

LUÍS GUSTAVO DE CASTRO

**MODELO GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICO DO GRÁBEN DE PARANAGUÁ-PR**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre, Curso de Pós-Graduação em Geologia Ambiental, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador:

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Co-orientador:

Prof. Dr. Rodolfo José Angulo

CURITIBA

2007

*“...e conhecereis a verdade, e a verdade vos libertará.”*

João 8:32

## Agradecimentos

A Deus em primeiro lugar agradeço pela vida e pela oportunidade, sem Ele nada disto seria possível.

Ao mestre e amigo Professor Doutor Francisco José Fonseca Ferreira, pela paciência, dedicação, compreensão e lições de vida e humildade.

Também ao mestre e amigo Rodoilton Stevanato pela sua paciência, pelo auxílio em todas as fases do projeto e também pelas lições de vida.

Ao professor Doutor Rodolfo José Ângulo, pelo direcionamento do projeto e contribuições essenciais.

Ao amigo e engenheiro cartógrafo Jefferson Ulysses da Cunha pela preciosa ajuda em todas as fases do projeto.

A Cristiani pela paciência nas horas difíceis.

A minha família pelo incentivo, pela educação, paciência, compreensão e abrigo.

Aos Geólogos e amigos Ana Paula Soares, Allan Fructing, Alessandra de Barros e Silva, Carlos Vieira Portela Filho, Daniel Fabian Bettu, João Boniatti e Silvana Bressan Riefel, pelo apoio e dicas preciosas em diversas fases do trabalho.

Ao geólogo Gustavo Barbosa Ataíde, a engenheira cartografia e Mônica Gaia, e a Carlos Augusto Simões ,o “Guto”, bolsista do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da UFPR, pelo apoio essencial na aquisição dos dados.

A MINEROPAR, pelo fornecimento de toda a base cartográfica e mapas geológicos, e a todos que de forma direta ou indireta contribuíram para realização do presente estudo.

# SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	vii
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	x
<b>LISTA DE QUADROS</b> .....	xi
<b>LISTA DE SIGLAS</b> .....	xii
<b>RESUMO</b> .....	xiii
<b>ABSTRACT</b> .....	xiv
1	Introdução _____ 1
2	Objetivos _____ 3
3	Caracterização da área de estudo _____ 4
<b>3.1</b>	<b>Localização e acesso</b> _____ 4
<b>3.2</b>	<b>Fisiografia</b> _____ 5
<b>3.3</b>	<b>Geologia</b> _____ 7
3.3.1	Considerações sobre a geologia regional _____ 7
3.3.2	Delimitação e extensão dos riftes continentais _____ 8
3.3.3	A Superfície de Aplainamento Japi _____ 10
3.3.4	Preenchimento sedimentar neogênico _____ 11
3.3.5	Arquitetura do Rifte Litorâneo _____ 13
3.3.6	Evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) 14
3.3.7	Geologia local _____ 16
3.3.8	Aspectos evolutivos da planície costeira _____ 20
<b>3.4</b>	<b>Dados de Subsuperfície</b> _____ 22
4	Fundamentação teórica _____ 25
<b>4.1</b>	<b>Gravimetria</b> _____ 25
4.1.1	Generalidades _____ 25
4.1.2	Fundamentos _____ 26
4.1.3	Parâmetros de campo _____ 28
4.1.4	Redução dos dados de campo _____ 29
<b>4.2</b>	<b>Magnetometria</b> _____ 34
4.2.1	Generalidades _____ 34

4.2.2	Fundamentos	35
4.2.3	Parâmetros de campo	37
4.2.4	Redução dos dados de campo	37
5	Aquisição e redução dos dados geofísicos	39
5.1	<b>Posicionamento das estações geofísicas</b>	<b>39</b>
5.2	<b>Levantamento Gravimétrico</b>	<b>42</b>
5.3	<b>Levantamento magnetométrico</b>	<b>45</b>
6	Processamento dos dados geofísicos	50
6.1	<b>Problema direto e problema inverso</b>	<b>50</b>
6.2	<b>Modelagem e inversão</b>	<b>50</b>
7	Resultados	54
7.1	<b>Gravimetria</b>	<b>54</b>
7.1.1	Gravimetria regional	54
7.1.2	Gravimetria local	56
7.2	<b>Separação regional-residual</b>	<b>57</b>
7.3	<b>Magnetometria</b>	<b>62</b>
7.4	<b>Inversão gravimétrica</b>	<b>67</b>
7.5	<b>Inversão integrada</b>	<b>69</b>
7.5.1	Estimativa da taxa de extensão crustal	75
8	Discussão	77
9	Conclusões	78
10	Considerações finais	80
11	Referências bibliográficas	81
ANEXO		92

## Lista de Figuras

- Figura 1 - Localização e acessos da área de estudo, legenda: (1) rodovias federais, (2) rodovias estaduais, (3) limites municipais e (4) área de estudo. Datum SAD 69..... 4
- Figura 2: Principais unidades geomorfológicas da área de estudo. (1) serras originadas por dissecação de borda de planalto; (2) tálus, leques aluviais e planícies aluviais; (3) planície costeira (4) área de estudo (Angulo, 2004). Datum SAD 69 ..... 5
- Figura 3 – Localização da área de trabalho no contexto da região central do Arco de Ponta Grossa. (1) diques, (2) projeção dos alinhamentos, (3) área de trabalho, (4) Planície Praia de Leste e (5) Planície do Saí-guaçu (modificado de Ferreira, 1982a,b e Mineropar, 2001). Datum SAD 69 ..... 6
- Figura 4 – Mapa topográfico do Sudeste do Brasil (SRTM/USGS, 2000) com o arcabouço estrutural regional do SRCBS interpretado. Números indicam grábens dentro dos riftes: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende-Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Rifte do Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira. (A) Ponto de ligação entre Rifte Paraíba do Sul e Litorâneo, (B) Ponto de ligação entre o Rifte do Ribeira e Litorâneo. Modificado de Zalán & Oliveira (2005). ..... 8
- Figura 5 – Perfil morfo-estrutural interpretado dos grábens do Alto Ribeira e Paranaguá e da Bacia de Curitiba (AB). A linha vermelha no perfil representa uma interpretação da altitude atual da Superfície de Aplainamento Japi (SAJ). Área de estudo destacada com linha tracejada (modificado de Zalán & Oliveira, 2005) ..... 9
- Figura 6 - Mapa geológico da área de estudo (modificado de Angulo, 2004). Datum SAD 69. .... 19
- Figura 7 – Localização e perfil simplificado dos poços. Datum SAD 69. .... 23

Figura 8 – Altitude ortométrica e altitude Geométrica. (1) Normal, (2) vertical, H Altitude ortométrica, h Altitude geométrica, N ondulação geoidal (Modificado de Arana 2005) .....	30
Figura 9 - GPS 1 em RN 2049 V localizada na sede do SESC Caiobá. Foto: Luís Gustavo de Castro.....	41
Figura 10 – GPS 2: a) programação, b) aquisição. Fotos: Luís Gustavo de Castro.....	41
Figura 11 – Localização das estações gravimétricas. ....	43
Figura 12 – a) aquisição simultânea da gravimetria com o GPS 2 e gravímetro, b) detalhe do gravímetro digital CG-3 da Scintrex. Foto: Luís Gustavo de Castro.....	44
Figura 13 – Magnetômetro Envi Mag da Scintrex em operação.Foto: Carlos Augusto Simões .....	46
Figura 14 – Magnetômetro de base UNIMAG II da marca Geometrics em operação. Foto: Luís Gustavo de Castro.....	46
Figura 15 – Locação das estações magnetométricas. Datum SAD 69. ....	48
Figura 16 – Localização da área de estudo indicando o alto gravimétrico no contexto da região central do Arco de Ponta Grossa. (1) diques; (2) perfil gravimétrico AB; (3) estações gravimétricas (IAG-USP); (4) área de estudo; (5) escudo paranaense; (6) alinhamentos estruturais-magnéticos (modificado de Ferreira, 1982a,b e Mineropar, 2001).....	54
Figura 17 – Modelo gravimétrico do perfil AB (Figura. 16) baseado em Bassini (1986), Ferreira et al. (1989a,b) e Rosales (2004). CCS – crosta continental superior; CCI – crosta continental inferior; (1) CCS sem diques; (2) CCS com diques; (3) CCI camada superior sem diques; (4) CCI camada superior com diques; (5) CCI camada inferior sem diques; (6) CCI camada inferior com diques; (7) manto superior. ....	55
Figura 18 – Anomalia Bouguer resultante do perfil gravimétrico corrigido com aplicação do filtro <i>Spline</i> . Ao sul (S) Barra do Saí, ao norte (N) Pontal do Sul.....	57

Figura 19 – Perfis das anomalias Bouguer (vermelho) ,do regional (verde) e do residual (azul) obtidos a partir de superfícies de tendência do primeiro grau (a), do segundo grau (b), do terceiro grau (c) e quarto grau (d).....	59
Figura 20 – Mostra o perfil gravimétrico residual de quarto grau utilizado para modelagem/inversão gravimétrica e os poços que atingem o embasamento na área de trabalho. Datum SAD 69. ....	61
Figura 21 - Registro do magnetômetro de base do perfil 1. ....	62
Figura 22 - Registro do magnetômetro de base do perfil 2, sendo a, b, c e d correspondentes aos dias de levantamento do perfil 2 (7, 8, 9 e 10 de agosto de 2006). ....	62
Figura 23 – Perfil magnetométrico 1 .....	63
Figura 24 –Perfil magnetométrico 2 .....	63
Figura 25 – Indicações dos segmentos do perfil magnetométrico 2.....	63
Figura 26 –Perfil magnetométrico 2a .....	64
Figura 27 –Perfil magnetométrico 2b .....	64
Figura 28 –Perfil magnetométrico 2c.....	64
Figura 29 – Perfil magnetométrico. Datum SAD 69.....	65
Figura 30 – Perfis gravimétricos e magnetométrico residuais sobrepostos com indicação dos alinhamentos projetados relativos à região central do APG. Datum SAD 69. ....	66
Figura 31 – Perfil 1: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados e (3) pontos de referência. ....	67
Figura 32 – Perfil 2a: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados, (3) pontos de referência e (4) poços. ....	68
Figura 33 – Perfil 2b: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados e (3) pontos de referência. ....	68

Figura 34 – Perfil 2c: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados e (3) pontos de referência. ....	69
Figura 35 – Perfil 1: anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados e (4) pontos de referência. ....	69
Figura 36 – Perfil 2a: anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados, (4) ponto de referência e (5) poços. ....	70
Figura 37 – Perfil 2b anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados e (4) pontos de referência. ....	70
Figura 38 – Perfil 2c: anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – Embasamento indiferenciado, (2) Diques, (3) Sedimentos indiferenciados e (4) Ponto de referência.....	71
Figura 39 – Modelo geofísico-geológico do Gráben de Paranaguá na área de estudo. (a) modelo gravimétrico integrado; (b) modelo gravimétrico-magnético. (1) embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados, (A) baixo estrutural de Albatroz, (B) alto estrutural de Canoas, (C) baixo estrutural de Shangri-lá. Poço 1 = 70m, Poço 2 = 100m, Poço 3 = 100m.....	73
Figura 40 – Bloco diagrama da porção continental da planície costeira paranaense com topo do embasamento e principais feições estruturais. Legenda (1) – Embasamento indiferenciado, (2) Diques, (3) Sedimentos indiferenciados, (A) Baixo Estrutural de Albatroz, (B) Alto Estrutural de Canoas e (C) Baixo Estrutural de Shangri-lá. ....	74

## Lista de Tabelas

TABELA 1 - EQUIVALÊNCIA DO GAL COM A UNIDADE REPRESENTATIVA DA ACELERAÇÃO NO SI.....	28
TABELA 2 - ESTATÍSTICA DE DADOS PALEOMAGNÉTICOS UTILIZADOS	52
TABELA 3 - DADOS UTILIZADOS NA MODELAGEM/INVERSÃO DO PERFIL AB (Figura.17).....	56
TABELA 4 - PONTOS DE REFERÊNCIA COM PROFUNDIDADE DO TOPO DO EMBASAMENTO.....	72
TABELA 5 - ESTIMATIVAS DAS TAXAS DE EXTENSÃO CRUSTAL .....	75

## **Lista de Quadros**

Quadro 1 – Unidades de mapeamento de Angulo (2004).....	18
---	----

## Lista de Siglas

AG1 - Alto Gravimétrico de Canoas  
AG2 - Alto Gravimétrico de Pontal do Sul  
AG3 – Alto Gravimétrico de Guaratuba  
A.P. – Antes do presente.  
APG – Arco de Ponta Grossa  
BG1 - Baixo Gravimétrico de Albatroz  
BG2 - Baixo Gravimétrico de Shangril-lá  
CEM-UFPR – Centro de Estudo do Mar da Universidade Federal do Paraná  
C/A - Coarse/Acquisition  
DSG – Diretoria do Serviço Geográfico do exército Brasileiro  
GMT – Greenwich Mean Time  
GPS – Global Positioning System  
GRS 67 – Geodetic Reference System – 1967  
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística  
IGRF – International Geomagnetic Reference Field  
LAGE-UFPR – Laboratório de Geodésia Espacial da Universidade Federal do Paraná  
LPGA-UFPR – Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná  
MINEROPAR – Minerais do Paraná SA  
NGA – Northwest Geophysical Associates  
PGA – Ponta Grossa Arch (Arco de Ponta Grossa)  
RBMC – Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo  
RENEGA – Rede Nacional de Estações Gravimétricas Absolutas  
RMS – Root Mean Square  
RN – Referência de Nível  
SAJ – Superfície de Aplainamento Japi  
SIG – Sistemas de Informações Geográficas  
SMC – Serra do Mar Cretácea  
SRCSB – Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil  
SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

USGS – United States Geological Survey

## RESUMO

O objetivo do trabalho é contribuir com o estudo do Gráben de Paranaguá, feição tectônica integrante do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Especificamente, propõe-se um modelo geofísico-geológico-estrutural do topo do embasamento sob os sedimentos cenozóicos da planície costeira paranaense. Buscou-se identificar as estruturas principais, estimar a espessura da cobertura sedimentar e mapear as intrusões básicas alojadas no embasamento. Para tanto foram realizados levantamentos geofísicos regionais totalizando mais de 55 quilômetros de perfis gravimétricos com espaçamento de 500 metros entre as estações, cerca de 45 quilômetros de perfis magnéticos com medidas a cada 25 metros. Os perfis geofísicos, situados entre a Baía de Paranaguá e a desembocadura do rio Saí-guaçú, no contexto da região central do Arco de Ponta Grossa (APG), foram orientados na direção NE-SW, perpendicularmente à tendência do APG. A geração do modelo 2D foi baseada na inversão integrada dos dados gravimétricos e magnéticos e calibrada por dados da profundidade do embasamento obtidos em perfis descritivos de poços tubulares. A identificação de um Alto gravimétrico foi relacionada a um soerguimento do embasamento (Alto Estrutural de Canoas). Baixos gravimétricos contíguos foram interpretados como baixos estruturais e denominados Albatroz e Shangri-lá, cuja espessura máxima do preenchimento sedimentar foi de 147 metros. A inversão dos dados magnéticos permitiu estimar as espessuras dos diques de diabásio e calcular uma extensão crustal próxima de 22%.

## ABSTRACT

The objective of this study is to contribute with the study of the Gráben of Paranaguá, tectonic feature integrant of the Cenozoic Riftes System of Southeast of Brazil. Specifically is considered a geophysical-geological-structural model of the top of the basement under the Cenozoic sediments of the Paraná state coastal plain. It aims to identify the main structures, esteem the thickness of the sedimentary covering and to map the basic intrusions lodged in the basement. For this regional and local geophysical surveys had been done totalizing more than 55 kilometers of gravimetrical profiles with 500 meters of spacing between the stations and about 45 kilometers of magnetic profiles with spacing of 25 meters. The geophysical profiles were situated between the Bay of Paranaguá and the mouth of the river Saí-guaçú, in the context of the central region of the Ponta Grossa Arch (PGA). These surveys had been done in NE-SW direction, perpendicularly to the trend of the PGA. The generation of 2D the model was based on the integrated inversion of the gravimetrical and magnetic data and calibrated by geologic data derivatives of reverse circulation drill whole descriptions. The identification of gravimetrical High was related to a basement uplifting (Structural High of Canoas). Contiguous gravimetrical lows had been interpreted as structural lows and called Albatroz and Shangri-lá, whose maximum thickness of the fulfilling sedimentary was of 147 meters. The inversions of the magnetic data allowed esteem the thicknesses of the basic dykes and to calculate an average crustal extension of 22%.

## 1 Introdução

A região da planície costeira paranaense vem sendo estudada há mais de meio século por diversos autores. O primeiro mapa geológico do litoral paranaense, publicado por Bigarella (1946), inicia os trabalhos de mapeamento e estudos na região.

Dando prosseguimento aos estudos da planície costeira paranaense, outros trabalhos contribuíram para a continuidade do estudo do litoral paranaense. Dentre estes podem ser destacados Bigarella *et al.* (1957), com o mapa da Baía de Guaratuba, as folhas geológicas na escala 1:70.000 publicadas pela Comissão da Carta Geológica do Estado do Paraná (Rivereau *et al.* 1968, 1969a,b,c,d,e, 1970 *apud* Angulo 2004) e Martin *et al.* (1988 *apud* Angulo 1992) com o Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina, na escala 1:200.000.

Mais recentemente, contribuições como as de Angulo (2004) com o mapa do cenozóico do litoral do Estado do Paraná, e de Souza (2005) com estratigrafia e evolução das barreiras Holocênicas Paranaenses, prosseguiram contribuindo com estudo da evolução da planície costeira do estado.

O conhecimento das suas unidades e de suas relações estratigráficas constitui uma sólida base de dados a partir da qual é possível traçar a evolução dos processos de formação desta região do estado. Contudo, a falta de informações sobre a conformação do embasamento na área costeira, constitui uma lacuna na história geológica da região.

A integração do conhecimento do arcabouço dos sedimentos cenozóicos com as informações referentes à evolução da planície costeira possibilita um enfoque mais amplo para prosseguir com a pesquisa sobre a origem desta feição.

A evolução do conhecimento geológico, em geral, vem sendo acrescida de informações substanciais por meio da utilização de dados diretos como perfis descritivos de poços, integrados ao uso de métodos geofísicos como a gravimetria e magnetometria.

O contraste de propriedades físicas do meio geológico, como densidade e susceptibilidade magnética, possibilita a aplicação dos métodos geofísicos supracitados no estudo do arcabouço estrutural de subsuperfície tanto em regiões continentais como em regiões costeiras.

Souza (1995), com o auxílio de levantamentos gravimétricos e magnetométricos, propôs um condicionamento tectônico para o arcabouço estrutural da planície costeira Cananéia – Iguape, litoral sul do estado de São Paulo.

De forma semelhante, o presente estudo pretende mostrar uma aplicação da gravimetria e da magnetometria, tendo como referência dados descritivos de poços, visando gerar um modelo gravimétrico-magnético da porção continental da planície costeira paranaense na área ocupação próxima à linha de costa.

## 2 Objetivos

O uso direto, tanto do modelo como dos dados obtidos pelo presente estudo, tem como finalidade principal contribuir para o conhecimento do embasamento da planície costeira paranaense, assim como fornecer informações para a discussão da evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil.

Aplicando-se métodos geofísicos como a magnetometria e a gravimetria de forma integrada, o presente trabalho tem como objetivos específicos:

- a) Conceber um modelo do arcabouço estrutural de subsuperfície da porção centro-sul do litoral paranaense;
- b) Identificar e modelar estruturas como *horsts* e grábens preenchidas pelos sedimentos cenozóicos;
- c) Estimar a espessura da cobertura sedimentar e
- d) Mapear os diques básicos alojados no embasamento.

De forma complementar, pretende-se disponibilizar ao poder público e à iniciativa privada, dados da profundidade do embasamento na forma de modelos bidimensionais (perfis), sob a faixa de ocupação do litoral paranaense adjacente à costa.

Estes modelos podem auxiliar a locação de poços para captação de água subterrânea diretamente do embasamento, uma vez que o aquífero costeiro, constituído predominantemente por sedimentos arenosos, apresenta a possibilidade de contaminação por intrusão salina.

Da mesma forma, os perfis podem auxiliar no planejamento de fundações na construção civil, nas regiões de menos espessura da cobertura sedimentar.

Os dados gravimétricos e magnéticos disponibilizados no presente estudo, também poderão ser utilizados como complemento para outros levantamentos gravimétricos, magnéticos e geológicos, realizados na região.

### 3 Caracterização da área de estudo

#### 3.1 Localização e acesso

A área de trabalho compreende a porção continental sul da planície costeira do Estado do Paraná, mais precisamente na faixa de ocupação limitada a norte pela Baía de Paranaguá e ao sul pela foz do rio Saí-guaçu. Abrange parte dos municípios de Pontal do Paraná, Matinhos e Guaratuba.

Partindo-se da cidade de Curitiba, tem-se acesso à área de estudo pela BR-277 seguindo em direção a Paranaguá até a localidade de Alexandra, de onde pode-se prosseguir pela PR-508 ou até a localidade de São Luiz pela PR-407 até a costa. Um acesso pelo sul da área é possível partindo-se de Curitiba pela BR-376, até a cidade de Garuva, no Estado de Santa Catarina, e deste ponto prosseguindo pela PR-412 até o Balneário de Coroados, no sul da área.

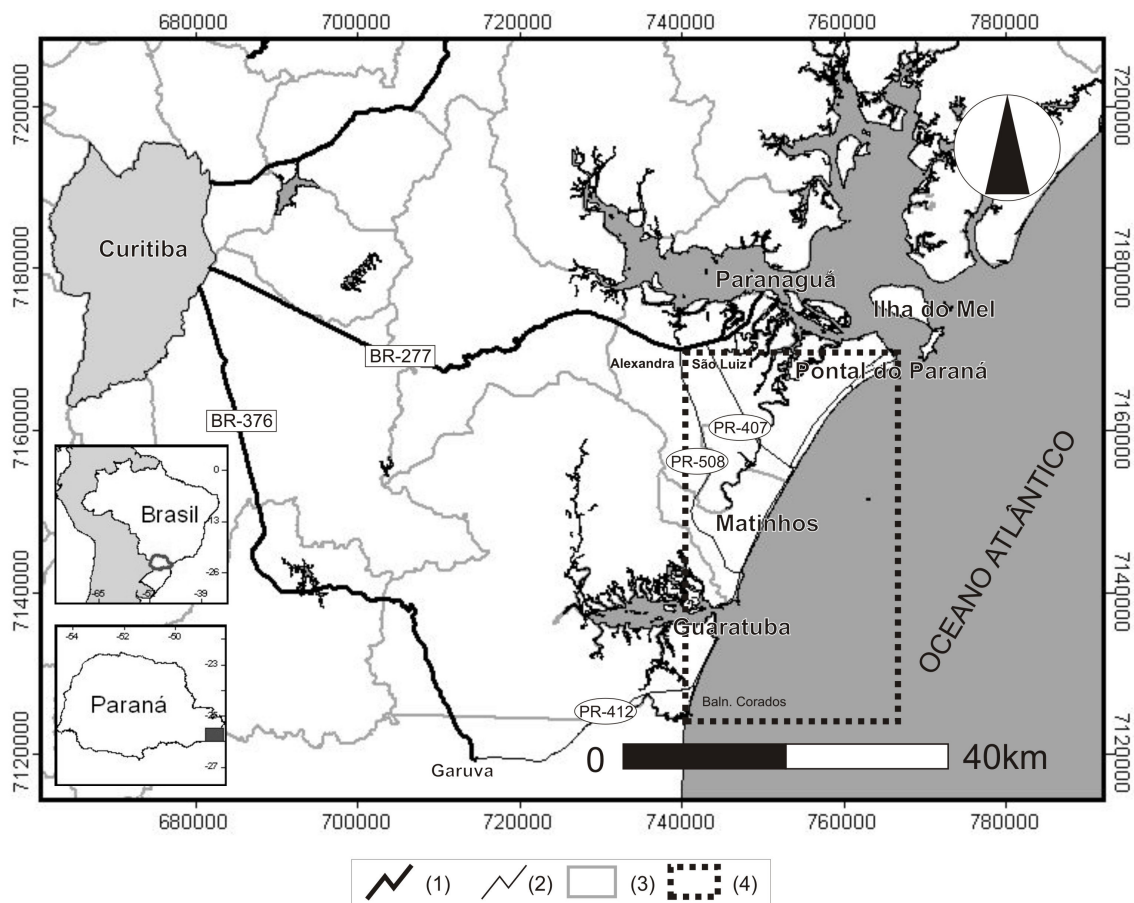


Figura 1 - Localização e acessos da área de estudo, legenda: (1) rodovias federais, (2) rodovias estaduais, (3) limites municipais e (4) área de estudo. Datum SAD 69

### 3.2 Fisiografia

Segundo a divisão apresentada por Maack (1968), o estado do Paraná apresenta cinco zonas de paisagem natural ou regiões geográficas naturais: o Litoral, a Serra do Mar, o Primeiro Planalto, o Segundo Planalto e o Terceiro Planalto. De acordo com esta divisão a área de trabalho se enquadra no domínio do Litoral.

No presente estudo será adotada a classificação geomorfológica utilizada por Angulo (2004). Desta forma, a área de trabalho é composta por três unidades geomorfológicas distintas (Figura 2): 1) serras originadas por dissecação de borda de planalto; 2) depósitos de tálus, leques aluviais e planícies aluviais e 3) planície costeira constituída predominantemente por depósitos sedimentares do Quaternário.

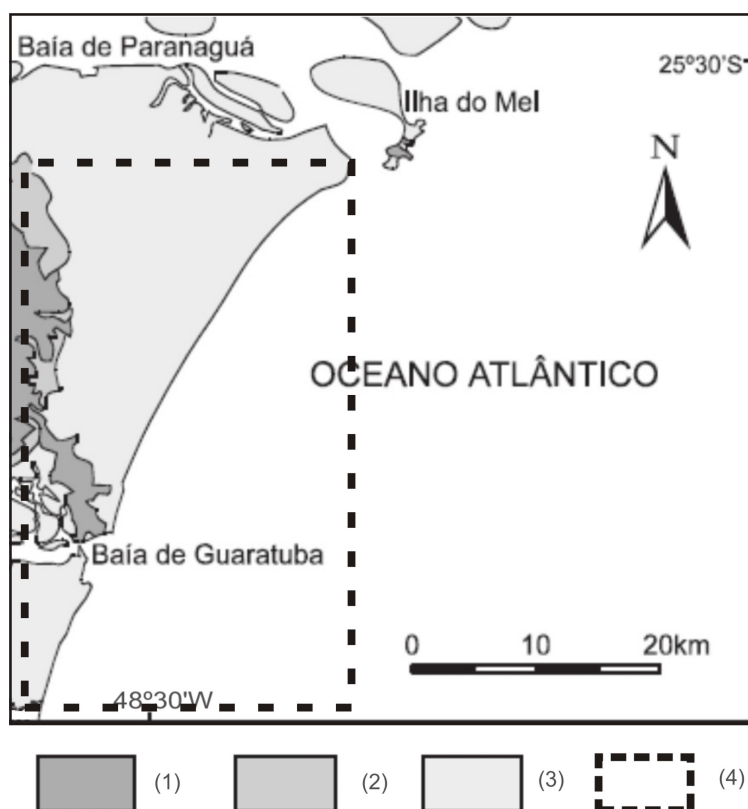


Figura 2: Principais unidades geomorfológicas da área de estudo. (1) serras originadas por dissecação de borda de planalto; (2) tálus, leques aluviais e planícies aluviais; (3) planície costeira (4) área de estudo (Angulo, 2004). Datum SAD 69

A Serra do Mar paranaense, além de constituir uma serra de borda de planalto é considerada como de origem tectônica (Almeida & Carneiro, 1998), sendo alguns setores interpretados como decorrentes da erosão diferencial.

