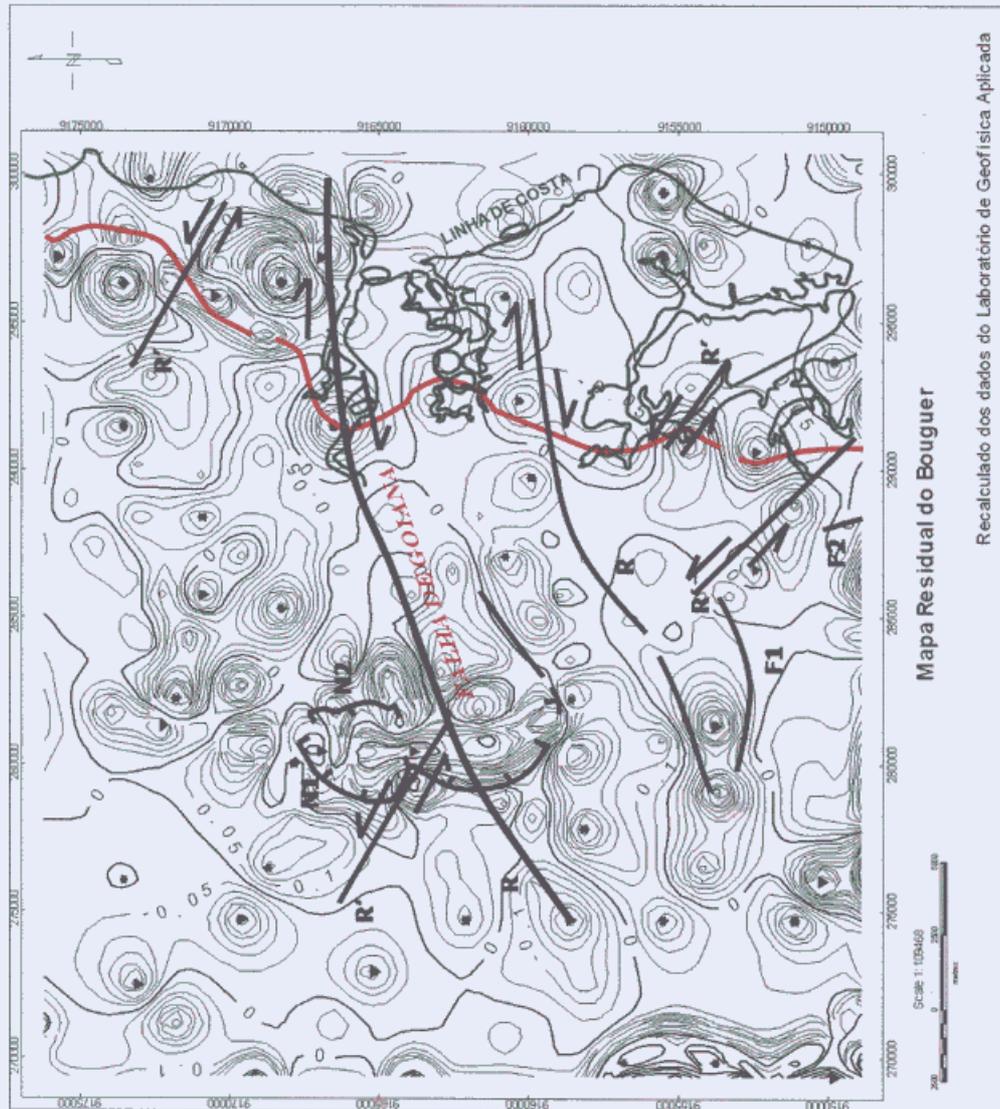
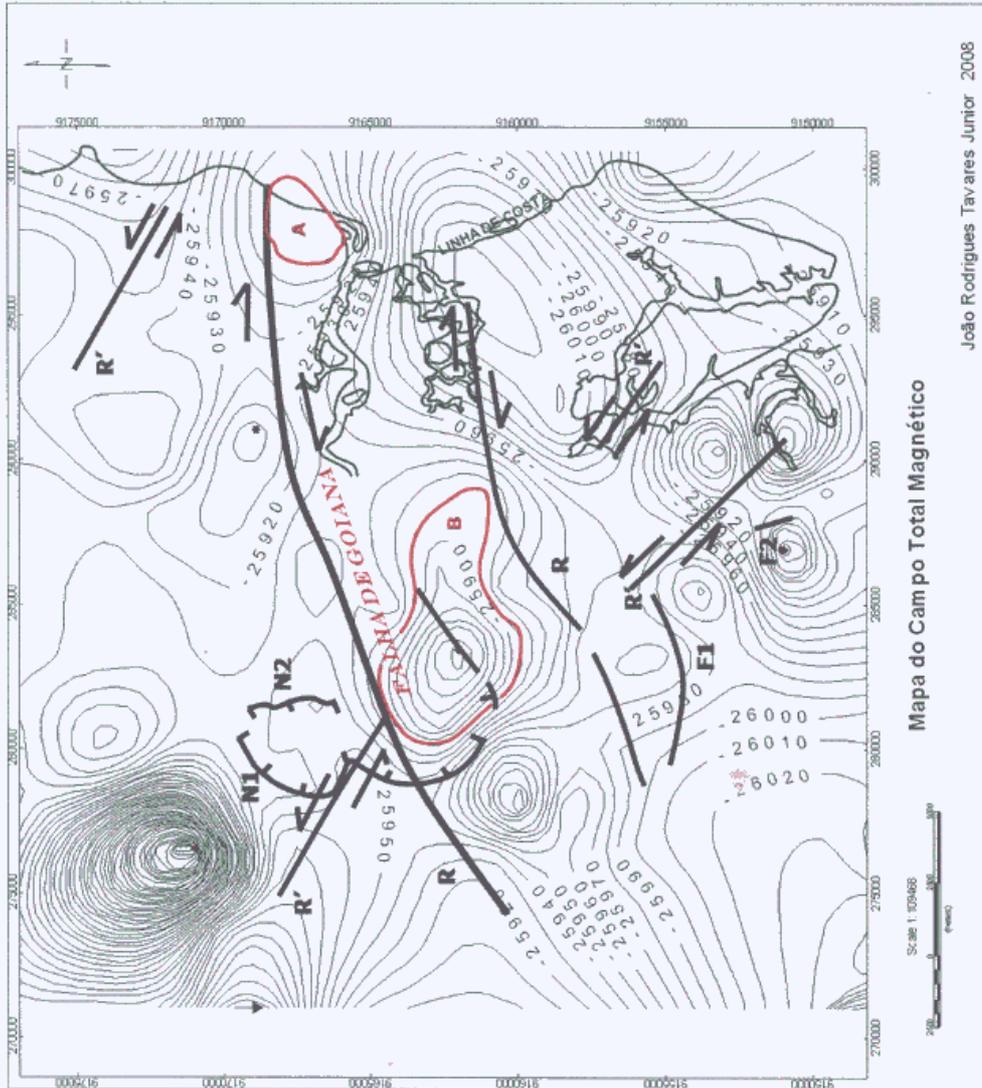


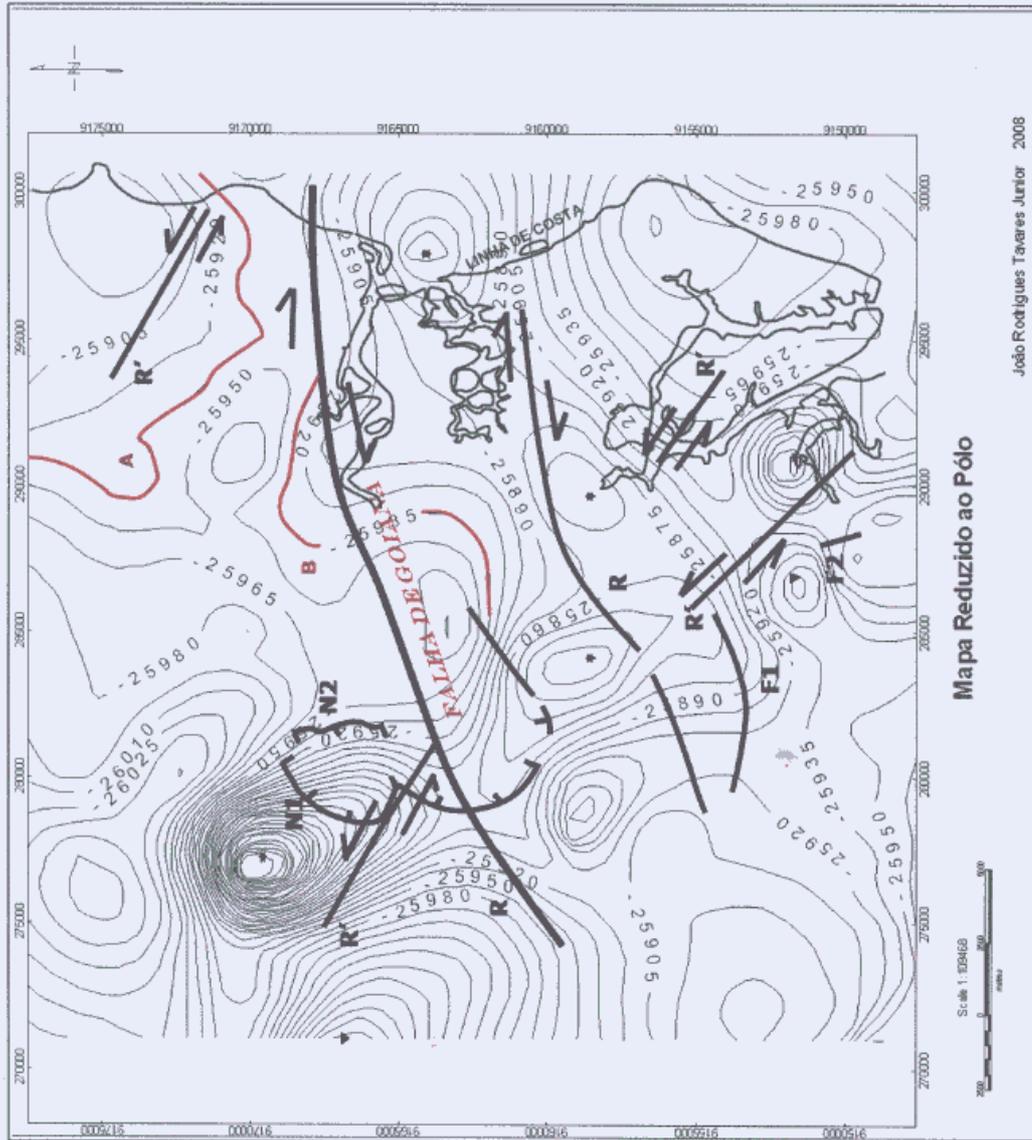
Figura 86 – Mapa gravimétrico residual e o modelo de distensão.



João Rodrigues Tavares Junior 2008

Mapa do Campo Total Magnético

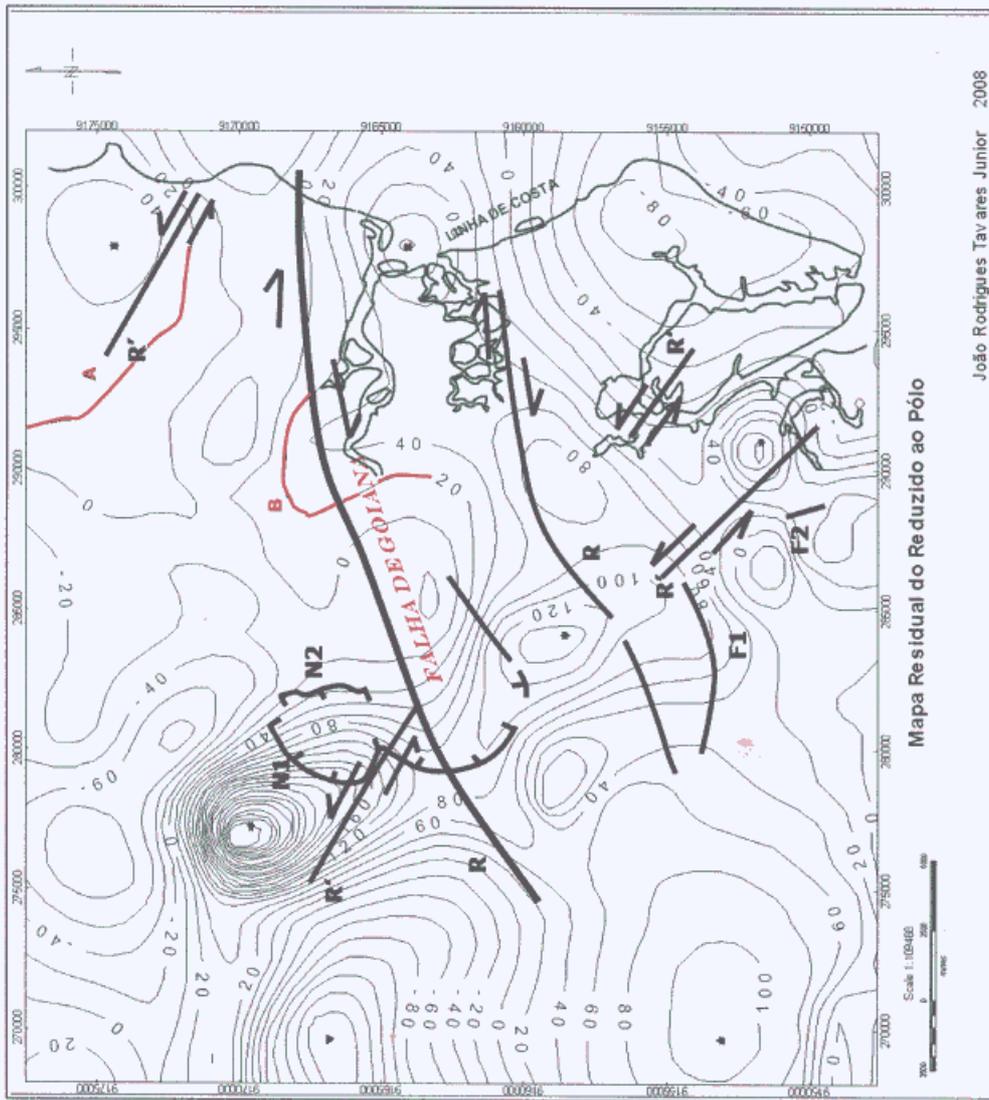
Figura 87 – Mapa magnético de campo total e o modelo de distensão.



João Rodrigues Tavares Junior 2008

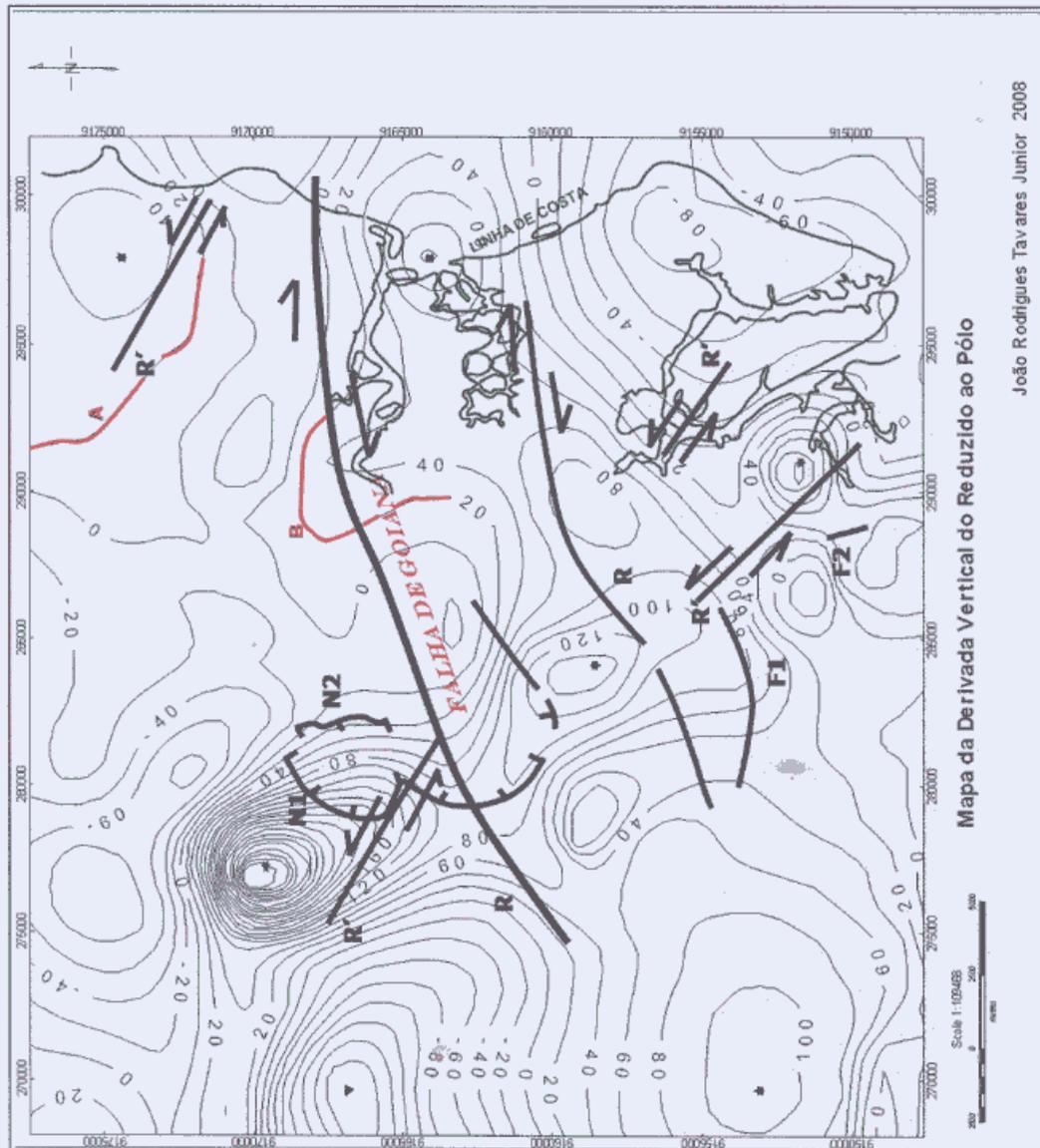
Mapa Reduzido ao Pólo

Figura 88 – Mapa magnético reduzido ao pólo e o modelo de distensão.



João Rodrigues Tavares Junior - 2008

Figura 89 – Mapa magnético residual do reduzido ao pólo e o modelo de distensão.



João Rodrigues Tavares Junior 2008

Figura 90 – Mapa magnético da primeira derivada do reduzido ao pólo e o modelo de distensão.

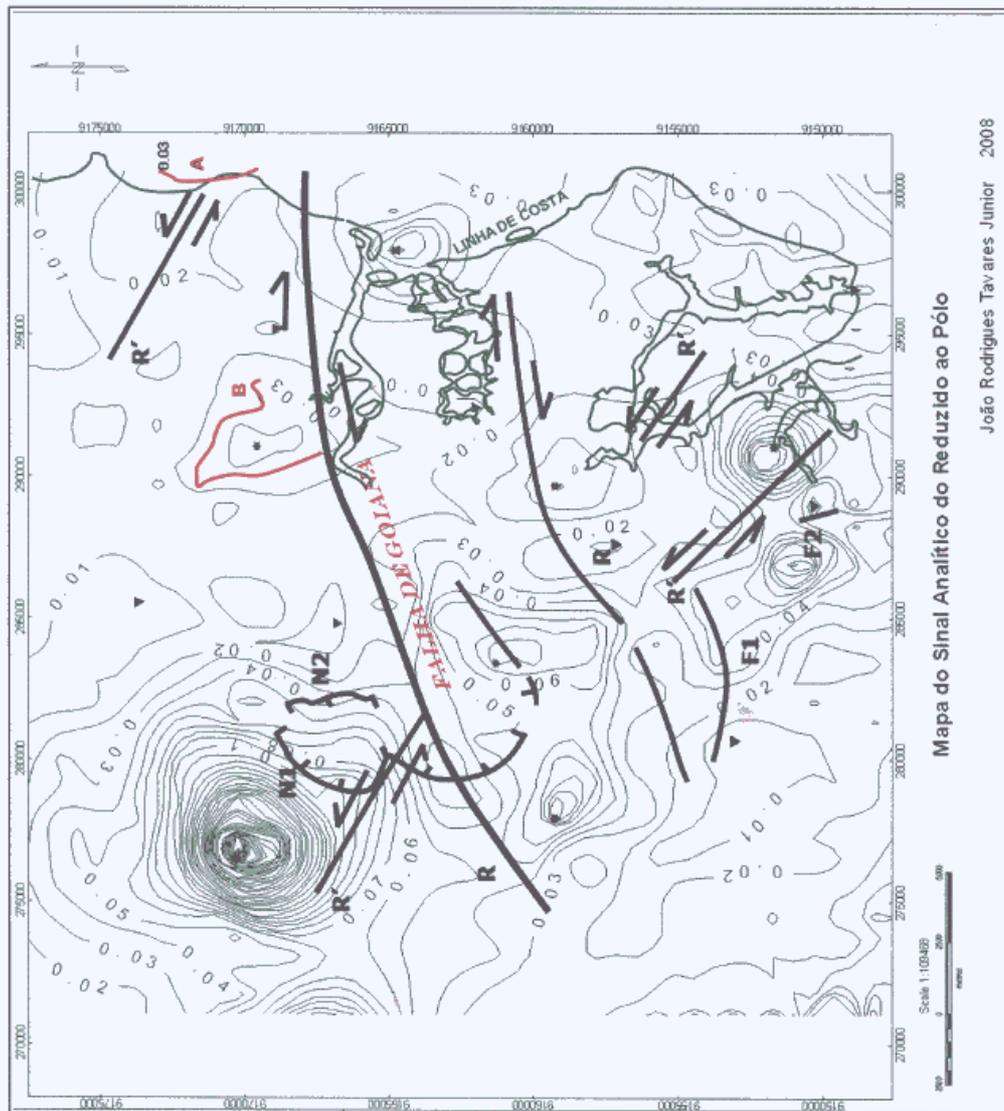


Figura 91 – Mapa magnético do sinal analítico do reduzido ao pólo e o modelo de distensão.