Núcleos mais resistentes ao intemperismo podem atingir até 400 - 900 m acima do nível médio do primeiro planalto.

A orientação das cristas e vales se dá preferencialmente segundo três direções, NE-NNE, NNW e NW. As orientações NE-NNE e NNW estão associadas a linhas estruturais pré-cambrianas e condicionam as principais formas do relevo, tais como serras e vales maiores.

A orientação NW corresponde às intrusões mesozóicas, ocorrendo na forma de um enxame de diques paralelos (Angulo, 2004). Esta concentração de diques integra a região central do Arco de Ponta Grossa, delimitada ao norte pelo Alinhamento São Jerônimo-Curiúva e ao sul pelo Alinhamento do Rio Alonzo, conforme Ferreira (1982 a,b) e de acordo com a Figura 3.

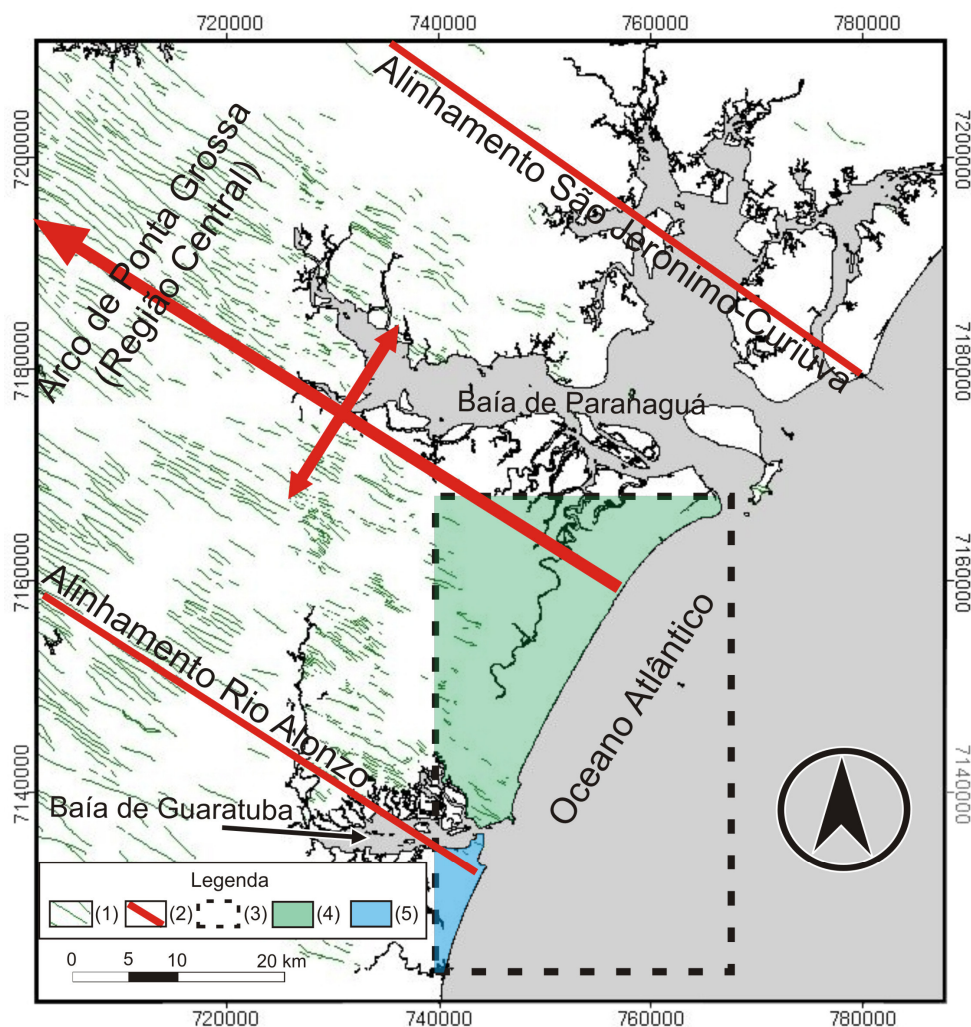


Figura 3 – Localização da área de trabalho no contexto da região central do Arco de Ponta Grossa. (1) diques, (2) projeção dos alinhamentos, (3) área de trabalho, (4) Planície Praia de Leste e (5) Planície do Sai-guaçú (modificado de Ferreira, 1982a,b e Mineropar, 2001). Datum SAD 69

Os afloramentos de rocha na costa paranaense são escassos, constituindo ilhas do complexo cristalino, bordados de um lado pela planície sedimentar e do outro pelo mar. A Serra da Prata mergulha para o oceano entre Caiobá e Guaratuba (Bigarella, 2001).

À planície costeira possui cerca de 10 a 20 km de largura, atingindo um máximo de 55 km na Baía de Paranaguá. A altitude em sua maior extensão varia de zero a 10 m sobre o nível do mar, podendo atingir até 20 m nas porções mais distantes da costa. Limita-se a leste pelo Oceano Atlântico e a oeste pelos terrenos do complexo cristalino da Serra do Mar e suas ramificações (Bigarella *et al.* 1978; Bigarella, 2001).

Esta planície, dividida pelas baías de Paranaguá e de Guaratuba, envolve de norte para sul, três áreas distintas i) ao norte da Baía de Paranaguá, ii) entre as baías de Paranaguá e Guaratuba, e iii) entre a Baía de Guaratuba e a barra do rio Saí-guaçú, (Bigarella, *et al.* 1978).

A área de estudo se enquadra nas áreas ii) e iii), respectivamente denominadas por Bigarella *et al.* (1978) como: planície Praia de Leste ao norte da Baía de Guaratuba e planície Praia do Saí-guaçú ao sul (Figura 3).

Quanto à hidrografia, a maioria dos rios tem sua nascente nas encostas da Serra do Mar ou nas baixadas pantanosas. O curso superior corre sobre o complexo cristalino e a direção da drenagem encontra-se subordinada às estruturas geológicas. Ao atingirem a planície, os rios tornam-se meandranes, com aspecto de senilidade (Bigarella, 2001).

### **3.3 Geologia**

#### **3.3.1 Considerações sobre a geologia regional**

##### **3.3.1.1 Contexto tectônico**

Segundo Zalán & Oliveira (2005), a área em questão está inserida no Gráben de Paranaguá, Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB, Figura 4). A região foi anteriormente denominada Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou ainda, conforme Riccomini (1991 *apud* Riccomini 2004), Rife Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB).

Este sistema configura uma depressão alongada que se estende aproximadamente por 900 km, paralelo à costa, na direção NE-SW, entre as cidades de Tijucas do Sul no Paraná até a área submersa de Macaé no estado do Rio de Janeiro. Foi instalada no domínio da Faixa Ribeira, de idade Neoproterozóica contendo núcleos mais antigos, (Riccomini *et al.* 2004).

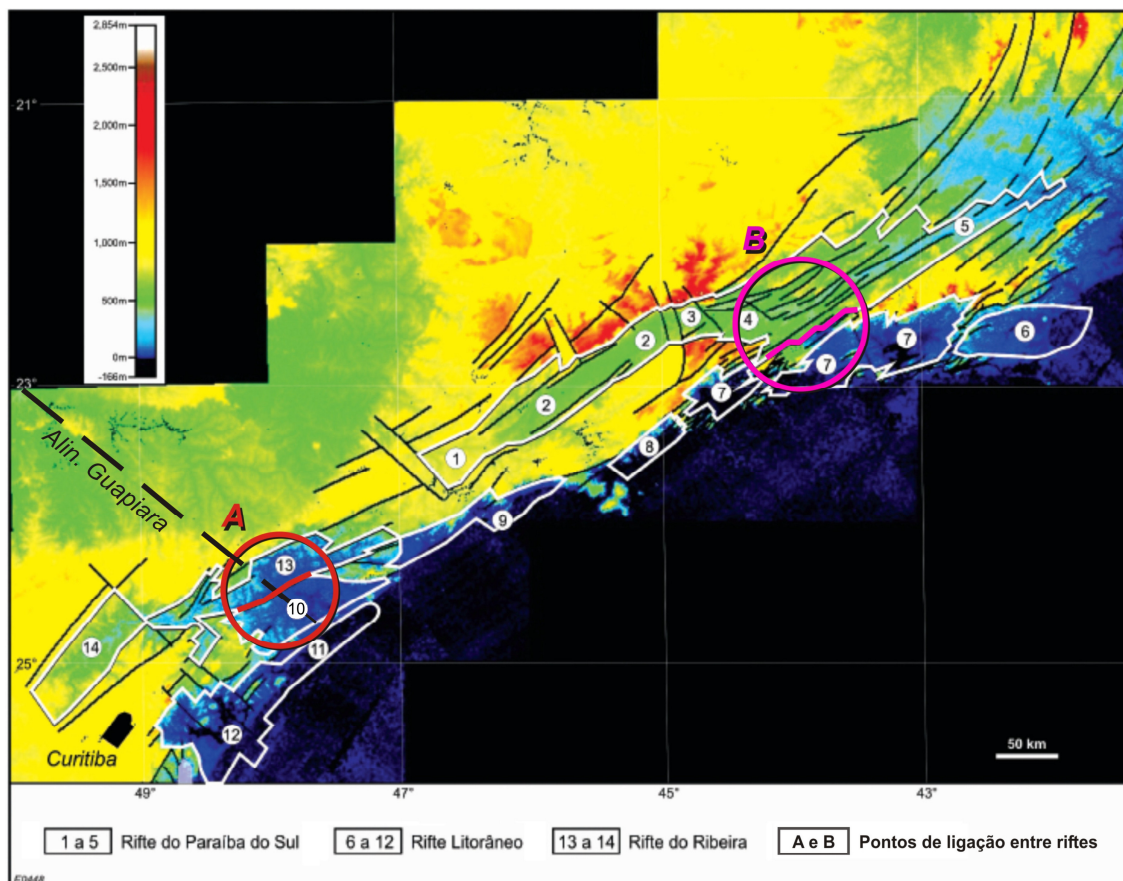


Figura 4 – Mapa topográfico do Sudeste do Brasil (SRTM/USGS, 2000) com o arcabouço estrutural regional do SRCSB interpretado. Números indicam grábens dentro dos riftes: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende-Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) **Paranaguá**. Rift do Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira. (A) Ponto de ligação entre Riftes Paraíba do Sul e Litorâneo, (B) Ponto de ligação entre o Rift do Ribeira e Litorâneo. Modificado de Zalán & Oliveira (2005).

### 3.3.2 Delimitação e extensão dos riftes continentais

Zalán & Oliveira (2005) apresentam na Figura 4 uma divisão do SRCSB em três grandes riftes ou corredores de grábens: Paraíba do Sul, Litorâneo, e Ribeira. Nesta divisão os autores utilizam o termo rifte no sentido de “corredores de vales deprimidos ao longo de falhamentos normais planares e rotacionais”; o termo gráben foi empregado “para designar compartimentações

tectônicas menores dentro dos riftes maiores” e o termo bacia foi aplicado restritamente para definir “pequenas e eventuais acumulações sedimentares dentro dos grábens” (Zalán & Oliveira, 2005).

De oeste para leste, o Rifte do Paraíba do Sul é composto pelos grábens de São Paulo, Taubaté, Queluz, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul. O Rifte Litorâneo engloba de leste para oeste, os grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá.

O Rifte do Ribeira é composto pelos grábens de Sete Barras e Alto Ribeira e pela Bacia de Curitiba, que na escala utilizada por Zalán & Oliveira (2005) não é considerada um gráben. Entretanto, a Bacia de Curitiba (Figura. 5) é interpretada por diversos autores como de origem tectônica (Riccomini *et al.* 2004, Salamuni *et al.* 2004).

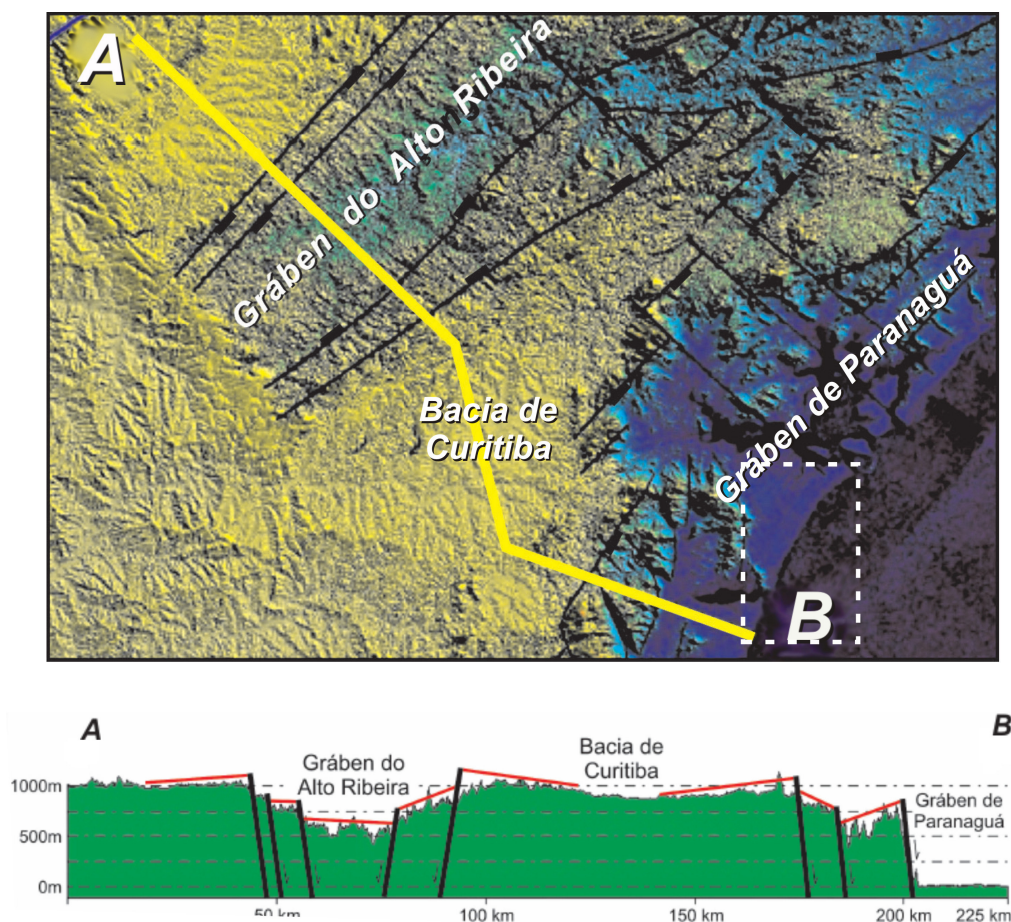


Figura 5 – Perfil morfo-estrutural interpretado dos grábens do Alto Ribeira e Paranaguá e da Bacia de Curitiba (AB). A linha vermelha no perfil representa uma interpretação da altitude atual da Superfície de Aplainamento Japi (SAJ). Área de estudo destacada com linha tracejada (modificado de Zalán & Oliveira, 2005)

São observados alguns pontos de ligação isolados entre estes riftes terrestres como o patamar ou rampa de revezamento de Lídice, próxima a Angra dos Reis, que une o Rifte do Paraíba do Sul ao Rifte Litorâneo (Figura 4 ,A). Outro ponto de ligação notável é encontrado na planície costeira do litoral sul de São Paulo, e conecta o Gráben de Ribeira do Iguape com o Gráben de Sete Barras (Figura 4, B).

Segundo Almeida e Carneiro (1998) isto deve-se provavelmente ao intenso falhamento e fissuramento que possibilitaram a intrusão dos diques do Alinhamento de Guapiara

Na planície costeira paranaense não são notados vínculos entre o Rifte Litorâneo com outros riftes, independentemente da presença do Arco de Ponta Grossa. Almeida e Carneiro (1998) descrevem que as intrusões alcalinas e peri-alcalinas pós-orogênicas sustentaram a Serra do Mar nesta porção, o que constituiu um obstáculo para uma possível ligação entre o Rifte Litorâneo e o Rifte do Ribeira no Paraná.

### **3.3.3 A Superfície de Aplainamento Japi**

No contexto da evolução do SRCSB, é de suma importância a definição da Superfície de Aplainamento Japi (SAJ). Trata-se de uma superfície erosiva caracterizada pelo nivelamento do topo das serranias localizadas a noroeste da Bacia de São Paulo, também é notada nas serras do Mar e da Mantiqueira. Encontra-se a cerca de 1200m e pode atingir até 2200m nas regiões tectonicamente soergidas dos planaltos de Campos do Jordão e da Bocaina.

Segundo Zalán (2004), toda a região sudeste, incluindo as serras do Mar e da Mantiqueira atuais, desde o Paraná ao Espírito Santo, sofreu um soergimento crustal coeso e de grande intensidade entre 85-65 Ma o qual gerou um grande planalto. A superfície referida, ao final do Cretáceo, erodiu este planalto e nivelou o topo do mesmo em torno de 1200-1300 m, com exceções em pontos mais resistentes à erosão, onde atingiu 2200m e 2300-2800 m, como na Serra dos Órgãos a norte da baía de Guanabara.

Zalán (2004) e Zalán & Oliveira (2005) denominam este grande planalto de Proto-Serra do Mar, ou Serra do Mar Cretácea. No final do Paleoceno, e por

todo o Eoceno-Oligoceno, este planalto foi quebrado por falhamentos verticais de grande porte, individualizando blocos de movimentações diferenciadas, dando origem a montanhas, como as Serras da Mantiqueira e do Mar separadas por pequenos grábens continentais.

Esta superfície, desenvolvida no Neocretáceo, constitui um importante elemento de correlação regional, além de ser considerada balizadora do início da sedimentação nas bacias marginais do SRCBSB, indicando uma fase de erosão generalizada atuante no período anterior a instalação da estrutura, no limite Cretáceo-Paleoceno (Riccomini *et al.* 2004).

#### **3.3.4 Preenchimento sedimentar neogênico**

Depósitos sedimentares neogênicos são encontrados na porção meridional do Rifte Litorâneo e nas regiões dos Grábens de Cananéia e de Paranaguá.

Riccomini *et al.* (2004) sugerem que os depósitos do Gráben de Paranaguá e da área de ocorrência da Formação Alexandra, parecem guardar relações tectônicas com o Gráben de Cananéia. Esta relação é devida à localização destes depósitos no prolongamento sudeste do gráben. Soma-se a isto as semelhanças quanto ao ambiente deposicional das formações encontradas nestes locais.

Os autores ainda destacam as formações Itaquaquetuba, Pindamonhangaba e Pariquera-Açú no Gráben de Cananéia, e a Formação Alexandra no Gráben de Paranaguá.

##### **3.3.4.1 Formação Itaquaquetuba**

A Formação Itaquaquetuba foi depositada diretamente sobre o embasamento Pré-Cambriano e atinge até 50m de espessura na sua área-tipo na margem esquerda do rio Tietê em Itaquaquetuba.

Segundo Riccomini (1989 *apud* Riccomini 2004), a deposição desta unidade foi controlada por falhas de direção ENE e NNW com cunhas clásticas nas vizinhanças. Encerra brechas polimíticas com blocos decimétricos a métricos angulosos de rochas do embasamento, megaclastos de siltitos

arenosos a folhelhos cinza e marrom-escuro ricos em restos vegetais, sendo estes clastos provavelmente oriundos de depósitos de meandros abandonados.

Nas partes distais das cunhas ocorrem lamitos arenosos intercalados a arenitos maciços. Na porção central das bacias são encontrados depósitos fluviais entrelaçados, incluindo dunas subaquosas de arenitos arcoseanos com estratificação cruzada acanalada e tabular de grande porte, com conglomerados basais ou brechas com fragmentos de argilito. Também são encontrados troncos vegetais fósseis e megaclastos métricos de pelitos com restos vegetais localizados.

A deposição superior desta unidade foi inserida no Mioceno Inferior com base na presença do pólen *Compositoipollenites Maristelae* (Arai & Yamamoto, 1995 *apud* Riccomini *et al.* 2004).

#### **3.3.4.2 Formação Pindamonhangaba**

Sobreposta à Formação Itaquaquetuba, esta formação corresponde a um sistema fluvial meandrante desenvolvido nas porções central e sudoeste da Bacia de Taubaté, recobrando discordantemente os sedimentos das formações Tremembé, Resende e São Paulo. Essa formação foi dividida por Mancini (1995 *apud* Riccomini *et al.* 2004) em dois membros: Rio Parangaba e Presidente Dutra.

O membro Rio Parangaba é constituído de conglomerados com granodecrescência ascendente para arenitos grossos, relativos à fácies de canal do sistema fluvial meandrante. Localmente apresenta pacotes decimétricos de argilas cinza escura, ricos em matéria orgânica, originados do abandono de meandros e preenchimento por decantação. O membro Presidente Dutra é formado por argilitos maciços a laminados, rítmicos, com intercalações de siltitos e arenitos relacionados à deposição em planície de inundação de sistema fluvial.

#### **3.3.4.3 Formação Pariquera-Açú**

Distribuída na região entre Registro e Pariquera-Açú, acompanha grosseiramente o flanco sul do Alinhamento de Guapiara. Compreende sistema

de leques aluviais associado à planície fluvial meandrante e lago, podendo atingir até 30 metros de espessura (Melo, 1990 *apud* Riccomini *et al* 2004).

Os leques estão associados à borda tectonicamente ativa da bacia original de deposição, onde predominam depósitos rudáceos e lamitos intercalados a arenitos. O registro lacustre compreende argilitos siltosos sem estratificação aparente, (Melo, 1990 *apud* Riccomini *et al* 2004).

Riccomini *et al.* (2004) sugerem que a Formação Pariquera-Açú parece manter uma continuidade com a área de ocorrência da Formação Alexandra e com a região do Gráben de Paranaguá.

#### **3.3.4.4 Formação Alexandra**

A Formação Alexandra, introduzida por Bigarella *et al.* (1959), com seção-tipo definida por Angulo (1995), consiste de depósitos continentais originalmente encontrados nas regiões de Paranaguá e Guaraqueçaba no interior do Gráben de Paranaguá, próximas ao litoral do estado do Paraná. A unidade é constituída predominantemente por arenitos arcoseanos de rios entrelaçados, lamitos de corridas de lama em leques aluviais, e, subordinadamente, ocorrem para-conglomerados polimíticos com seixos a matações de rochas do embasamento originados por fluxos de detritos (Angulo, 1995).

O conteúdo palinológico da camada linhítica intercalada a lamitos na porção média da seção-tipo da unidade, apresenta várias espécies cuja datação cronoestratigráfica permitiu atribuir à formação uma idade miocena inferior (Lima & Angulo, 1990 *apud* Riccomini *et al* 2004).

#### **3.3.5 Arquitetura do Rifte Litorâneo**

O conhecimento sobre a arquitetura tridimensional dos grábens e bacias do rifte é heterogêneo. No contexto do Rifte Litorâneo, a topografia do embasamento é relativamente bem conhecida nos grábens Barra de São João e Cananéia, devido a levantamentos gravimétricos e de sísmica de reflexão. (Riccomini *et al.* 2004).

No Gráben de Sete Barras são estimadas espessuras de sedimentos de até 200m com base em sondagens elétricas verticais (Melo,1990 *apud* Ricomini *et al* 2004). Os sedimentos continuam para sudeste do gráben, rumo ao Oceano Atlântico, em ocorrências descontínuas controladas por falhas de direção WNW a ENE (Melo *et al*, 1989 *apud* Ricomini *et al* 2004).), ao longo de uma faixa delimitada grosseiramente pelo enxame de diques eocretáceos do Alinhamento de Guapiara, e daí para sudeste em direção à região da Baía de Paranaguá (Ricomini *et al*. 2004).

Na região litorânea entre Cananéia e Iguape, Souza (1995) identificou, com o auxílio de levantamento gravimétrico, o Gráben de Cananéia. A estrutura consiste de um hemi-gráben de direção NE com o flanco nordeste delimitado por falha normal, com dois altos transversais que o subdividem em três compartimentos. Machado Júnior (2000), utilizando-se da análise de dois perfis de sísmica de reflexão, um paralelo à linha de costa (NE) e outro ortogonal (NW) confirmou o mergulho da estrutura em direção ao continente.

A modelagem dos dados gravimétricos (Souza *et al*. 1996) indicou uma coluna sedimentar com espessura de até 550m no compartimento sudeste. Uma sondagem executada pelo Instituto de Geográfico e Geológico de São Paulo no extremo nordeste do compartimento sudoeste, atravessou 167m de sedimentos rudáceos sem atingir o embasamento (Suguio & Petri, 1973 *apud* Ricomini *et al*. 2004)

### **3.3.6 Evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB)**

Para um melhor entendimento da evolução tectônica da área de estudo, torna-se necessário montar uma seqüência cronológica dos eventos geradores destes riftes. Zalán (2004) e Zalán & Oliveira (2005) apresentam uma cadeia dos prováveis eventos geológicos que possibilitaram a instalação do SRCSB.

Um primeiro pulso ascensional do embasamento é datado de 85-65 Ma, com evidências fornecidas por traços de fissão de apatita (Tello Saenz *et al*. 2003 *apud* Zalán & Oliveira 2005). Este soerguimento, de caráter regional, ocorreu acompanhado por intrusões/diques alcalinos de 82-52 Ma. O final

deste primeiro evento coincide com o desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi no limite Cretáceo /Terciário.

A crosta continental do sudeste brasileiro foi soerguida de maneira maciça e uniforme, provavelmente em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre anomalia térmica do manto denominada Pluma de Trindade. O decréscimo de idade dos *stocks* alcalinos de Poços de Caldas a São João-Cabo Frio, sugere uma passagem de leste para oeste da crosta continental espessa da Placa Sul-Americana sobre este foco de calor relativamente fixo (Thomaz Filho *et al.* 2005 *apud* Zalán & Oliveira 2005).