O mapa do topo do embasamento (Fig. 92) representa a interface entre o pacote sedimentar da Sub-Bacia Olinda e Alhandra e o embasamento. A distribuição das profundidades do mapa do embasamento concorda com as linhas regionais dos mapas estruturais de Amaral (1977) e Barbosa (2007). A geometria das principais estruturas observadas no mapa Bouguer, no mapa gravimétrico residual e no mapa síntese é visível no mapa do embasamento. No cálculo do mapa do embasamento foram experimentadas inúmeras combinações (dentro de certos limites) de densidades e profundidades para o embasamento, de densidades para os sedimentos e densidades para a descontinuidade de Mohorovicic (DM). Em todos os experimentos realizados, ao longo de três meses, as densidades dos blocos do embasamento foram consideradas homogêneas – a do pacote sedimentar (contido entre a topografia e a superfície do embasamento) a do embasamento e a densidade da DM. Os coeficientes que melhor refletiram (1) as estruturas medidas em campo (falhas, fraturas, estrias), representativas do campo de esforços modeladores da Sub-Bacia Olinda e Alhandra; (2) a profundidade do poço 2-IST-1-PE perfurado pela Petrobrás (que atinge o embasamento da Sub-Bacia Olinda em 399m) e outros três poços que alcançam o embasamento dentro da área de estudo foram: densidade de $2,8\text{g/cm}^3$ para o embasamento, $2,3\text{g/cm}^3$ para os sedimentos, e $3,03\text{g/cm}^3$ para DM. A profundidade máxima obtida no mapa do embasamento foi de 350m a 440m. Os gradientes de profundidades são coerentes com o mergulho para leste e com uma estruturação de *grabens* e *horsts* alternando-se no sentido norte-sul, e escalonamento em degraus. A densidade do embasamento no modelo 3-D concorda com a densidade usada em Oliveira (1998), que modelou a parte sul da Sub-Bacia Olinda e foi utilizado nas considerações estruturais de Barbosa (2007), Souza (2006), Vila Nova (2005), Mário Filho (1998), estando esta densidade na faixa de densidades das tabelas de Telford *et al.* (1976) para o cristalino. Outro parâmetro obtido na modelagem 3-D foi a espessura crustal de 25 km, que concorda com a espessura crustal da Bacia Paraíba na região costeira de João Pessoa-PB encontrada por Castro *et al.* (1995), e no mapa de profundidade da DM desta tese. No modelo tectônico da formação da Bacia Pernambuco e Bacia Paraíba definido por Lima Filho (1998), Barbosa (2003, 2004, 2007), Lima Filho *et al.* (2005), Souza (2006), uma maior resistência é atribuída ao embasamento da Bacia Paraíba em virtude do *Rift* do Cupe ter sua propagação interrompida na Zona de Cisalhamento Pernambuco. Tal resistência

estrutural pode estar associada ao valor da densidade do embasamento e da espessura crustal usadas nos modelos 2-D e 3-D da presente tese.

No mapa de profundidades do embasamento da Fig. 92, com intervalo de 20m entre isolinhas, são reconhecidos dois *grabens* como depocentros da Sub-Bacia Olinda no domínio continental. O maior deles é o *Graben* de Goiana, com cerca de 300m de profundidade, 10 km na direção N-S, e 18 km na direção E-W. A isolinha de 160m (vermelho) caracteriza bem os *grabens* e *horsts*. A cota 0m do embasamento está em marrom e a Ilha de Itapessoca entre 300m (azul claro) e 360m. O *Graben* de Goiana mostra um trecho mais profundo em N-S, e também exhibe um canal conectando-o, na direção das porções mais profundas do embasamento. A Falha de Goiana passa pelo *graben* homônimo. Ao norte do *Graben* de Goiana observa-se uma elevação do embasamento aqui denominado de *Horst* de Cupissura, com 18 km em E-W, que se orienta diagonalmente em relação ao embasamento. Na direção leste a partir do *Horst* de Cupissura há uma depressão com um canal entre duas elevações isoladas do embasamento. Ao sul do *Horst* de Tejucupapo é reconhecida outra depressão, a do *Graben* de Itapirema (12 km em ENE-WSW, 250m de profundidade), que se abre para leste sobre um canal, menos profundo que o do *Graben* de Goiana, bem na direção do bloco rebaixado da Ilha de Itapessoca. A borda de isovalores mais profundos do embasamento está na direção NNE-SSW (Fig. 92).

Em resumo o embasamento não se comporta como um padrão simples de rampa homogênea e mergulho uniforme para leste, porém exhibe complexa geometria irregular controlada por *grabens* e *horsts*. A profundidade no setor final leste do mapa é bem maior que na parte oeste, mas tanto no canal do *Graben* de Goiana como no canal do *Graben* de Itapirema a profundidade diminui para leste, antes de seguir em mergulho crescente nesta direção. A diferença em profundidade, entre a borda oeste e a leste do embasamento, é de cerca de 300m. Ao sul do *Graben* de Itapirema observa-se um alto na direção E-W, aqui denominado, de *Horst* de Carrapicho, por se situar sobre um povoado homônimo, que tem na direção leste a região rebaixada da Ilha de Itapessoca. O *Horst* de Carrapicho tem, na direção oeste, uma depressão parcialmente mapeada, disposta em N-S. O “mergulho suave” amplamente referido à Bacia Paraíba, por vários autores, trigonometricamente é suave ($1^{\circ}30'$). Porém, supondo um mergulho no embasamento ao longo de 10 km a diferença de cota é de 250m, no *Graben* de Goiana, valor não desprezível em uma análise a ser feita em pesquisa futura sobre controle do embasamento no influxo sedimentar, questão não abordada na presente tese.

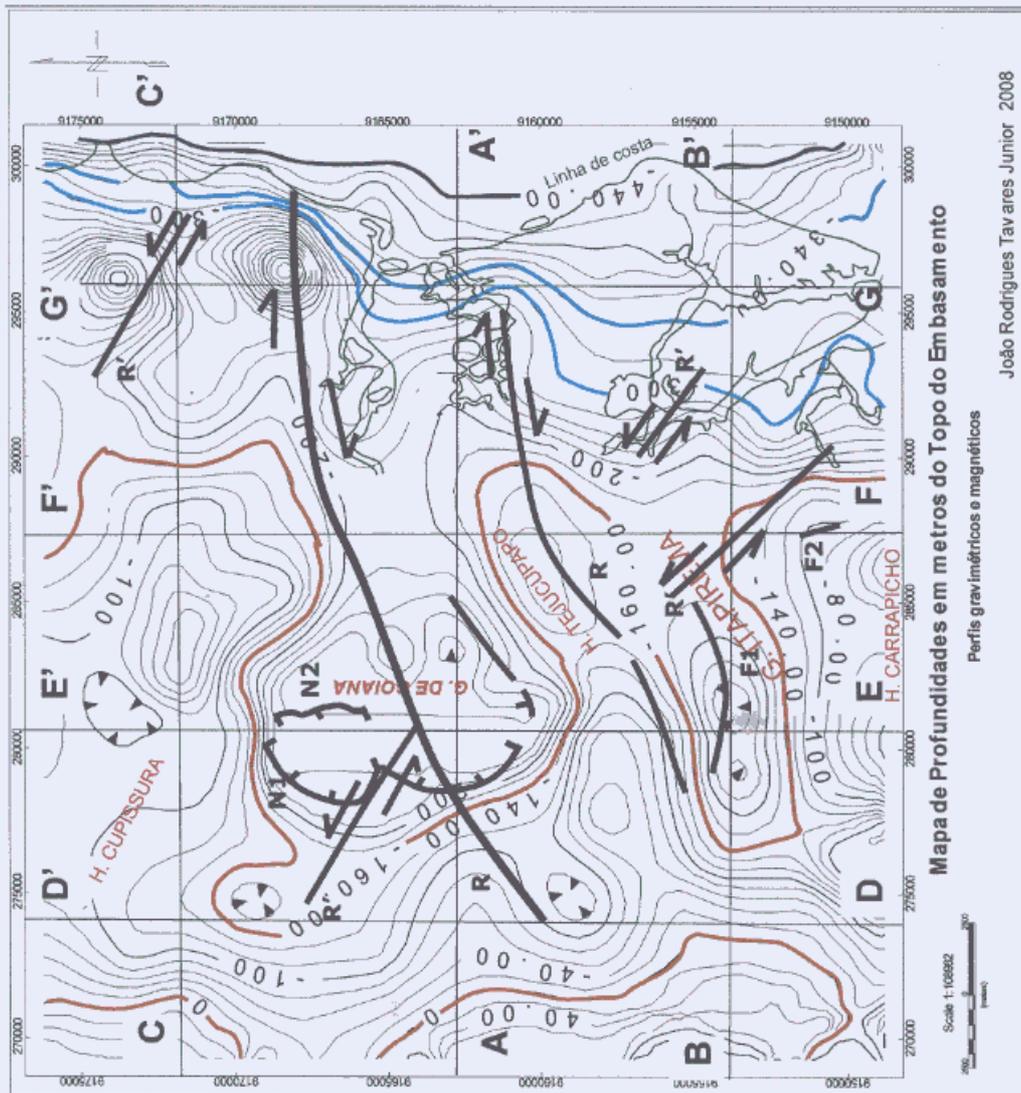


Figura 92 – Mapa de profundidades do topo do embasamento.

A Figura 93 mostra o modelo de isópacas (intervalos de 30m nas isolinhas) baseado em dados gravimétricos, cuja distribuição da camada sedimentar sobre o embasamento concorda muito bem com o mapa de profundidades do embasamento e com o mapa Bouguer.

O volume de sedimentos da Sub-Bacia Olinda é maior do que o da Sub-Bacia Alhandra. A faixa das isópacas entre 300m e 360m apresenta uma continuidade lateral na direção norte-sul. A partir da isópaca de 300m, no setor leste do mapa, o pacote sedimentar cresce em degraus até cerca de 420m. A isópaca de 180m caracteriza bem o controle exercido pela estruturação de *grabens* e *horsts*. O *Graben* de Goiana mostra uma espessura máxima de 360m. O *Horst* de Cupissura, o *Horst* de Tejucupapo e o *Horst* de Carrapicho seriam os obstáculos estruturais para uma hipotética inundação vinda do norte. O canal preenchido no lado leste do *Graben* de Itapirema mostra menor espessura. Na região rebaixada de Pitimbú a camada varia entre 210m e 300m, enquanto na região rebaixada de Itapessoca a espessura vai de 210m até 360m. O preenchimento sedimentar até o estreitamento do *Graben* de Goiana mostra uma diminuição da espessura sedimentar, que depois volta a crescer para leste.

A Figura 94 mostra o mapa de gradientes do topo do embasamento. A importância deste mapa é destacar as irregularidades do embasamento, reconhecendo sua complexidade. Observa-se na Fig. 94 que o embasamento possui gradientes em várias direções não caracterizando uma rampa homoclinal. O sentido das setas é do ponto mais alto para o mais baixo. A cota de 150 m caracteriza a estruturação de *grabens* e *horsts*. Nos *horsts* várias setas apontam para fora, como se fossem ‘divisores de água’ havendo ainda uma reentrância no *Horst* de Cupissura. Nos *grabens* as setas apontam para dentro, tal como ‘talwegues’. No setor leste do mapa predominam as setas no sentido W-E como também no setor oeste do mapa. Nas saídas do *Graben* de Goiana e *Graben* de Itapirema os gradientes revelam elevação do embasamento sem caracterizar mergulho para leste.

As Figuras 95 e 96 mostram uma visualização tridimensional do embasamento, com exagero vertical de 3,5.

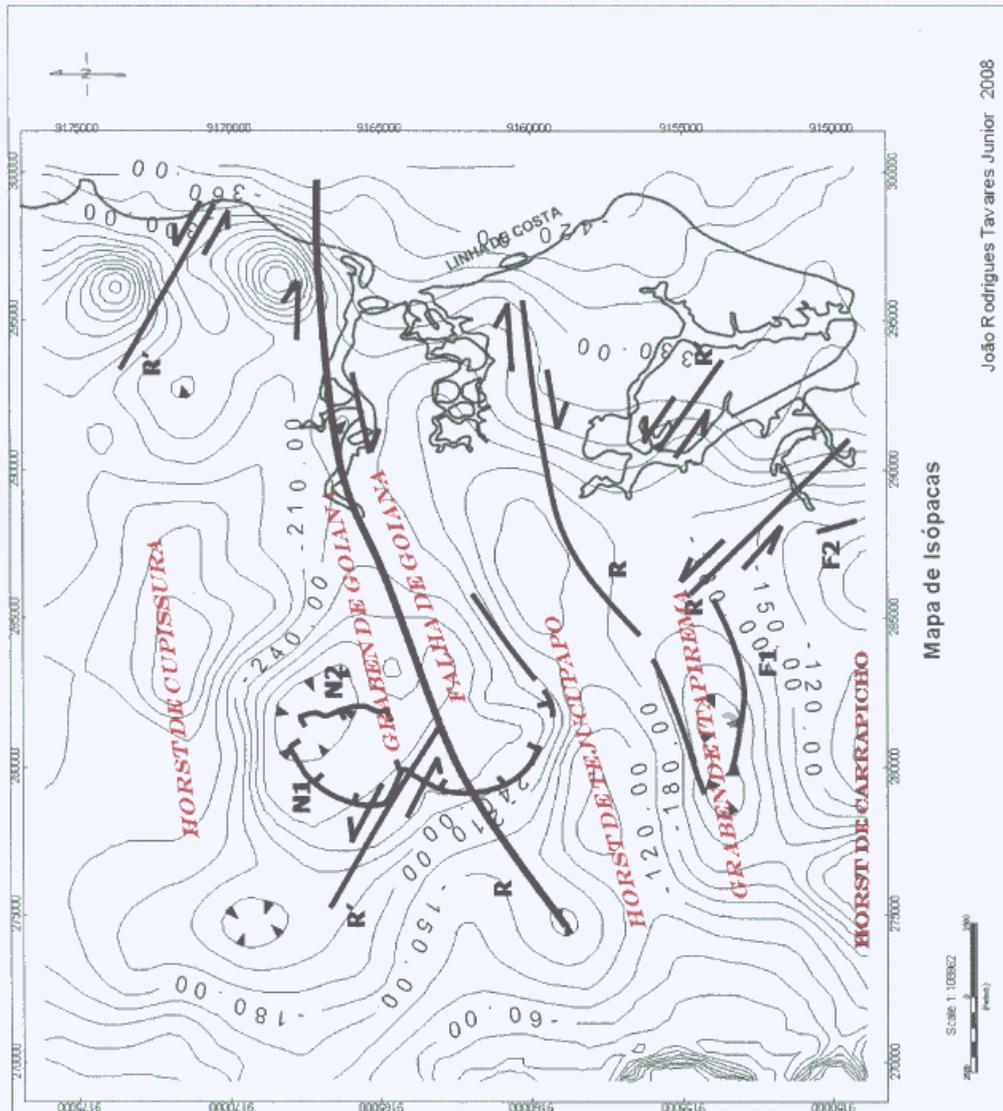


Figura 93 – Mapa de isópacas e o modelo de cisalhamento.

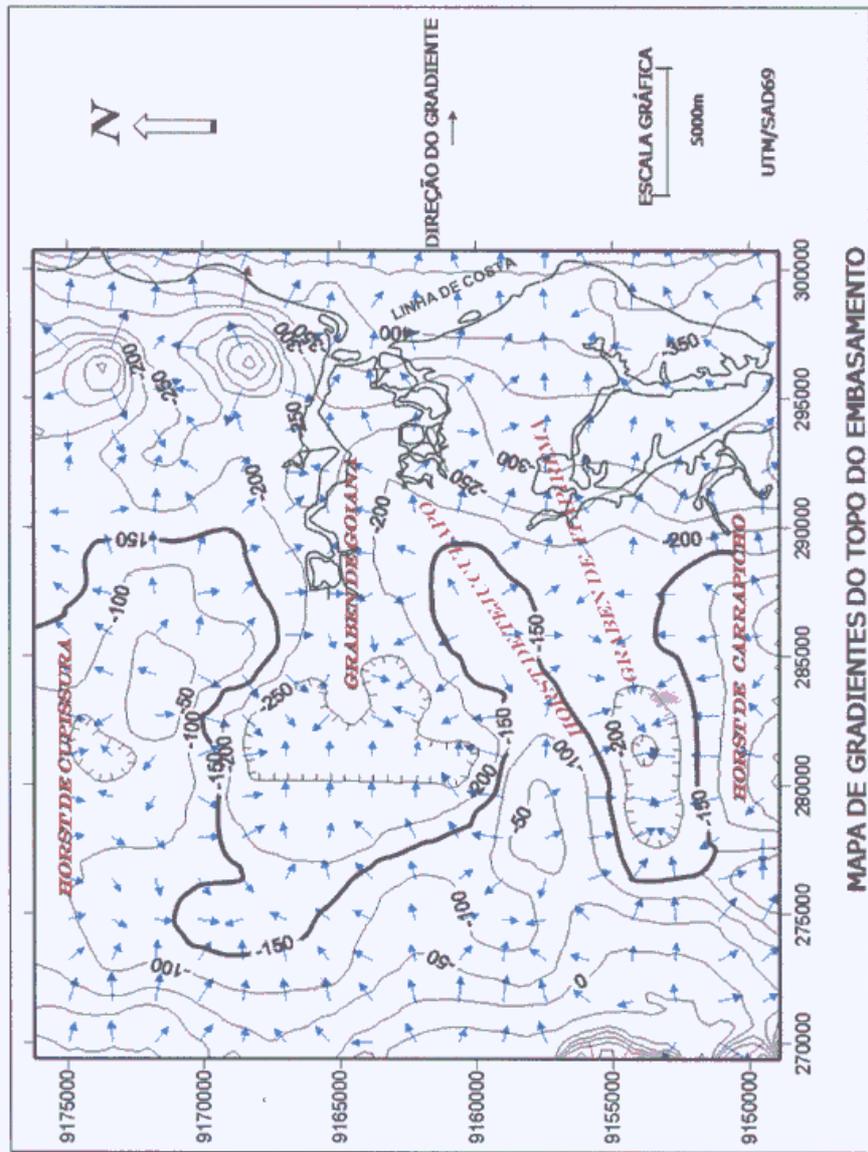


Figura 94 - Mapa de gradientes do topo do embasamento.