Este primeiro pulso resulta, ao final do Cretáceo, na formação de um mega-planalto amplo e coeso, invadido por intrusões alcalinas, o qual foi designado por Zalán & Oliveira (2005) de Serra do Mar Cretácea (SMC). A SMC foi posteriormente aplainada pela Superfície de Aplainamento Japi (SAJ) numa altitude média de 2000m. Esta unidade topográfica já havia sido reconhecida por Almeida e Carneiro (1998) e denominada de Planalto Atlântico.

O segundo pulso com idade pós-60Ma, também fornecida por traços de fissão de apatita (Tello Saenz *et al.* 2003 *apud* Zalán & Oliveira, 2005), foi caracterizado pelo colapso da SMC. Esta unidade topográfica constituía-se de um grande planalto maciço com o flanco leste abrupto e desnível de cerca de 3000m para a Bacia de Santos, sendo destes, 2000m acima do nível do mar atual e no mínimo 1000m representados pelo talude da bacia. Esta situação tornou-se instável com o aumento da taxa de subsidência na Bacia de Santos.

Zalán & Oliveira (2005) sugerem que no final do Paleoceno iniciou-se a instabilidade do planalto com rachaduras e colapsos locais, que tornou-se mais efetiva no início do Eoceno. O clímax deste segundo pulso corresponde ao Mesoeoceno, mais precisamente o período Lutetiano (48,6-40,4 Ma), idade que se faz presente em todas as bacias marginais brasileiras sob a forma de uma notável discordância.

Este clímax é associado por Zalán (2004) a uma significativa rotação da Placa Sul-Americana para se “ajustar ao nascente atrito entre a mesma e placa do Caribe”. Segundo o autor, este rearranjo cinemático de toda a Placa Sul-

Americana, serviu como catalisador do clímax do colapso vigoroso da SMC, que já se encontrava inicialmente fraturada e isostaticamente instável.

Após a instalação dos grábens formados pelo abatimento da SMC, iniciou-se o processo deposicional. São notados sedimentos basais clásticos do Neo-Eoceno em todas as bacias do SRCSB (Riccomini *et al.* 2004). O abatimento de blocos continua pelo Neo-Eoceno/Oligoceno/Eomioceno, que corresponde às idades da maioria dos depósitos sedimentares do SRCSB.

O abatimento dos blocos no interior da SMC ocorreu em faixas orientadas na direção NE-SW, indicando o sentido da distensão segundo N51W-S51E, sendo as falhas delimitantes e aquelas que segmentam os riftes, quase todas nucleadas em zonas de cisalhamento dúcteis sub-verticais do Ciclo Brasileiro (Zalán & Oliveira, 2005).

A maioria dos grábens dos riftes alongados é assimétrica e mergulha para NW em direção às falhas de borda.

O alívio de carga provocado pela rotação/escorregamento dos blocos geradores dos grábens pode ter sido suficiente para soerguê-los consideravelmente, elevando a SAJ para altitudes acima de 2000m, nos planaltos atuais.

### **3.3.7 Geologia local**

A geologia da área de estudo (Figura. 6), pode ser dividida em dois domínios geológicos principais: o das rochas do embasamento juntamente com as intrusões básicas juro-cretáceas, e o dos sedimentos cenozóicos. Estes dois domínios estão associados a unidades geomorfológicas dominantes da região.

Segundo trabalho de síntese sobre a geologia e os recursos minerais do estado do Paraná (MINEROPAR, 2002), as rochas do embasamento podem ser divididas em sete unidades principais: a) Complexo Granulítico Serra Negra, do Arqueano, composto por rochas de alto grau metamórfico; b) Complexo Gnáissico-Migmatítico Costeiro, do Proterozóico Inferior; c) Suíte granítica foliada do Proterozóico Inferior; d) granitos alcalinos e subalcalinos do Cambriano; e) intrusivas básicas do Mesozóico, diabásios e dioritos, que ocorrem sob a forma de um enxame de diques.

---

A cobertura sedimentar cenozóica é dividida em dois grandes grupos (Quadro 1), formados por sedimentos de origem continental (leques e cones aluviais, tálus, colúvios e sedimentos fluviais) e de origem costeira (planície costeira com cordões litorâneos e sedimentos estuarinos). As idades variam desde o Mioceno Inferior até o Holoceno incluindo os ambientes atuais de sedimentação (Angulo, 2004).

Quadro 1 – Unidades da planície costeira.

<p><b>Sedimentos Continentais</b> Formação Alexandra (Mioceno Inferior) Leques e Cones Aluviais (Plio-Quaternário) Tálus (Quaternário) Colúvios (Quaternário) Sedimentos Fluviais (Quaternário)</p> <p><b>Sedimentos Costeiros</b> Planície Costeira com Cordões Litorâneos (Pleistoceno Superior e Holoceno) Sedimentos Paleoestuarinos (Pleistoceno Superior e Holoceno) Planícies de Maré Atuais Fundos Rasos Atuais Deltas de Maré Atuais Dunas (Holoceno) Depressões Intercordões Atuais</p>
---

Fonte: Angulo (2004).

Dentre os depósitos de sedimentos continentais são relacionados aqueles da Formação Alexandra, os associados a vertentes como cones e leques aluviais, depósitos de tálus e colúvios relacionados a fluxos gravitacionais e os de origem fluvial.

Os sedimentos costeiros podem ser divididos em dois grupos principais, os quais correspondem a dois sistemas deposicionais distintos. Um sistema é relacionado à planície costeira com cordões litorâneos, que inclui sedimentos de ambiente de face litoral (*shore face*), praia, dunas, onde foram discriminadas dunas frontais, e brejos em depressões intercordões atuais (Angulo, 1992). O outro sistema deposicional refere-se aos estuários, onde são enquadrados os sedimentos paleoestuarinos com ambientes de maré e fundos rasos. Em ambientes atuais é possível identificar planícies de maré, fundos rasos e deltas de maré.

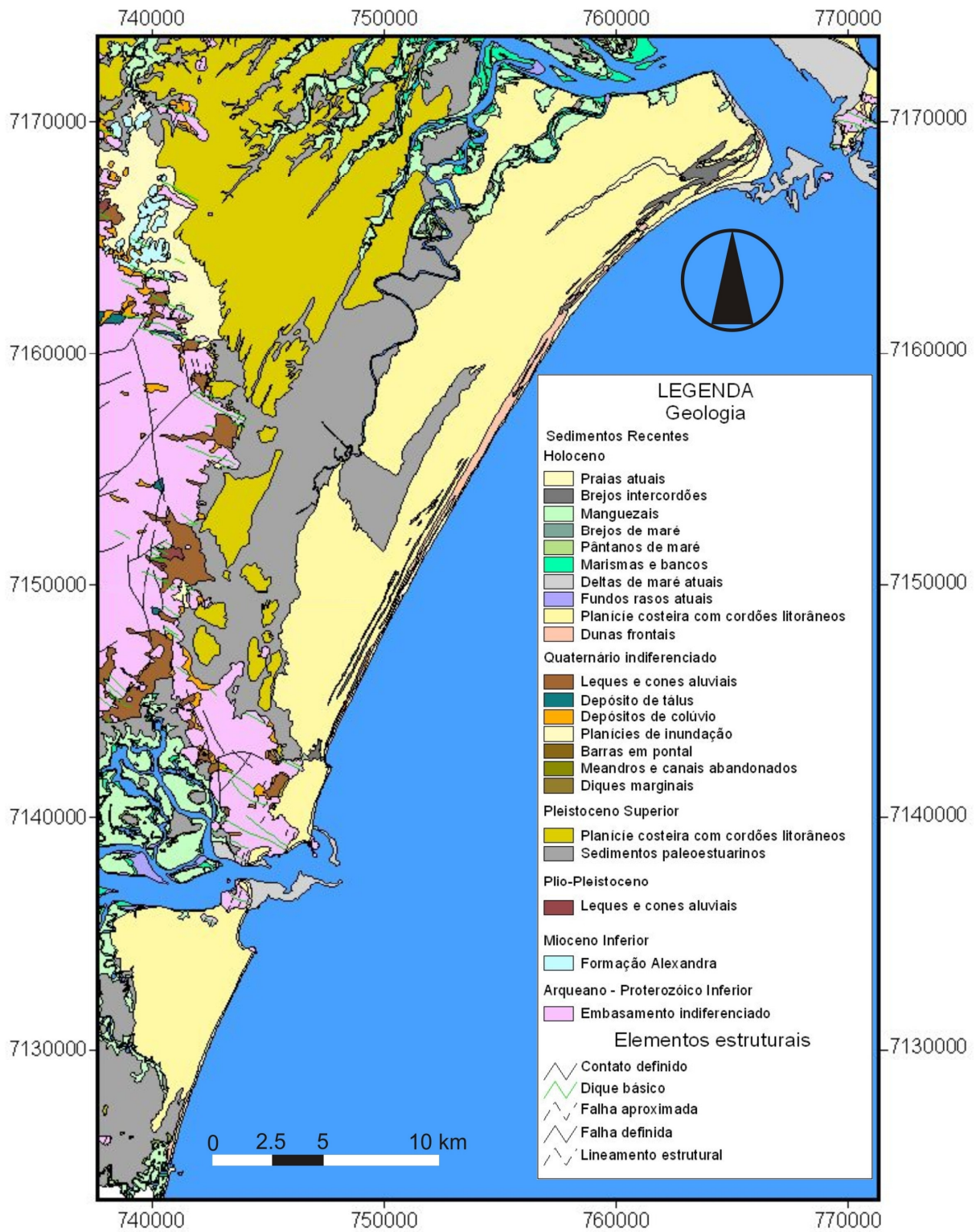


Figura 6 - Mapa geológico da área de estudo (modificado de Angulo, 2004). Datum SAD 69.

### 3.3.8 Aspectos evolutivos da planície costeira

Segundo Angulo (1992), a evolução da planície costeira pode ser traçada a partir do Mioceno Inferior, iniciando-se pelos sedimentos da Formação Alexandra. Na época, a região era caracterizada pela presença de leques aluviais onde era predominante o fluxo denso de lama e detritos. A configuração do relevo seria semelhante ao atual, para gerar este tipo de depósito.

O clima seria mais seco, segundo análises palinológicas, com uma possível zonação vertical, o que propiciaria a vegetação ocupar níveis inferiores dos atuais. Apesar do clima seco, haveria umidade suficiente para manter pequenos corpos d'água permanentes onde seriam formados depósitos de matéria orgânica (Angulo, 1992).

Não há registros cronológicos do Mioceno Inferior ao Pleistoceno Superior. Contudo, Angulo (1992) estabelece uma cronologia relativa utilizando os sedimentos continentais provavelmente mais recentes que a Formação Alexandra. Estes sedimentos são amplamente distribuídos na região e são encontrados na forma de leques e cones aluviais, tálus, colúvios e sedimentos fluviais.

O grau de dissecação dos depósitos permite uma discriminação, entre os mais dissecados, onde se encontram evidências das mudanças relativas do nível de base, e os pouco dissecados ou sem dissecação. Os corpos mais dissecados foram posicionados no Plio-Pleistoceno, enquanto os menos dissecados foram considerados como Quaternário indiviso (Angulo, 1992).

Durante a Transgressão Cananéia, a aproximadamente 120.000 anos antes do presente (A.P.), na região da planície costeira do Paraná, o mar praticamente alcançou o sopé da Serra do Mar e os sedimentos continentais ali acumulados. O máximo desta transgressão foi estimado em  $8 \pm 2$  m acima do nível atual (Martin *et al.* 1988 *apud* Angulo, 1992). No Paraná não há reconstruções precisas sobre este máximo.

Na fase regressiva posterior, é formada uma sucessão de cordões litorâneos praticamente em toda costa.

No período de mar baixo, correspondente à última glaciação, a planície costeira foi dissecada por um sistema de drenagem que preferencialmente percorrem duas rotas principais. Uma no sopé da elevação, originado pelos rios provenientes da serra, e outro seguindo a orientação dos cordões litorâneos. O afogamento posterior destes rios ocasionou o desaparecimento da maioria dos contatos entre a planície costeira e os cordões litorâneos pleistocênicos no primeiro caso, e, no segundo, uma série de vales afogados paralelos aos cordões litorâneos (Angulo, 1992).

Quanto às variações do nível relativo do mar no litoral paranaense, Angulo *et al.* (2002) sugerem que indicadores de paleoníveis marinhos durante o Pleistoceno tardio, apontam que o mar atingiu níveis superiores a 4,0 m. No Holoceno, datações de tubos de vermetídeos, indicam que a altura máxima do nível do mar no Paraná variou em torno de  $3,5-3,6 \pm 1,0$  m e ocorreu entre 5370 e 4630 anos A.P. (Angulo *et al.* 2002).

Na fase posterior ao máximo, um declínio progressivo do nível relativo do mar, ocorreu no litoral possibilitando à formação de cordões litorâneos que foram progradando conforme o nível do mar ia regredindo. Devido a este recuo do mar, extensas áreas de fundo raso evoluíram progressivamente para planícies de maré e áreas emersas.

As baías de Paranaguá e Antonina eram mais abertas, permitindo a formação de depósitos praias em áreas interiorizadas. A Baía de Guaratuba, durante o máximo da transgressão, alcançava o sopé da serra. Após o recuo do mar, foram depositados sedimentos fluviais sobre os depósitos paleoestuarinos, (Angulo, 1992).

Quando o mar atingiu um nível próximo do atual, a forma da costa era semelhante a presente, porém, devido a variações hidrodinâmicas nas entradas das baías, houve mudanças na linha de costa com erosão em alguns setores e deposição em outros (Angulo, 1992).

### **3.4 Dados de Subsuperfície**

Na área de estudo são encontrados dados de subsuperfície na forma de descrições de poços tubulares. Lessa *et al.* (2000) apresentam uma compilação destes dados na forma de perfis descritivos simplificados.

Os poços que atingem o embasamento na área de estudo são três. Sua localização e seu perfil descritivo simplificado podem ser visualizados na Figura 7.

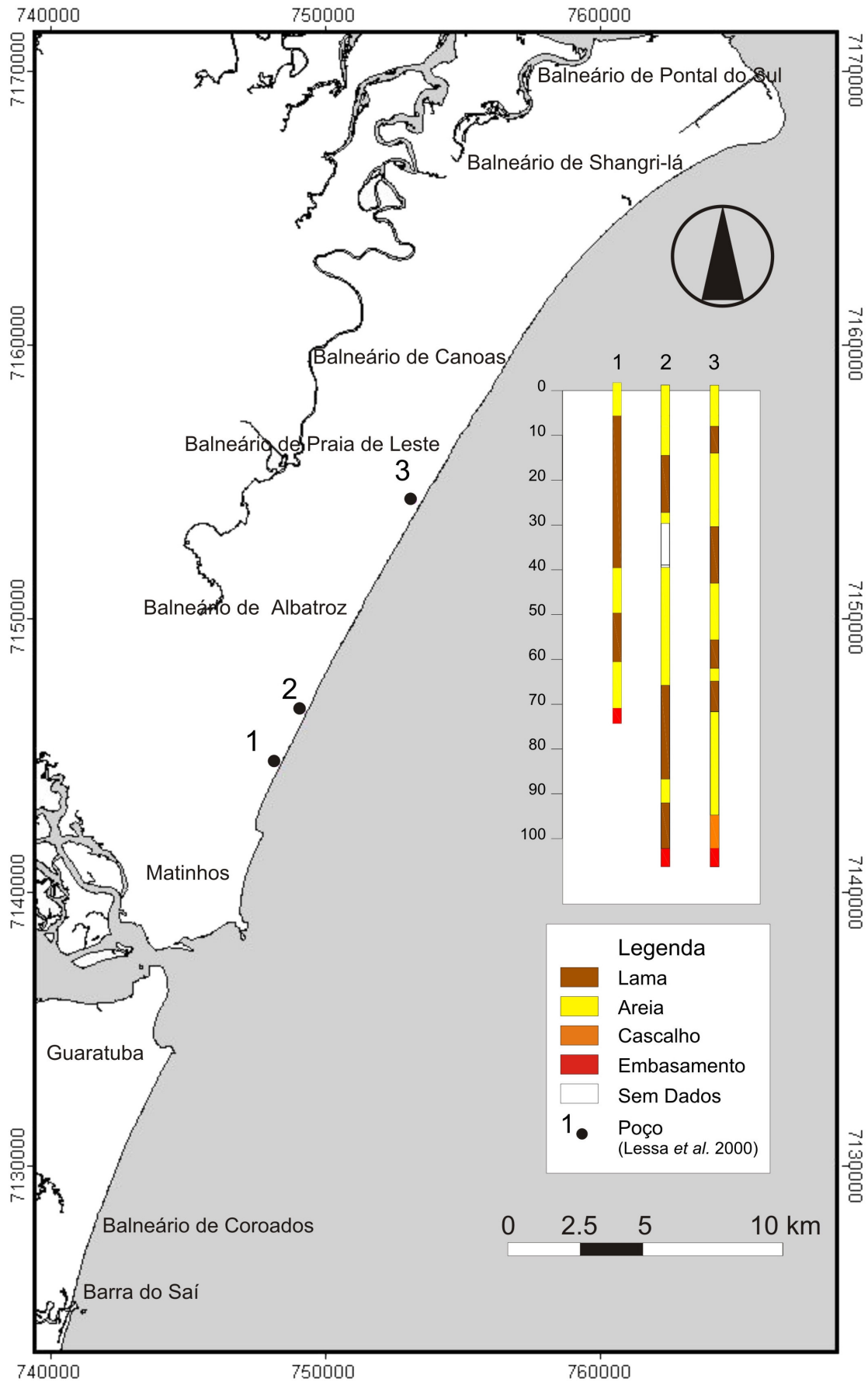


Figura 7 – Localização e perfil simplificado dos poços. Datum SAD 69.

---

As profundidades em que as descrições dos poços registram rochas do embasamento, foram tomadas como referência da profundidade do topo do embasamento. Desta forma as profundidades registradas foram respectivamente em torno 70 metros no poço 1 e aproximadamente 100 nos poços 2 e 3.

## **4 Fundamentação teórica**

### **4.1 Gravimetria**

#### **4.1.1 Generalidades**

O método gravimétrico tem como objeto de estudo a variação da aceleração da gravidade na superfície terrestre causada, dentre outros fatores, pela heterogeneidade de densidade das massas no interior da Terra. As observações das variações deste parâmetro físico podem ser realizadas por levantamentos terrestres, aéreos e até por satélite.

As variações de densidade dos corpos em subsuperfície causam alterações locais na aceleração da gravidade, denominadas anomalias gravimétricas.

Como princípio, tem-se que a aceleração da gravidade terrestre num ponto da superfície é tida como a resultante entre a atração das massas terrestres e a força centrífuga atuantes sobre o ponto.

Usualmente os levantamentos são realizados por meio de circuito gravimétrico, no qual os dados são levantados na forma de uma malha ou perfil, utilizando-se equipamentos denominados gravímetros, os quais medem a aceleração da gravidade.

Um gravímetro é constituído basicamente de um sistema massa-mola de grande sensibilidade, que permite avaliar a atração gravitacional pontualmente pela variação na elongação da mola.

Os valores da aceleração da gravidade podem ser obtidos tanto por determinações absolutas como por determinações relativas. Os gravímetros absolutos medem diretamente o valor da aceleração da gravidade no ponto amostrado, enquanto os relativos registram a variação da mesma entre duas ou mais estações. Por meio da diferença entre os valores obtidos, é possível obter a variação da aceleração da gravidade.

### 4.1.2 Fundamentos

A força de atração  $F$ , entre duas massas pontuais  $m_1$  e  $m_2$ , é diretamente proporcional ao produto das massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância  $r$  que as separa, a menos de uma constante  $G$ .

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1)$$

Sendo  $G$  a constante de gravitação :

$$G = 6,673 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2} \quad (2)$$

Disto pode-se calcular a aceleração ( $a$ ) com que  $m_2$  é atraída por  $m_1$ , desta forma:

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (3)$$

Contudo esta fórmula é aplicável somente a partículas de massas pontuais, ou seja, infinitamente menores quando comparadas à distância que as separa. No caso onde as massas encontram-se distribuídas em grandes volumes, deve-se dividir o volume em porções infinitesimais e somar o efeito de cada um destes elementos. Desta forma, tem-se um corpo de massa  $m$  fragmentado em unidades elementares  $dm$ , sendo cada uma destas relacionados a um mínimo volume  $dv$ , com densidade  $\rho$ , da seguinte forma:

$$dm = \rho dv \quad (4)$$

Considerando a massa da Terra e a distribuição heterogênea de densidade, é possível calcular a aceleração de atração que um corpo sofre em sua superfície pela equação:

$$a = G \int_V \frac{\rho dv}{R^2} \quad (5)$$

onde  $R$  = raio da Terra.

Contudo, um corpo na superfície da Terra ainda está sujeito à outra aceleração denominada centrífuga, definida por:

$$a_c = \omega^2 \ell \quad (6)$$

onde  $\omega$  é a velocidade angular de rotação e  $\ell$  representa o raio de rotação.

Desta forma pode-se dizer que um corpo localizado na superfície da Terra fica sujeito a duas acelerações, sendo aceleração de atração orientada para o centro da Terra, e centrífuga no sentido contrário. A aceleração de atração predomina sobre a centrífuga gerando uma resultante denominada gravidade, que atrai os corpos para o centro da Terra. A intensidade da aceleração da gravidade pode ser calculada pela equação abaixo onde  $\Phi$  representa a latitude.

$$g = G \int_V \frac{dM}{R^2} - \omega^2 \ell \cos \Phi \quad (7)$$

A posição da medida influencia diretamente no cálculo da gravidade, pois o raio de rotação  $\ell$  varia, tendo o seu valor máximo no equador e zero nos pólos. De forma oposta, a aceleração da gravidade diminui devido ao aumento da distância entre o centro da Terra e a superfície no equador.

Além da latitude, outros fatores influenciam a variação da aceleração da gravidade. Assim como a atração das massas do interior da Terra, os astros, como a lua e o sol, contribuem para variações no valor da gravidade exercendo um papel expressivo por meio das marés oceânicas e terrestres.

Outro fator elementar é a topografia, uma vez que as correções efetuadas nos valores observados são diretamente influenciadas pelos valores de cota, altitude relativa ao nível do mar, em cada estação.

A unidade usualmente empregada em Geofísica para a medição da aceleração da gravidade é o **Gal**, em homenagem a Galileo Galilei. Esta unidade equivale a  $1 \text{ cm/s}^2$ . Efetivamente são utilizados os submúltiplos miligal e microgal, devido a variações muito pequenas das anomalias.

TABELA 1 - EQUIVALÊNCIA DO GAL COM A UNIDADE REPRESENTATIVA DA ACELERAÇÃO NO SI.

Nome	Símbolo	Equivalência
gal	<b>Gal</b>	$10^{-2} m \cdot s^{-2}$
miligal	<b>mGal</b>	$10^{-5} m \cdot s^{-2}$
microgal	<b>μGal</b>	$10^{-8} m \cdot s^{-2}$

FONTE: (Silva Jr., 2006)

Segundo medidas geodésicas, o sólido geométrico que mais se aproxima da verdadeira forma da Terra, é o elipsóide de revolução com achatamento nos pólos de 1/298, 25.

A partir de 1930, a União Internacional de Geodésia e Gravimetria, propôs uma fórmula para o cálculo da gravidade na superfície deste elipsóide. Em 1971 foi adotada a GRS-67 (Geodetic Reference System-1967), comumente chamada de Fórmula Internacional da Gravidade, utilizada atualmente.

$$g = 978,031846 \cdot (1 + 0,005278895 \text{sen}^2 \Phi + 0,000023462 \text{sen}^4 \Phi) \quad (8)$$

onde  $\Phi$  representa a latitude

Um conceito cuja definição se torna fundamental na gravimetria é o do geóide. Trata-se de uma superfície equipotencial, definida pela união dos pontos com mesmo valor da aceleração da gravidade, que em média coincide com o nível médio do mar livre da ação das marés. Esta superfície é diretamente influenciada pelas variações topográficas e pela distribuição das massas no interior da terra, sendo a sua média próxima do nível médio do mar livre das ações das marés.

#### 4.1.3 Parâmetros de campo

Os parâmetros de campo, como o espaçamento entre as estações, são definidos de acordo com a forma, as dimensões e a profundidade do corpo que se pretende levantar. O espaçamento aumenta ou diminui de acordo com o

nível de detalhe que se pretende alcançar. Quanto maior o nível de detalhe desejado, menor o espaçamento.

Dependendo da forma do corpo ou do resultado que se pretende gerar, é possível definir o tipo de levantamento. Os levantamentos podem ser realizados na forma de uma malha ou na forma de perfil.

Os levantamentos em malha podem gerar como resultado superfícies tridimensionais enquanto nos perfis os modelos podem ser 2D,  $2\frac{1}{2}$ D ou ainda  $2\frac{3}{4}$ D. No presente estudo os levantamentos foram realizados na forma de perfis.

A pouca disponibilidade de acessos contínuos na direção NE, limitou a aquisição à forma de perfis contínuos paralelos à costa. A direção nordeste favorece a verificação das anomalias gravimétricas perpendicularmente a região central do Arco de Ponta Grossa.

#### **4.1.4 Redução dos dados de campo**

##### **4.1.4.1 Generalidades**

Os dados resultantes de um levantamento gravimétrico podem ser influenciados pela latitude, pela quantidade de massa entre o ponto de medida e o centro da Terra (relevo), pelas marés (terrestres e lunares) e pelas variações sofridas pelo equipamento durante o levantamento (*drift* instrumental).

Desta forma tornam-se necessárias algumas correções que reduzam os valores obtidos a um mesmo referencial ou ao geóide. Contudo, alguns conceitos básicos devem ser introduzidos para que as correções sejam melhor compreendidas.

Os dados altimétricos são de grande importância quando da aplicação das correções, uma vez que a altitude ortométrica é empregada no cálculo das correções Ar-Livre, de terreno, Bouguer e conseqüentemente na obtenção da anomalia Bouguer.