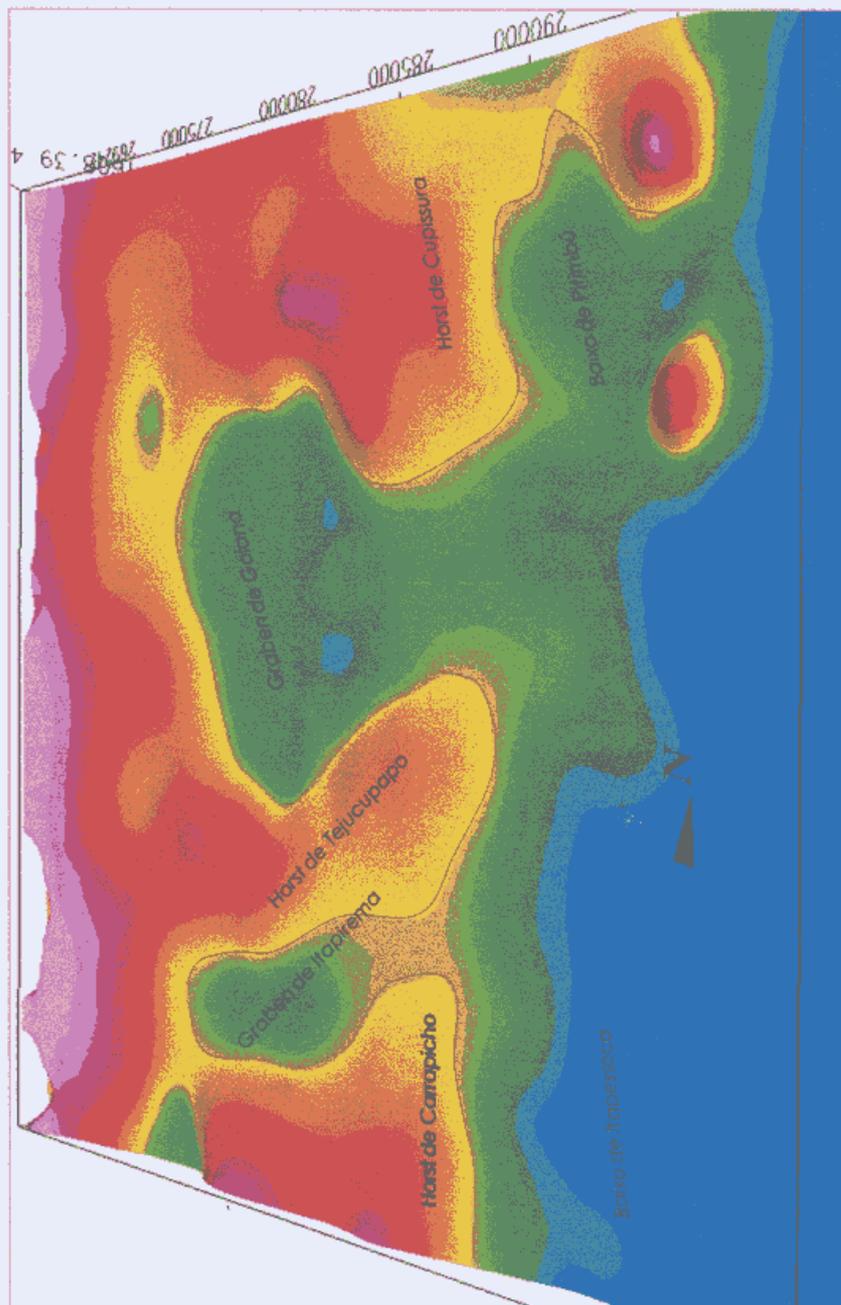


Figura 95 – Visão do topo do embasamento sentido W-E.

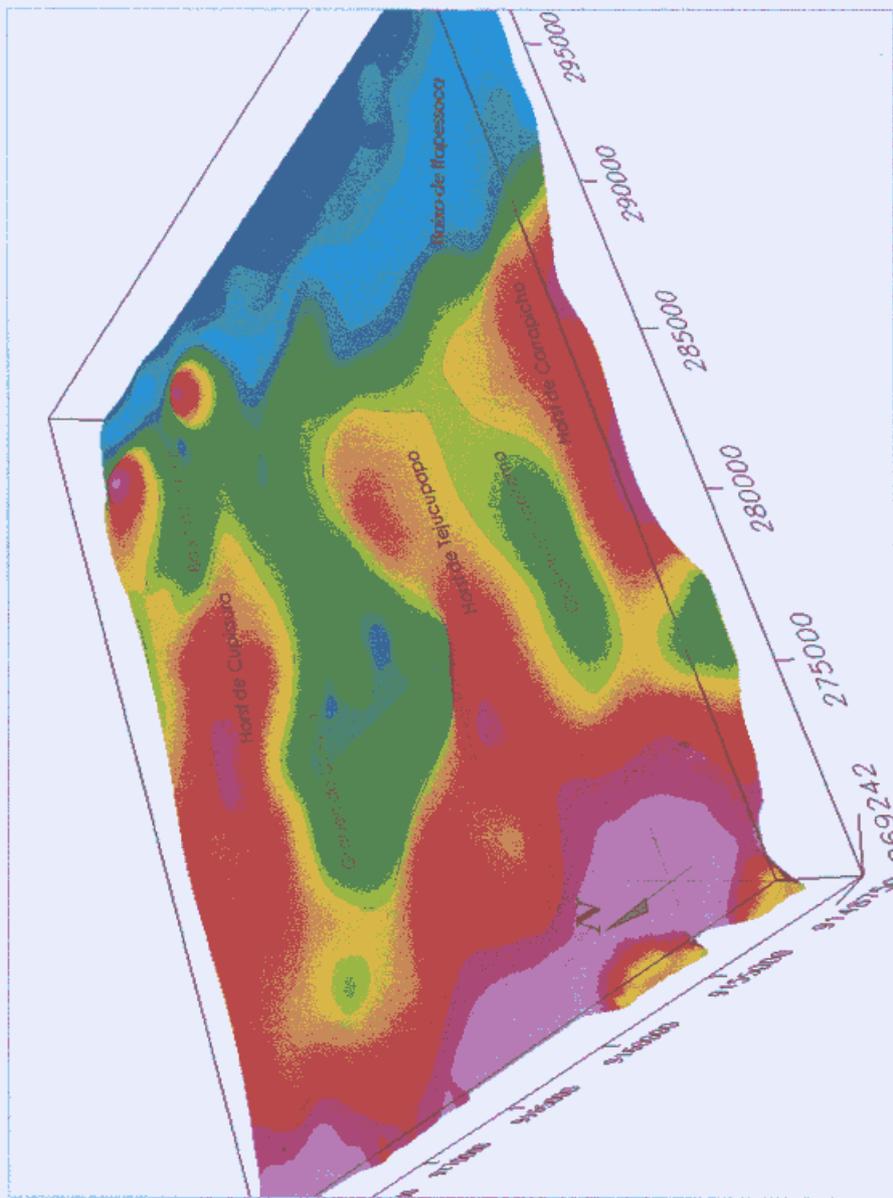


Figura 96 – Visão 3-D do topo do embasamento no sentido SW-NE.

4.2 INTERPRETAÇÃO DOS MODELOS 2-D GRAVIMÉTRICOS E MAGNETOMÉTRICOS

4.2.1 Crerios usados na interpretao e integrao de modelos gravimétricos e magnéticos

A interpretao dos sete perfis leva em considerao que cada perfil foi extraído do mapa Bouguer e do mapa de campo total magnético no OASIS MONTAJ. Para cada perfil (de idênticas coordenadas geográficas) aberto sobre os mapas, há dois perfis distintos sobrepostos, um magnético e um gravimétrico. Portanto, no total, há sete perfis gravimétricos, sete magnéticos, e sete modelos 2-D da geometria do embasamento. Os modelos 2-D foram modelados com densidade (g/cm^3) e suscetibilidade ($\mu\text{-c.g.s.}$) constante para cada bloco. Todos os modelos têm exaero vertical igual a dez. Os modelos A-A', B-B' e C-C' tem aproximadamente 30 km de comprimento e os perfis D-D', E-E', F-F' e G-G', cerca de 27 km. Cada bloco de mesma densidade pode conter blocos de suscetibilidade diferentes, e vice-versa. Para cada ponto dos modelos foi modelada uma profundidade do embasamento. A orientao e posicionamento dos modelos tiveram como critérios: (1) a localizao das anomalias/alvo estudadas na interpretao qualitativa dos mapas, (2) a integrao com a geologia estrutural e litológica foi feita visando reconhecer um modelo de *grabens* e *horsts* para o embasamento coerente com o modelo de cisalhamento definido no Capítulo IV, seo 4.1.

4.2.2 Interpretação dos perfis gravimétricos e magnéticos e modelo 2-D.

A Figura 97 mostra o mapa Bouguer com a disposição dos sete perfis.

A Figura 98 mostra o perfil **A'- A**, extraído no sentido W-E, para modelar o comportamento estrutural do embasamento. A Falha de Goiana é atravessada pelo modelo. O *Graben* de Goiana exibe uma estrutura na direção N-S que também é visível no mapa Bouguer (Figura 98) e no mapa de profundidades do embasamento (Fig. 92) e mapa de isópacas (Fig. 93). A posição da seção do *Graben* de Goiana coincide com uma subida na curva no perfil magnético, e diminuição de pequeno comprimento no perfil gravimétrico. O perfil gravimétrico mostra um mergulho predominante para leste, assim como o topo do modelo do embasamento. Depois do *Graben* de Goiana observa-se uma pequena subida: trata-se do canal que liga este *graben* na direção da plataforma da Sub-Bacia Olinda, não mapeada nesta tese. Depois deste canal o embasamento continua o mergulho. Quatro blocos gravimétricos são reconhecidos.

A Figura 99 mostra o perfil **B – B'**, de sentido W-E, localizado ao sul do perfil **A – A'**. Este modelo 2-D atravessa o *Graben* de Itapirema. O *Graben* de Itapirema (em relação ao *Graben* de Goiana) é menos profundo e menor em volume, e sua parte mais elevada interrompe seu mergulho para leste. Esta elevação/barreira coincide com uma subida do perfil magnético que diminui no trecho sobre a região rebaixada da Ilha de Itapessoca. Depois desta elevação, no *Graben* de Itapirema, o embasamento diminui sua profundidade no trecho sobre a região da Ilha de Itapessoca.

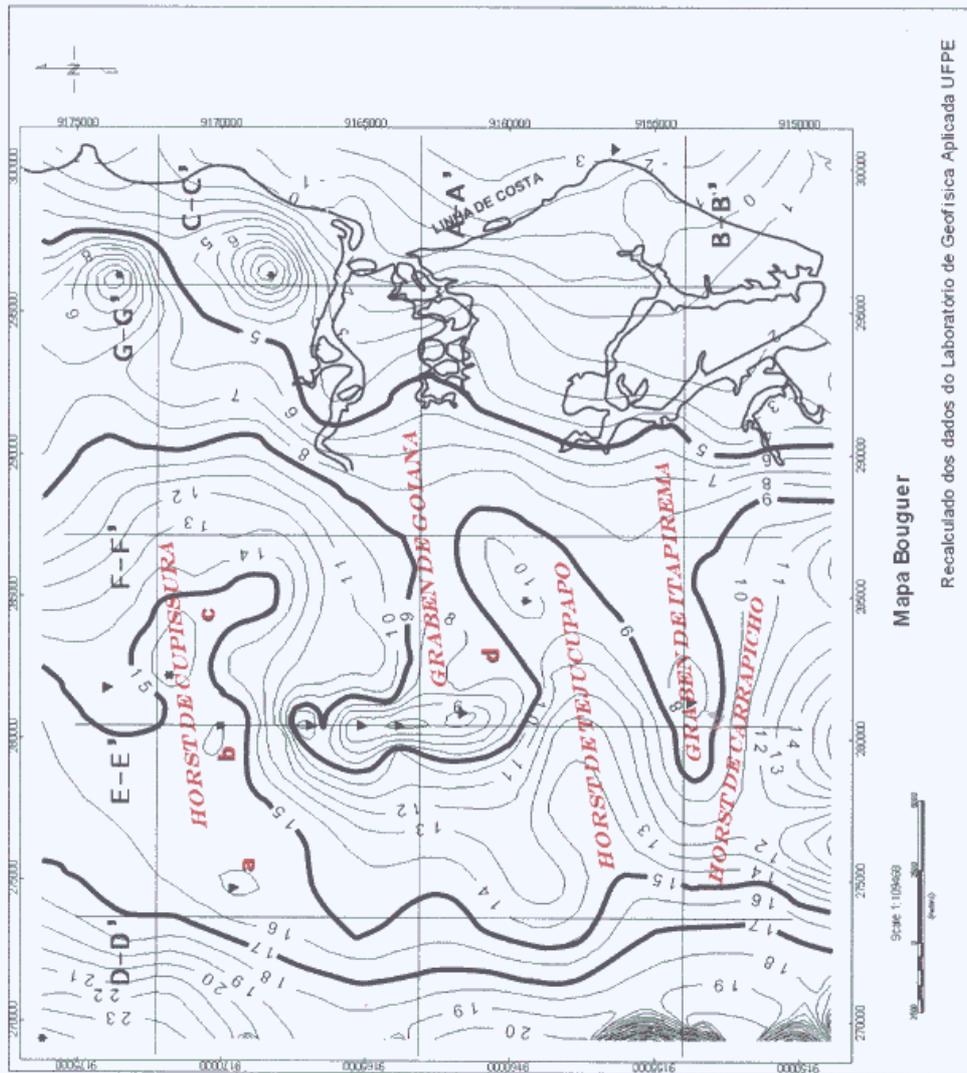


Figura 97 - Mapa Bouguer com os perfis.

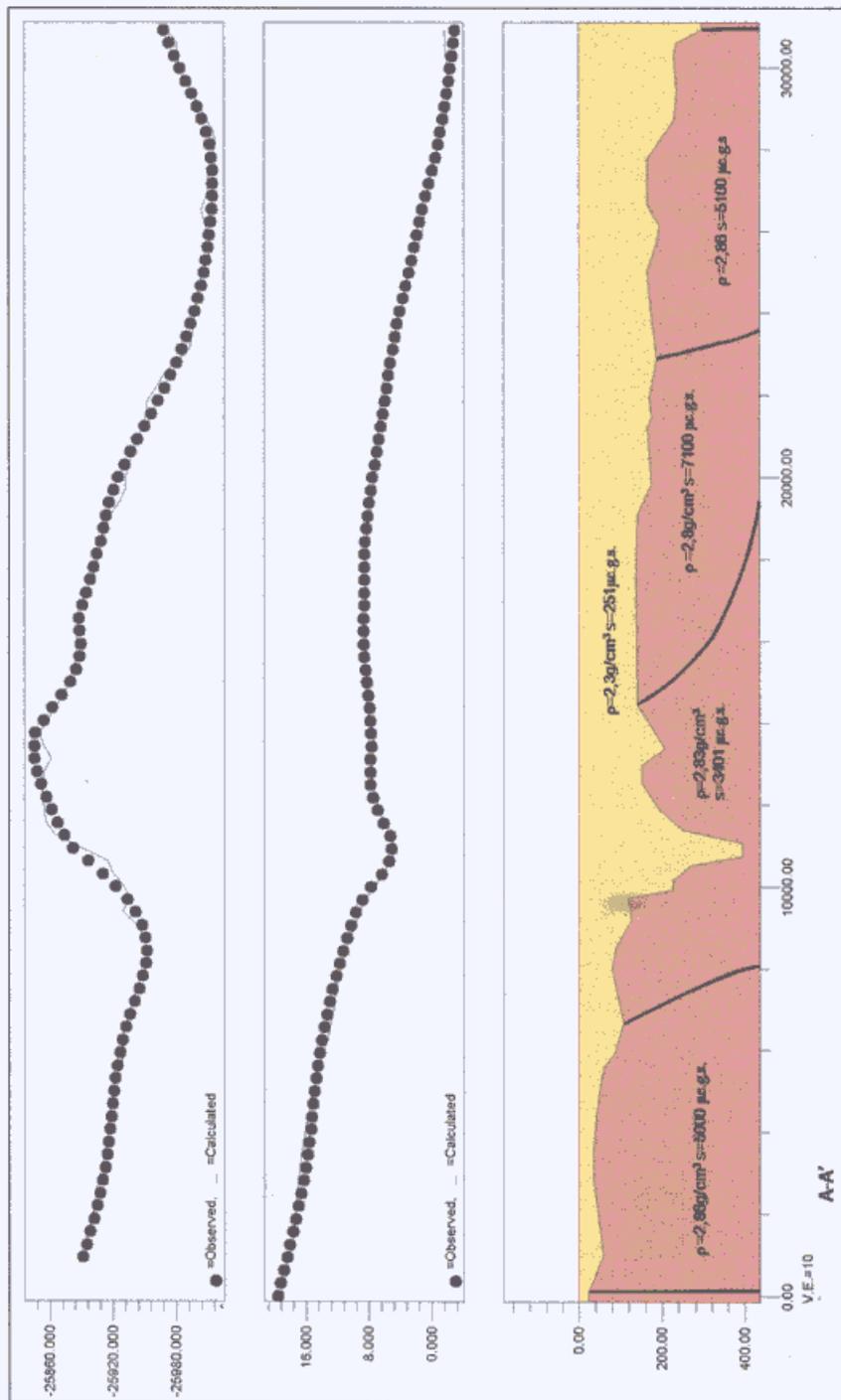


Figura 98 – Perfil A-A'.

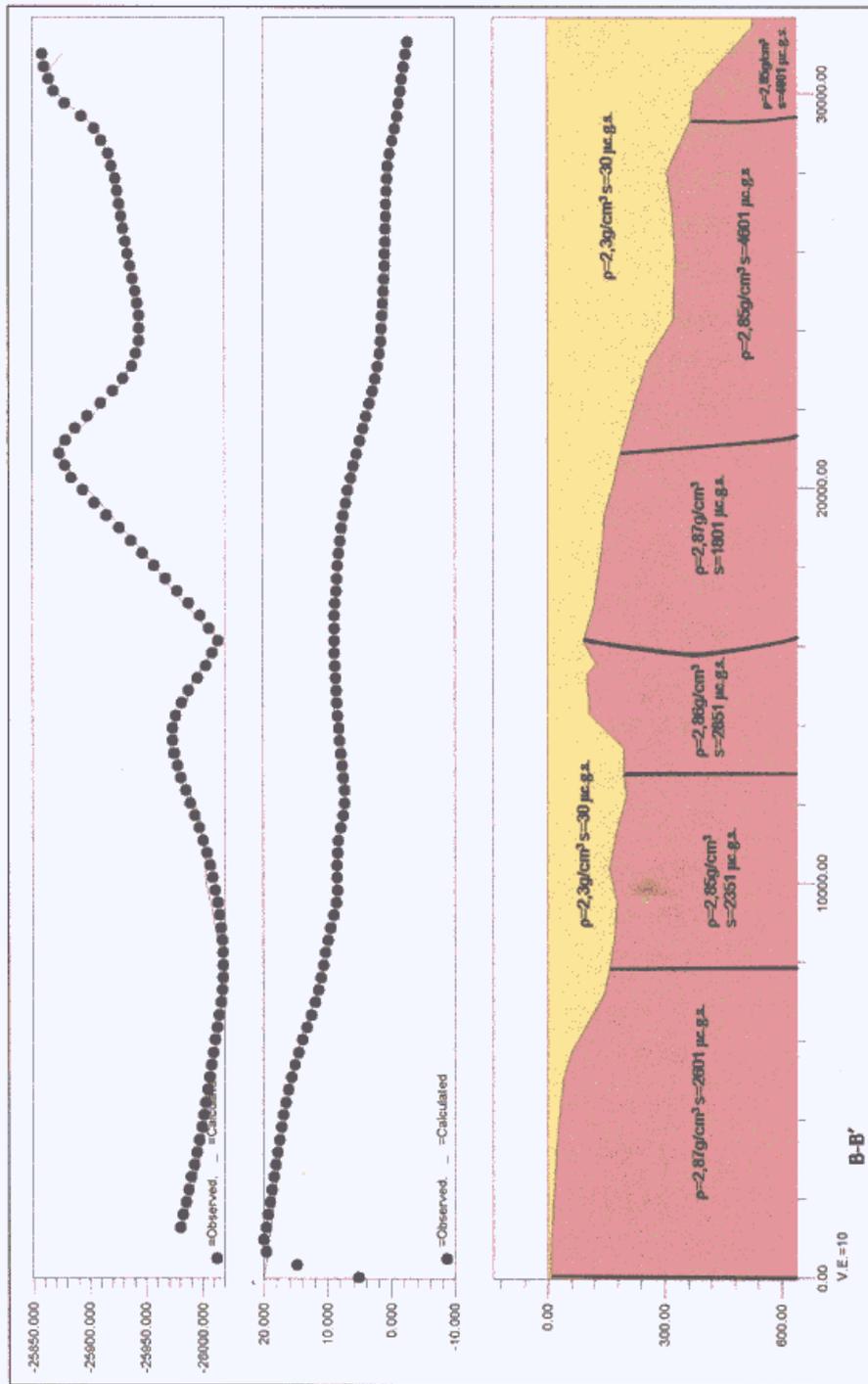


Figura 99 – Perfil B-B'.

A Figura 100 mostra o perfil **C – C'**, sentido W-E, está localizado ao norte do perfil **A – A'**. Este perfil passa sobre o *Horst* de Cupissura, na Sub-Bacia Alhandra, ao norte da Falha de Goiana. Na parte inicial da curva magnética observa-se uma subida de grande amplitude, enquanto a curva gravimétrica mantém sua queda para leste, refletindo o mergulho do embasamento também nesta direção.

A Figura 101 mostra o perfil **D – D'**, sentido S-N, posicionado na parte mais a oeste da área de estudo. O início do perfil **D – D'** coincide com o *Horst* de Carrapicho. O perfil gravimétrico mostra uma descida refletindo o *Graben* de Goiana, e, no trecho final, a curva aumenta, enquanto o perfil magnético exibe uma subida. Este perfil termina em um alto estrutural do embasamento, o *Horst* de Cupissura.

A Figura 102 apresenta o perfil **E – E'**, sentido S-N, inicia no *Horst* de Carrapicho, desce o *Graben* de Itapirema, passa o *Horst* de Tejucupapo, e atravessa o *Graben* de Goiana. A curva magnética mostra uma subida bem sobre o *Graben* de Goiana, enquanto a gravimétrica reflete uma depressão extensa no formato de *graben*..

A Figura 103 mostra o perfil **F – F'**, sentido S-N, e que passa na borda leste dos baixos e altos do embasamento, isolinha de 5 mGal no mapa Bouguer (Fig. 81), isolinha de -300m no mapa do embasamento (Fig. 92), e isolinha de 270m no mapa de isópacas (Fig. 93). Assim como observada no perfil **E – E'**, a sequência ao longo dos blocos do embasamento na direção N-S, mostra a alternância de *grabens* e *horsts* na compartimentação estrutural da Sub-Bacia Olinda e Sub-Bacia Alhandra. O modelo 2-D indica que a borda do *Horst* de Tejucupapo está mais rebaixada do que sua seção no perfil **E – E'**, mostrando também que o *Graben* de Itapirema é mais aberto para leste, em função do alinhamento ENE-WSW do *Horst* de Tejucupapo. Esta abertura do *Graben* de Itapirema se destaca na parte mediana do modelo.

A Figura 104 mostra o perfil **G – G'**, sentido S-N, e que apresenta uma profundidade média compatível com sua localização mais próxima do litoral. O trecho sul inicial deste modelo corresponde à região rebaixada da Ilha de Itapessoca. A geometria do embasamento neste modelo se caracteriza por manter uma profundidade razoavelmente uniforme na parte inicial e medial, indicando escalonamento discreto de blocos na direção N-S. No final do modelo, entre duas ondulações (visíveis na curva gravimétrica) há a região rebaixada de Pitimbú.

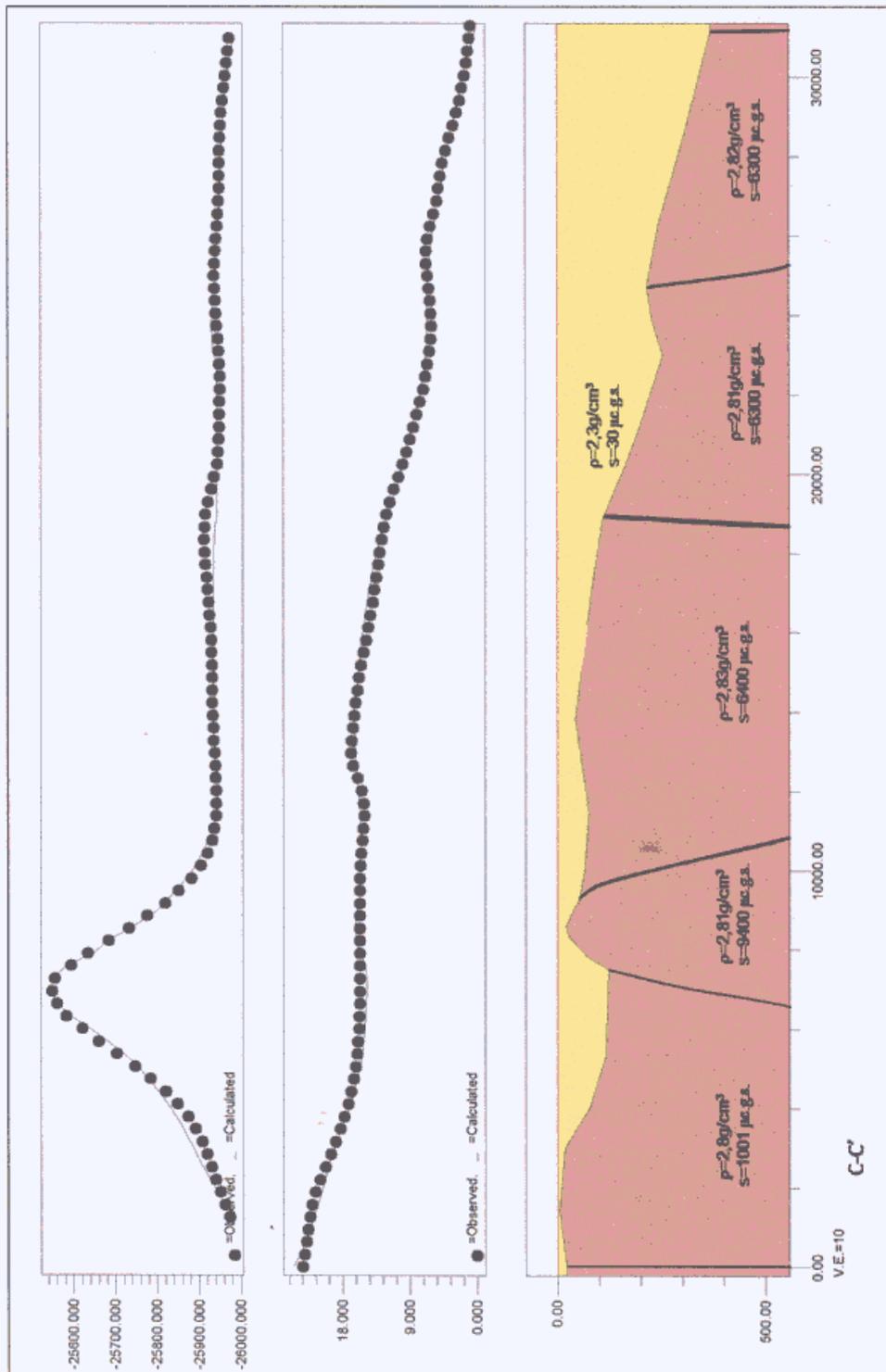


Figura 100 – Perfil C-C’.



Figura 101 – Perfil – D - D'.

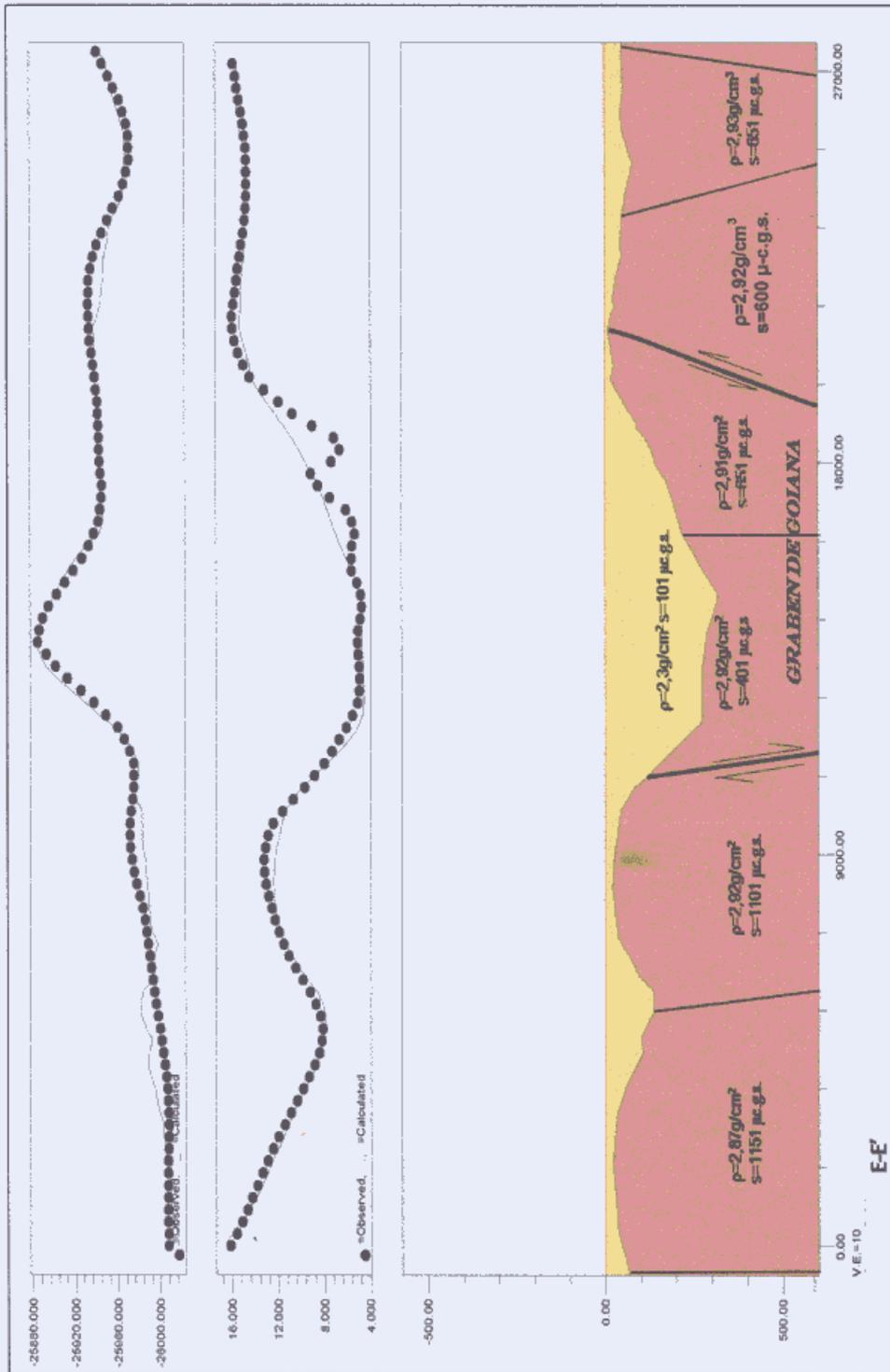


Figura 102 – Perfil E-E'.

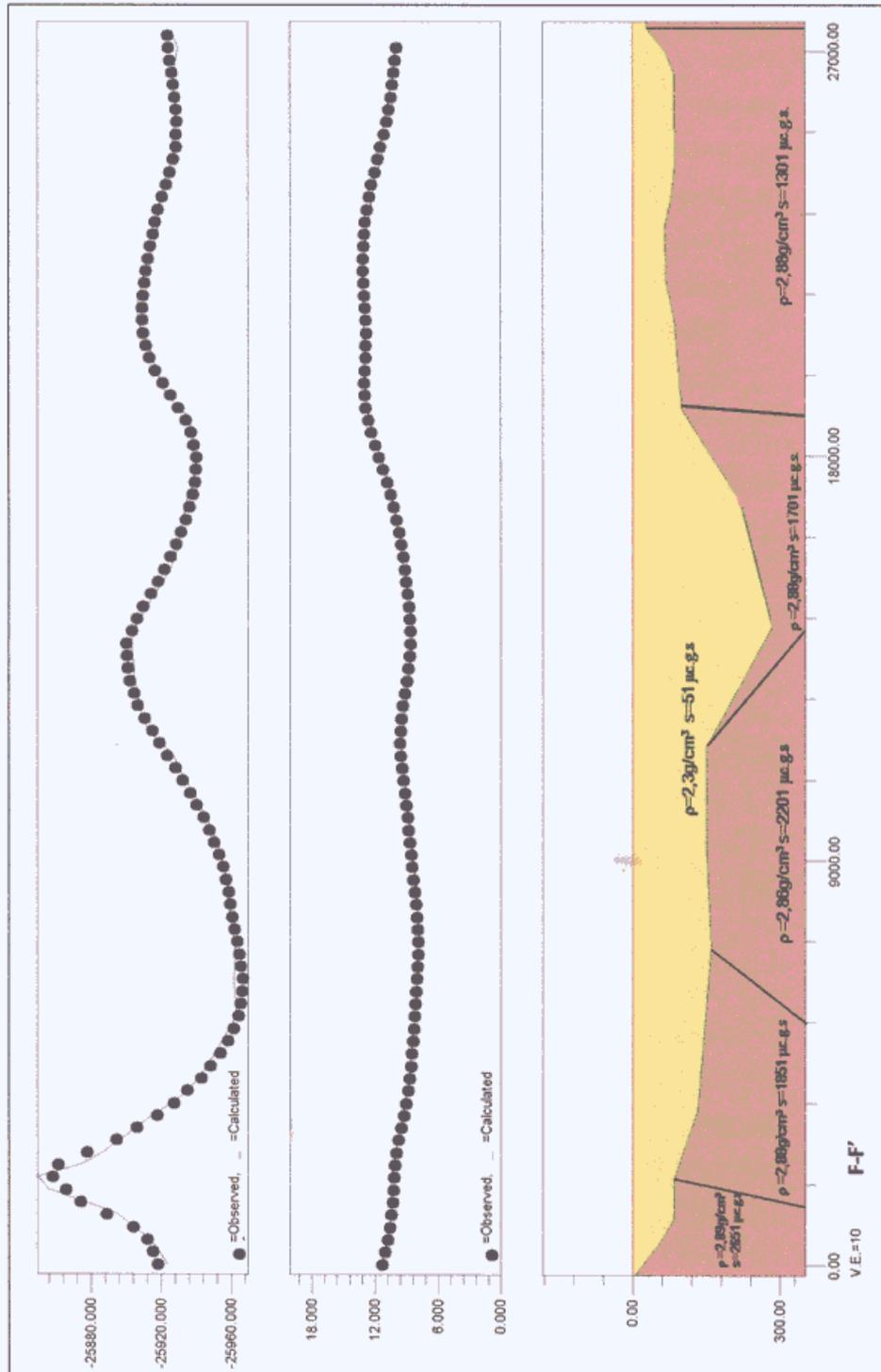


Figura 103 – Perfil F-F'.

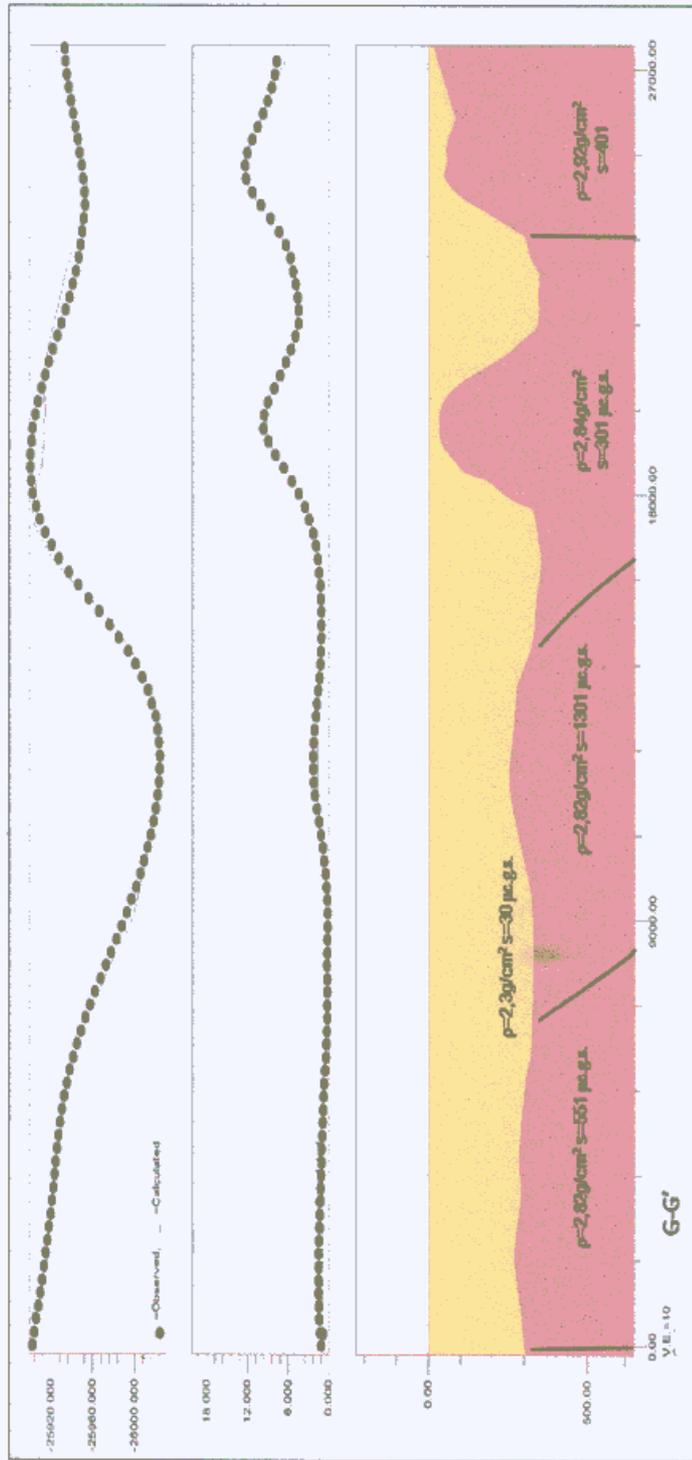


Figura 104 – Perfil G-G’.

A Figura 105 compara o perfil de profundidade A-A' calculado sobre o modelo do topo do embasamento 3-D com o modelo 2-D A-A'. Os perfis de profundidade do embasamento foram posicionados exatamente sobre os modelos 2-D. A linha do embasamento nos modelos 2-D mostra segmentos mais retilíneos e menos arredondados devido ao ruído do perfil magnético na modelagem 2-D.

Na Fig. 105 o perfil 3-D A-A' (sentido E-W) mostra uma razoável concordância com o 2-D A-A' (sentido E-W), em termos de profundidade e forma e mergulho para leste. Na Figura 106 (perfil 3-D B-B' e modelo 2-D B-B') e Figura 107 (perfil 3-D C-C' e modelo 2-D C-C'), ambos no sentido E-W, há maior correlação em profundidade, geometria e mergulho entre os modelos.

Na Figura 108 o perfil 3-D D-D' e o modelo 2-D D-D' (sentidos S-N) guardam razoável semelhança. Na Figura 109 o perfil 3-D E-E' e o modelo 2-D E-E' (sentidos S-N) concordam na profundidade da parte inicial e na forma e profundidade na parte final, e no *Graben* de Goiana há boa correspondência em forma, mas a profundidade não coincide exatamente, estando o *Graben* de Olinda 50 m mais fundo no modelo 2-D. A diferença em profundidade entre perfil 3-D e modelo 2-D é devido às diferenças entre o método de inversão gravimétrica 3-D, que inclui os *grids* da massa da topografia, mapa Bouguer e *grid* da descontinuidade de Mohorovicic na inversão do embasamento, enquanto o modelo 2-D inclui nos cálculos o perfil magnetométrico do *grid* do campo total e o *grid* do mapa Bouguer.

Na Figura 110 o perfil 3-D F-F' e o modelo 2-D F-F' (sentidos S-N) mostram certa semelhança na forma e uma discrepância na profundidade máxima alcançada, com o modelo 2-D cerca de 60 m mais profundo.

Na Figura 111 o perfil 3-D G-G' e modelo 2-D G-G' (sentidos S-N) há boa correlação na geometria e profundidade.