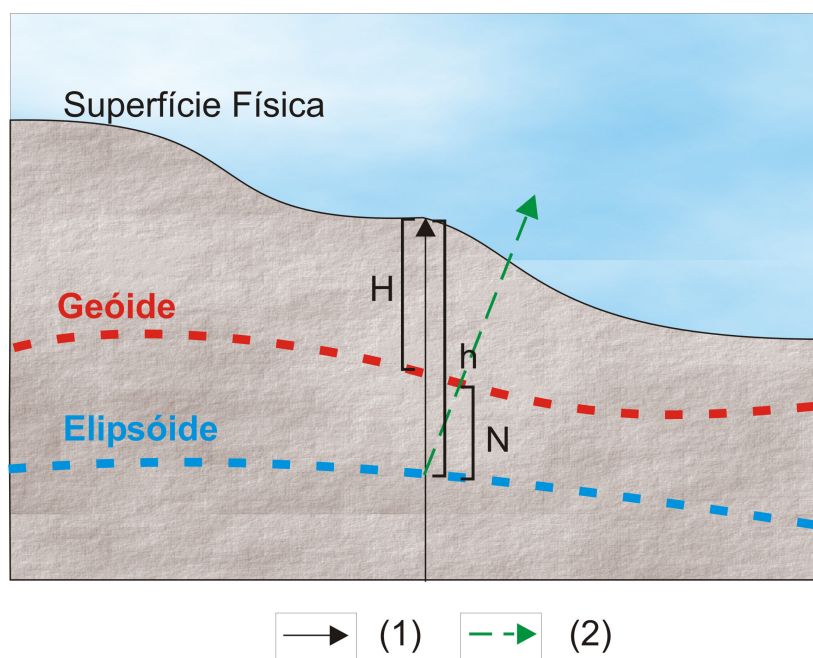


Figura 8 – Altitude ortométrica e altitude Geométrica. (1) Normal, (2) vertical, H Altitude ortométrica, h Altitude geométrica, N ondulação geoidal (Modificado de Arana 2005)

A altitude ortométrica consiste na distância vertical entre o geóide e a superfície física do terreno e seu valor pode ser obtido subtraindo-se a ondulação do geóide da altitude geométrica. A altitude geométrica por sua vez, é definida pela distância do elipsóide até a superfície física (Arana, 2005).

#### 4.1.4.2 Correção de deriva instrumental

Os equipamentos utilizados em levantamentos gravimétricos, são instrumentos de precisão, uma vez que as variações do campo gravitacional detectadas são pequenas. No presente estudo a precisão nominal do gravímetro é da ordem de 0,005 mGal, e variações em torno de 0,01 mGal já podem ser consideradas expressivas.

Nestes equipamentos é usual observar um incremento linear nos valores medidos tanto em campo como em repouso. Esta variação geralmente é causada pela fadiga do sistema elástico, por efeitos externos não compensados ou ainda pela soma dos dois fatores. A este incremento dá-se o nome de deriva ou *drift* instrumental.

A deriva instrumental é classificada em dois tipos. A deriva estática ocorre enquanto o equipamento está em repouso e é causada geralmente por fatores como fadiga do sistema elástico do gravímetro e grandes oscilações de temperatura e pressão.

Outro tipo de variação ocorre enquanto o gravímetro está em movimento. A esta variação dá-se o nome de deriva dinâmica e é causada usualmente por choques, movimentos bruscos e pequenas variações de temperatura.

Para a correção da deriva estática é realizada uma série de leituras com o gravímetro em repouso antes do levantamento e outra ao final do mesmo. A diferença entre as médias das duas séries, em mGal e corrigidas da atração luni-solar, e deve ser somada a todas as leituras do circuito. Finalizada a correção da deriva estática, inicia-se a rotina de correção da deriva dinâmica.

O procedimento para a correção da deriva dinâmica se inicia e é finalizado, com uma série de leituras numa estação base, normalmente com  $g$  conhecido, ligada a uma rede de referência. A diferença entre as médias das séries final e inicial em mGal, corrigidas da atração gravitacional luni-solar e da deriva estática é dividida pelo tempo de operação. Este valor é distribuído proporcionalmente pelo tempo, de forma que a medida inicial seja igual à final do levantamento.

#### **4.1.4.3 Correção de Maré**

A movimentação da Terra em relação ao Sol e a Lua no período de 24 horas, gera alterações nos valores de gravidade. A magnitude destas alterações varia com a posição geográfica do ponto de observação e a época do ano. Geralmente a variação observada é da ordem de 0,3 mGal, o que influencia significativamente os resultados e conseqüentemente implica numa correção destes valores.

No presente levantamento esta correção foi realizada automaticamente pelo gravímetro utilizado. A correção é efetuada após a entrada da latitude e da longitude local, juntamente com a diferença da hora local em relação a Greenwich, denominado *Greenwich Mean Time* (GMT). O instrumento realiza a

correção automaticamente através a Fórmula de Longman (1959), (SCINTREX, 1992).

#### 4.1.4.4 Correção Ar-Livre

Como já mencionado anteriormente, a gravidade varia inversamente com o aumento da distância ao centro da Terra. Esta correção é empregada para compensar os efeitos da diferença de altitude das estações em relação ao geóide, ou a um nível de referência, reduzindo assim os dados a um mesmo referencial. A massa existente entre as estações e o geóide não é considerada.

Desta forma temos que:

$$C_{AL} = 0,3086h \quad (9)$$

onde :  $C_{AL}$  - correção Ar-Livre (mGal)

$h$  - altitude ortométrica da estação (m)

Neste ponto é importante frisar a importância da precisão dos dados altimétricos de cada estação do levantamento gravimétrico.

#### 4.1.4.5 Correção Bouguer

Como mencionado anteriormente é necessário que o efeito das massas situadas entre a estação de medida e o nível de referência, ou o geóide, seja eliminado. Para tanto é realizada a correção Bouguer.

Pode ser escrita como:

$$C_B = 2\pi G\rho h \quad (10)$$

Onde temos:  $G$  – Constante de gravitação universal;

$\rho$  - Densidade média das massas;

$h$  – Altitude ortométrica da estação.

Substituindo-se o valor de  $G$  na equação pode-se reduzir o valor normal da gravidade para o nível do terreno da seguinte forma:

$$g_n R = g_n + 0,04192\rho h \quad (11)$$

que adiciona à gravidade normal o efeito produzido pela massa existente entre a estação e o geóide.

#### 4.1.4.6 Correção de Terreno

Após as correções Bouguer e Ar-Livre, a correção de terreno elimina o efeito da topografia nas vizinhanças da estação.

A correção de terreno considera os pontos com cotas mais elevadas que as da estação, assim como subtrai as massas adicionadas aos baixos topográficos, compensando desta forma os efeitos residuais da correção Bouguer.

O método utilizado é o dos cilindros concêntricos, no qual seu centro é posicionado em cada estação, considerando-se a altura igual à diferença entre a cota média de cada setor. Em seguida calcula-se a atração gravitacional que cada sólido exerce no ponto de medida e a somatória resulta no valor da correção.

Atualmente este procedimento é realizado automaticamente com o uso de *software* específicos. No presente trabalho a correção de terreno foi realizada utilizando-se dados altimétricos das estações levantadas.

#### 4.1.4.7 Cálculo da anomalia Bouguer

Subtraindo-se o valor da aceleração da gravidade observado no terreno do valor da aceleração da gravidade reduzido para o geóide, obtém-se:

$$\begin{aligned}\Delta g_B &= g_{OBS} - g_{nR} \\ \Delta g_B &= g_{OBS} - (g_n - C_{AL} + C_B - C_T) \\ \Delta g_B &= g_{OBS} - (g_n - 0,3086h + 0,04192\rho h - C_T) \\ \Delta g_B &= g_{OBS} + 0,3086h - 0,04192\rho h + C_T - g_n\end{aligned}\tag{12}$$

resultando na anomalia Bouguer.

#### **4.1.4.8 Separação Regional-Residual**

Os dados da anomalia Bouguer refletem o campo gravitacional total da área do levantamento, isto é, representam uma composição das anomalias derivadas da variação de densidade de vários níveis do interior da crosta.

Desta forma, cada nível de profundidade contribui para a composição do sinal total, o que, a princípio, dificulta a interpretação gravimétrica.

Massas profundas de grande densidade geram campos de anomalias regionais, caracterizados pela grande extensão espacial. As anomalias regionais se sobrepõem às anomalias locais, resultando um campo composto por sinais derivados de fontes situadas em níveis distintos de profundidade da crosta. As anomalias de interesse na prospecção gravimétrica são anomalias de menor comprimento de onda, denominadas residuais.

A separação regional-residual pode ser realizada através vários métodos, sendo o mais comum o das superfícies de tendência. Este procedimento elimina as anomalias regionais de maior comprimento de onda dos dados Bouguer e realça as anomalias residuais.

## **4.2 Magnetometria**

### **4.2.1 Generalidades**

A magnetometria consiste basicamente na medida do campo magnético da Terra, para a qual contribui diretamente a concentração de minerais magnéticos das rochas. Este método é utilizado na geologia, tanto na prospecção de minerais de interesse econômico como na identificação de estruturas e contatos geológicos.

A aquisição pode ser realizada por meio de levantamentos terrestres, aéreos ou de satélites, do que decorrem os níveis de detalhamento. Quanto mais próximo da fonte (levantamentos terrestres) maior o nível de detalhe. Geralmente os levantamentos magnetométricos são realizados em conjunto com outros levantamentos geofísicos, como a gravimetria neste caso, devido à agilidade da aquisição de dados e o custo relativamente baixo.

### 4.2.2 Fundamentos

A origem do campo magnético da Terra é atribuída a correntes elétricas, geradas pelas correntes de convecção de material condutor líquido no núcleo externo da Terra. A intensidade deste campo varia de aproximadamente 0,3 a 0,6 oersted, respectivamente no equador e nos pólos magnéticos.

Em levantamentos magnetométricos as anomalias apresentam valores muito menores do que o campo magnético terrestre, variando entre  $50 \times 10^{-5}$  e  $5000 \times 10^{-5}$  oersted. Por esta razão usualmente emprega-se como unidade um submúltiplo do oersted no SI, o nanotesla (nT) equivalente a  $10^{-5}$  oersted (Luiz & Costa e Silva, 1995).

Como já mencionado, os valores do campo magnético são acrescidos de contribuições locais, como os derivados de rochas com propriedades magnéticas contrastantes próximas à superfície da Terra, constituindo assim as anomalias magnéticas.

É importante verificar que contribuições externas à Terra são acrescidas ao campo magnético, e geralmente são causadas por correntes elétricas atuantes na ionosfera, resultantes da interação com campo magnético principal, conformando a magnetosfera.

Esta influência externa é a causa de dois efeitos de grande importância na magnetometria, à variação diurna e as tempestades magnéticas. A variação diurna é um fenômeno cíclico de aproximadamente 24 horas que causa flutuações magnéticas devido ao aquecimento da ionosfera no lado exposto ao sol.

As tempestades magnéticas são ligadas à interação de emissões intensas de plasma solar e o campo magnético, e tem uma frequência um tanto quanto particular, podendo ocorrer a cada 27 dias com efeito prolongado por vários dias, e de uma a três vezes por dia com duração de duas a dez horas.

A variação diurna é da ordem de 50 a 80 nT e atinge seu valor máximo próximo do meio-dia. Já a variação das tempestades varia de poucos nanoteslas a valores superiores a 1000nT. A variação diurna não constitui um empecilho para os levantamentos, pois é passível de correção, como será

mencionado no Capítulo 4.2.4. Em contrapartida, durante as tempestades magnéticas, os levantamentos magnetométricos devem ser interrompidos.

Outro aspecto importante num levantamento magnetométrico é a obtenção dos valores de susceptibilidade magnética e da magnetização (induzida ou remanente). A susceptibilidade magnética ( $k$ ) é uma grandeza adimensional definida pela equação:

$$k = [M]/[H] \quad (13)$$

onde  $M$  representa a intensidade de magnetização, e  $H$  a força de magnetização.

De outra forma temos que a intensidade de magnetização ou simplesmente magnetização é definida por:

$$M = kH \quad (14)$$

A magnetização remanente é adquirida durante a formação das rochas. Nas rochas ígneas está associada à cristalização de minerais magnéticos.

A definição da susceptibilidade e da magnetização induzida é de suma importância para a interpretação e modelagem dos dados resultantes dos levantamentos. Estas medidas podem ser obtidas tanto em campo como em laboratório por meio de instrumentos como susceptibilímetros, no caso da susceptibilidade. Já a magnetização remanente necessita de ambiente não afetado pelo campo magnético da Terra, utilizando-se magnetômetros especiais em laboratórios de paleomagnetismo.

Torna-se importante definir o conceito do *IGRF* (*International Geomagnetic Reference Field*). Trata-se da representação teórica do campo magnético normal da Terra, sem as influências dos materiais magnéticos da crosta nem dos campos externos ao planeta. Este campo é representado por um somatório de harmônicos esféricos, cujos coeficientes são balizados por medidas magnéticas realizadas ao redor do planeta provindas de levantamentos de satélite, aéreos, marinhos, terrestres e observatórios geomagnéticos.

A partir do ano 2000, com o advento do satélite Ørsted, foi implantado um modelo baseado apenas em dados de satélite, sendo os dados de observatório adicionados subseqüentemente, (Mandea & Purucker, 2005).

Este campo teórico é utilizado como referência para se definir perturbações no campo normal, causadas pelas rochas e estruturas geológicas, definindo assim as anomalias magnéticas.

#### **4.2.3 Parâmetros de campo**

Os parâmetros de campo para um levantamento magnetométrico, assim como gravimétrico variam com a forma do corpo investigado, as dimensões e o nível de detalhe que se pretende atingir.

#### **4.2.4 Redução dos dados de campo**

Como já mencionado anteriormente, durante o levantamento podem ser registradas contribuições superpostas aos dados originais do campo, como a variação diurna do campo magnético terrestre.

A correção da variação diurna pode ser realizada quando se tem a disposição apenas um magnetômetro, ou com a utilização de dois instrumentos.

Em ambos os casos, as medidas necessitam ser corrigidas pelos valores obtidos por um magnetômetro denominado base, sendo a correção distribuída linearmente nos intervalos de tempo respectivos. Este equipamento consiste de um magnetômetro comum, muitas vezes similar ao utilizado no levantamento do perfil, que é ajustado para registrar a variação do campo magnético durante o período do levantamento.

A variação do campo observada no magnetômetro de base é subtraída ou somada a obtida no magnetômetro de campo no momento da medida. Se o sinal da base diminui em relação ao correspondente do perfil o valor é somado, caso contrário é diminuído.

Além da correção da variação diurna são utilizados outros recursos para a redução dos dados de campo. Entre estes podemos citar as filtragens e a

remoção do campo magnético normal da Terra ou *IGRF* (*International Geomagnetic Reference Field*). As filtragens basicamente consistem de recursos matemáticos utilizados para separar o sinal das fontes de interesse dos ruídos, facilitando a modelagem.

O sinal do campo total é composto pela soma entre o sinal do campo normal e as variações locais do campo. O valor do campo normal, ou *IGRF* é utilizado como referência para definir as anomalias magnéticas.

Desta forma o sinal das anomalias magnéticas é obtido pela subtração (remoção) do sinal do campo normal, ou *IGRF*, do sinal do campo total.

## 5 Aquisição e redução dos dados geofísicos

Para o presente estudo foram empregados os métodos da gravimetria e magnetometria, aliados a técnica de posicionamento das estações por receptores GPS (*Global Positioning System*), os quais foram inseridos em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG).

Neste capítulo serão detalhados os procedimentos de aquisição de cada método.

### 5.1 Posicionamento das estações geofísicas

O posicionamento das estações gravimétricas foi realizado com base em cartas topográficas na escala 1:50.000 (DSG e IBGE) e em dados planialtimétricos obtidos por receptores GPS (*Global Positioning System*). Os receptores GPS foram utilizados tanto para a navegação quanto para o posicionamento das estações.

As cartas topográficas foram utilizadas com o intuito de comparar os dados obtidos por GPS com dados altimétricos das mesmas e assim verificar a eficácia do posicionamento. Foi possível verificar a compatibilidade entre os dados das cartas e do levantamento.

Foram utilizados dois tipos de receptores GPS, um deles do modelo *Etrex Vista (Garmin)*, utilizado para navegação, e outro, modelo *ProMark 2 (Ashtech)*, empregado no posicionamento das estações gravimétricas, e, principalmente, na obtenção da altitude ortométrica. Por questão de ordem, os receptores serão denominados GPS 1 e GPS 2, respectivamente.

O GPS 1 é de propriedade particular (Figura 7), enquanto o GPS 2 (Figura 8) foi gentilmente cedido pelo Laboratório de Geodésia Espacial da Universidade Federal do Paraná (LAGE – UFPR) para o presente estudo.

O GPS 2 fornece dados com uma precisão nominal horizontal de  $0,005\text{m}+1\text{ppm}$  e vertical de  $0,01\text{m}+2\text{ppm}$ . O emprego deste equipamento é justificado pela precisão nominal do gravímetro utilizado, igual a  $0,005\text{ mGal}$ . Desta forma os dados altimétricos precisariam ter uma precisão mínima de

0,01m, para que a redução dos dados não gerasse erros que viessem a descreditar o levantamento.

O método utilizado na aquisição dos dados do GPS 2 foi posicionamento relativo, sendo o processamento dos dados realizado em relação a duas bases, a estação do Centro de Estudos do Mar da Universidade Federal do Paraná (CEM-UFPR) e estação PARA em Curitiba, no do Centro Politécnico – UFPR. Ambas pertencentes à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo do IBGE sendo a distancia entre as estações é de aproximadamente 90 km.

A estação código PARA, é uma estação de rastreamento contínuo utilizada como referência para levantamentos. Pertence a rede brasileira de monitoramento contínuo (RBMC) e consiste de um pilar de concreto dotado de um dispositivo de centragem forçada com uma antena ligada a um receptor com rastreamento contínuo, localizado no Centro Politécnico da Universidade Federal do Paraná.

A técnica empregada na aquisição foi o modo estático rápido com código C/A em L1, o que minimiza os efeitos ionosféricos e contribui para maior precisão na aquisição dos dados.

A localização das estações magnetométricas foi realizada com o GPS 1, (erro em torno de 7 metros), visando otimizar o tempo de aquisição. As estações magnetométricas foram espaçadas de 25 em 25 metros, sendo locados apenas pontos de referência e os pontos inicial e final de cada dia de levantamento.



Figura 9 - GPS 1 em RN 2049 V localizada na sede do SESC Caiobá. Foto: Luís Gustavo de Castro



Figura 10 – GPS 2: a) programação, b) aquisição. Fotos: Luís Gustavo de Castro

O levantamento com o GPS 2 consistiu na obtenção do posicionamento da estação em coordenadas UTM e da aquisição da altimetria simultaneamente ao levantamento gravimétrico com espaçamento de 500 metros entre as estações. Este espaçamento foi utilizado buscando uma otimização dos

resultados, inspirados em espaçamentos maiores utilizados em outros levantamentos similares em ambiente costeiro (Souza, 1995 e 1996).

O tempo de rastreio mínimo foi de cinco minutos sendo estendido a 10 minutos na primeira estação de cada dia de levantamento.

Após os procedimentos de correção foram obtidos os dados finais da altitude ortométrica de cada ponto. Os dados finais obtidos com ambos os receptores foram comparados entre si e confrontados com as cartas topográficas na escala 1:50.000.

## **5.2 Levantamento Gravimétrico**

O levantamento gravimétrico, cujas estações foram espaçadas de 500 metros, totalizando cerca de 55 quilômetros de levantamento, foi realizado numa única etapa de campo entre 16 e 21 de julho de 2006 e constituiu de medições da aceleração da gravidade simultaneamente ao posicionamento de estações e obtenção de dados altimétricos, ao longo das estradas e ruas do litoral.

O perfil foi realizado aproximadamente paralelo à de costa, partindo do Centro de Estudos do Mar (CEM - UFPR), em Pontal do Sul até ao acesso ao rio Saí-guaçú, na localidade de Barra do Saí (Figura 11), totalizando 111 estações.

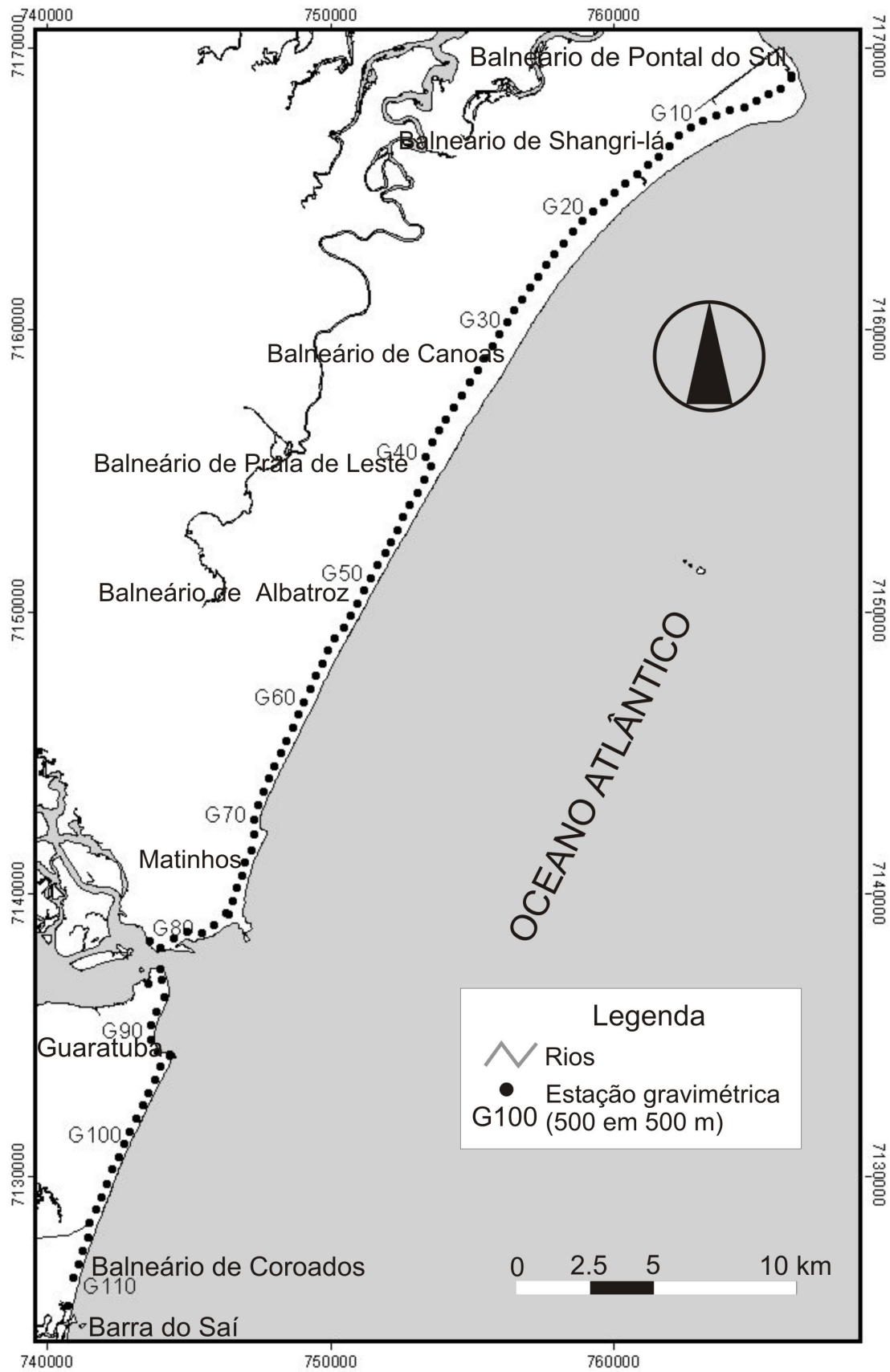


Figura 11 – Localização das estações gravimétricas.

A aquisição foi realizada com o gravímetro digital modelo CG-3 (Figura 11) da marca Scintrex, pertencente ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná (LPGA – UFPR), simultaneamente a coleta de dados de posicionamento mencionada anteriormente.

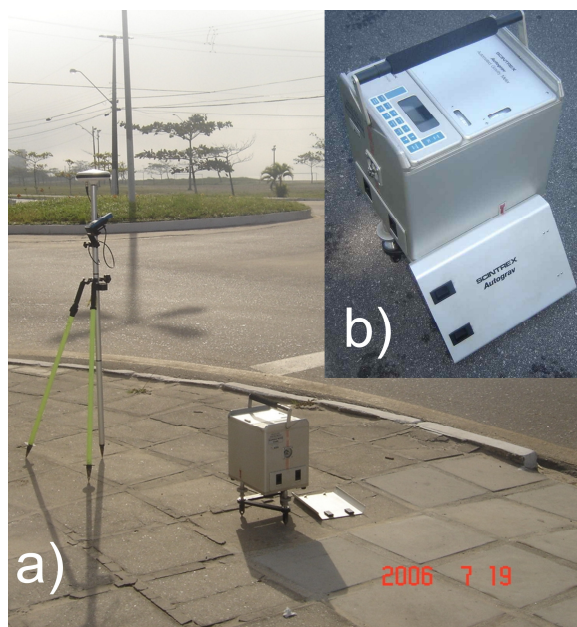


Figura 12 – a) aquisição simultânea da gravimetria com o GPS 2 e gravímetro, b) detalhe do gravímetro digital CG-3 da Scintrex. Foto: Luís Gustavo de Castro

Como mencionado anteriormente, o ponto inicial do perfil foi à base gravimétrica do CEM-UFPR, que é relativa à estação absoluta Curitiba, pertencente a RENEGA (Rede Nacional de Estações Gravimétricas Absolutas). Desta forma os valores de  $g$  dos pontos gravimétricos levantados são relativos a esta rede.

No caso de levantamentos mais distantes ao mar é usual refazer leituras na base quando o gravímetro se distancia mais de trinta quilômetros da mesma. Para distâncias maiores a força de maré interfere nos levantamentos. Ao longo da aquisição foram realizadas três releituras na base para suprimir este efeito.

Cada leitura do gravímetro corresponde à média de 60 amostras tomadas seqüencialmente pelo instrumento, as quais são corrigidas automaticamente do efeito de marés terrestres.

A correção do *drift* instrumental foi realizada seguindo o procedimento mencionado no capítulo de redução dos dados (4.1.4). O próximo passo consistiu na aplicação das correções *Free-air*, Bouguer e de terreno, reduzindo os valores de gravidade medidos ao geóide, levando em conta a altitude ortométrica de cada estação e a distribuição de massas entre as superfícies: física e de referência.

As correções foram realizadas no *software Oasis Montaj Geosoft* utilizando-se o módulo *Gravity*. Introduzindo um banco de dados com as coordenadas UTM –N, UTM-E, altitude ortométrica  $h$  e os valores de  $g$  obtidos no levantamento, é possível se efetuar as correções automaticamente após o ajuste dos parâmetros requisitados no *software*. Ao final das correções é gerado um banco de dados com colunas contendo os valores das anomalias *Free-air* e *Bouguer*.

É possível também efetuar a correção de terreno no *software* referido, inserindo um modelo digital de elevação da região do levantamento. Devido à falta de informações altimétricas das regiões externas à área do levantamento, a correção de terreno foi realizada apenas com os dados altimétricos do próprio perfil.

### 5.3 Levantamento magnetométrico

A magnetometria foi realizada na forma de dois perfis paralelos e em duas etapas, sendo a primeira em 14 de março e a segunda entre 7 a 10 de agosto de 2006.

Os perfis foram realizados paralelamente à costa, na direção NE, com o objetivo de cruzar perpendicularmente a direção do eixo do Arco de Ponta Grossa.

O levantamento magnetométrico consistiu de medidas do campo magnético total ao longo dos perfis e medidas coletadas em uma base fixa, para posterior correção da variação diurna do campo.

O magnetômetro utilizado para o levantamento dos perfis foi o modelo Envi Mag (Figura 12), da marca Scintrex, enquanto o empregado para efetuar as medidas na base foi o modelo UNIMAG II (Figura 13), da marca Geometrics,

ambos pertencentes do Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná (LPGA-UFPR).



Figura 13 – Magnetômetro Envi Mag da Scintrex em operação.  
Foto: Carlos Augusto Simões



Figura 14 – Magnetômetro de base UNIMAG II da marca Geometrics em operação. Foto: Luís Gustavo de Castro

O espaçamento entre as estações foi de 25 m, com o intuito de registrar as anomalias dos corpos de menor espessura (menos de 20 m). A separação entre as estações magnéticas foi realizada com o uso de uma corda medida previamente.

Como mencionado anteriormente, os pontos inicial e final de cada perfil, assim como os de referência entre eles, foram locados com o GPS 1.

O controle da aquisição dos dados de campo foi realizado de forma que a diferença entre duas medidas consecutivas no mesmo ponto fosse menor do que 10 nT. Foram realizadas três medidas por estação, tomando-se posteriormente a média.

O primeiro perfil partiu da foz do rio Saí-guaçú e foi finalizado no Morro do Cristo, em Guaratuba, totalizando 9.825 m com 391 estações. A base para este levantamento foi estabelecida no Balneário de Coroados. Este perfil foi concluído em um dia de levantamento.

O segundo perfil foi iniciado nas proximidades do morro do Boi, em Caiobá, e seguiu até o Balneário de Pontal do Sul, totalizando 35.200m divididos em 1396 estações. A base para este levantamento foi estabelecida no balneário de praia de Leste e o período de execução foi de quatro dias (Figura 15).

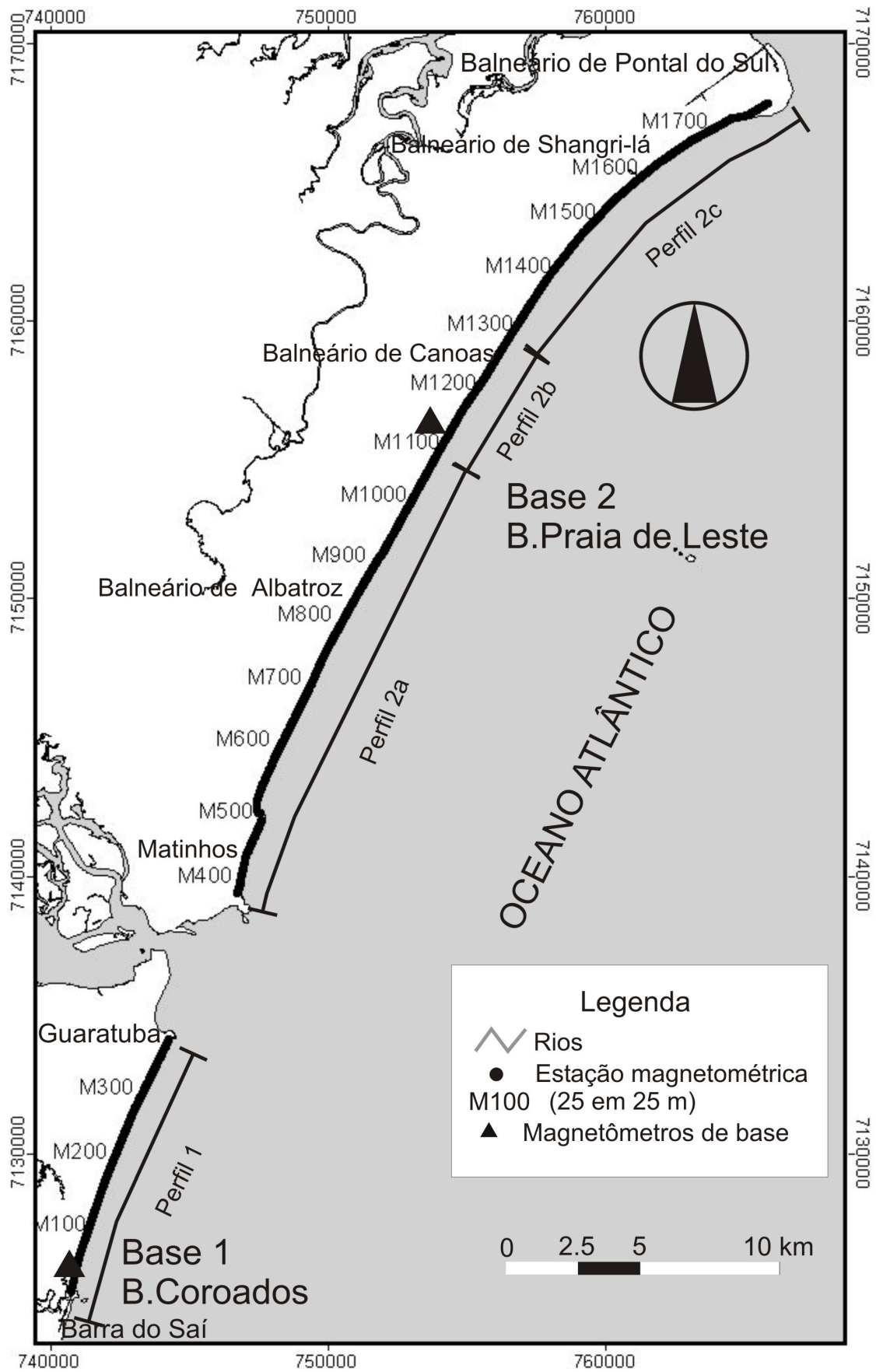


Figura 15 – Localização das estações magnetométricas. Datum SAD 69.

As leituras na base foram realizadas a cada cinco minutos, para registro da variação diurna do campo. Do mesmo modo, foram realizadas três medidas tomando-se depois a média.

O levantamento magnético totalizou 45.025 m de caminhada, divididos em 1.787 estações espaçadas de 25 em 25m, durante cinco dias de levantamento.

Algumas porções da costa foram descartadas devido à dificuldade de obtenção de dados por interferência de instalações elétricas e atividade urbana considerável, como no caso da praia central de Guaratuba. Outras porções como a Prainha e a área do mirante de Matinhos, foram descartadas devido à dificuldade de acesso na época do levantamento e pouca representatividade no total do perfil.

Os dados do magnetômetro de base foram pré-processados no programa *Oasis Montaj*, com a utilização de filtros como o *low pass* (passa baixa) e o *non-linear* (não linear) procurando-se reduzir o ruído e preservar o sinal.

Dando continuidade ao pré-processamento, foram realizadas a correção da variação diurna e a remoção do *IGRF* nos dias de levantamento, definido assim as anomalias magnéticas.

## **6 Processamento dos dados geofísicos**

### **6.1 Problema direto e problema inverso**

Antes de introduzir o tema do processamento dos dados geofísicos, torna-se necessário um breve esclarecimento sobre a caracterização do problema direto e do problema inverso em geofísica.

O problema direto é definido pelo delineamento de campos gravitacionais causados por corpos de geometria e densidade conhecidas (SAZHINA & GRUSHINSKY, 1971). O problema tem solução única e cada corpo provoca uma anomalia que excita um campo gravitacional bem definido.

Através do cálculo do efeito provocado por corpos de diferentes dimensões e profundidades, é possível verificar se o corpo investigado concorda ou não com os modelos adotados. Na prática a solução, para corpos de diferentes formas, é necessária para o cálculo dos principais parâmetros do um corpo gerador do campo, e é encontrada por tentativa e erro.

Desta forma, compara-se à curva observada em campo com a gerada matematicamente, estabelecendo-se assim, os parâmetros do corpo (densidade, profundidade e dimensões).

No problema inverso, os parâmetros do corpo gerador da anomalia, são inferidos por meio dos dados de campo. Este problema não possui solução única, sendo que o mesmo campo gravitacional pode ser gerado por massas de diferentes formas, profundidades e densidades.

Sucintamente, pode-se dizer que o problema direto (modelagem direta) é caracterizado quando se tenta simular os efeitos a partir de um modelo físico, e o problema inverso (ou inversão) quando procura-se inferir o modelo físico causador dos efeitos observados.

### **6.2 Modelagem e inversão**

O emprego métodos geofísicos associados, como gravimetria e magnetometria, é considerado comum atualmente. Contudo, a inversão

integrada de dados gravimétricos e magnéticos no mesmo modelo não é uma prática usual.

Com o advento de *softwares* que possibilitam a modelagem e inversão de dados gravimétricos e magnéticos integrados no mesmo modelo, a confecção e a consequente interpretação deste modelo, pode ser mais próxima da realidade geológica.

Para tanto, o LPGA-UFPR disponibilizou o *software* GM-SYS da NGA (*Northwest Geophysical Associates*), que possibilita a modelagem/inversão de dados bidimensionais e tridimensionais gravimétricos e magnetométricos, de maneira integrada.

Os métodos utilizados pelo *software* para calcular a resposta do modelo gravimétrico e magnético são baseados em Talwani *et al.* (1959) e Talwani e Heirtzler (1964), fazendo uso do algoritmo descrito por Won e Beavis (1987). (GM-SYS, 2002).

Desta maneira foi realizada a modelagem/inversão integrada dos dados gravimétricos e magnetométricos. De acordo com a rotina do pacote foram implementados alguns passos para a elaboração do modelo.

O processo é iniciado com a criação de um modelo direto elaborado a partir do conhecimento geológico prévio da área, onde é possível definir a forma e a disposição dos corpos a serem modelados/invertidos, assim como as propriedades físicas dos elementos geológicos envolvidos.

Os dados descritivos dos poços foram utilizados na elaboração do modelo direto como referência para a definição da profundidade do topo do embasamento. Os segmentos referentes aos sedimentos indiferenciados e aos diques foram adicionados ao modelo posteriormente, nesta ordem.

Desta forma, foi gerado o modelo inicial que foi sendo modificado (invertido) até que sua resposta gravimétrica se aproximasse aos dados de campo.

Os valores de densidade inseridos no modelo foram os seguintes: (i) sedimentos indiferenciados, com uma densidade média de 2.0 g/cm<sup>3</sup>, variando entre 1.8 e 2.2 g/cm<sup>3</sup>, (ii) o embasamento indiferenciado com uma densidade

média 2.8 g/cm<sup>3</sup>, variando de 2.59 a 3.00 e os diques com uma densidade de 2.91 g/cm<sup>3</sup> variando de 2.5 a 3.2 g/cm<sup>3</sup>. As densidades empregadas foram obtidas de Telford (*et al*, 1990), uma vez que não foi possível realizar medidas de densidade nos materiais considerados.

Os dados de susceptibilidade magnética e de espessura dos diques de diabásio utilizados foram obtidos do trabalho de Portela Filho (2003). A susceptibilidade média utilizada foi de 0.0276 SI, variando de 0.0125 a 0.125 SI, enquanto que a espessura máxima dos diques atingiu 325 metros.

Os parâmetros do campo magnético da Terra correspondem aos valores da parte central da área na época do último levantamento, ou seja: declinação de -19°, inclinação -35° e intensidade total de 22895,1 nT.

Dados de remanência magnética também foram utilizados, com base em estudo paleomagnético dos diques do Arco de Ponta Grossa efetuado por Raposo (1992). Portela Filho & Ferreira (2003) apresentam uma síntese estatística de tais dados, os quais foram empregados neste trabalho (Tabela 2).

TABELA 2 - ESTATÍSTICA DE DADOS PALEOMAGNÉTICOS UTILIZADOS

	<b>Declinação (°)</b>	<b>Inclinação (°)</b>	<b>Suscept. (SI)</b>
<b>Média</b>	239.14	-16.72	0.034
<b>Desvio</b>	132.61	40.71	0.015
<b>Mínimo</b>	0.30	-58.00	0.00035
<b>Máximo</b>	359.	58.70	0.0829
<b>Número</b>	78	78	82

Modificado de Portela Filho & Ferreira (2003).

Como não se observou influência significativa do mergulho dos corpos nas anomalias resultantes, e considerando a informação geológica tais mergulhos foram considerados subverticais.

Durante a confecção dos modelos foram realizadas diversas inversões com o máximo de interações possível, procurando sempre buscar uma representação adequada ao contexto geológico da área. A cada nova interação o modelo era ajustado quanto à forma e propriedades físicas dos corpos.

---

Esta operação foi realizada até resultar num melhor ajuste integrado das anomalias gravimétricas e magnéticas medida e calculada, do modelo como as curvas de campo, mantendo em foco a realidade geológica.

## 7 Resultados

### 7.1 Gravimetria

#### 7.1.1 Gravimetria regional

Para avaliar o comportamento local das anomalias gravimétricas percebeu-se a necessidade uma avaliação regional prévia. Utilizando dados fornecidos pelo IAG-USP, foi gerado um mapa gravimétrico da região central do Arco de Ponta Grossa, próximo á área de estudo.

Com base no comportamento das destas anomalias (Figura 16), é possível observar um alto gravimétrico orientado segundo NW-SE, correspondendo ao *trend* de maior concentração de diques de diabásio, relacionado à região central do Arco de Ponta Grossa.

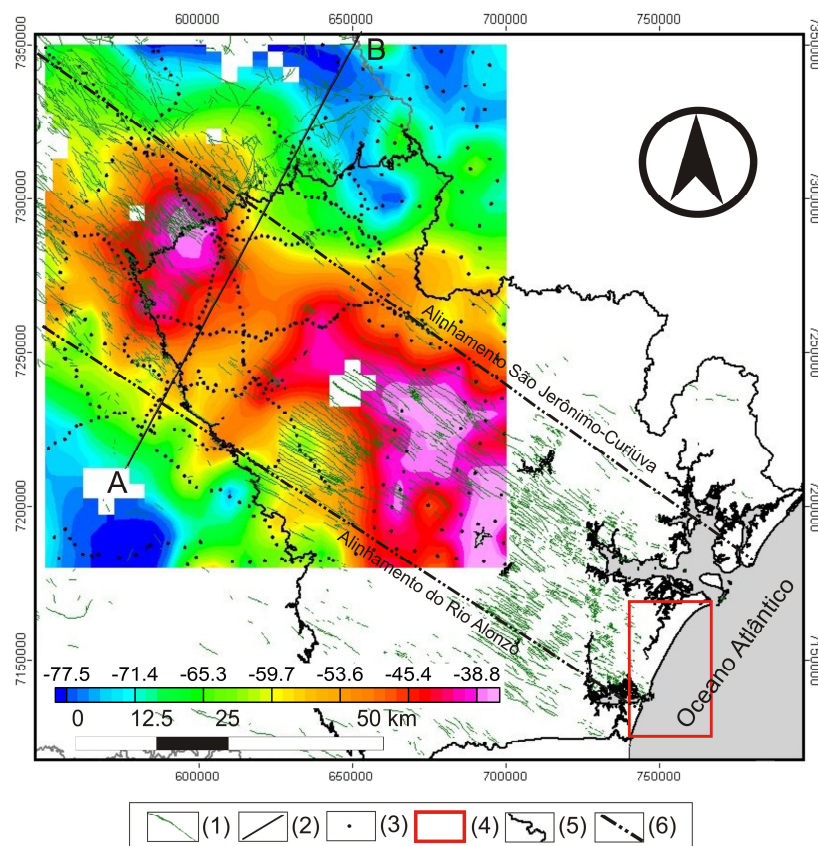


Figura 16 – Localização da área de estudo indicando o alto gravimétrico no contexto da região central do Arco de Ponta Grossa. (1) diques; (2) perfil gravimétrico AB; (3) estações gravimétricas (IAG-USP); (4) área de estudo; (5) escudo paranaense; (6) alinhamentos estruturais-magnéticos (modificado de Ferreira, 1982a,b e Mineropar, 2001).

Ferreira et al. (1989a,b) interpretaram um alto gravimétrico semelhante, na mesma direção, localizado na região do Alinhamento de Guapiara (limite setentrional do Arco de Ponta Grossa), como um soerguimento do manto da ordem de 5 km e afinamento crustal da ordem de 14%. Tal modelo contempla uma seção crustal com grande concentração de diques, em correspondência ao alto gravimétrico e à geologia, cuja densidade (2.87 g/cm<sup>3</sup>) é ligeiramente superior à da crosta continental adjacente (2.85 g/cm<sup>3</sup>).

Com base nesta proposta, foi concebido um modelo regional, através da modelagem/inversão dos dados do perfil AB (Figura 16), o qual, em adição, envolve as profundidades, densidades e velocidades das ondas P de camadas crustais e do manto superior, baseadas em Bassini (1986) e Rosales (2004).

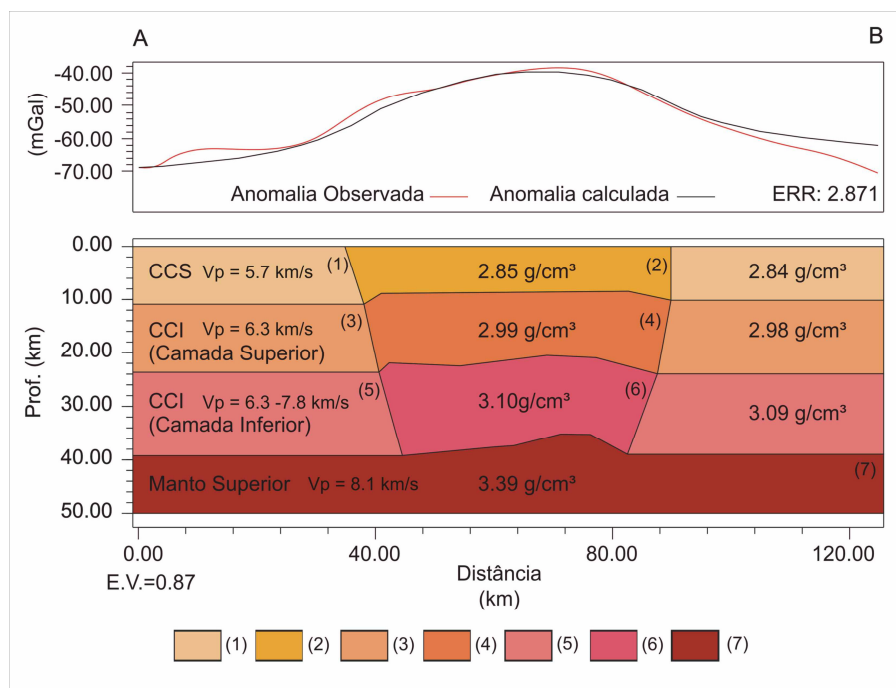


Figura 17 – Modelo gravimétrico do perfil AB (Figura 16) baseado em Bassini (1986), Ferreira et al. (1989a,b) e Rosales (2004). CCS – crosta continental superior; CCI – crosta continental inferior; (1) CCS sem diques; (2) CCS com diques; (3) CCI camada superior sem diques; (4) CCI camada superior com diques; (5) CCI camada inferior sem diques; (6) CCI camada inferior com diques; (7) manto superior.

O modelo (Figura 17) apresenta a crosta continental dividida em superior e inferior, sendo esta última segmentada em duas camadas: inferior e superior (Tabela).

TABELA 3 - DADOS UTILIZADOS NA MODELAGEM/INVERSÃO DO PERFIL AB (Figura.17)

Divisões		Prof. (km)	Espess. (km)	Densidade (g/cm <sup>3</sup> )		Vp (km/s)
				s/ diques	c/ diques	
CCS		0 -11	11	2.84	2.85	5.7
CCI	c.sup	11-24	13	2.98	2.99	6.3
	c.inf	24-39	15	3.09	3.10	6.3-7.8
Manto		>39	-	3.39		8.1

Os dados de profundidade, espessura, densidade e velocidade das ondas P, utilizados na modelagem/inversão, também podem ser visualizados na Tabela 3.

Desta forma, o alto gravimétrico da Figura 16 pode ser interpretado por um soerguimento do manto da ordem de 4 km, correspondente a um afinamento crustal de cerca de 10%, associado a um segmento da crosta continental com grande concentração de diques, a qual está inserida na região central do Arco de Ponta Grossa (Figura 17). Conforme ainda a Figura 16, a área de estudo está situada no prolongamento para sudeste, rumo à plataforma continental, do alto gravimétrico. Partindo desta premissa os resultados do levantamento são apresentados no capítulo seguinte.

### 7.1.2 Gravimetria local

O valor de  $g$  obtido na base CEM – UFPR foi:

$$g = 978971,114 \text{ mGal};$$

com desvio padrão  $\sigma = 15$  microGal.

A partir de uma análise crítica dos dados das anomalias Bouguer verificou-se a necessidade da aplicação de um filtro *Spline*, utilizado na eliminação de eventuais dados espúrios e suavização da curva do campo.

O perfil da Figura 15 representa os dados da anomalia bouguer, do perfil Pontal do sul (norte) a Barra do Saí (sul), onde a linha vermelha representa os dados brutos e a linha azul os dados após a filtragem *Spline*.

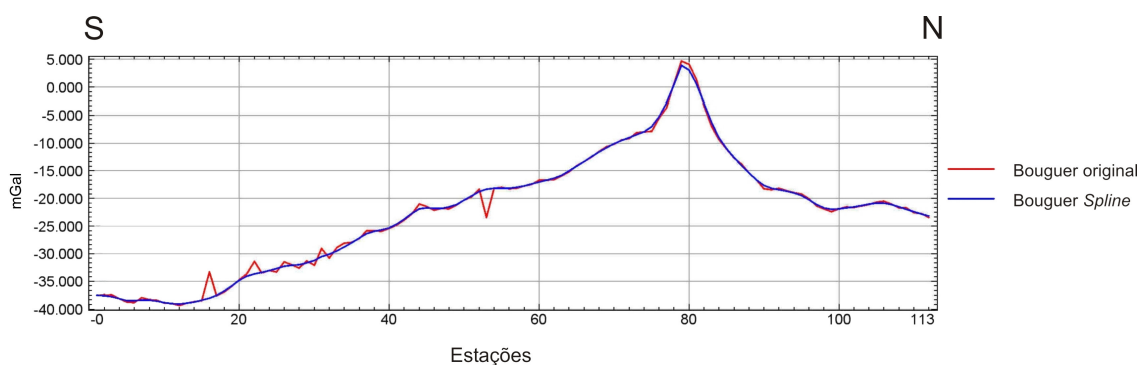


Figura 18 – Anomalia Bouguer resultante do perfil gravimétrico corrigido com aplicação do filtro *Spline*. Ao sul (S) Barra do Saí, ao norte (N) Pontal do Sul.

## 7.2 Separação regional-residual

Como mencionado anteriormente, as anomalias Bouguer representam uma resposta composta por sinais de corpos e contrastes de densidade distintos em níveis variados de profundidade da crosta.

Desta forma torna-se necessário proceder à separação regional-residual. Basicamente há dois meios de se efetuar esta separação: o gráfico e o numérico.

A separação regional residual gráfica utiliza analogias derivadas pelo intérprete, a partir da combinação de seus conhecimentos sobre superposição de sinais e sobre a geologia da área, incluindo as fontes de ruído (Nettleton 1954, 1976). É um procedimento simples e subjetivo, o que pode constituir uma vantagem, pois permite a incorporação de qualquer informação *à priori*. A separação regional-residual gráfica pode significar economia de tempo e custo de processamento.

O método de separação numérico consiste em procedimentos de ajuste polinomial onde se destacam dois procedimentos: 1) ajuste polinomial por mínimos quadrados (Agocs 1951) e 2) ajuste polinomial robusto (Beltrão *et al.* 1974)).

O método de ajuste polinomial usa superfícies de tendência de graus variados e o campo residual resulta da diferença entre a superfície selecionada e os dados. Uma deficiência do ajuste por mínimos quadrados é que o polinômio se conforma, em parte, às anomalias locais ou pseudoanomalias, característico dos métodos analíticos de transformação do campo Bouguer.

Já o método por ajuste polinomial robusto evita tais efeitos e foi desenvolvido por Beltrão *et al.* (1974). Trata-se de um ajuste polinomial, no qual os coeficientes são determinados por um procedimento iterativo, consistindo numa seqüência de soluções por mínimos quadrados ponderados. Assim, vai-se atribuindo sucessivamente pesos cada vez menores à anomalia residual, até que a influência no campo regional ajustado seja efetivamente eliminada.

De qualquer forma resta a escolha do grau do polinômio, normalmente baixo, considerado representativo do campo regional. Graus polinomiais maiores podem ser utilizados, porém o procedimento exige muita cautela, pois, a partir de um determinado grau, pode-se estar incorporando uma parte do campo residual, do que decorre subestimação do valor anômalo derivado dos corpos de interesse.

Foram geradas então superfícies de tendência de 1º, 2º, 3º e 4º graus das quais foram subtraídas as anomalias Bouguer, gerando respectivamente, os perfis residuais de 1º, 2º, 3º e 4º graus (Figura 19).

A partir da figura 19 foi selecionado o perfil de 4º grau como o mais representativo do campo gravimétrico residual.