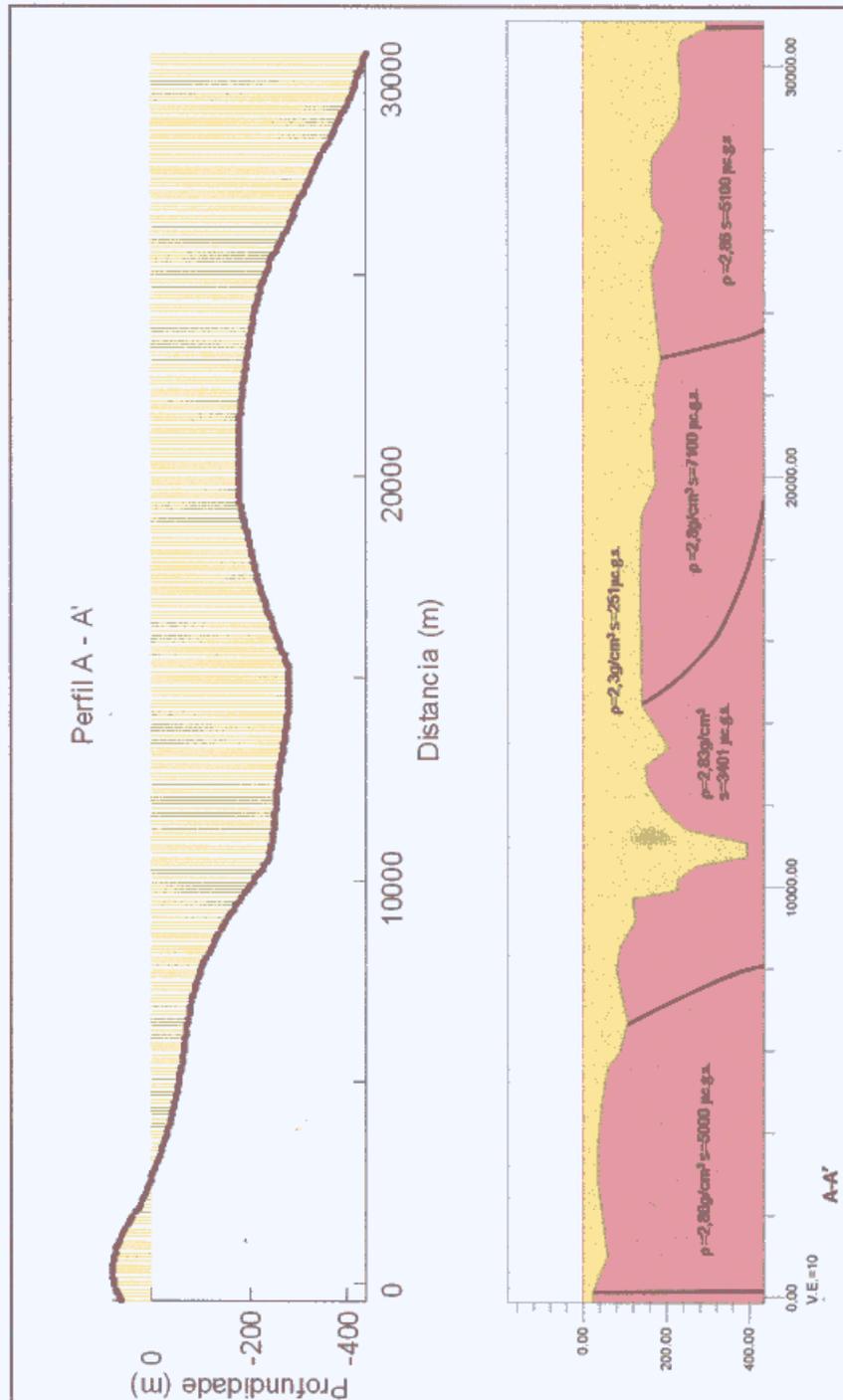


Figura 105 – Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D A-A' e o modelo 2-D A-A'.

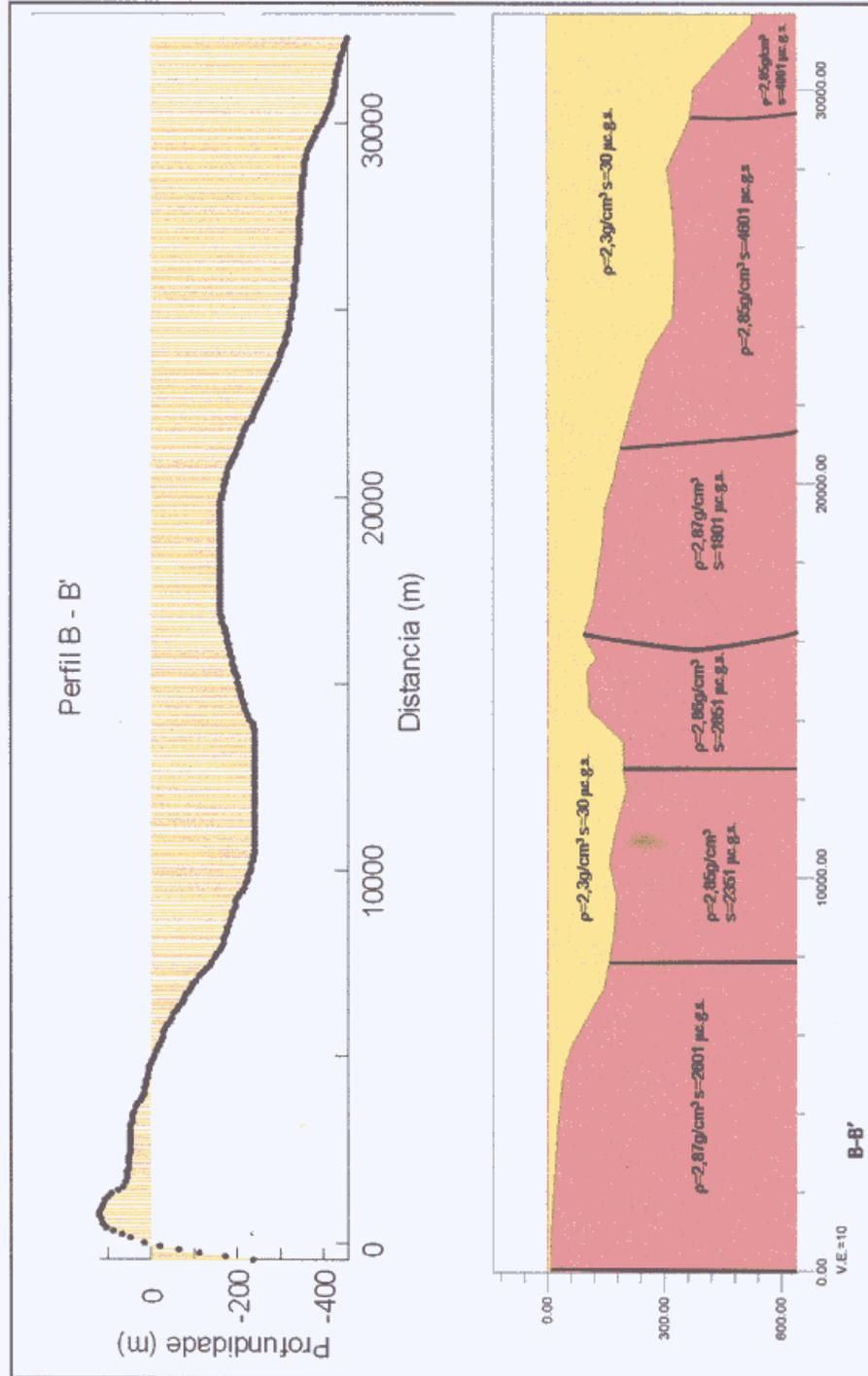


Figura 106 – Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D B-B' e o modelo 2-D B-B'.

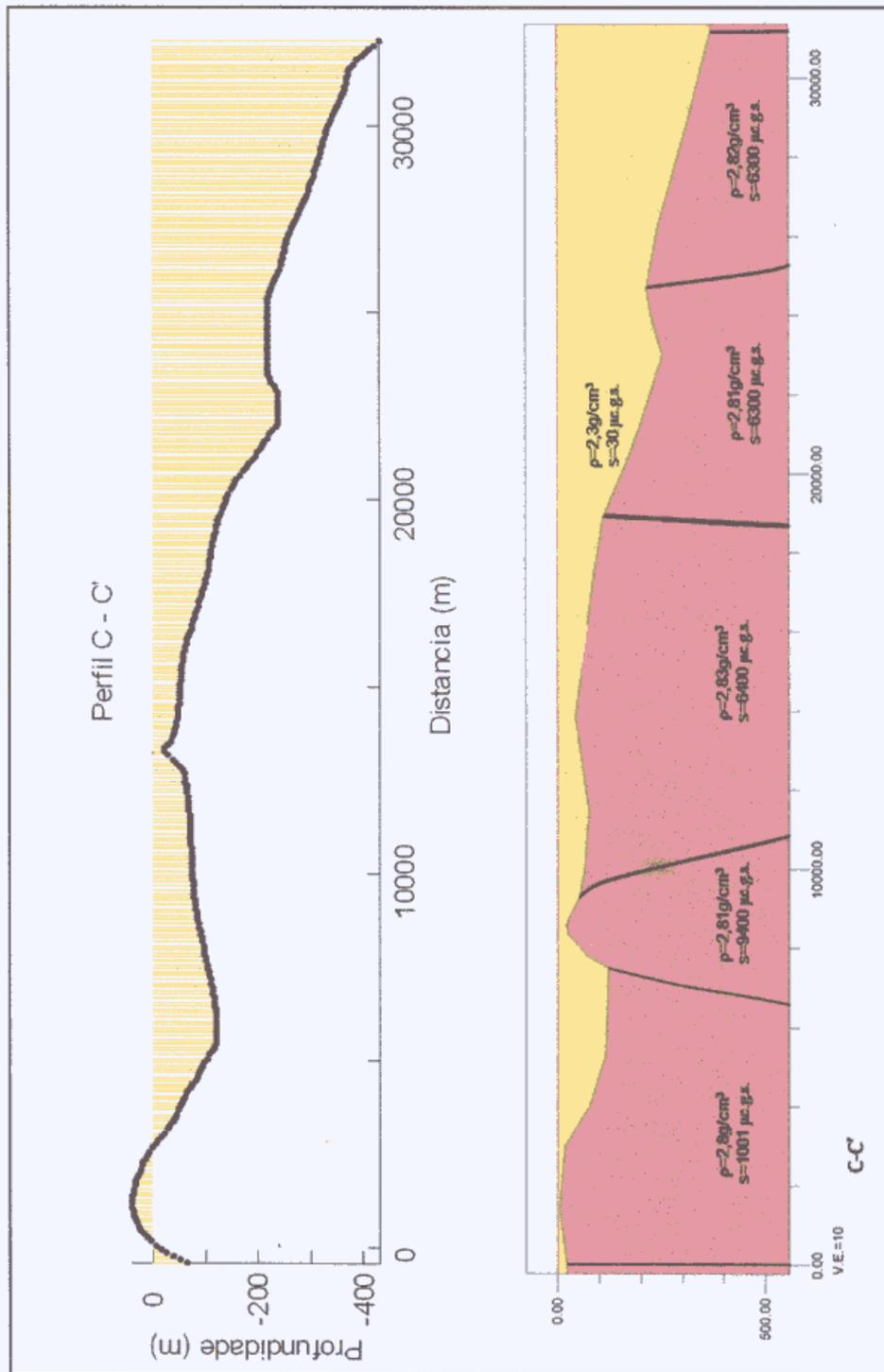


Figura 107 -- Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D C-C' e o modelo 2-D C-C'.

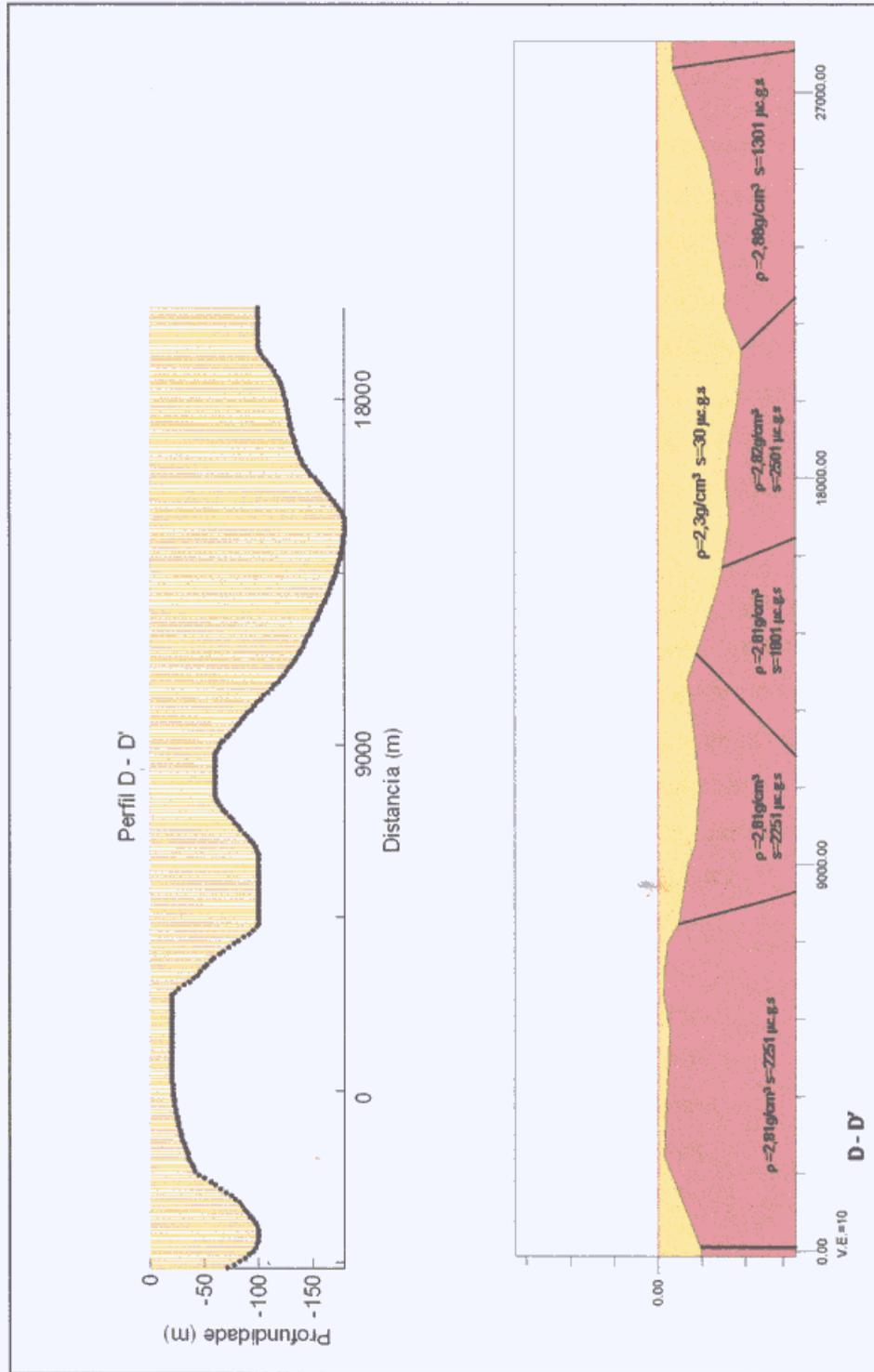


Figura 108 – Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D-D-D' e o modelo 2-D-D-D'.

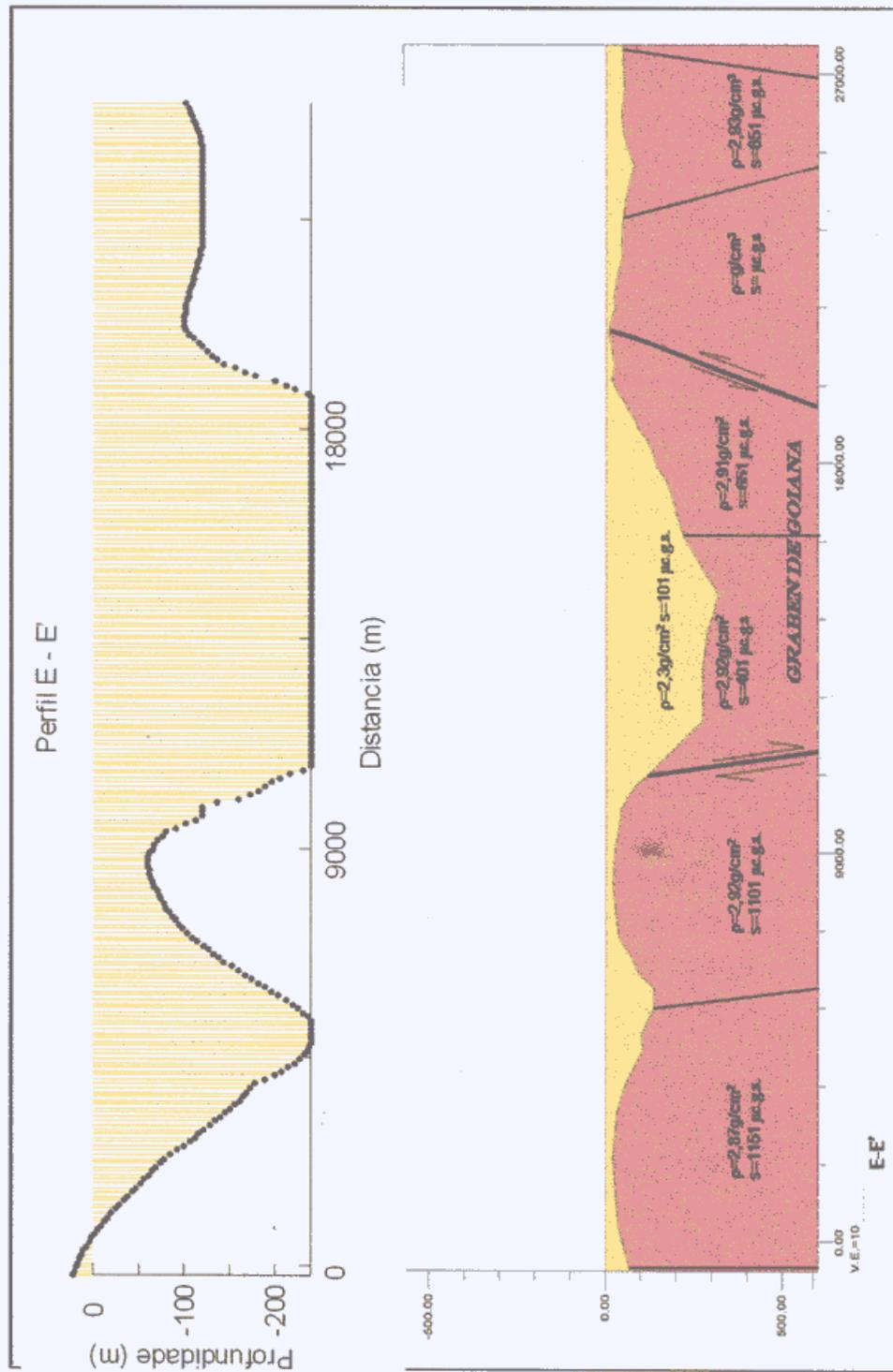


Figura 109 – Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D E-E' e o modelo 2-D E-E'.

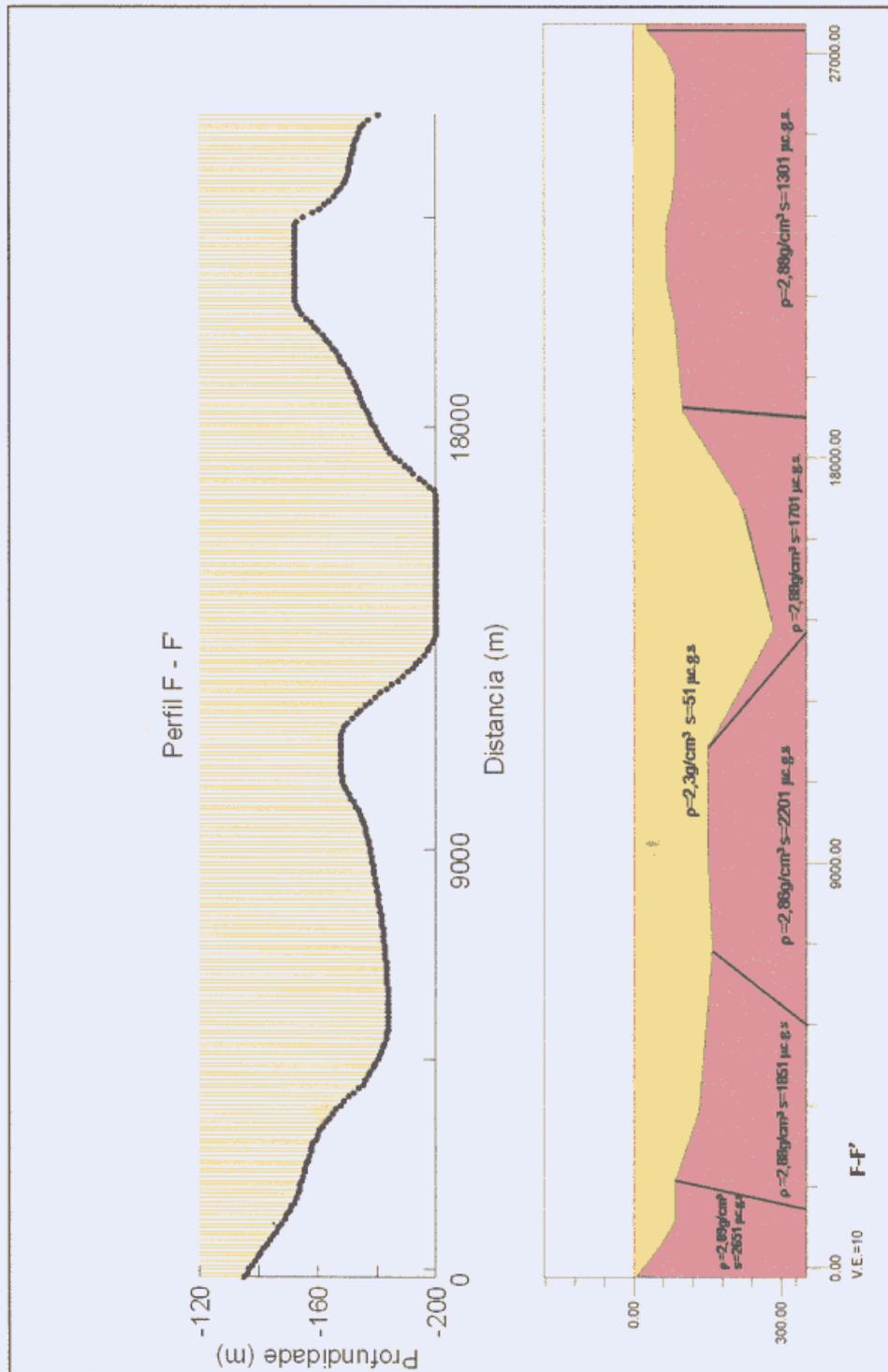


Figura 110 – Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D F-F' e o modelo 2-D F-F'.