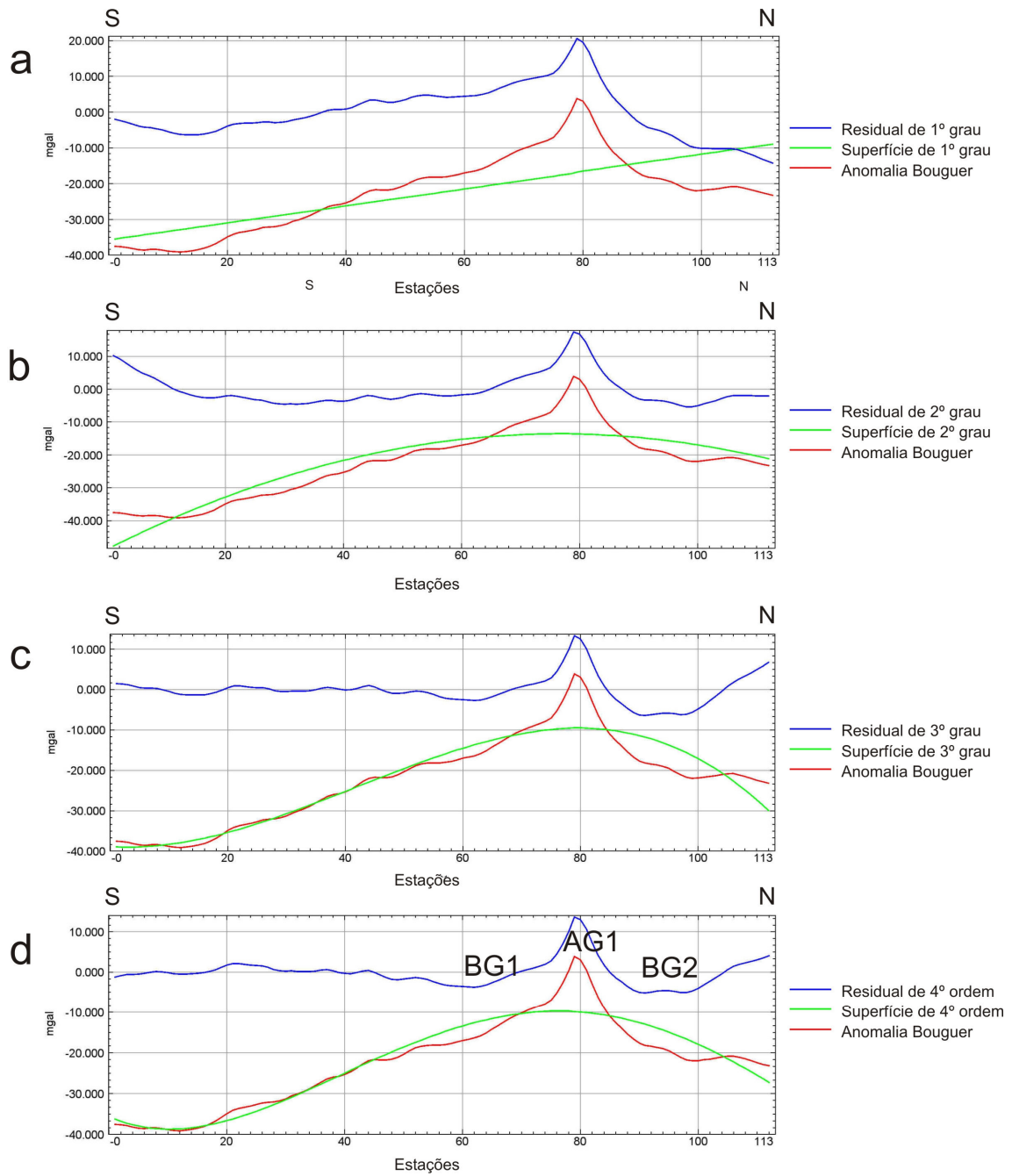


Figura 19 – Perfis das anomalias Bouguer (vermelho) ,do regional (verde) e do residual (azul) obtidos a partir de superfícies de tendência do primeiro grau (a), do segundo grau (b), do terceiro grau (c) e quarto grau (d).

Analisando os perfis gravimétricos das figuras 19 d e 20 é possível destacar um alto gravimétrico expressivo (AG1) na região centro-norte do perfil, correspondente ao Balneário de Canoas, ladeado por dois baixos gravimétricos (BG1 e BG2) situados respectivamente nos Balneários de Albatroz e Shangri-lá.

Provavelmente estas feições gravimétricas residuais constituem desníveis do topo do embasamento, do que decorrem variações da espessura dos sedimentos sobrepostos. Tal contexto geológico é previsível na região central do Arco de Ponta Grossa.

Alem do alto gravimétrico de Canoas (AG1), outros altos gravimétricos de menor expressão são indicados na figura 20, um na porção setentrional da área, em Pontal do Sul (AG2), e outro no extremo meridional, na cidade de Guaratuba (AG3).

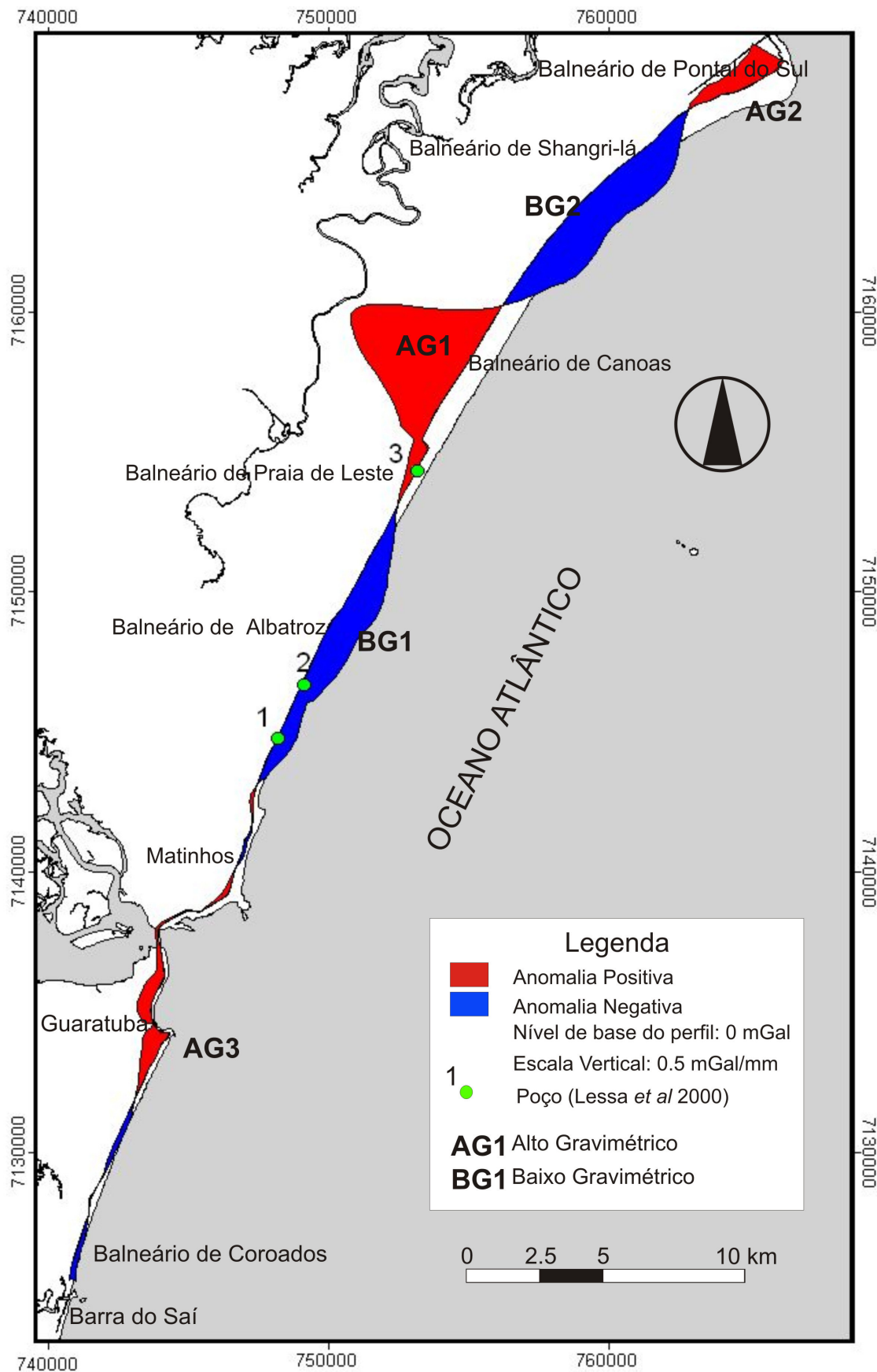


Figura 20 – Mostra o perfil gravimétrico residual de quarto grau utilizado para modelagem/inversão gravimétrica e os poços que atingem o embasamento na área de trabalho. Datum SAD 69.

### 7.3 Magnetometria

Nos dados do magnetômetro de base (Figura 21 e 22) nota-se claramente a influência da variação diurna. Este fenômeno gera oscilações no valor das medidas da ordem de 15 a 30 nT próximo ao horário de maior incidência solar, aproximadamente das 12:00 às 15:00 horas.

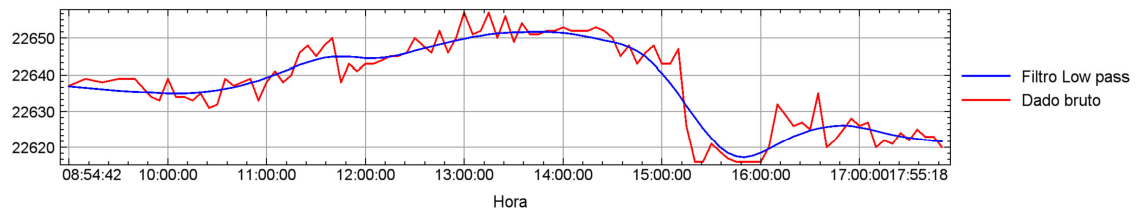


Figura 21 - Registro do magnetômetro de base do perfil 1.

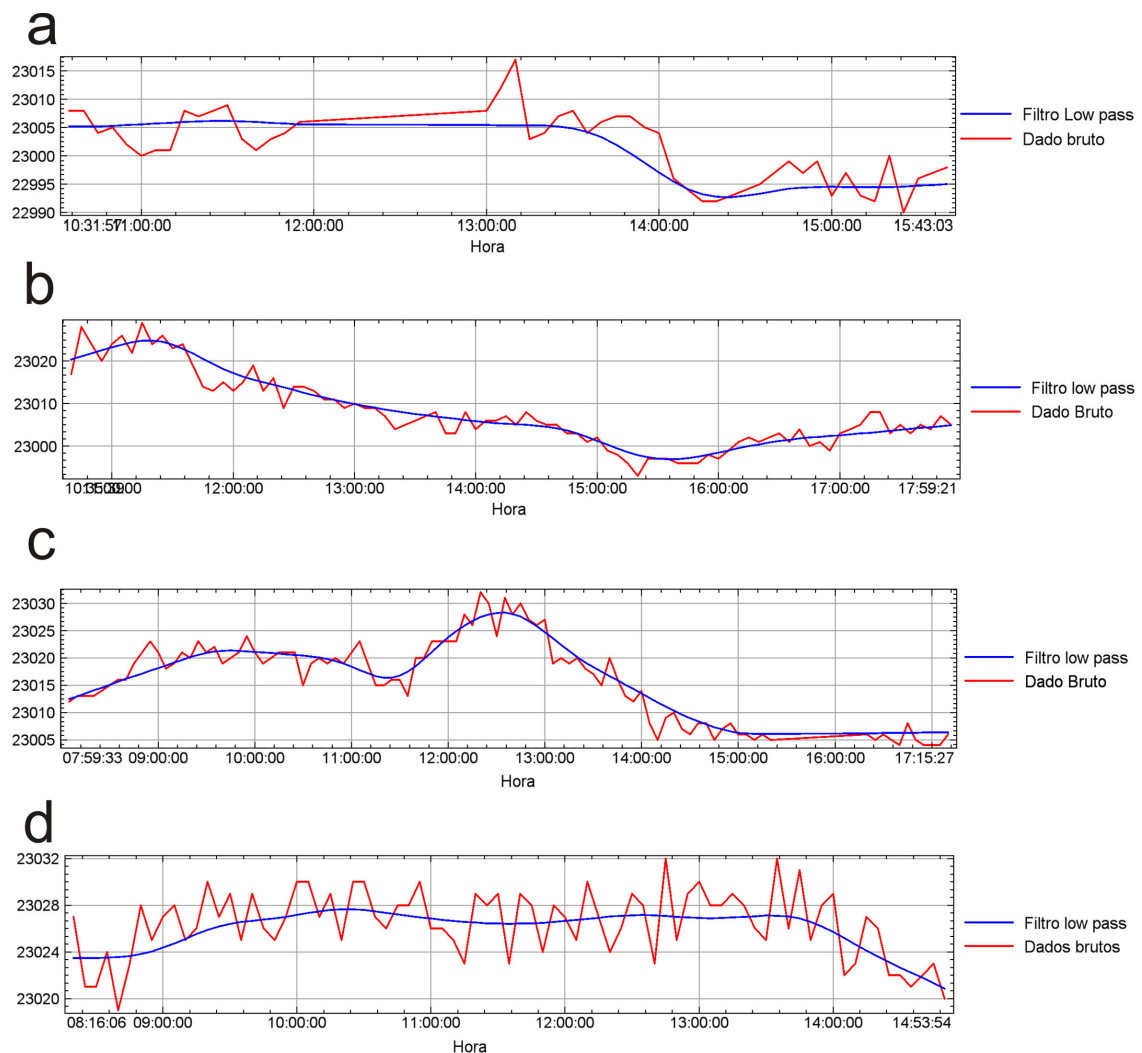


Figura 22 - Registro do magnetômetro de base do perfil 2, sendo a, b, c e d correspondentes aos dias de levantamento do perfil 2 (7, 8, 9 e 10 de agosto de 2006).

Os perfis magnéticos 1 e 2, corrigidos da variação diurna estão representados nas figuras 23 e 24.

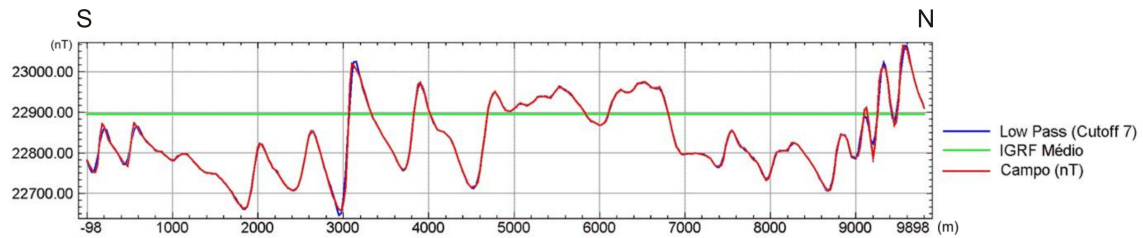


Figura 23 – Perfil magnetométrico 1

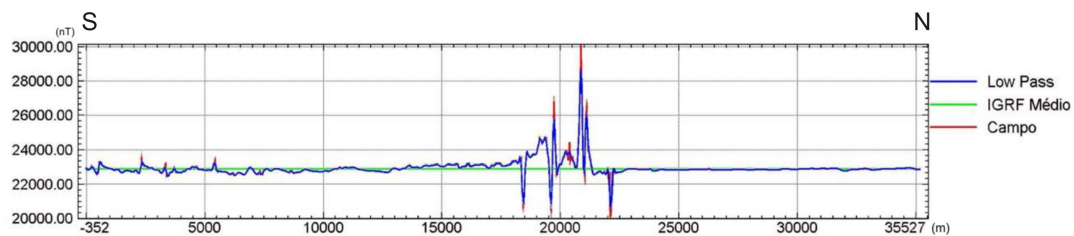


Figura 24 – Perfil magnetométrico 2

Na porção centro-norte do perfil 2 é possível notar anomalias com altas amplitudes, as quais, acabaram por “mascarar” o efeito das outras anomalias do perfil.

Deste modo optou-se por dividi-lo em três segmentos como, indicado nas figuras 25 a 28.

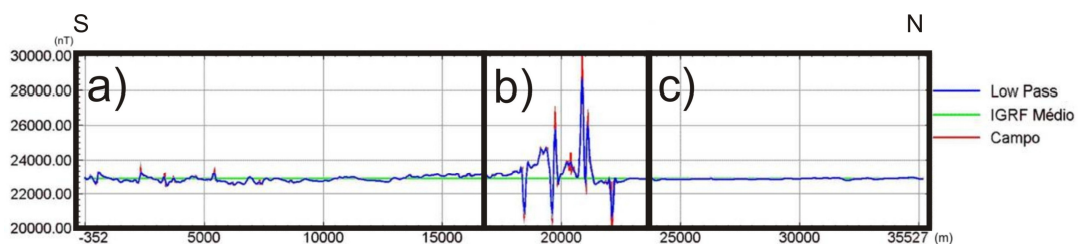


Figura 25 – Indicações dos segmentos do perfil magnetométrico 2

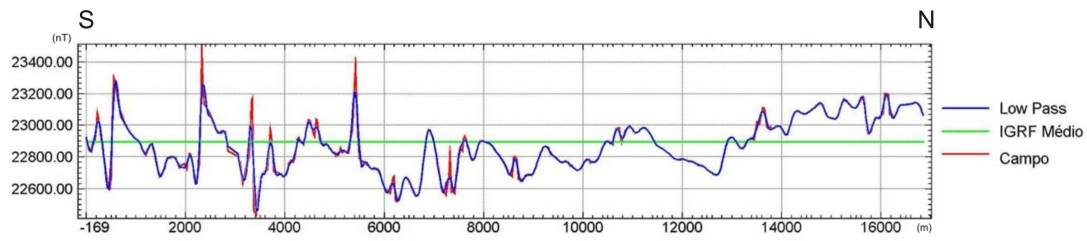


Figura 26 –Perfil magnetométrico 2a

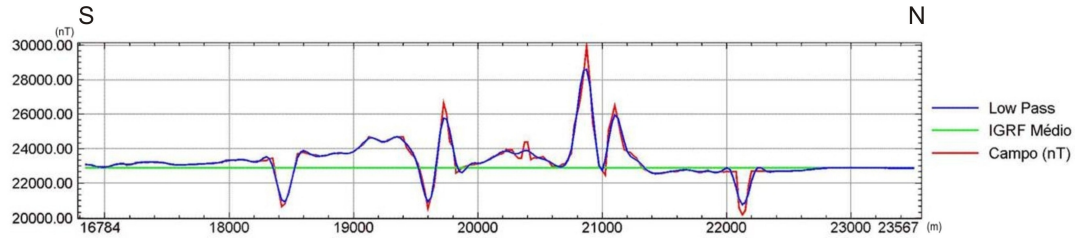


Figura 27 –Perfil magnetométrico 2b

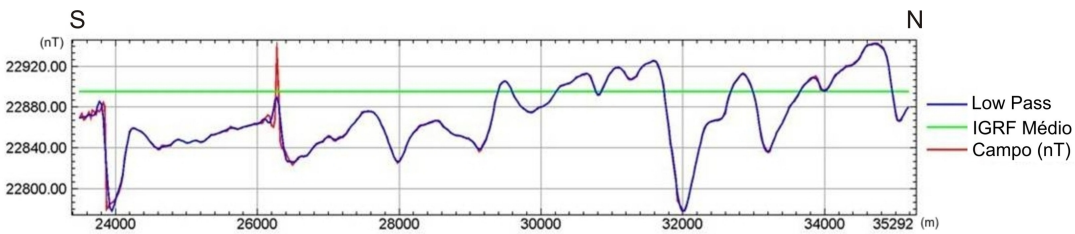


Figura 28 –Perfil magnetométrico 2c

A remoção do *IGRF* e as filtragens subseqüentes geraram as anomalias residuais observadas na figura 29.

A figura 30 mostra os perfis gravimétricos e magnetométricos residuais sobrepostos, onde pode-se observar a correspondência entre o alto gravimétrico AG1, a projeção dos alinhamentos da região central do APG e as grandes amplitudes das anomalias magnéticas na região do Balneário de Canoas.

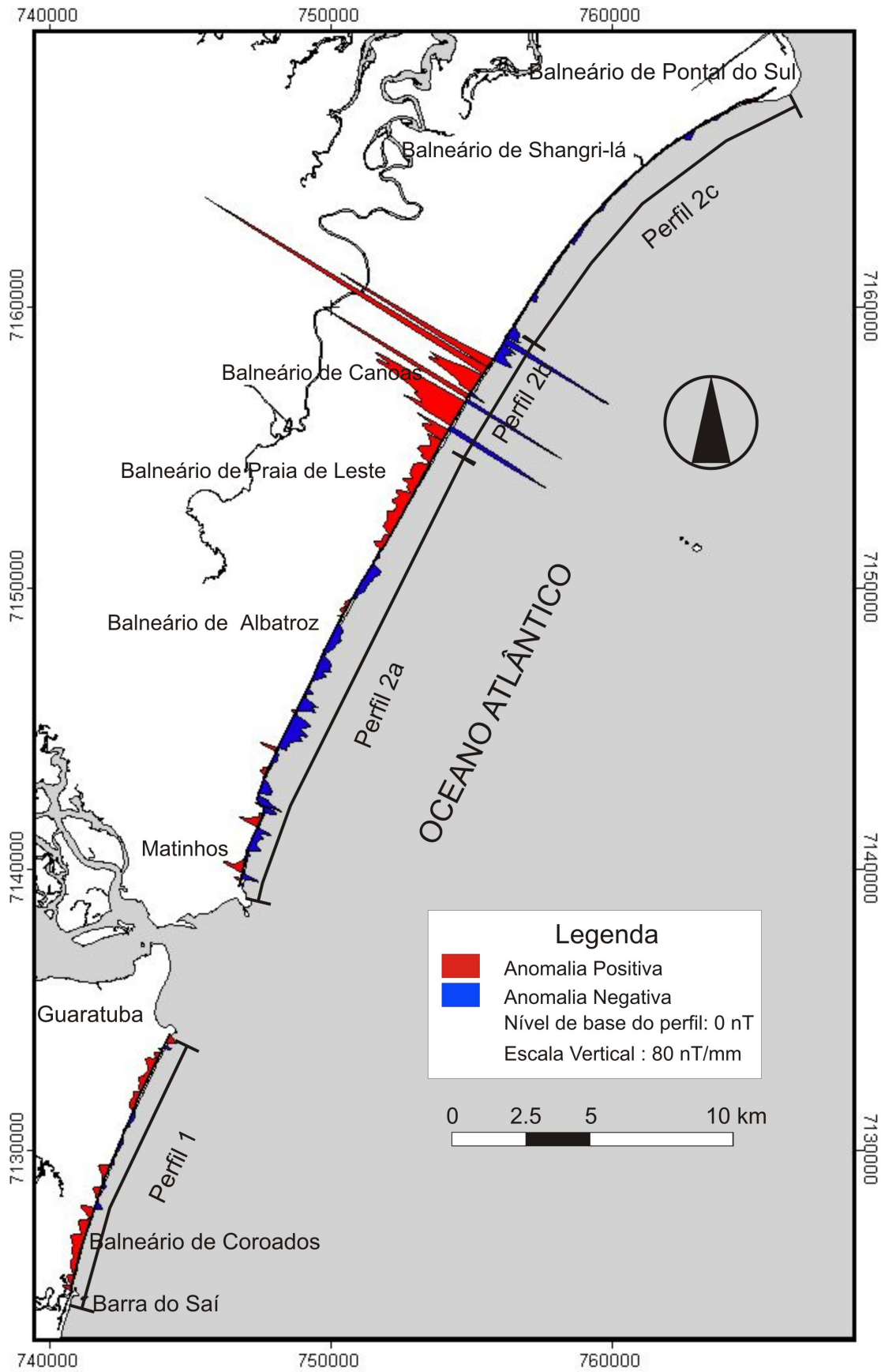


Figura 29 – Perfil magnetométrico. Datum SAD 69.

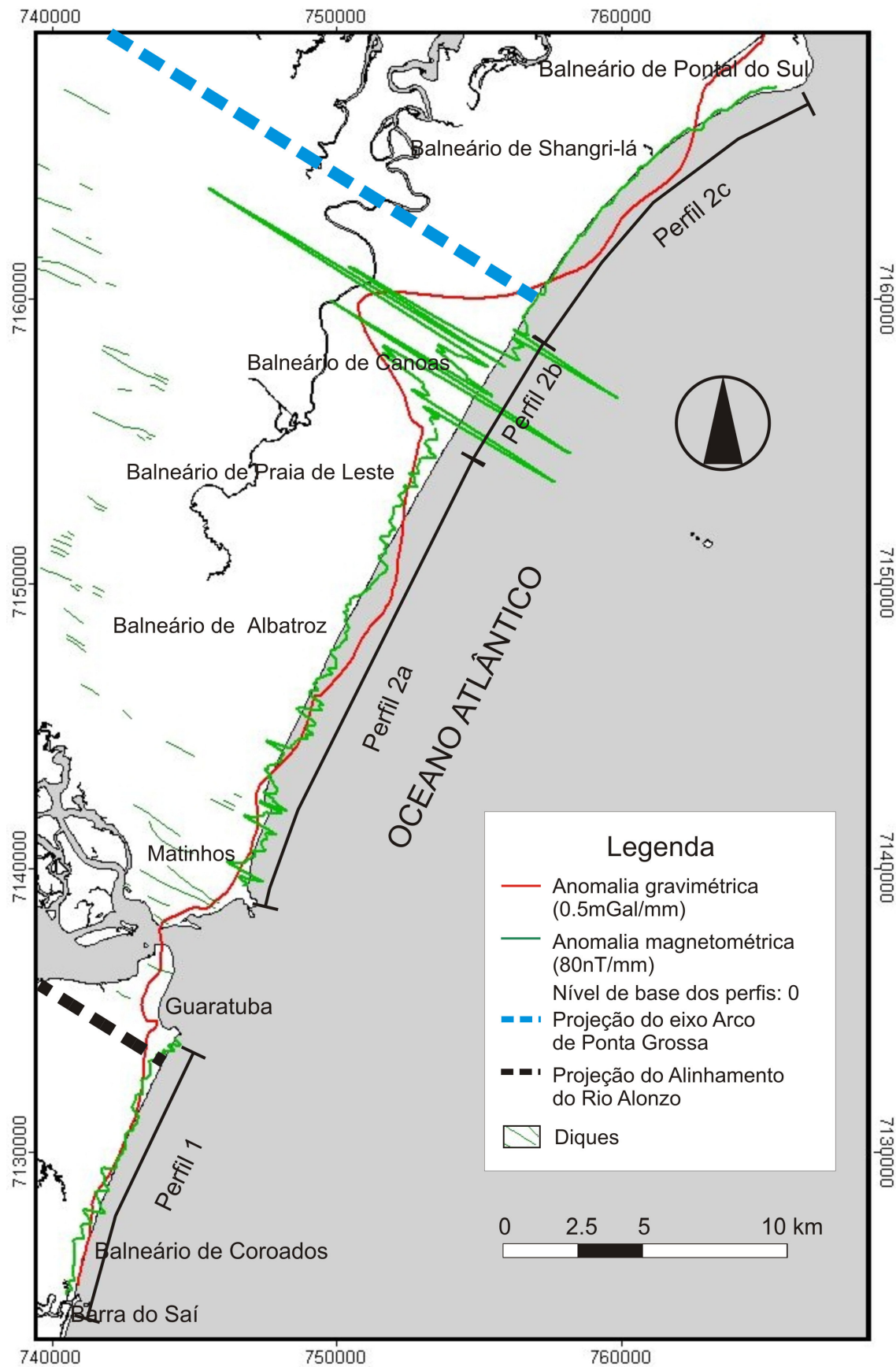


Figura 30 – Perfis gravimétricos e magnetométrico residuais sobrepostos com indicação dos alinhamentos projetados relativos à região central do APG. Datum SAD 69.

## 7.4 Inversão gravimétrica

Num passo inicial foi realizada a modelagem dos dados gravimétricos separadamente, com o objetivo de verificar a influência da densidade dos diques. Desta forma são apresentados dois tipos de modelo de cada perfil: um obtido pela modelagem/inversão dos dados gravimétricos e o outro utilizando os dados magnéticos e gravimétricos integrados.

A modelagem/inversão do perfil foi realizada de forma integral, considerando-se fixas as profundidades do embasamento nos poços. Os perfis foram segmentados seguindo a divisão dos perfis magnéticos, de forma que fosse possível uma comparação com o modelo gerado da inversão com os dados gravimétricos e magnéticos integrados. Foram inseridos nos modelos pontos de referência para comparação das profundidades obtidas nos dois tipos de modelo.