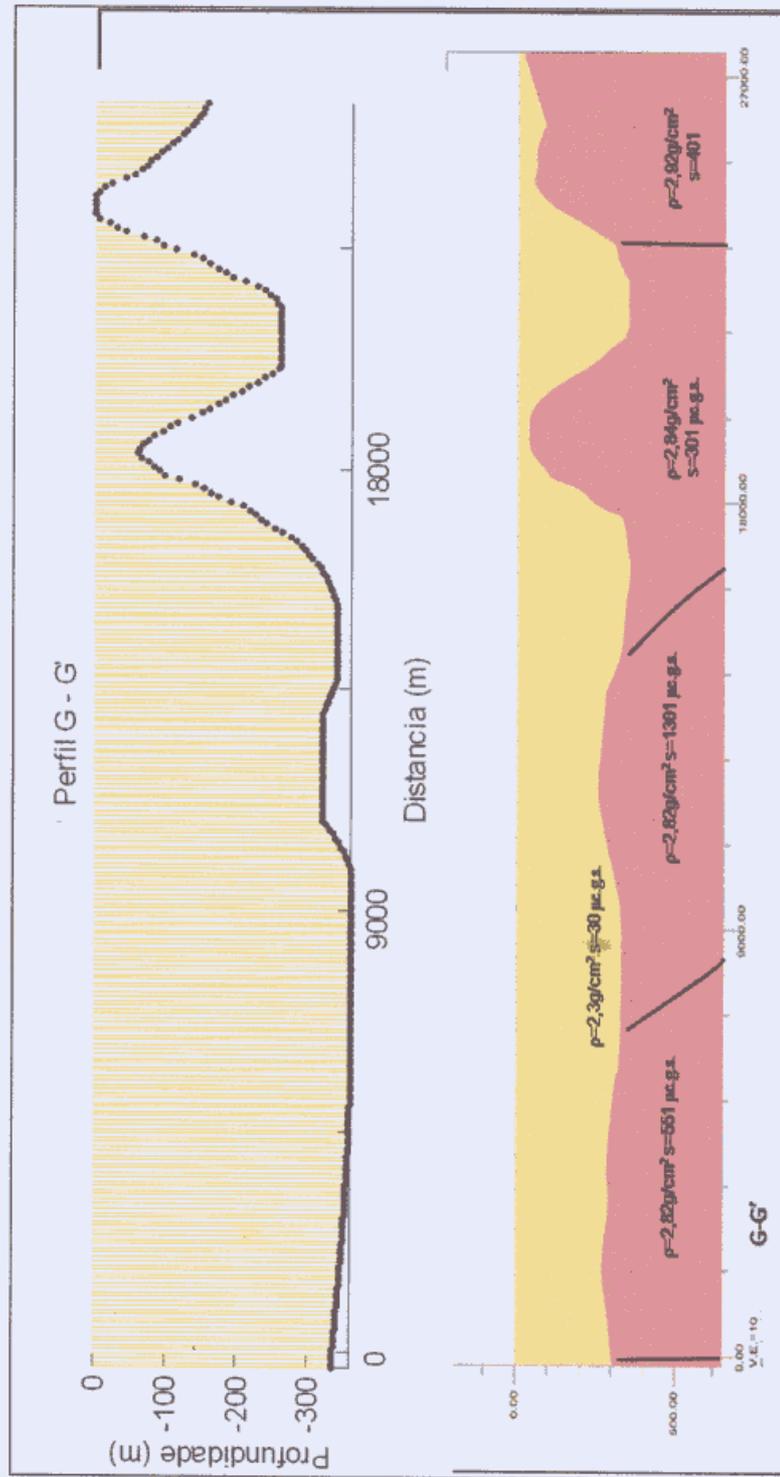


Figura 111 -- Perfil de profundidade do mapa do embasamento 3-D G-G' e o modelo 2-D G-G'.

Em síntese a interpretação quantitativa dos sete modelos 2-D sugere as seguintes considerações:

- 1- Um escalonamento de blocos crustais na direção oeste-leste, e também na direção norte-sul. No sentido W-E foram identificados blocos com escalonamento em degraus. O mergulho aumenta para leste nos modelos **A – A'**, **B – B'**, e **C – C'**, o que é compatível com o mapa de contorno estrutural de Amaral *et al.* (1977), predição de contorno estrutural de Barbosa (2007), seções geológicas de Asmus & Ponte (1973), com a seção geológica de Oliveira (1994), com a seção geológica de Barbosa (2004), e coerente com o modelo de Souza (2006), da Fig. 22, Capítulo II;
- 2- A divisão de blocos no sentido W-E concorda com os modelos de blocos desnivelados proposto em Rand (1976) para a Bacia Paraíba e com as considerações estruturais na monografia de Sá (1998), Vila Nova (2005), e Souza (2006);
- 3- A compartimentação da Sub-Bacia Olinda é formada pelo *Horst* de Carrapicho, *Graben* de Itapirema, *Horst* de Tejucupapo, e parte do *Graben* de Goiana; e da Sub-Bacia Alhandra que inclui parte do *Graben* de Goiana, e *Horst* de Cupissura, um modelo estrutural coerente com os esforços tectônicos de distensão NE-SW em Vila Nova (2005);
- 4- Não há um modelo que mostre um mergulho predominante nos sentidos N-S ou S-N, e sim um arranjo complexo de gradientes. O modelo **D-D'** e **F-F'** exibem um embasamento em forma côncava;
- 5- Os modelos **E-E'** e **F-F'**, centrais à área de estudo, evidenciam melhor o escalonamento dos blocos na direção S-N, e uma complexa geometria do embasamento;
- 6- As profundidades determinadas nos modelos 2-D concordam com as profundidades da modelagem gravimétrica 3-D do embasamento, em torno de 400m, com três poços que atingem o embasamento, com o poço 1-ST-1-PE que atinge o embasamento da Sub-Bacia Olinda na Ilha de Itamaracá - PE, e com o mapa de contorno estrutural de Amaral *et al.* (1977);
- 7- A correlação entre perfis de profundidade 3-D e os modelos 2-D foi satisfatória em termos da geometria e profundidade;

- 8- Experimentos com os modelos 2-D desta tese usando densidade de $2,66\text{g/cm}^3$ ou $2,68\text{g/cm}^3$ resultaram em profundidades de 1400m até 4000m valor incompatível com o arcabouço estrutural para a Sub-Bacia Olinda no domínio continental da área de estudo. Três poços no mapa de contorno do embasamento de Amaral *et al.* (1977) atingem o embasamento dentro da área de estudo desta tese, e nenhum indica profundidade maior que 500m;
- 9- Os valores de densidade encontrados para o embasamento variaram de $2,8\text{g/cm}^3$ até $2,93\text{g/cm}^3$. Para os sedimentos foi usada a densidade de $2,3\text{g/cm}^3$. O contraste de densidade entre blocos adjacentes do embasamento variou de $0,01\text{g/cm}^3$ até $0,06\text{g/cm}^3$;
- 10- Os valores de suscetibilidade encontrados para o embasamento (unidades em $\mu\text{-c.g.s.}$) variaram de 401 $\mu\text{-c.g.s.}$ até 9400 $\mu\text{-c.g.s.}$. Os contrastes de suscetibilidade entre blocos adjacentes do embasamento de 8399 $\mu\text{-c.g.s.}$ até 50 $\mu\text{-c.g.s.}$

CONCLUSÕES

Este mapeamento geofísico, de maior resolução espacial, possibilitou acrescentar novas informações sobre o arcabouço estrutural do extremo norte da Sub-Bacia Olinda e extremo sul da Sub-Bacia Alhandra.

As conclusões são as seguintes:

- Compartimentos do embasamento de sul para o norte: *Horst* de Carrapicho, *Graben* de Itapirema, *Horst* de Tejucupapo, *Graben* de Goiana e *Horst* de Cupissura, e duas regiões rebaixadas uma em Pitimbú – PB e outra na Ilha de Itapessoca – PE.
- A distribuição dos *grabens* e *horsts* é coerente com o modelo de cisalhamento rúptil dextral, onde a falha de Ridel R é paralela às falhas sintéticas NE-SW, e a R' é paralela às falhas sinistrais NW-SE antitéticas.
- As profundidades do embasamento, de um modo geral crescem para leste, na faixa entre 200m e 400m, aproximadamente.
- A profundidade média e espessura sedimentar da Sub-Bacia Olinda é maior do que a média da Sub-Bacia Alhandra, na área mapeada em domínio continental.
- A Geometria do embasamento é muito irregular, com mergulho de até 1,5° para leste, e um complexo arranjo de gradientes.
- O mapa de isópacas reflete a superfície do embasamento, e espessura sedimentar de até 420m.
- O modelo 3-D indica espessura crustal em torno de 25 km.

Estes resultados vêm preencher uma lacuna no conhecimento da geometria, profundidades, gradientes do embasamento das sub-bacias Olinda e Alhandra e espessura sedimentar, informações importantes para especialistas em Geofísica, Estratigrafia e Tectônica Sedimentar, Paleogeografia, entre outros.

O uso adequado de filtros espectrais permitiu um novo cálculo de mapas gravimétricos Bouguer, componente regional e componente residual para domínio da comunidade científica.

Como resultados inéditos foram elaborados o mapa de profundidades do topo do embasamento utilizando inversão gravimétrica 3-D, mapa de isópacas e mapa de gradientes do embasamento.

Todos os mapas magnéticos, da área de estudo, são inéditos: campo total, reduzido ao pólo, e os mapas derivados do reduzido ao pólo: mapa da primeira derivada, mapa de sinal analítico. O comportamento das curvas de variação diurna e os cuidados sistemáticos tomados em campo com relação às fontes de interferência eletromagnética e magnética, escolha da base magnética, aquisição das medidas, contribuiu para a ótima qualidade dos dados magnéticos. Pela primeira vez foi utilizado o novo magnetômetro de bombeamento ótico SM-5 NAVMAG do LGHR (Laboratório de Geofísica Prof. Helmo Rand), de precisão de 0,01nT (Capítulo III), incorporando excelente acurácia e estabilidade nas medições magnéticas, além de disponibilizar o instrumento testado para pesquisas futuras do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Departamento de Geologia da UFPE.

Pela primeira vez, a partir de quatorze perfis (sete gravimétricos e sete magnéticos), foram realizados sete modelos 2-D do topo do embasamento das sub-bacias Olinda e Alhandra (Capítulo IV), cujos modelos geológicos são coerentes com o modelo gravimétrico do embasamento 3-D. Além dessa reciprocidade entre modelos 2-D e 3-D, os mesmos demonstram boa concordância entre a geometria do embasamento e as anomalias gravimétricas e magnéticas dos mapas interpretadas qualitativamente na integração com o conhecimento geológico disponível.

A modelagem 3-D, com resultados inéditos oriundos desta pesquisa, permitiu estimar a profundidade da descontinuidade de Mohorovicic (DM) em torno de 25 km. Esta profundidade da DM concorda com o mapa do relevo da interface crosta-manto de Castro *et al.* (1995), para o norte da Bacia Paraíba.

Outro resultado inédito na área da Sub-Bacia Olinda e Alhandra, a partir da modelagem 3-D, está na realização do mapa de contorno do embasamento, que apresenta profundidades dentro da faixa de 40m a 340m. A maior parte das profundidades geradas no mapa do topo do embasamento obtido por inversão gravimétrica concordou com o ajuste de profundidade dos modelos de inversão 2-D. As profundidades do mapa do embasamento receberam a contribuição independente de três poços de tocam o embasamento, e dos mapas de predição contorno estrutural de Amaral *et al.* (1977) e Barbosa (2007). Todos os compartimentos de blocos crustais sugeridos nos mapas e modelos 2-D são reconhecíveis no mapa do topo do embasamento do presente trabalho.

O banco de dados georreferenciados, permutado entre as plataformas ACCESS, ARCVIEW-GIS, SPRING e MATLAB, contribui para o planejamento e execução do levantamento magnético e armazenamento/coordenação dos dados gravimétricos e geológicos. Em síntese, o banco de dados viabilizou o gerenciamento/atualização de toda a informação usada na tese, gerando *hiperlinks* entre os dados espaciais e artigos, mapas, cartas-imagem, tabelas, fórmulas, teses, sites científicos na internet e relatórios.

O ARCVIEW-GIS permitiu a visualização na carta-imagem do andamento do levantamento magnético, cujas operações são sensíveis a problemas específicos não encontrados no levantamento gravimétrico. O banco de dados ligados à carta-imagem permitiu observar os problemas de acesso aos pontos de medição e às fontes de interferência magnética e eletromagnética, marcar locais magneticamente instáveis ou distantes em demasia da base magnética. A carta-imagem mostrou a verdadeira face do terreno – mangues, areias, área de cultivo agrícola, etc., auxiliando na escolha dos melhores acessos rodoviários não mapeados nas antigas cartas topográficas. O equilíbrio entre produção da medição e a qualidade da medida, associado à economia de tempo e custos foi viabilizado com o uso de algumas operações de Sistemas de Informações Geográficas usando o ARCVIEW-GIS.

Os programas auxiliares elaborados em MATLAB atenderam perfeitamente as necessidades de cálculo, em linguagem de programação, de amplos recursos de interpolação, visualização, lógica de programação, com eficiência na manipulação de dados muito superior às planilhas eletrônicas, a exemplo do EXCEL. Os programas em MATLAB contribuíram para automatizar tarefas de ligação de base, curvas de variação diurna, remoção do IGRF das estações, interpolação de perfis de profundidade, cálculo da gravidade teórica.

5.1 Sugestões e Recomendações

Em decorrência da experiência adquirida nesta pesquisa para trabalhos futuros complementares à tese, são feitas algumas recomendações.

No mapa Bouguer e mapa de campo total magnético há espaços não preenchidos por estações. Há ainda alguns espaços possíveis para realizar medições, contudo são imóveis de propriedade particular seja de pequenos lotes até as fazendas e instalações

industriais das usinas. Nesta questão de acesso aos imóveis pode ser feito um estudo sobre as formas de autorização prévia para medições gravimétricas e magnéticas.

Uma ampliação da cobertura em termos de distribuição de estações magnéticas e gravimétricas, ampliando a área de estudo da presente tese seria importante para mapear o limite oeste e sul da Sub-Bacia Olinda indo um pouco além da Zona de Cisalhamento Pernambuco. Medidas adicionais de falhas e fraturas são importantes para a confirmação de estruturas nas bordas sul e oeste da Sub-Bacia Olinda, como também a extensão da Falha de Tejucupapo. Na área em torno da Ilha de Itapessoca seria importante a realização de levantamento gravimétrico e magnético objetivando detalhar esta região rebaixada.

Medidas de densidade e suscetibilidade magnética em trabalhos futuros são também importantes para restringir o número de soluções nos modelos. Estas medidas deveriam se estender além dos limites conhecidos das sub-bacias Olinda e Alhandra em locais com afloramentos bem preservados do embasamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, P. A., Allen J. R. 1990. Basin analysis – Principles and applications. Blackwell Scientific Publications. 450p.
- Allaby, A., Allaby, M. 2003. Dictionary of Earth Sciences. Oxford University Press. 619p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., B. B. de Brito Neves, Fuck, R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*. v.17, p.1-29.
- Almeida, F. F. M. de, Hasui, Y., Brito Neves, B. B. de, Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande – PB. p.363-391.
- Almeida, C. B., Cruz, L. R., Jardim de Sá, E. F., Vasconcelos, P., M. de, Medeiros, W. E. 2005. Tectônica e relações estratigráficas na Sub-Bacia de Pernambuco, NE do Brasil: contribuição ao conhecimento do Rifte Sul-Atlântico. *Bol. Geoc. Petrobrás*. v.13, n.2. p.167-180.
- Amaral, A. J. R., Edelmar de A. M., Santos, S. A. 1977. Evolução paleogeográfica da seqüência clástica basal da Bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. In: Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande – PB. *Anais*. p.37-63.
- Angelier J., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bol. Soc. de Geol. França*. v.19, n.6, p.1309-1318.
- Araujo-Pradere, E. A., Fuller-Rowell, T. J., Bilitiza, D. 2004. Ionospheric variability for quiet and perturbed conditions. *Advances and Space Research*. v.34. n.9. p.1914-1921.
- Asmus, H. E., Carvalho, J. C. 1978. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe/Alagoas e Pernambuco/Paraíba). Série Projeto REMAC – Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. p.7-24.
- Asmus, H. E., Ponte, F. C. 1973. The Brazilian Marginal Basins. In: Nairn, A. E. M., Steli, F. G. eds. The South Atlantic. New York. Plenum Press. p.87-133.
- Asmus, H. E. 1981. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú – SC. *Anais*. v.1. p.225-239.
- Barbosa, V. C., Silva, J. B. C., Medeiros, W. E. 1997. Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths. *Geophysics*. v.62, n.6, p.1745-1757.
- Barbosa, V. C., Silva, J. B. C., Medeiros, W. E. 1999. Gravity inversion of an discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth. *Geophysics*. v.64, n.5, p.1429-1437.

- Barbosa, J. A., Souza, E. M., Lima Filho, M. F., Neumann, V. H. 2003. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos*. v.13. p.89-108.
- Barbosa, J. A. 2004. Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno – Formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado. 219p. Programa de Pós-Graduação em Geociências. UFPE.
- Barbosa, J. A., Lima Filho, M. F. 2005. Os domínios da Bacia Paraíba. *In: 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*. Salvador – BA. *Anais*. 7p.
- Barbosa, J. A., Lima Filho, M. F. 2006. Aspectos estruturais da faixa costeira Recife-Natal observados através de dados de poços. *Bol. Geoc. Petrobras*. Rio de Janeiro. v.14, p.287-306. mai/nov 2006.
- Barbosa, J. A. 2007. A deposição carbonática na faixa costeira das bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal, NE do Brasil: aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. 190p.
- Becker-Guedes, F., Sahai, Y., Fagundes, P. R., Basu, S., Lima, W. L. C., Pillat, V. G. 2005. Simultaneous ionospheric sounding observations from the equatorial and low latitude regions in the Brazilian sector during the supergeomagnetic storm on 20 November 2003. *In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. Expanded abstracts. *Anais*. 4p.
- Blakely, R. J., Simpson, R. W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*. v.51, n.7, p.1494-1498.
- Blakely, R. J. 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 441p.
- Blitzkow, D. Lobian, M. C., Anciães, C. L. C. 2000. Geóide 2000 – uma resolução de 10'. I Seminário sobre referencial geocêntrico no Brasil. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Instituto Brasileiro de Geografia e estatística. 10p.
- Boyer, C. B. 1974. História da Matemática. Editora Edgard Blücher Ltda. 488p.
- Bremaecker, J-C. 1991. Geophysics: the Earth's interior. Krieger Publishing Company. 369p.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M. C., Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província da Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. Geoc.* v.24, n.4, p.279-296.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J. dos, Van Schumus, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *In: U. G. Cordani, E. J.; Milani, A. Thomaz Filho, Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America 31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro. p.151-182.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W., Fetter, A. H. 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Inst. de Geoc. USP*. v.1, p.59-78.