Nas figuras 31 a 34, é possível verificar os modelos gravimétricos e suas respectivas anomalias. Nelas a linha vermelha indica a anomalia observada e a linha preta à anomalia calculada a partir do modelo.

Durante as inversões/modelagens o *software* utilizado fornece o erro médio quadrático (*Root mean square* ou RMS), resultante do ajuste entre as curvas as anomalias observada e calculada.

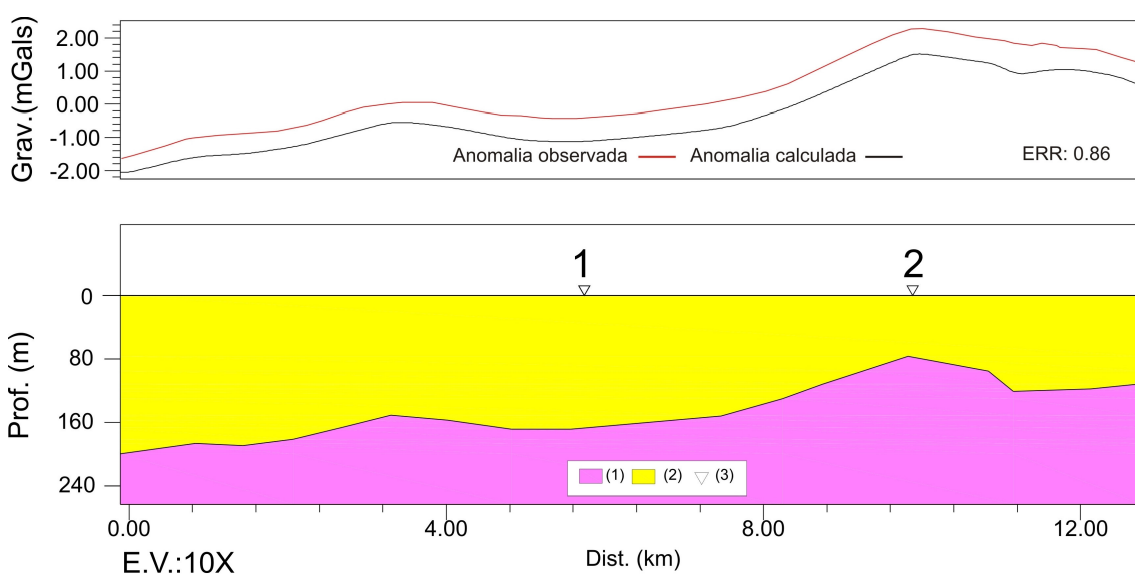


Figura 31 – Perfil 1: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados e (3) pontos de referência.

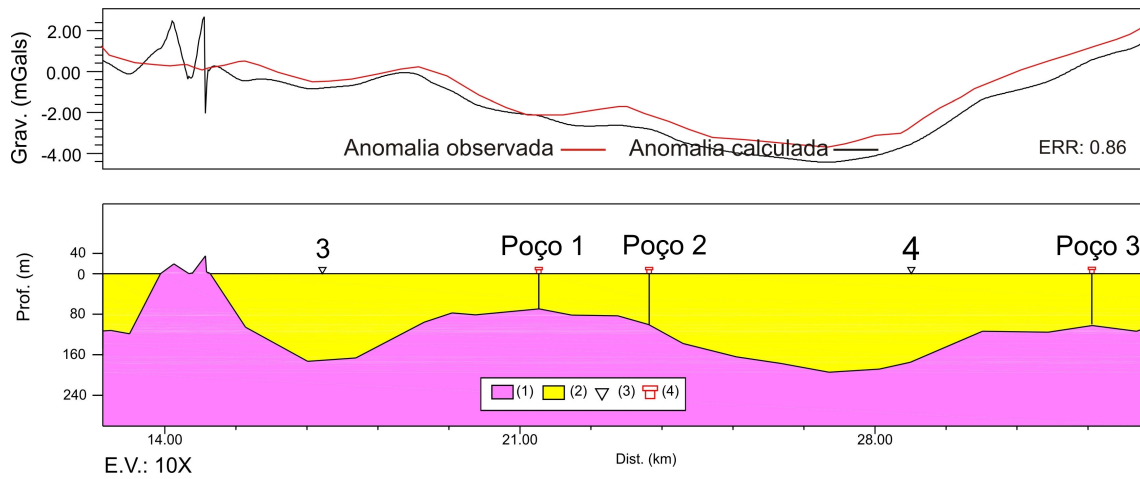


Figura 32 – Perfil 2a: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados, (3) pontos de referência e (4) poços.

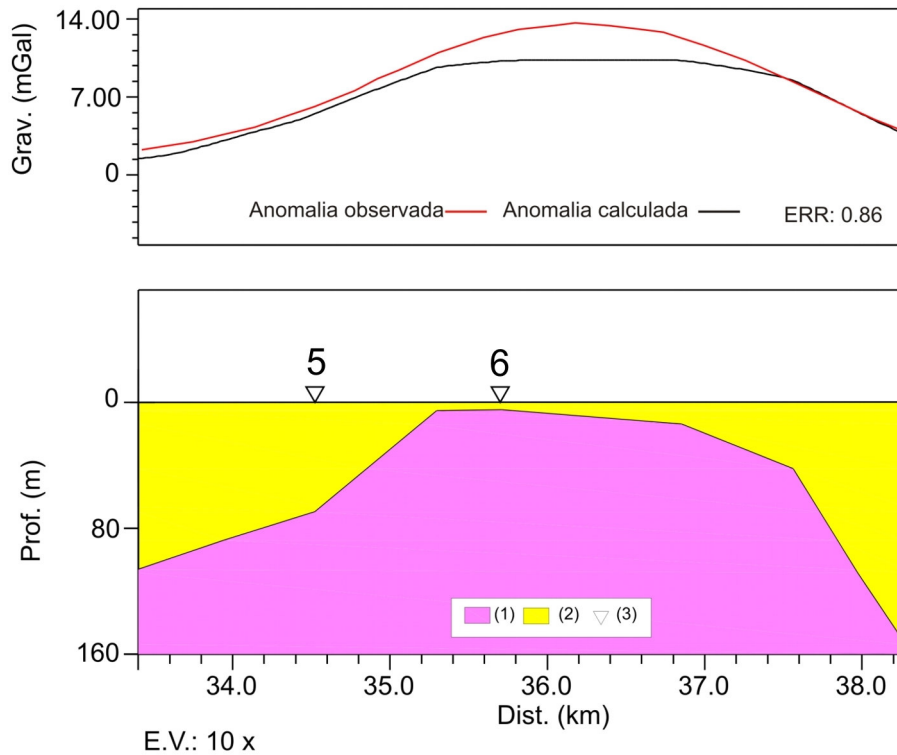


Figura 33 – Perfil 2b: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados e (3) pontos de referência.

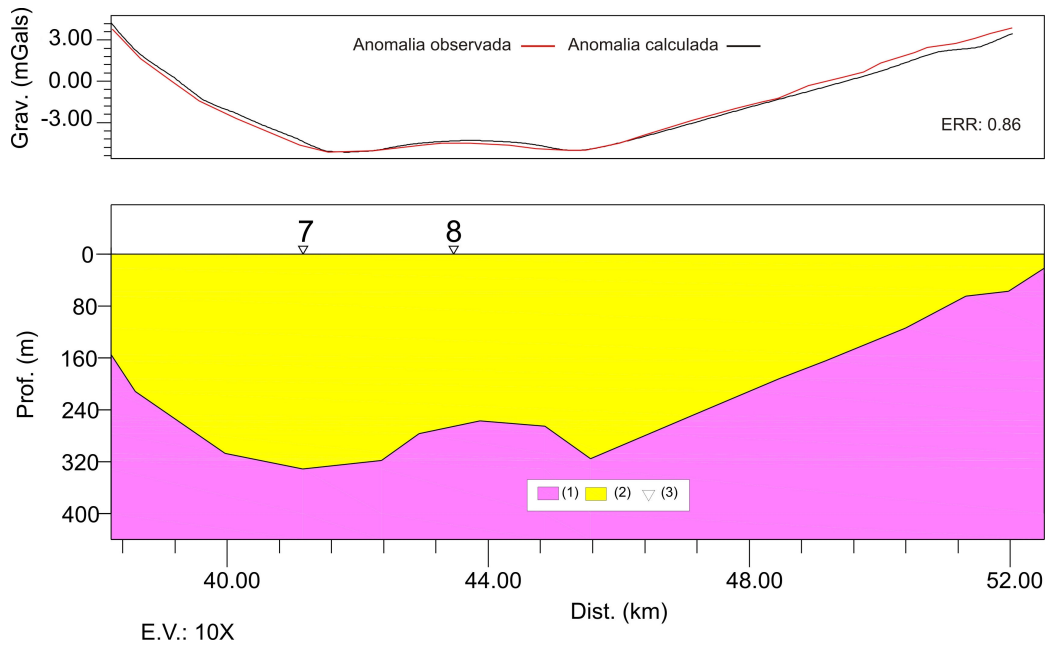


Figura 34 – Perfil 2c: anomalias gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) sedimentos indiferenciados e (3) pontos de referência.

### 7.5 Inversão integrada

Os perfis modelados/invertidos com base nos dados magnéticos e gravimétricos integrados e suas respectivas anomalias, São apresentados nas figuras 35 a 38.

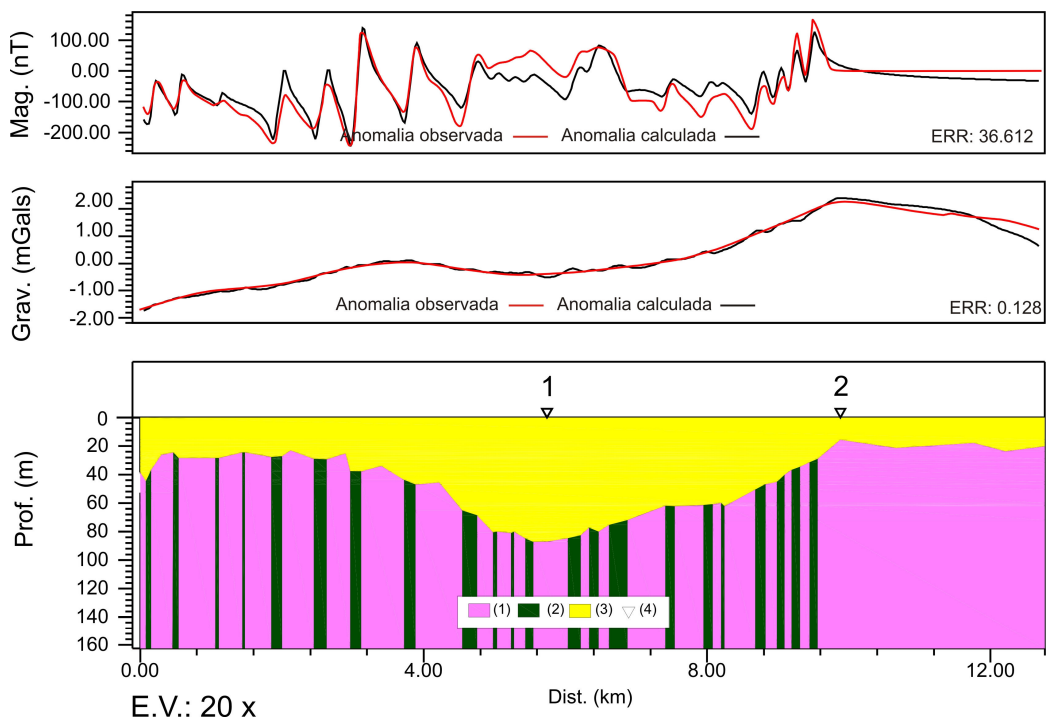


Figura 35 – Perfil 1: anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados e (4) pontos de referência.

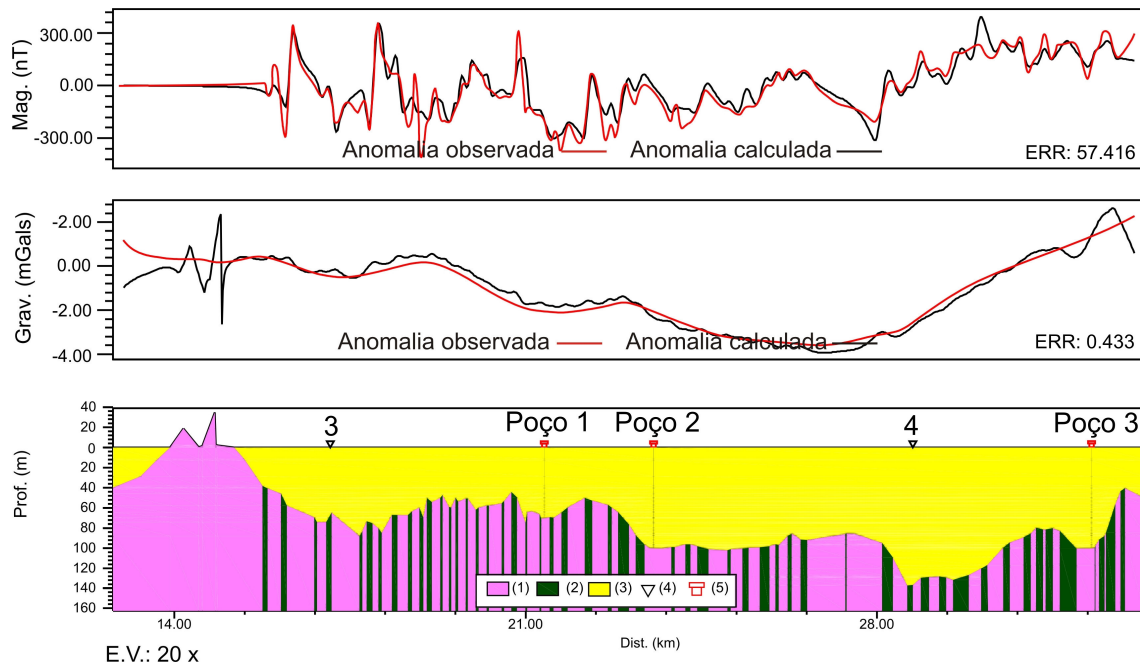


Figura 36 – Perfil 2a: anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados, (4) ponto de referência e (5) poços.

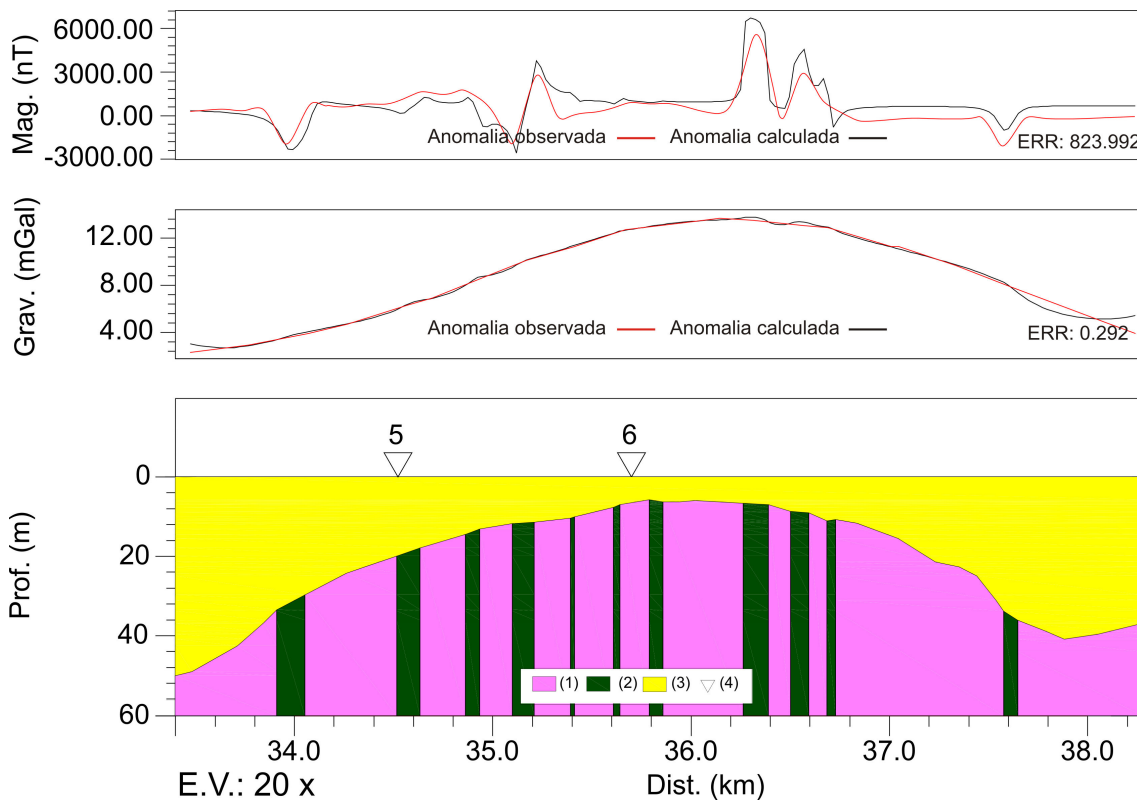


Figura 37 – Perfil 2b anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados e (4) pontos de referência.

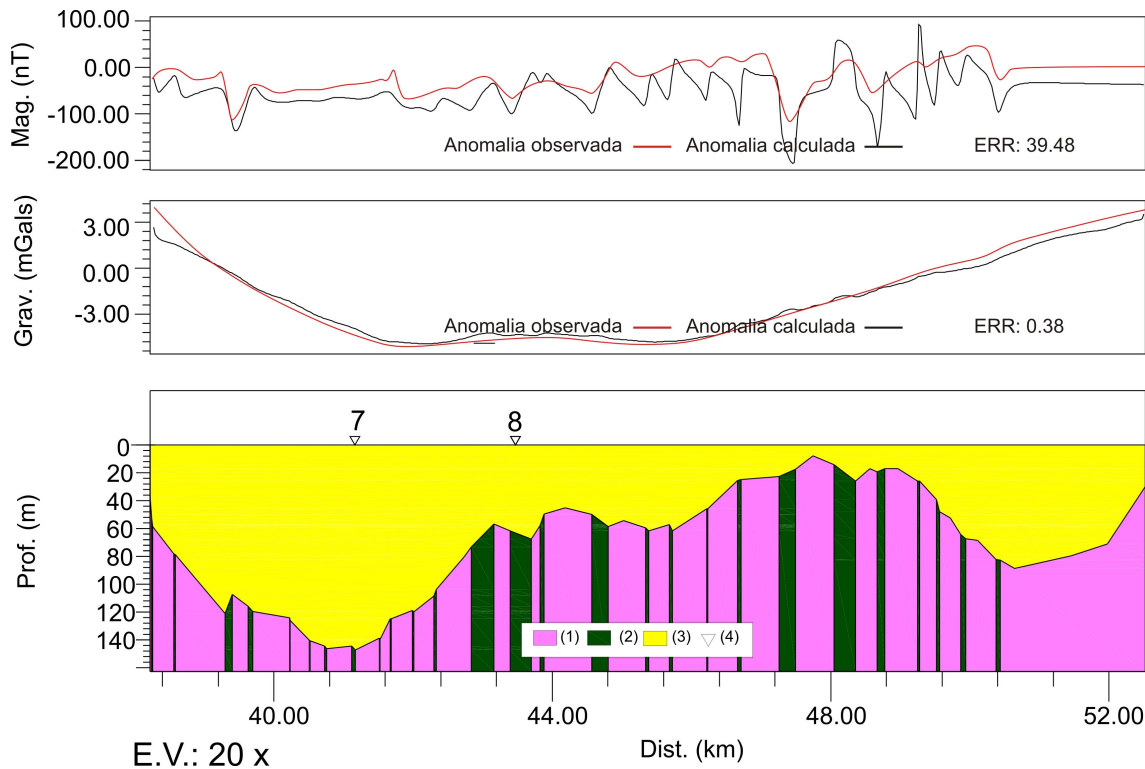


Figura 38 – Perfil 2c: anomalias magnética, gravimétrica e modelo invertido. Legenda (1) – Embasamento indiferenciado, (2) Diques, (3) Sedimentos indiferenciados e (4) Ponto de referência.

O ajuste das anomalias foi realizado buscando um *best-fit* ou melhor ajuste entre os dados de campo com as anomalias geradas a partir do modelo, balizado pelo erro RMS e ajustado a geologia local.

Os pontos de referência indicam a mesma posição geográfica nos dois tipos de modelo. Estes dados mostram profundidade distintas para o topo do embasamento no modelo gravimétrico e do modelo gravimétrico/magnético (Tabela 4).

TABELA 4 - PONTOS DE REFERÊNCIA COM PROFUNDIDADE DO TOPO DO EMBASAMENTO

<b>Perfil</b>	<b>Ponto</b>	<b>Mod. Gravimétrico Prof.(m)</b>	<b>Mod. Grav/Mag Prof.(m)</b>
<b>1</b>	1	152	84
<b>1</b>	2	76	16
<b>2a</b>	3	170	67
<b>2a</b>	4	174	137
<b>2b</b>	5	70	20
<b>2b</b>	6	5	7
<b>2c</b>	7	332	148
<b>2c</b>	8	264	64

A partir dos dados da Tabela 4 é possível verificar que as profundidades do topo do embasamento diminuem do modelo gravimétrico para o modelo gravimétrico - magnético. Isto mostra a influência da densidade dos diques na modelagem/inversão dos dados. Esta variação na profundidade é atribuída à diferença de densidade entre o embasamento e os diques modelados.

Neste ponto é possível verificar que, em uma área com grande densidade de intrusões básicas, a modelagem integrada de dados gravimétricos e magnetométricos, torna-se uma necessidade.

Na figura 39 pode-se visualizar os perfis gravimétricos e os gravimétricos-magnéticos integrados. A partir da comparação entre os dois modelos, o gravimétrico-magnético foi escolhido como mais representativo por levar em conta as propriedades físicas distintas das rochas do embasamento e das intrusões. O referido modelo também pode ser visualizado em perspectiva associado ao modelo digital de elevação (Figura 40).

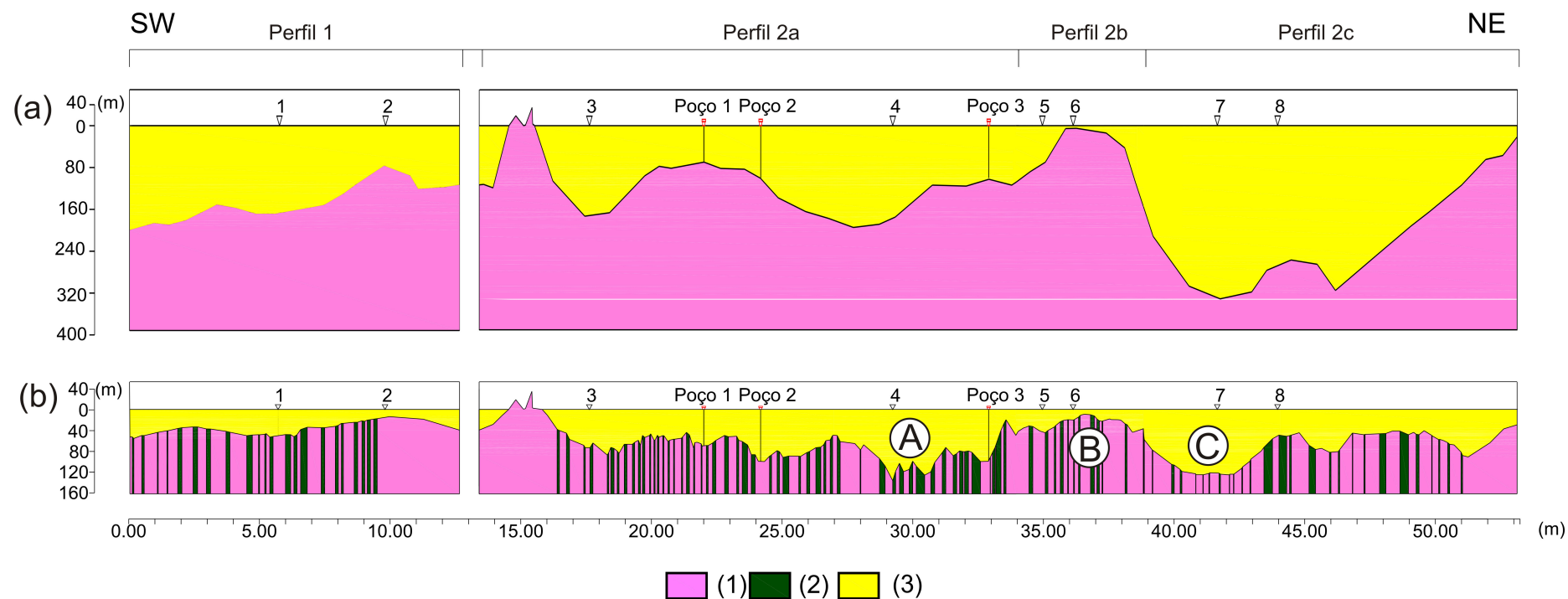


Figura 39 – Modelo geofísico-geológico do Gráben de Paranaguá na área de estudo. (a) modelo gravimétrico integrado; (b) modelo gravimétrico-magnético. (1) embasamento indiferenciado, (2) diques, (3) sedimentos indiferenciados, (A) baixo estrutural de Albatroz, (B) alto estrutural de Canoas, (C) baixo estrutural de Shangri-lá. Poço 1 = 70m, Poço 2 = 100m, Poço 3 = 100m.