- Brown, E., Shook, C. A. 1964. Planetary Theory. Dover Publications. New York. 302p.
- Burchette, T. P., Wright, V. P. 1998. Carbonate Ramps. Published by The Geological Society London. 465p.
- Calvo, L. L. 1972. Introducción a la Geofísica. Paraninfo. 343p.
- Campbell, W. H. 1997. Introduction to geomagnetic fields. Cambridge University Press. 347p.
- Castro, D. L. 2005. Modelagem gravimétrica 3-D de corpos graníticos e bacias sedimentares com embasamento estrutural de densidade variável. *Rev. Bras. Geof.* v.23, n.3. p.295-308.
- Castro, D. L., Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C., Medeiros, W. E. 1998. Relevo da interface crosta-manto no Nordeste Setentrional do Brasil: comparação entre os vínculos de isostasia e suavidade. *In: 4º Congresso Brasileiro de Geofísica.* p.682-685. 1 CD-ROM.
- Castro, D. L., Castelo Branco, R. M. G. 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base na modelagem gravimétrica 3-D. *Rev. Bras. Geof.* v. 17, p.129-144.
- Conybeare, C. E. B. 1979. Lithostratigraphic analysis of sedimentary basins. Academic Press. 497p.
- Castro Junior, A. C. M. 1987. The Northeastern Brazil, and Gabon Basins : a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. *Tectonics.* v.6, n.6. p.727-738.
- Costa, J. B. S., Hasui, Y., Pinheiro, R. V. L. 1992. Bacias sedimentares – aspectos gerais da geometria, desenvolvimento, preenchimento e inversão. Editora Universitária da UFPA. 106p.
- Coulomb, J., Jobert, G. 1973. *Traité de Géophysique interne.* Tome I. Sismologie et pensateur. Masson & C^{ie}, Éditeurs. Paris. 646p.
- Dal Lago, A., Vieira, L. E. A., Echer, E., Guamieri, F. L., Silva, M. R., Lucas, A., Gonzalez, W. D., Clua de Gonzales, A. L. 2005. The solar origin of the October 21ST-22ND (1999) very intense geomagnetic storm . *In: 9th International Congress f the Brazilian Geophysical Society.* Expanded abstracts. 4p.
- Duarte, O. de O. 2003. Dicionário enciclopédico inglês-português de Geofísica e geologia. Sociedade Brasileira de Geofísica. 352p.
- Diretoria do Serviço Geográfico do Exército Brasileiro – DSG. 1971. 3ª Divisão de Levantamento. Carta topográfica MI 1293, 1/100000, Projeção UTM. Datum planimétrico SAD69, Datum altimétrico Imbituba – SC.

- Dobrin, M. B. 1975. Introducción a la prospección geofísica. Ediciones Omega S. A. 483p.
- Dobrin, M. B., Savit, C. H. 1988. Introduction to geophysical prospecting. Fourth edition. 867p.
- Dubey, S. C., Mishra, A. P. 2000. Flare index of solar activity and global geomagnetic variability. Research communications. *Current Science*. v.78. n.11.
- Einsele, G. 1992. Sedimentary basins – evolution, facies, and sediment budget. Springer-Verlag. 628p.
- Fernandes, C. E. M. 1984. Fundamentos de prospecção geofísica. Editora Interciência. 190p.
- Figuerola, J. C. 1974. Tratado de Geofísica Aplicada. Litoprint. Madri – España. 520p.
- Fortes, F. P. A tectônica de teclas da bacia Potiguar. 1986. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia - GO. *Anais*. v.3, p.1145-1153.
- Fowler, C. M. R. 1990 The solid Earth - an introduction to global geophysics. Cambridge University Press. 472p.
- França, G. S., Assunção, M., Ferreira, J. M. 2006. O estudo da estrutura da crosta no NE do Brasil, usando função do receptor. In: II Simpósio Brasileiro de Geofísica. Natal – RN. 4p.
- Frostick, L. E., Steel, R. J. 1993. Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. 128p.
- Gabaglia, G. P. R., Milani, E. J. 1990. Origem e evolução de bacias sedimentares. 415p.
- Gemael, C. 1999. Geodésia Física. Editora da Universidade Federal do Paraná. Curitiba - PR. 302p.
- Geosoft - Tutorial and user guide. 2000. Oasis montaj. Chapter 5, gravity formulas. p.31-42.
- Gouveia, J. L., Silva, L. M. 1995. Geofísica de Prospecção. Editora da Universidade Federal do Pará - EDUFPA. 311p.
- Guimarães, I. P., Brito Neves, B. B. 2004. Geochemistry characterization of part of the Early Neoproterozoic plutonism in the Central Structural Domain of the Borborema Province, NE Brazil. In: Proceedings of the 32nd International Geological Congress, International Union of Geological Sciences, Firenze.
- Goodman, J. W. 1968. Introduction to Fourier Optics. MacGraw-Hill. 430p.
- Google maps. 2008. Disponível na URL: <http://maps.google.com.br>. Consulta: outubro de 2008.
- Grant, F. S., West, G. F. 1965. Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book Company. 584p.

- Griffiths, D. H., King, R. F. 1972. Geofísica aplicada para engenheiros e y geólogos. Paraninfo. 231p.
- Hancock P. L., Engelder, T. 1989. Neotectonic joints. *GSA Bulletin*. v.101, n.10, p.1197-1208.
- Handford, C. R., Loucks, R. G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts: responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: LOUCKS; FREDERICK, S. J. (Ed.). Carbonate sequence stratigraphy: recent developments and applications. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists. p.3-41. (AAPG. Memoir, 57).
- International Association of Geomagnetism and Aeronomy. IGRF - International Geomagnetic Reference Field. URL: <http://swdcdcb.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/index.html>. Consulta em outubro de 2006.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2008. Modelo de ondulação geoidal. Disponível na URL: <http://www.ibge.gov.br>. Consulta em maio de 2008.
- 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. Tese de Doutorado. 804p.
- Jornal do Comércio. 2008. Dobra número de mortes por raio. p.11. Caderno C.
- Karner, G. D., Driscoll, N. W., McGinnis, J. P., Brumbaugh, W. D., Cameron, N. R. 1997. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology*. v.14, n.7/8, p.937-1000.
- Kearey, P. The new Penguin dictionary of Geology. Penguin Books. 327p.
- Kearey, P., Brooks, M. 2002. An introduction to geophysical exploration. Blackwell Publishing. Third edition. 420p.
- Kegel, W. 1955. Geologia do Fosfato de Pernambuco. Boletim no. 57. Serviço Gráfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro. 54p.
- Kellogg, O. D. 1954. Foundations of potential theory. Dover publications, Inc. 520p.
- Kleinspehn, K. L., Paola, C. 1988. New perspectives in basin analysis. Springer-Verlag. 305p.
- Krueger, C. P., Arana, J. M., Ferreira, L. D. L., Camargo, P. D., Fabri, S. M. 1996. Teoria do potencial. Universidade Federal do Paraná. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas. Curitiba – PR. 90p.
- Lacoste & Romberg. 1990. Instruction Manual – model G and D gravity meters. Gravity Meters, Inc. 68p.
- Landau, L., Lifchitz, E. 2004. Curso de Física – Teoria do Campo. Hemus. 457p.

- Leite, L. W. B. 1998. Introdução à análise espectral em geofísica. FADESP. 424p.
- Leite, L. W. B. 2007. Fundamentos da análise de sinais digitais em geofísica. Editora da UFPA. 157p.
- Li, X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*. v.71, n.2, p.13-36.
- Lima Filho, M. F. 1998. Análise estratigráfica e estrutura da Bacia Pernambuco. Tese de doutoramento. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Universidade de São Paulo. 139p.
- Lima Filho, M. L., Barbosa, J. A., Neuman, V. H., Souza, E. M. 2005. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. *In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Curitiba – PR. *Anais*. p.45-47.
- Logachev, A. A., Zajarov, V. P. 1978. Exploración magnética. Editorial Reverte, S. A. 346p.
- Lowrie, W. 1997. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press. 333p.
- Luiz, J. G., Silva, L. M. da. 1995. Geofísica de prospecção. Editora de UFPA. 311p.
- Mabesoone, J. M., Alheiros, M. M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo. v.18, n.4, p.476-482.
- Mabesoone, J. M., Alheiros, M. M. 1991. Revisão geológica da faixa costeira de Pernambuco-Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. Série B. Estudos Geológicos. v.10, 252p. Editora Universitária da UFPE.
- Mabesoone, J. M., Alheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. *Geologie en Mijnbouw* v.71, p.351-362.
- Mabesoone, J. M. 1996. Bacia sedimentar costeira Pernambuco – Paraíba - Rio Grande do Norte. *In: 4º Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil*. UNESP – Campus Rio Claro. São Paulo. *Anais*. p.81-84.
- McClay, K. 1987. The mapping geological structures. Geological Society of London. Handbook Series. 161p.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzes, J., Spalleti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*. n.20, p.287-308.
- Mansuripur M. 1995. The Physical Principles of Magneto-Optical Recording. Cambridge University Press. 756p.
- Maus, S., Macmillan, S., Chernova, T., Choi, S., Dater, D., Golovkov, V., Lesur, V., Lowes, F., Lühr, H., Mai, W., Mclean, S., Olsen, N. Rother, M., Sabaka, T., Thomson, A., Zvereva. 2005. International Association of Geomagnetism, Aeronomy (IAGA), Division

- V, Working Group VMOD. Physics of the Earth and Planetary Interiors. v.151. Issues 3-4. p.320-322.
- Mariano, G, Neves, S. P., da Silva Filho, A., Guimarães, I. P. 2001. Diorites of the high-K calç-alkalic association: Geochemistry and Sm-Nd data and implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *Int. Geol. Rev.* v.43, p.921-929.
- Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*. v.11. n.4. p.766-791.
- Menor, E. A., Dantas, J. R. A., Sobrinho, A. C. P. 1977. Sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão e novos estudos. Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande. *Anais*. p.1-27.
- Menor, E. M. 2006. Mapeamento Gravimétrico e Cintilométrico da Bacia Paraíba entre as Latitudes de Pitimbú e Ponta do Funil (Porção Ocidental). Monografia de Graduação. Departamento de Geologia. 55p.
- Menor, E. M., Silva, E. P., Motta, J. A. 2006. Mapeamento gravimétrico das estruturas da Bacia Paraíba entre os paralelos Ponta do Funil (PE) e Pitimbú (PB). XLIII Congresso Brasileiro de Geologia. Aracaju – SE.
- Miall, A. D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag. 2nd edition. 445p.
- Mio, E., Chang, H. K., Corrêa, F. S. 2005. Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos. 2005. *Rev. Bras. Geof.* p.275-284.
- Moreno, M. Q. 1988. Principia Mathematica – 300 anos. *Ciência Hoje*. v.7, n.41, p.58-64.
- Northwest Geophysical Associates, Inc. 2008. GM-SYS version 4.9. Gravity/Magnetic modeling software. User's guide. Oregon – USA. 101p.
- Neves, S. P. & Mariano, G. 1997. Segmentação lateral e transversal da porção leste do Lineamento Pernambuco: implicações tectônicas. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza. *Anais*. p.91-93.
- Neves, S. P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications of the evolution of western Gondwana. *Tectonics*. v. 22, n.4, doi:10.1029/2001TC001352.
- Neves, S. P., Bruguier, A., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R., Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*. v.149, p.197-216.
- Oliveira, R. G. 1994. Levantamento gravimétrico da área sedimentar da Região Metropolitana do Recife. CPRM - Sistema de Informações para gestão territorial da Região Metropolitana do Recife – Projeto SINGRE. 43p.

- Oliveira, L. T., Demetrio, J. G. A., Tomé, M. E. T. R., Vasconcelos, C. de L. 2003. Análise da geometria dos aquíferos costeiros da porção norte da Região Metropolitana do Recife – PE a partir de perfis litológicos de poços tubulares. *Rev. Bras. Águas Subter.* n.17, p.9-22.
- Oliveira, R. G., Santos, J. E. 2000. Assinaturas geofísicas do Lineamento Pernambuco: interpretação e significado tectônico. *In: Anais do 31º International Geological Congress.* Rio de Janeiro. Brasil. Tectonic evolution of South America. Edited by U. G. Cordini; E. J. Milani; A. Thomaz Filho; D. A. Campos. *Anais.* p.217-220.
- Ojeda, H. A. O. 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of brazilian marginal basins. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin.* v.66, n.6, p.732-749.
- Parasnis, D. S. 1970. Principios de Geofísica Aplicada. Paraninfo. 208p.
- Parasnis, D. S. 1971. Geofísica Minera. Paraninfo. 376p.
- Parasnis, D. S. 1972. Principles of Applied Geophysics. Chapman and Hall. 214p.
- Parasnis, D. S. 1973. Mining Geophysics. Elsevier Scientific Publishing Company. Second revised and up-dated edition. 395p.
- Parker, R. L. 1972. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.* v.31. p.447-455.
- Parker, R. L. 1994. Geophysical inverse theory. Princeton university press. 349p.
- Petrukovich, A. A. 2006. Solar wind density effect on the night-side geomagnetic activity (*AL* index) . *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* v.68, n.16. p.1843-1849.
- Pick, M., Pícha, J., Vyskocil, V. 1973. Theory of the Earth's Gravity Field. Elsevier Scientific Publishing Company. 538p.
- Pomar, L. 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research.* v.13, p.313-334.
- Ponte, F. C., Cesero, P. 1997. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais brasileiro e africano. *Bol. Geoc. Petrobrás.* Rio de Janeiro - RJ. v.11, n.1/2, p.1-18.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukotsky, S. A., Vetterling, W. T. 1986. Numerical recipes, the art of scientific computing. Cambridge University Press. 818p.
- Rand, H. M. 1967. Estudos geofísicos na faixa sedimentar costeira Recife – João Pessoa. *Bol. Soc. Bras. Geol.* (16): p.87-89.
- Rand, H. M. 1976. Estudos Geofísicos na faixa litorânea sul do Recife. Tese de Livre Docência. Universidade Federal de Pernambuco. Departamento de Engenharia de Minas. 101p.

- Rand, H. M. 1977. Reconhecimento gravimétrico da Bacia João Pessoa. Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. p.429-438.
- Rand, H. M. 1978. Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura subsuperficial da faixa costeira do Nordeste brasileiro. *In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife – PE. Anais. v.5, p. 2336-2346*
- Rand, H. M., Mabesoone, J. M. 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. v.38, p.163-183.*
- Rand, H. M. 1985. Ligação “landbridge” (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-Camarões. *In: Fanerozóico Nordestino. Recife, UFPE/DGEO, Tex. Did., Série. D, v.1, p. 44.*
- Rand, H. M., Manso, V. do A V. 1990. Mapas gravimétricos e magnetométricos da faixa costeira do Nordeste do Brasil. *In: 36º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia. Anais. Natal: SBG, 1990. v.5, p.2431-2438.*
- Rand, H. M. 1991. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte – prospecção geofísica. *Estudos geológicos. Série B. Recife. v.10. p.111-116.*
- Rezende, L. F. C., Paula, E. R., Batista, I. S., Kantor, I. J., Muella, M. T. H. 2005. Study of ionospheric irregularities during intense magnetic storms. . *In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Expanded abstracts. 5p.*
- Sá, L. T. L. 1998. Levantamento geológico-geomorfológico da Bacia Pernambuco-Paraíba, no trecho compreendido entre Recife - PE e João Pessoa - PB. Dissertação de Mestrado. 127p. Programa de Pós-Graduação em Geociências. UFPE.
- Sacek, V., Ussami, N. 2005. Modelagem 3-D da deformação flexural em margens continentais. *Bol. Geoci. Petrobrás. Rio de Janeiro. v.14, n.2, p.347-355.*
- Sampaio, E. E. S. 2006. Campo eletromagnético devido a uma linha de dipolos elétricos em um meio condutor. EDUFBA. 138p.
- Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre a geologia os terrenos e acrescionária na Província da Borborema. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 39, Salvador - BA. Anais. v.7 p. 47-50.*
- Santos, E. J., Medeiros, V. C. 1999. Constrains from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Rev. Bras. Geoc. v.29, n.1, p.73-84.*
- Santos, E. J., Oliveira, R. G., Paiva, I. P. 2000. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre a acreção e retrabalhamento crustal ao sul do Lineamento Patos. *In: 18º Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza. Anais. p.141-144.*
- Sazhina, N., Grushinsky, N. 1966. Gravity prospecting. Mir Publishers. 491p.

- Seeber, G. Satellite Geodesy. 1993. Walter de Gruyter & Co. Berlin - Germany. 531p.
- Seixas, A. B., Barreto, L. M., Papa, A. R. R. 2005. Towards evidences of a threshold system as the source for magnetic storms detected on Earth's surface. *In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Anais.* 4p.
- Silva, B. C., Medeiros, W. E., Barbosa, V. C. F. 2001. Potential-field inversion: choosing the appropriate technique to solve a geologic problem. *Geophysics.* v.66, n.2, p.511-520.
- Silva, E. D.; Menor, E.; Motta, J. A.; Correia, P. B.; Manso, V. do A. V. 2004. Gravimetria regional entre os paralelos Goiana (PE) e Sapé (PB): uma reavaliação conceitual. *In: 1º Simpósio da Região Nordeste sobre a pesquisa e desenvolvimento em petróleo e gás natural. Recife - PE. Anais.* p.68-69.
- Silva, E. P. 2006. Mapeamento Gravimétrico e Cintilométrico da Bacia Paraíba entre as Latitudes de Pitimbu e Ponta do Funil (Porção Oriental). Monografia de Graduação. Departamento de Geologia. 55p.
- Silva, E. P., Menor, E. N., Tavares Júnior, J. R., Motta, J. A. 2006. Mapeamento Gravimétrico das Estruturas da Bacia Paraíba entre os paralelos Ponta do Funil (PE) e Pitimbu (PB). *In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracajú, 2006. Anais.* ST05-p542.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C., Blakely, R. J. 1986. A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies. *Journal of Geophysical Research.* v.9, n.38, p.8348-8372.
- Simpson, R. W., Jachens, Blakely, R. J. 1983. Airyroot: a FORTRAN program for calculating the gravitational attraction of an Airy isostatic root out to 166.7 km. U.S. Geological Survey Open – File Report 83-883. 66p.
- Scintrex Limited. 2005. Operation Manual Scintrex SM-5 NAVMAG Cesium Magnetometer. Ontario, Canada. 70p.
- Sharma, P. V. 1978. Geophysical methods in Geology. Elsevier. 428p.
- Souza, E. M. 2006. Estratigrafia da seqüência clástica inferior (andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia Paraíba e suas implicações paleogeográficas. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco. 351p.
- Souza, E. M. 1999. Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco. Dissertação de Mestrado. 152p.
- Souza, E. M. de, Lima Filho, M. F. 2005. Marco estratigráfico nos arenitos calcíferos (Formação Itamaracá) do Campaniano da Bacia Paraíba à luz da estratigrafia de seqüências. *Rev. Bras. Geol.*, v. 18, n. 1, p.61-68.
- Stanley, D. J., Moore, G. T. 1983. The shelfbreak: critical interface on continental margins. Special publication. n.33. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 355p.

- Tavares Junior, J. R. 2004. Transformação de dados de mapa Bouguer para o Oasis montaj 6.0 utilizando MATLAB 5.0 e SPRING 4.0. Seminário do projeto da disciplina Tópicos Especiais em Processamento de Dados do Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação da Universidade Federal de Pernambuco.
- Tavares Junior, J. R. 2005. Composição de mosaicos digitais, mapeamento e recuperação de dados gravimétricos de mapas Bouguer analógicos. *In: Congresso Brasileiro de Cartografia – CBC, 2005. Macaé – RJ.*
- Talwani, M, Ewing, M. 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics. v.25. p.23-25.*
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocine Submarine Fracture Zone, *J. Geophysical Research. v.64, p.49-61.*
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, D. A., Keys, D. A. 1976. Applied geophysics. Cambridge University Press. First published. 860p.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. 1990. Applied geophysics. Cambridge University Press. Second edition. 770p.
- Teunissen, P. J. G. & Kleusberg, A. 1998. GPS for Geodesy. 2nd edition. Springer-Verlag. Berlin - Germany. 650p.
- Torge, W. Geodesy. 1991. Walter de Gruyter. 264p.
- Tsuboi, C. Gravity. 1999. George Allen & Unwin. 254p.
- Turcotte, D. L., Schubert, G. 1982. Geodynamics – Applications of continuum physics to geological problems. John Wiley & Sons. 450p.
- Vaníček, P., Krakiwsky, E. J. 1980. Geodesy: the concepts. North-Holland Publishing Company. 691p.
- Vasconcelos, R. M. de, Metelo, M. J., Motta, A. C., Gomes, R. D. 1994. Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Rio de Janeiro. 165p.
- Viegas, S. M. M. 2003. Descobrimos o universo. Editora da Universidade de São Paulo – EDUSP. 380p.
- Vila Nova, F. A. M. 2005. Mapeamento geológico e estrutural da porção sul da Sub-Bacia Olinda, Bacia Paraíba. Monografia de Graduação. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. 62p.
- Walker, J. C. G., Goody, R. M. 1975. Atmosferas planetárias. Editora Edgard Blücher Ltda. 139p.