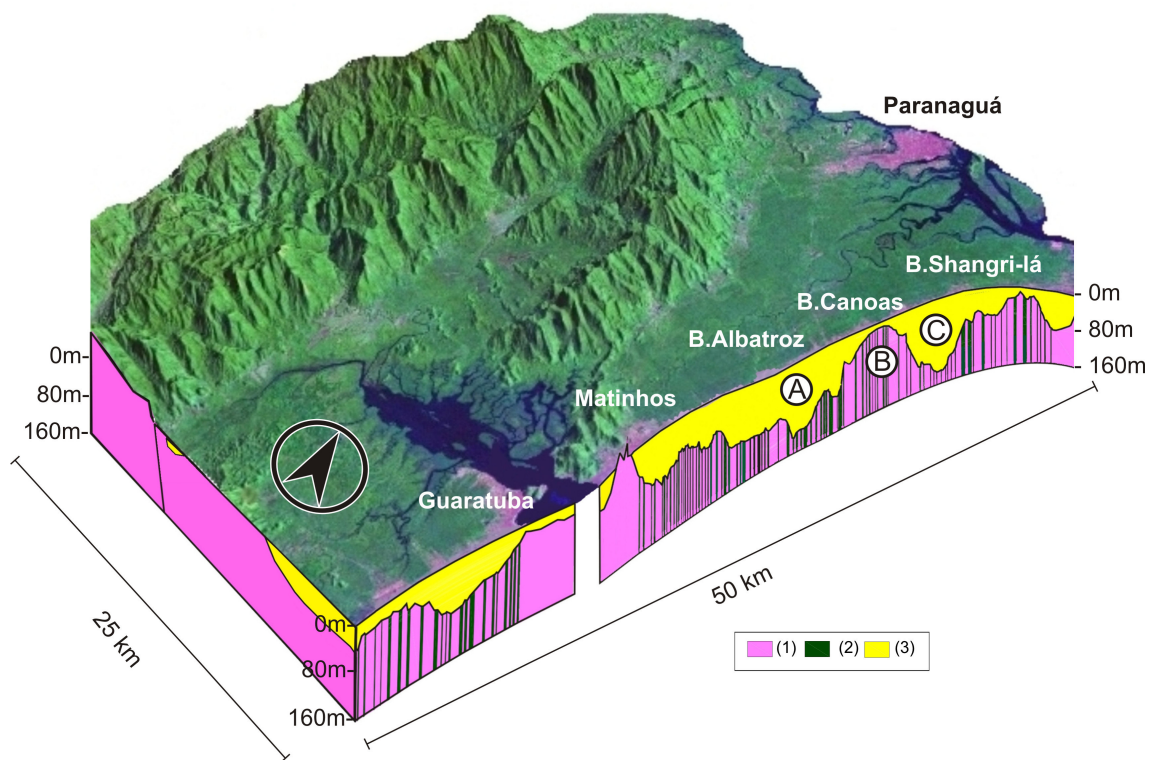


Figura 40 – Bloco diagrama da porção continental da planície costeira paranaense com topo do embasamento e principais feições estruturais. Legenda (1) – Embasamento indiferenciado, (2) Diques, (3) Sedimentos indiferenciados, (A) Baixo Estrutural de Albatroz, (B) Alto Estrutural de Canoas e (C) Baixo Estrutural de Shangri-lá.

### 7.5.1 Estimativa da taxa de extensão crustal

Tendo como base os modelos gerados no presente trabalho, foi possível estimar as taxas de extensão crustal mínimas nas áreas levantadas pelos perfis. O termo extensão crustal mínima é utilizado, pois não é avaliada a extensão dúctil que teria precedido o fraturamento rúptil.

O procedimento para esta estimativa foi utilizado por Portella Filho (2003) e baseou-se na expressão abaixo:

$$E = \frac{\varepsilon_m}{L \cos \theta} \times 100 \quad (15)$$

Onde  $E$  é o estiramento crustal mínimo,  $\varepsilon_m$  é a somatória das espessuras modeladas,  $L$  é o comprimento do perfil e  $\theta$  é o ângulo entre a direção perpendicular aos diques e a direção do perfil. O ângulo  $\theta$  varia em torno de 7 graus.

Os dados utilizados para as estimativas de extensão crustal estão sumarizadas na Tabela 5, juntamente com a frequência de diques/km. A taxa de extensão média observada foi em torno de 22%, com uma frequência de 2.7 diques por km.

TABELA 5 - ESTIMATIVAS DAS TAXAS DE EXTENSÃO CRUSTAL .

Perfil	Nº de diques	Frequência (diques/km)	$\varepsilon_m$ (m)	$L$ (m)	$E$ (%)
<b>1</b>	22	1.7	2688.86	12768.35	20.9
<b>2a</b>	52	2.5	5637.72	20541.59	27.2
<b>2b</b>	11	2.2	876.04	4877.13	17.8
<b>2c</b>	27	1.8	2377.34	14301.99	16.5
<b>Total</b>	<b>112</b>	<b>2.13</b>	<b>11579.96</b>	<b>52489.06</b>	<b>21.9</b>

Ferreira *et al.* (1989b), modelando dados aeromagnetométricos relacionados ao Alinhamento de Guapiara, estimaram uma taxa de extensão crustal mínima da ordem de 18%.

Mais recentemente Portella Filho & Ferreira (2003), modelaram cinco linhas de vôo sobre a região central do Arco de Ponta Grossa. A partir do

modelo deduziram uma taxa média de extensão crustal em torno de 12%, com uma frequência de 4 diques/km.

Assim como as estimativas relatadas em Portela Filho & Ferreira (2003), a frequência de diques apresentadas no presente estudo são compatíveis com o trabalho de Marini *et al.* (1967), que em observações de campo na região central do arco calculou uma frequência de 2 a 3 diques /km em média, podendo atingir excepcionalmente até 4 diques/km.

Torna-se necessário ressaltar que o presente levantamento, além de utilizar a forma de aquisição terrestre, resultando numa maior definição das anomalias, foi realizado com espaçamento de 25 m entre as estações permitindo registrar as menores variações do campo magnético. As estimativas anteriores foram baseadas em modelagens/inversões realizadas a partir de dados aéreos.

Ussami *et al.* (1991), utilizando a técnica numérica de transformação do campo potencial denominada “continuação para cima”, compararam dados de levantamentos terrestres com dados aéreos da região próxima a cidade de Fartura – PR.

O processo foi realizado utilizando um levantamento terrestre concordante com uma linha de vôo do Projeto Botucatu (Paulipetro, 1982 *apud* Ussami *et. al* 1991). Os resultados deste trabalho mostram que a altura de vôo e o espaçamento entre os dados aéreos influenciam diretamente a aquisição, de forma que anomalias produzidas por diques de magnetização reduzida podem não ser detectadas.

## 8 Discussão

Os dados de poços utilizados durante a modelagem/inversão constituem uma sólida ferramenta de calibração do modelo. Contudo, os dados de poços da área, indicam o embasamento a uma profundidade de 100 metros a aproximadamente 2,5 quilômetros do alto gravimétrico de Canoas (AG1) (Figura 29), que no modelo atingiu uma profundidade de 7 metros (Figura 37., ponto 6 Perfil 2b)

Em outros casos esta evidência poderia indicar uma incompatibilidade, contudo, modelos gravimétricos na planície costeira Cananéia-Iguape, litoral sul de São Paulo (Souza 1995), atribuem à existência de fortes gradientes nos rumos NE-SW a presença de falhas NW-SE, que limitam altos estruturais do embasamento.

Desta forma achou-se por bem adotar o mesmo raciocínio na área de estudo, visto a proximidade geográfica e a possibilidade de uma origem comum da configuração do arcabouço estrutural da área referida com a planície costeira paranaense.

As falhas NW-SE estariam relacionadas a reativações cenozóicas de estruturas do Arco de Ponta Grossa, o que é justificável na área de trabalho.

A partir da separação regional-residual, é possível supor algumas relações das anomalias com a tectônica do Arco de Ponta Grossa. As superfícies de tendência, principalmente do terceiro e quarto graus, devem refletir um soerguimento do manto e da crosta, em correspondência às intrusões dos diques de diabásio relacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul.

Por outro lado os perfis residuais correspondentes, provavelmente devem refletir desníveis do topo do embasamento originados no Cenozóico, dos quais decorrem variações nas espessuras dos sedimentos a ele sobrepostos.

## 9 Conclusões

A utilização de métodos de investigação geofísica em conjunto com dados diretos apresentou resultados satisfatórios no que se refere à composição do modelo gravimétrico e magnético do Gráben de Paranaguá, na sua porção continental.

Por meio de uma análise regional foi possível verificar que o modelo gravimétrico-magnético da área de estudo representa a continuidade da região central do Arco de Ponta Grossa rumo à plataforma continental.

O condicionamento tectônico proposto para o arcabouço estrutural dos sedimentos da planície costeira paranaense, possivelmente esta relacionado aos eventos cenozóicos ligados à instalação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. (Zalán & Oliveira, 2005). As associações dos depósitos sedimentares cenozóicos de Riccomini *et al.* (2004), e a análise estrutural realizada por Zalán & Oliveira (2005) testifica o enquadramento do Gráben de Paranaguá neste contexto.

A análise dos perfis gravimétricos regionais, sugere um soerguimento do topo do manto da região central do Arco de Ponta Grossa, da ordem de 4 km, correspondendo a um afinamento crustal de cerca de 10%, compatível com o quantificado por Ferreira *et al.* (1989a), que indica um soerguimento de 5 km do manto associado ao Lineamento de Guapiara.

De outra forma, a anomalia residual de 4<sup>º</sup> grau, indica as feições relacionadas ao topo do embasamento, relacionadas às movimentações ocorridas no Cenozóico. O alto estrutural de Canoas e os baixos estruturais de Albatroz e Shangri-lá, além dos altos de Pontal do Sul e Guaratuba, seriam decorrentes deste evento.

Tomando como base as afirmações de Souza (1995), é possível atribuir aos gradientes laterais nos rumos SW e NE associados a estas estruturas, à presença de falhas normais com movimentos verticais opostos de blocos do embasamento sob os sedimentos da planície costeira.

O Alto Estrutural de Canoas, localizado na porção centro-norte da área relativo ao alto gravimétrica mais expressiva do perfil levantado, apresenta

anomalias magnéticas concomitantes da ordem de 1000 nT, o que sugere a ocorrência de intrusões associadas ao alto estrutural, que por sua vez contribuem para a anomalia gravimétrica.

Outros altos gravimétricos de menor expressão, em Pontal do Sul (AG2) e em Guaratuba (AG3) podem ser identificados. Ao sul da baía de Guaratuba, na cidade homônima, são encontrados afloramentos de rochas do embasamento próximo à linha do perfil gravimétrico, o que provavelmente influencia nestas anomalias.

Foram constatados ainda dois baixos gravimétricos mais expressivos adjacentes ao Alto Estrutural de Canoas. Estas feições são atribuídas a uma deficiência de massa causada por uma espessura maior de sedimentos, configurando baixos estruturais. São aqui denominadas de Baixo Estrutural de Albatroz e Baixo Estrutural de Shangri-lá situados nos balneários homônimos.

Quanto às intrusões, a estimativa de extensão crustal calculada é de 22%, portanto supera as propostas por outros autores, de 12% a 18% de acordo com Portela Filho (2003) e Ferreira *et al.* (1989b), as quais foram baseadas em dados aeromagnéticos, portanto com significativa perda de resolução, como já ressaltado por Ussami *et al.* (1991).

Tal discrepância pode ser explicada pelas considerações anteriores, em adição ao cerrado intervalo de amostragem (25 metros) do levantamento magnético terrestre, o qual é compatível com as espessuras médias reais dos diques (e.g. Marini *et al.* 1967). Quanto à frequência, os resultados também se mostraram coerentes com as observações de campo de Marini *et al.* (1967), na região central do APG, que indicaram 2 a 3 diques/km, excepcionalmente 4 diques/km.

Finalmente, a utilização de métodos de investigação geofísica em correspondência a dados diretos, permitiu conceber um modelo geofísico-geológico, com base na modelagem/inversão simultânea de dados gravimétricos e magnéticos, supostamente representativo da topografia da superfície do embasamento e das decorrentes espessuras da cobertura sedimentar da porção continental do Gráben de Paranaguá.

## **10 Considerações finais**

No presente estudo, foram apresentados modelos obtidos através da modelagem/inversão simultânea de dados gravimétricos e magnéticos calibrados nos únicos dados diretos de profundidade do embasamento existentes ao longo dos perfis levantados, os dados dos poços denominados de 1, 2 e 3.

Soma-se a este fator a ambigüidade inerente à interpretação de dados geofísicos, especialmente nos métodos que registram os campos potenciais como gravimetria e magnetometria, empregados neste trabalho. Assim sendo, o presente trabalho, apenas introduz uma discussão sobre a modelagem da superfície do topo do embasamento no Gráben de Paranaguá.

Para o aprimoramento do modelo recomenda-se prosseguir com os levantamentos indiretos na área de estudo, utilizando métodos complementares como sísmica de reflexão e sondagens elétricas verticais. Sugere-se ainda levantamentos gravimétricos complementares ao apresentado, configurando uma malha de dados gravimétricos.

Por fim recomenda-se a utilização de dados diretos mais recentes, como os de sondagens e de poços, obtidos em pontos estratégicos do perfil, possibilitando a calibração do modelo com dados de profundidade do embasamento e da estratigrafia da planície costeira.

## 11 Referências bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, vol 48, Supl.1, p.15-26, 1976.

ALMEIDA, F. F. M. ; CARNEIRO C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, n. 28, p. 135-150, 1998.

AGOCS, W. B. Least-squares residual anomaly determination. In: **Geophysics**, vol. 16, pp.686-696, 1951.

ANGULO, R.J. **Geologia da planície costeira do Estado do Paraná. São Paulo**. São Paulo, 1992. 334p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

ANGULO, R.J. Caracterização e reavaliação da Formação Alexandra (Terciário) e de sedimentos continentais associados a vertentes no litoral do Estado do Paraná, Brasil. **Anais, Acad. Bras. Ciên.** Rio de Janeiro, vol 67, n. 4, p.443-463, 1995.

ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

ANGULO, R.J., Pessenda L.C.R, Souza, M. C. O significado das datações C14 do litoral paranaense na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras do Pleistoceno Superior Holoceno **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, vol 32, n (1); p.95-106, 2002.

ARAI M., YAMAMOTO I.T. Novos dados sobre a idade da Formação Itaquaquetuba: uma contribuição palinológica. In: SIMP. GEOL. SE, IV, 1995 , Águas de São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim de .Resumos, p.84. *Apud*: RICCOMINI, C; SANT'ANA,L.G.; FERRARI, A.L.

Evolução Geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, 2004, p. 383-405.

ARANA, J. M. **O Uso do GPS nas Determinações de Altitudes ortométricas** (2005), disponível em <http://geodesia.ufsc.br/Geodesia-online/arquivo/2005/02.1/Arana2005.htm> ,11:07am 09/07/2007

BELTRÃO, J. F.; SILVA, J. B. C.; COSTA, J. C. Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. In: **Geophysics**, vol. 56, n. 1, pp. 80-89, 1974.

BIGARELLA J.J. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. **Arq. Biol. Tecn.** Curitiba, v.1. p. 75-11. 1946.

BIGARELLA J.J.; DOUBEK A.; SALAMUNI R. Planta geológica provisória da Baía de Guaratuba. **Bol. Univ. Par. Geol.** Curitiba, v.8:1-6. 1957.

BIGARELLA J.J.; SALAMUNI R.; MARQUES F.oP.L. Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). **Not. Prel. Est.Inst. Biol. Pesq. Tecn.** Curitiba, n.1, p.7, 1959.

BIGARELLA, J.J.; BECKER,R.D.;MATOS, D. J;WERNER, A. **A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná Um problema de segurança ambiental e nacional** .Curitiba: 2 ed. Secretaria do Estado do Planejamento, Governo do Paraná. 249p. 1978.

BIGARELLA, J.J. Contribuição ao Estudo da Planície Litorânea do Estado do Paraná. **Brazilian Archives of Biology and Technology**. Curitiba, Jubilee Volume (1946-2001) n.44, p.65 – 110, 2001.

FERREIRA, F. J. F. **Alinhamentos Estruturais – Magnéticos da Região Centro Oriental da Bacia do Paraná – Reavaliação da Potencialidade e**

**Prospectividade em Hidrocarbonetos.** São Paulo: Consórcio CESP-IPT – Pauliopetro, 1982a. 23 p. Relatório Técnico.

FERREIRA, F. J. F. **Integração de Dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa.** São Paulo, 1982b. 170 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Geral e de Aplicação). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FERREIRA, F.J.F.; MONMA, R.; CAMPANHA, G.A.C.; GALLI, V.L. 1989a. Estimativa dos graus de extensão e afinamentos crustais associados ao lineamento de Guapiara com base em modelagens aeromagnetométricas e gravimétricas. In: WORKSHOP DIQUES MÁFICOS PRÉ-CAMBRIANOS DO BRASIL, 1989, São Paulo: IUGS-UNESCO, Boletim especial trabalhos apresentados, p. 67–75.

FERREIRA, F.J.F., MONMA, R., CAMPANHA, G.A.C., GALLI, V.L. An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic and gravimetric modeling. **Boletim IG-USP, Série Científica**, v 20, p.69-70. 1989b

GM-SYS. Gravity / magnetic modeling software – **Users Guide**. Version 4.8. Corvallis, Oregon, 2002, 101 p.

LESSA G.C., ANGULO R.J., GIANNINI P.C.F., ARAÚJO A.D.. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. **Marine Geology**, Amsterdam, v 165, n. (1-4),p.87-108. 2000

LIMA M.R. DE & ANGULO R.J. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná, Brasil. **Anais..., Acad. Bras. Ciên.** Rio de Janeiro vol 62, n.4, p.357-371, 1990. *Apud*: RICCOMINI, C; SANT'ANA,L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Beca, 2004, p. 383-405.

LUIZ, J. G., COSTA E SILVA, L. M. **Geofísica de Prospecção**. Belém: Universidade Federal do Pará; Cejup, 1995, 311 pp.

LONGMAN, I. M. Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. In: **Journal of Geophysical Research**, vol. 64, no. 12, pp. 2352-2355, 1959.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. Curitiba: Banco BADEP, UFPR, IBPT, 1968. 350 p.

MACHADO JUNIOR. D.L. **Condicionamento estrutural e contexto tectônico do “Alinhamento de Guapiara”**. São Paulo, 2000. 143p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MANCINI, F. **Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, S.P.** São Paulo, 1995. 107p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Apud*: RICCOMINI, C; SANT’ANA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, 2004, p. 383-405.

MANDEA M, PURUCKER M. Observing, modeling, and interpreting magnetic fields of the solid earth. In: **Surveys in Geophysics**, n.26, p.415–459, 2005.

MARINI, O.J., FUCK, R.A., TREIN, E., Intrusivas básicas Jurássico-Cretáceas do Primeiro Planalto do Paraná: Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do estado do Paraná. J.J. Bigarella, R. Salamuni, V.M. Pinto (eds.). **Boletim Paranaense de Geociências**. n.23-25.1967.

MARTIN L., SUGIUO K., FLEXOR J. M., AZEVEDO A.E.G. Série Geol. **Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. Brasília (D.F.). DNPM, 1988. 2 mapas, n.28, p.40. *Apud* ANGULO, R.J. **Geologia da planície costeira do Estado do Paraná**. São Paulo. São Paulo, 1992. 334p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MELO M.S. de. **A formação Pariquera-Açú e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. São Paulo, 1990. 211p. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Apud*: RICCOMINI, C; SANT'ANA,L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, 2004, p. 383-405.

MELO M.S., FERNANDES L.A., COIMBRA A.M., RAMOS R.G.N. O Gráben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira do Iguape, SP. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, n.19, p. 260-262, 1989. *Apud* : RICCOMINI, C; SANT'ANA,L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, 2004, p. 383-405.

MINEROPAR. **Síntese da Geologia e dos Recursos Minerais do Estado do Paraná**. Secretaria de Estado da indústria, do Comércio e do Turismo, Governo do Paraná. 93p. 2002.

MINEROPAR. 2001. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Arquivo digital.

NETTLETON L.L. Regionals, residuals and structures. In: **Geophysics**, vol.19, n.1, p.1-22, 1954.

NETTLETON, L. L. **Gravity and magnetics in oil prospecting**. Mcgraw-Hill Book Co. 1976.

PAULIPETRO. 1982. Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação das Potencialidades e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo, Consórcio CESP/IPT. 198 p. *Apud* USSAMI, N., KOLISNYK, A., RAPOSO, M.I.B., FERREIRA, F.J.F., MOLINA, E.C., ERNESTO, M. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, vol. 21, n.4, p.317-327, 1991.

PORTELA FILHO, C. V. **Condicionamento Estrutural-Magnético do Sistema Aquífero Serra Geral na Região Central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) e sua Conectividade com o Sistema Aquífero Guarani**. Curitiba, 2003. 128 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória). Departamento de Geologia. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F. Estimativa das taxas de extensão crustal da região central do Arco de PONTA GROSSA (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRASILIAN GEOPHYSIC SOCIETY, VIII, 2003, Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geofísica, Resumos, 6p.

RAPOSO, M., I., B. **Paleomagnetismo do enxame de diques do Arco de Ponta Grossa**. São Paulo, 1992. 104p. Tese (Doutorado) Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C., PELLOGIA; A.U.G.; SALONI J.C.L.; KOHENE M.W.; FIGUEIRA, R.M. Neotectonic activity in Serra do Mar rift system (Southwestern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**. Oxford, n.2 p.191-197, 1989. *Apud*: RICCOMINI, C; SANT'ANA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do**

**Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Beca, 2004, p. 383-405.

RICCOMINI, C. 1991. **O rift continental do Sudeste do Brasil.** São Paulo, 1991. 256 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Apud* RICCOMINI, C; SANT'ANA,L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Riffe Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Beca, 2004.p. 383-405.

RICCOMINI, C; SANT'ANA,L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Riffe Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Beca, 2004.p. 383-405.

RIVEREAU J.C.; FUCK R.A.; MURATORI A.; TREIN E.. **Ilha do Mel, folha geológica.** Curitiba. 1968. Comissão da Carta Geológica do Paraná. 1 mapa. Escala 1:70.000. *Apud* ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências.** Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

RIVEREAU J.C.; FUCK R.A.; MURATORI A.; TREIN E.. **Barra do Ararapira, folha geológica.** Curitiba. 1969a. Comissão da Carta Geológica do Paraná. 1 mapa. Escala 1:70.000. *Apud* ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências.** Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

RIVEREAU J.C.; FUCK R.A.; MURATORI A.; TREIN E.. **Guaratuba, folha geológica.** Curitiba. 1969b. Comissão da Carta Geológica do Paraná. 1 mapa. Escala 1:70.000. *Apud* ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências.** Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

RIVEREAU J.C.; FUCK R.A.; MURATORI A.; TREIN E. **Paranaguá, folha geológica**. Curitiba. 1969c. Comissão da Carta Geológica do Paraná. 1 mapa. Escala 1:70.000. *Apud* ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

RIVEREAU J.C.; FUCK R.A.; MURATORI A.; TREIN E. **Pedra Branca de Araraquara, folha geológica**. Curitiba. 1969d. Comissão da Carta Geológica do Paraná. 1 mapa. Escala 1:70.000. *Apud* ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

RIVEREAU J.C.; MURATORI A.; TREIN E.; FUCK R.A.; HAUSEN J.P.; BASUMALLICK S.. **Guaraqueçaba, folha geológica**. Curitiba. 1969e. Comissão da Carta Geológica do Paraná. 1 mapa. Escala 1:70.000. *Apud* ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

RIVEREAU J.C.; TREIN E.; MURATORI A.; FUCK R.A.; BASUMALLICK S.; BERTOLDO A.L. **Antonina, folha geológica**. Curitiba. 1970. Comissão da Carta Geológica do Paraná. 1 mapa. Escala 1:70.000. *Apud* ANGULO, R.J. Mapa do Cenozóico do Litoral do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n 55, p.25-42, 2004.

SAZHINA, N., GRUSHINSKY, N. **Gravity Prospecting**. Mir Publishers, Moscow, 1971, 491 pp. *Apud* SILVA JÚNIOR, J.S. **Aplicação dos Métodos Gravimétrico e Eletroresistivimétrico na Interpretação Geofísica de Áreas Localizadas no Sistema Aquífero Cárstico em Almirante Tamandaré/Pr**. Curitiba, 2006. 167p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, vol. 34, n.4, p.469-478, 2004.

SCINTREX LTD. Autograv CG3 Gravity Meter. **Operator Manual**. Version 4.4 Concord, Ontario, 1992, 103 pp.

SILVA JÚNIOR, J.S. **Aplicação dos Métodos Gravimétrico e Eletrorresistivimétrico na Interpretação Geofísica de Áreas Localizadas no Sistema Aquífero Cárstico em Almirante Tamandaré/Pr**. Curitiba, 2006. 167p. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná

SOUZA, L.A.P. **A planície costeira Cananéia-Iguape, litoral sul do Estado de São Paulo: um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de áreas costeiras**. São Paulo, 1995. 207p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Física) Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo

SOUZA, L.A.P; TESSLER M. G.;GALLI V. L.O Gráben de Cananéia. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, vol. 26, n.3, p.139-150, 1996

SOUZA, M.C. Estratigrafia e evolução das Barreiras Holocênicas paranaenses, sul do Brasil. 2005. 121 p. Tese (Doutorado) Departamento de Geologia. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná

SUGUIO K., PETRI S. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. - Part I: Field observations and grain-size analysis. **Boletim. IG**,. n 4, p.1-20. 1973. *Apud* RICCOMINI, C; SANT'ANA,L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: **Geologia do Continente SUL-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, 2004.p. 383-405.

SRTM/USGS.– **Shuttle Radar Topography Mission**. In: Zalán & Oliveira (2005) disponível em <http://srtm.usgs.gov/index.html>. 2000

TALWANI, M. & HEIRTZLER, J.R. Computation of gravity anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shapes. **Geologic Sciences**, Stanford University, Part 1, n. 9, p.464-480, 1964. *Apud*: GM-SYS. Gravity / magnetic modeling software – **Users Guide**. Version 4.8. Corvallis, Oregon, 2002, 101 p.

TALWANI M., WORZEL J.L., LANDISMAN, M. Rapid gravity computations for two dimension bodies with the application to the Mendocino submarine fracture zone. In: **Journal of Geophysics Research**. n.69, p.49-69, 1959. *Apud*: GM-SYS. Gravity / magnetic modeling software – **Users Guide**. Version 4.8. Corvallis, Oregon, 2002, 101 p.

TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1990, 770 pp.

TELLO SAENZ C.A.; HACKSPACHER P.C.; HADLER NETO J.C.; IUNES P.J.; GUEDES S. ; RIBEIRO L.F.B.; PAULO S.R. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission – track analysis in Precambrian areas of southeast Brasil, association with the opening of South Atlantic Ocean. In: **Journal of South American Earth Sciences**. Oxford, n. 15, p.765-774, 2003. *Apud* ZALÁN, P.V. e OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, vol. 13, n.2, p.269-300, 2005

THOMAZ FILHO, A.; CESERO, P.; MIZUSAKI, A.M.; LEÃO, J.G. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil. In: **Journal of South American Earth Sciences**. Oxford, vol. 18, n 3/4, p.383-389, 2005. *Apud* ZALÁN, P.V. e OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes

Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, vol. 13, n.2, p.269-300, 2005

USSAMI, N., KOLISNYK, A., RAPOSO, M.I.B., FERREIRA, F.J.F., MOLINA, E.C., ERNESTO, M. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, vol. 21, n.4, p.317-327, 1991.

WON, I.J., & BEAVIS, M. Computing the Gravitational and Magnetics anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. In: **Geophysics**, n.52, p.232-238, 1987. In: GM-SYS. Gravity / magnetic modeling software – **Users Guide**. Version 4.8. Corvallis, Oregon, 2002, 101 p.

ZALÁN, P.V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004.p. 383-405.

ZALÁN, P.V. e OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, vol. 13, n.2, p.269-300, 2005.

**ANEXO**

**Dados gravimétricos reduzidos e magnéticos corrigidos  
utilizados na confecção do modelo gravimétrico-magnético do  
Gráben de Paranaguá.**

**Perfis 1, 2a, 2b e 2c.**