- Wallace, J. M., Hobbs, P. V. 1997. Atmospheric Science – an introductory survey. Academic Press. 500p.
- Watson, J. C. 1964. Theoretical Astronomy – relating to the motions of the heavenly bodies. Dover Publications. New York. 662p.
- Wilson, P. G., Turner, J. P., Westbrook, G. K. 2003. Structural architecture of the ocean-continent boundary at an oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modeling: Equatorial Guinea, West Africa. *Tectonophysics*. v.374. p.19-40.
- Zerbo, L. & Keating, P. 1996. An improved technique for reduction to the pole at low latitudes. *Geophysics*, v.61, n.1, p.131-137.
- Zidarov, D. 1990. Inverse gravimetric problem in geoprospecting and geodesy. Elsevier. 283p.

ANEXO 1

NÚMERO DA ESTAÇÃO

201286

STATION NUMBER

Alt.: 13,35 m

PAÍS

BRASIL

COUNTRY

Lat.: 07° 33' 41" S

NOME DA ESTAÇÃO

GOIANA "B"

STATION NAME

Long.: 34° 59' 50" W

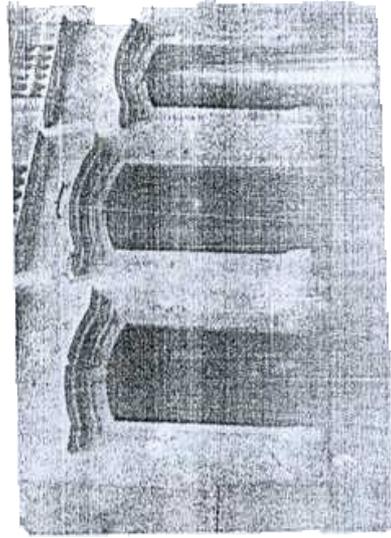
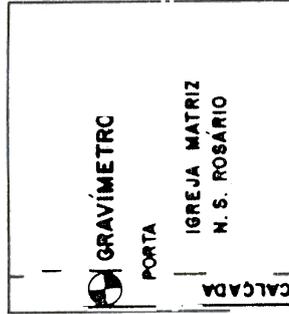
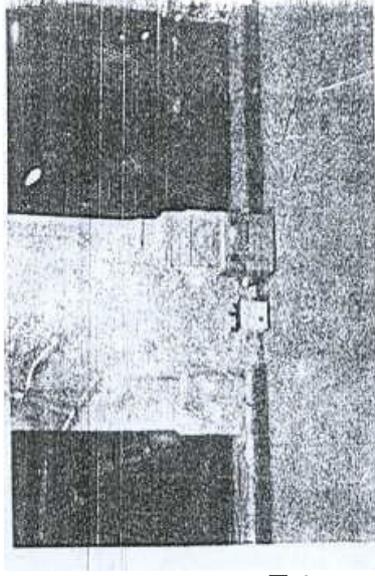
PROVINCIA OU ESTADO PERNAMBUCO
PROVINCE OR STATE

ESTABELECIDADA POR OBSERVATÓRIO NACIONAL
ESTABLISHED BY

DATA DA ÚLTIMA REVISÃO ABRIL DE 1986
DATE OF LAST REVISION

OUTRA DESIGNAÇÃO
OTHER DESIGNATION

Gravímetro situado sobre a placa da RN-395-B, do IBGE, cravada na calçada da Igreja Matriz de N.Sra. do Rosário, à esquerda de quem entra pela porta principal.



ANEXO 2

Linhas de estações gravimétricas.

NOME DA LINHA (Fonte: Caderneta de campo)	DATA (2005)
Limite sul - limite norte.	9/4
Limite sul - norte 2.	10/4
Limite sul - norte 3.	13/4
Dest. Acaú-Pitimbu.	14/4
Acaú - Pitimbu.	15/4
Ponta de Pedra - Catuama.	4/7
Ponta de Pedra - Ilha Grande.	5/7
BR101 - Ponta de Pedra.	11/7
Ponta de Pedra - Tejucupapo.	12/7
Goiana – Condado.	18/7
Goiana - Itambé.	19/7
Itaquitinga-Engenho Umbú.	25/7
Inês Tereza - Engenho Umbú	26/7
BR101 - Engenho Itapirema.	1/8
BR101 - Engenho Itapirema II.	2/8
Usina Maravilha – Itambé.	15/8
BR101 - Engenho Lage.	16/8
PT185 - Acaú.	20/8
Caaporã - Rio Camucim.	21/8
Geologia (BR101 - Pitanga).	22/8
Estação Tejucupapo - Meia légua	30/8
*Rio Goiana - Acaú.	31/8
Itapessoca (proximidades).	1/9
Caaporã - Areal.	2/9
BR101-Atapuz.	13/9
*Rio Megaó.	14/9
Goiana - Pedregulho.	15/9

ANEXO 3

Quadro de dados gravimétricos.

Estação e Base (90001)	Altitude (m)	Valor Bouguer (mGal)	Gravidade (mGal)
90001	13,00	10,1	978108,532
1	71,810	10,26	978099,524
2	77,080	9,28	978099,277
3	74,080	9,31	978099,608
4	76,850	8,57	978099,607
5	76,220	8,72	978099,383
6	75,390	9,24	978098,815
7	80,190	10,81	978096,079
8	82,670	11,14	978095,158
9	83,750	11,07	978094,917
10	80,690	11,3	978095,165
90001	13,00	10,1	978108,532
90001	13,000	10,1	978108,532
11	93,360	8,81	978095,078
12	91,630	7,69	978096,420
13	81,560	6,91	978099,086
14	65,770	5,97	978103,010
15	42,850	4,72	978108,661
16	29,390	4,61	978111,297
17	32,130	4,67	978110,560
18	31,420	4,86	978110,394
19	35,320	4,27	978110,106
20	38,920	4,23	978109,344
21	33,870	4,76	978109,661
22	34,180	4,59	978109,646
23	34,510	4,82	978109,237
24	37,680	10,9	978102,386
25	47,260	5,22	978106,074
26	70,320	6,29	978100,362
90001	13,000	10,1	978108,532
90001	13,000	10,1	978108,532
27	78,350	13,78	978091,165
28	111,470	15,27	978083,045
29	122,860	15,17	978080,818
30	128,590	15,51	978079,225
31	127,530	15,99	978078,817
32	125,720	15,33	978079,741
33	130,760	15,36	978078,604
34	122,110	14,77	978080,687
35	59,440	13,84	978093,550
36	105,590	15,52	978082,384
37	132,080	13,64	978080,343
38	107,800	15,46	978083,383
39	60,060	13,06	978095,161
40	60,800	11,59	978096,571
41	25,180	9,11	978106,101
42	7,110	6,46	978112,375
43	27,790	4,76	978109,985
44	26,670	3,98	978110,618
45	54,820	5,1	978103,589
90001	13,000	10,1	978108,532

Estação e Base (90001)	Altitude (m)	Valor Bouguer (mGal)	Gravidade (mGal)
90001	13,000	10,095	978108,532
46	51,640	4,265	978104,727
47	35,750	2,430	978109,875
48	-0,140	0,582	978118,658
49	0,090	1,397	978117,991
50	-0,190	0,883	978118,777
51	0,860	0,089	978119,570
52	-0,330	-0,338	978120,427
53	0,110	-0,447	978120,563
54	1,410	-0,482	978120,440
55	1,340	-0,646	978120,694
56	1,960	-0,492	978120,508
57	1,990	-0,492	978120,621
58	1,060	-0,482	978120,893
59	0,490	-0,421	978121,055
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
60	-3,200	0,603	978120,870
61	-1,350	0,376	978120,827
62	12,580	1,462	978116,681
63	11,290	11,632	978106,473
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
64	14,170	1,422	978119,840
65	9,630	0,542	978121,403
66	5,510	-0,089	978122,663
67	6,530	-1,028	978123,198
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
68	3,670	-1,340	978123,871
69	1,520	0,126	978122,638
70	0,900	-3,059	978125,780
71	0,470	-3,389	978125,989
72	-1,460	-2,662	978125,388
73	-1,340	-2,364	978124,766
74	-1,440	-2,675	978125,225
75	1,120	-2,553	978124,297
76	1,370	-1,988	978123,481
77	1,910	-0,959	978122,150
78	1,520	-0,676	978121,742
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
79	68,570	8,793	978101,664
80	6,030	3,537	978118,971
81	58,580	5,495	978106,200
82	29,330	4,555	978112,441
83	11,460	4,319	978115,779
84	12,010	3,276	978116,376
85	60,030	3,770	978106,272
86	61,850	2,203	978107,512
90001	13,000	10,095	978108,532

Estação e Base (90001)	Altitude (m)	Valor Bouguer (mGal)	Gravidade (mGal)
90001	13,000	10,095	978108,532
87	49,370	-0,590	978113,071
88	38,500	-1,725	978116,653
89	54,400	7,941	978103,415
90	69,350	8,998	978099,509
91	78,580	9,583	978097,201
92	87,570	9,795	978095,317
93	16,500	10,551	978107,573
94	48,000	13,357	978098,630
95	61,710	14,864	978094,607
96	68,180	15,024	978093,460
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
97	82,860	18,530	978087,061
98	21,490	12,703	978104,241
99	38,640	14,459	978099,088
100	18,070	15,085	978102,287
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
101	26,690	17,628	978097,815
102	87,330	13,211	978091,987
103	79,820	12,920	978094,180
104	25,250	9,577	978109,673
105	38,570	12,508	978104,282
106	5,340	10,376	978110,401
107	13,620	12,591	978106,673
108	24,480	12,447	978104,829
109	20,380	12,355	978105,958
110	17,150	13,935	978105,131
111	15,490	15,374	978104,039
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
112	146,530	17,534	978077,449
113	136,940	16,543	978079,924
114	107,240	15,826	978086,107
115	105,260	14,490	978087,579
116	94,830	14,988	978088,825
117	18,740	11,388	978106,974
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
118	130,210	15,361	978082,993
119	108,000	13,115	978089,385
120	49,670	9,877	978104,539
121	118,090	13,613	978087,484
122	118,390	14,537	978086,409
123	92,400	13,660	978092,520
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
124	78,650	11,780	978097,077
125	70,620	7,973	978101,387
126	19,040	13,339	978103,321
90001	13,000	10,095	978108,532

Estação e Base (90001)	Altitude (m)	Valor Bouguer (mGal)	Gravidade (mGal)
90001	13,000	10,095	978108,532
127	88,730	10,878	978094,705
128	18,290	15,897	978100,721
129	31,150	14,703	978099,175
130	115,280	17,091	978079,803
131	81,860	14,907	978088,392
132	61,260	12,702	978094,479
133	24,910	10,388	978103,689
134	18,690	9,408	978105,680
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
135	143,030	21,801	978069,550
136	137,270	23,286	978068,968
90001	13,000	10,095	97808,532
90001	13,000	10,095	978108,532
137	35,200	13,744	978098,475
138	41,550	15,663	978095,461
139	45,170	16,254	978094,042
140	52,720	17,062	978091,721
141	54,240	18,303	978090,270
142	9,260	2,061	978119,338
143	5,700	1,406	978120,431
144	70,390	7,309	978101,907
145	74,390	7,961	978100,314
146	73,040	8,902	978099,497
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
147	49,270	3,499	978106,781
148	48,160	5,663	978104,656
149	45,580	5,426	978104,373
150	55,760	7,509	978100,995
151	53,470	12,436	978096,748
152	37,770	11,604	978100,246
153	13,530	9,204	978107,440
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
154	34,460	9,832	978103,142
155	73,580	16,167	978089,037
156	32,340	12,911	978101,120
157	35,980	13,955	978098,740
158	63,180	14,238	978092,793
159	84,590	15,540	978088,123
160	28,520	11,391	978103,662
161	15,560	11,050	978106,605
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
162	18,500	11,966	978105,072
163	48,220	11,428	978099,774
164	59,370	12,145	978097,167
165	14,670	10,481	978107,707
166	77,950	10,444	978096,364
167	41,220	8,982	978104,711
168	73,410	10,314	978097,277
90001	13,000	10,095	978108,532

Estação e Base (90001)	Altitude (m)	Valor Bouguer (mGal)	Gravidade (mGal)
90001	13,000	10,095	978108,532
169	53,620	10,154	978101,211
170	34,220	9,286	978105,822
171	27,900	8,840	978107,393
172	4,730	8,452	978112,120
173	2,550	8,126	978112,801
174	31,670	8,097	978107,504
175	29,180	8,716	978107,277
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
176	1,860	9,582	978111,218
177	0,270	8,429	978111,763
178	-0,160	10,835	978110,337
179	0,140	9,643	978111,507
180	-2,710	9,699	978112,042
181	0,520	8,363	978112,605
182	-0,250	6,910	978114,040
183	-1,150	4,109	978116,754
184	-2,090	2,574	978118,606
185	-1,940	1,456	978119,760
186	2,100	0,218	978120,389
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
187	10,800	-0,327	978120,632
188	11,350	0,803	978119,442
189	22,800	-0,179	978118,381
190	42,830	-0,941	978115,451
191	1,010	-1,417	978124,284
192	-1,740	0,382	978123,266
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978,108,532
193	7,890	7,019	978,111,025
194	4,580	6,548	978,112,151
195	7,420	7,019	978,111,442
196	5,170	8,880	978,109,266
197	7,900	7,327	978,110,211
198	0,910	6,440	978,112,723
199	21,860	6,941	978,112,145
200	30,010	8,190	978,109,306
201	75,760	11,222	978,097,200
90001	13,000	10,095	978,108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
202	11,990	3,691	978118,120
203	4,650	1,946	978121,561
204	3,720	2,752	978120,789
205	2,960	1,265	97122,554
90001	13,000	10,095	978,108,532

Estação e Base (90001)	Altitude (m)	Valor Bouguer (mGal)	Gravidade (mGal)
90001	13,000	10,095	978108,532
206	1,940	-0,573	978121,543
207	-4,500	1,493	978120,982
208	1,210	2,152	978118,984
209	-0,820	3,758	978117,756
210	-5,470	5,273	978117,143
211	1,620	7,568	978113,541
212	3,980	7,721	978112,896
90001	13,000	10,095	978108,532
90001	13,000	10,095	978108,532
213	10,630	14,431	978104,311
90001	13,000	10,095	978108,532

ANEXO 4

Quadro de dados magnetométricos de 2007.

Estação	Leitura (nT)	Correção da Variação diurna (nT)	Valor final (nT) Corrigido IGRF
1	25808,64	-92,57	-25993,776
2	25983,27	82,27	-25818,725
3	25901,11	0,41	-25900,284
4	25846,77	-53,77	-25954,317
5	25816,45	-83,92	-25984,298
6	25825,60	-74,73	-25975,067
7	25901,45	0,80	-25899,846
8	25891,93	-9,92	-25911,777
9	25822,85	-83,97	-25990,782
10	25877,36	-29,88	-25937,120
11	25875,91	-31,83	-25939,560
12	25885,69	-22,60	-25930,881
13	25893,80	-14,75	-25923,293
14	25835,94	-73,02	-25981,989
15	25818,88	-90,80	-26000,487
16	25820,94	-88,01	-25996,970
17	25821,33	-86,60	-25994,523
18	25850,11	0,63	-25838,767
19	25869,81	20,44	-25818,956
20	25879,95	31,53	-25807,870
21	25875,37	28,06	-25811,335
22	25884,77	27,62	-25811,775
23	25911,24	37,76	-25801,638
24	25893,17	64,90	-25774,499
25	25919,72	47,03	-25792,370
26	25931,26	74,59	-25764,807
27	25899,23	86,81	-25752,591
28	25887,98	55,26	-25784,143
29	25935,34	15,21	-25824,186
30	26004,05	84,53	-25754,866
31	25935,10	16,43	-25822,971
32	25970,30	53,20	-25786,196
33	25969,81	53,10	-25786,301
34	25912,16	-3,78	-25843,184
35	25839,72	-68,87	-25908,266

DADOS MAGNETOMÉTRICOS 2007 (Continuação)

36	25872,42	-27,89	-25867,292
37	25878,29	-19,66	-25859,059
38	25879,78	-15,10	-25854,505
39	25828,80	-7,40	-25762,997
40	25837,32	-2,01	-25757,605
41	25827,23	-13,01	-25768,610
42	25895,34	54,50	-25701,103
43	25841,87	2,63	-25752,968
44	25845,52	18,09	-25737,510
45	25847,94	22,93	-25732,666
46	25921,55	128,96	-25626,639
47	25792,56	2,11	-25837,285
48	25836,22	49,12	-25790,285
49	25791,05	19,01	-25736,589
50	25821,49	-18,81	-25774,410
51	25813,90	-24,72	-25780,320
52	25822,51	-14,68	-25770,280
53	25823,78	-13,46	-25769,060
54	25830,05	-4,57	-25760,170
55	25819,28	-11,15	-25766,755
56	25822,22	-6,68	-25762,284
57	25810,10	-24,44	-25780,045
58	25859,28	-114,75	-25870,352
59	25861,75	-172,77	-25928,373
60	25867,81	-287,70	-26043,295
61	25873,07	-463,91	-26303,308
62	25860,40	-567,31	-26406,715
63	25851,53	-763,71	-26603,107
64	25855,49	-892,83	-26732,227
65	25878,45	-1033,19	-26872,593
66	25889,56	1,40	-25754,196
67	25874,13	-13,10	-25768,703
68	25885,26	0,73	-25754,875
69	25836,12	-48,41	-25804,012
70	25875,16	-4,21	-25759,806
71	25897,66	13,33	-25742,268
72	25917,96	0,20	-25755,399
73	25882,81	-61,43	-25817,026
74	25906,45	-54,61	-25810,210
75	25887,89	-79,96	-25835,557

DADOS MAGNETOMÉTRICOS 2007 (Continuação)			
76	25888,65	-74,65	-25830,254
77	25780,57	-166,86	-25922,459
78	25864,61	-25,80	-25781,402
79	25759,48	-84,59	-25840,190
80	25854,45	-5,51	-25761,107
81	25860,56	-12,99	-25768,590
82	25869,34	-10,30	-25849,696
83	25884,24	8,42	-25747,176
84	25845,94	-24,51	-25780,107
85	25858,51	2,18	-25753,424
86	25853,09	6,02	-25749,584
87	25821,27	-23,61	-25779,212
88	25818,49	-23,65	-25779,247
89	25832,89	-7,14	-25762,739
90	25895,41	-26,84	-25866,237
91	25894,24	-26,01	-25781,605
92	25886,43	-30,43	-25786,028
93	25924,10	-19,37	-25774,973
94	25915,29	-15,47	-25771,075
95	25881,66	-58,95	-25814,552
96	25881,12	-59,39	-25814,993
97	26225,93	419,49	-25336,107
98	25806,71	1,71	-25753,888
99	25805,54	2,08	-25753,521
100	25972,26	110,84	-25644,762
101	25853,90	-7,85	-25763,454
102	25911,00	48,98	-25706,625
103	25886,75	24,55	-25814,847
104	25889,82	27,36	-25812,035
105	25860,35	-19,07	-25858,470
106	25871,37	-8,67	-25848,070
107	25880,55	-0,15	-25839,550
108	25880,87	-0,07	-25839,470
109	25897,49	-1,42	-25840,820
110	25874,69	-20,93	-25860,331
111	25875,09	-11,16	-25850,562
112	25864,98	-20,28	-25859,684
113	25856,87	-26,45	-25865,853
114	25867,71	-13,16	-25852,564
115	25855,37	-23,33	-25862,729

DADOS MAGNETOMÉTRICOS 2007 (Continuação)			
116	25872,52	-2,11	-25841,507
117	25870,97	0,24	-25839,164
118	25846,08	5,24	-25750,361
119	25846,10	5,26	-25750,341
120	25860,47	25,59	-25813,814
121	25838,79	4,64	-25834,761
122	25858,10	-1,61	-25757,208
123	25864,45	3,40	-25752,201
124	25860,89	-0,52	-25756,117
125	25850,44	-10,92	-25766,521
126	25860,70	0,78	-25754,817
127	25860,71	0,79	-25754,807
128	25860,99	1,07	-25754,527
129	25802,65	-50,08	-25805,675