

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

MARIANA APARECIDA FERNANDES MONTANHEIRO

ALTO ESTRUTURAL NA REGIÃO DE LARANJAL PAULISTA/SP:
CARACTERIZAÇÃO GRAVIMÉTRICA E GEOLÓGICA

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do *Câmpus* de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia Regional.

Orientador: Prof. Dr. Walter Malagutti Filho

Coorientador: Prof. Dr. Francisco de Assis Cavallaro

Rio Claro - SP

2015

MARIANA APARECIDA FERNANDES MONTANHEIRO

ALTO ESTRUTURAL NA REGIÃO DE LARANJAL PAULISTA/SP:
CARACTERIZAÇÃO GRAVIMÉTRICA E GEOLÓGICA

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geologia Regional.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. José Domingos Faraco Gallas

Prof. Dr. Norberto Morales

Prof. Dr. João Carlos Dourado

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Prof. Dr. Walter Malagutti Filho

Rio Claro, SP 15 de Dezembro de 2015

RESULTADO: Aprovada

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a Deus pelo dom da vida e pela inspiração. Aos meus pais, Sueli Ap. Stefani Fernandes e Giocondo Fernandes, e meus avós Eduardo Stefani (*in memorian*) e Aparecida V. Stefani pelo esforço em proporcionarem a mim educação fundamentada em responsabilidade e disciplina.

Sou grata ao meu orientador Prof. Dr. Walter Malagutti Filho e coorientador Francisco Xavier Cavallaro pela atenção, orientação e revisões dos textos. Ao professor César Augusto Moreira e ao técnico em Geofísica Francisco Manuel G. Barrera (Paco), ambos do Departamento de Geologia Aplicada, pela ajuda na etapa de campo.

Em especial, agradeço ao meu marido Geól. Filipe Montanheiro pelo estímulo no dia a dia, pela ajuda prestada no trabalho, e foi quem compartilhou comigo a evolução deste estudo e depositou em mim confiança e incentivo.

Ao colega professores Norberto Morales e Antonio Roberto Saad pelas reuniões para discussões voltadas à estratigrafia e tectônica da Bacia do Paraná.

Agradeço, ao geólogo e sogro Dr. Tarcísio José Montanheiro pelos conselhos e pela ajuda técnica prestada no desenvolvimento deste trabalho.

Finalmente, agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), que por meio de Bolsa de Doutorado, permitiu a realização dos trabalhos de campo.

“Feliz aquele que transfere o que sabe e aprende o que ensina”.

Cora Coralina.

RESUMO

Estudos envolvendo levantamentos gravimétricos em escala regional aliados ao reconhecimento geológico/estrutural constituem a base para elaboração de modelos geológicos apoiados em dados de gravimetria, fornecendo elementos importantes para a caracterização de bacias sedimentares. Sendo assim, o presente trabalho tem como objetivo, a partir das anomalias gravimétricas, esclarecer a evolução tectônica da região de Laranjal Paulista, porção central do Estado de São Paulo, onde já era de conhecimento a ocorrência de parte de uma expressiva anomalia gravimétrica positiva de fechamento aparentemente circular. Foi justamente o elevado contraste nos valores de anomalia e a abrangência regional desta feição, que despertaram o interesse em desenvolver o presente trabalho, aplicando-se a gravimetria para explicar o cenário geológico/estrutural no qual está inserida. Sendo assim, para alcançar o objetivo aqui proposto, se fez necessário delimitar e comprovar a existência da anomalia gravimétrica mediante uma série de etapas que culminou na elaboração de modelos gravimétricos que evidenciaram a existência de um alto estrutural na região, delimitado por lineamentos tectônicos do embasamento que foram reativados e deram origem a esta feição. Como foram identificadas evidências tectono-estratigráficas no mapa geológico da região, que sugerem a existência de um alto do embasamento estruturando as rochas paleozoicas, entende-se que o mesmo tenha se instalado posteriormente à deposição destas rochas, ou seja, pelo menos no Mesozoico.

Palavras-chave: Bacia do Paraná. Gravimetria. Altos Estruturais. Lineamentos. Modelagem.

ABSTRACT

Studies involving gravimetric surveys at regional scale, allied to geological/structural recognition, consist the fundamental principle to elaborate geological modeling supported by gravimetric data, providing important elements for characterization of sedimentary basins. In this manner the goal of the present study, considering from gravimetric anomalies, is to recognize the tectonic evolution occurred in the region of Laranjal Paulista, from the central portion of São Paulo state. It was already known in

this region the occurrence of a part of a significant positive gravimetric anomaly. The high contrast between the values of the anomaly and the regional coverage of this feature was the reason of interest in developing this study, applying gravimetric method to explain the geological/structural scenario in which is inserted. Thus, to meet the goal proposed, it was necessary to delimitate and to prove the existence of the gravimetric anomaly through a series of steps which were result of the development of gravimetric models and that showed the existence of a high structural in the region, bounded by tectonic lineaments of the basement which were reactivated and originated this feature. As were identified tectonic-stratigraphic evidences in the geological map of the region, that suggest the existence of a high basement structuring the Paleozoic rocks, it is understood that the same has originated after the deposition of that rocks, at least in the Mesozoic.

Keywords: Parana basin. Gravimetry. Structural High. Lineaments. Modelling

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Modelo de elevação do terreno com a localização da área de estudo e rodovias utilizadas para os levantamentos de campo.	19
Figura 2. Seção geológica esquemática de direção NW-SE da Bacia do Paraná representando as principais formações e grupos (MILANI & ZALÁN, 1999).	22
Figura 3. Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (MELO et al., 1997).	23
Figura 4. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com referências geográficas e profundidade do embasamento (MILANI & RAMOS, op. cit.).	24
Figura 5. Carta crono-estratigráfica da Bacia do Paraná (MILANI et al., 2007).	25
Figura 6. Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná, durante o Neopaleozoico (FULFARO, 1971).	30
Figura 7. Mapa com a localização das principais feições estruturais da Bacia do Paraná. Modificado de Zalán et al. (1990).	31
Figura 8. Mapa da região central do Arco de Ponta Grossa indicando o alto gravimétrico entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (Fonte: FERREIRA, 1982 e MINEROPAR, 2001).	35
Figura 9. Localização das estações gravimétricas (QUINTAS, 1995) e Mapa da anomalia Bouguer (ANP, 2010).	36
Figura 10. Delimitação do Bloco Paranapanema através de dados gravimétricos, segundo Mantovani et al. (2005). (1) Crátons: São Francisco (SF), Amazônico, LA-Luís Alves, RP- Rio de La Plata. (2) Principais blocos Pré-Brasilianos retrabalhados (embasamento Paleozoico e Arqueano). (3) Arcos magmáticos Brasileiros Neoproterozoicos: MR- Mara Rosa – Goiás, AR- Arenópolis, SM- Terreno Serra do Mar (Arcos Rio Negro e Rio Doce), SG- Socorro Guaxupé, PE- Pelotas. (3) Cinturões de rochas Supracrustais indiferenciadas. (4) Mapa gravimétrico do embasamento.	37
Figura 11. Mapa dos valores calculados da anomalia Bouguer, principais cidades e estações gravimétricas (FRIES, 2008).	38
Figura 12. Mapa com os valores calculados de campo magnético anômalo total (FRIES, 2008).	40
Figura 13. Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná na região de Rio Claro, Limeira e Piracicaba (SP), segundo Perinotto (2008), modificado de Soares & Landim (1975).	

Ressalta-se a presença das Formações Serra Alta e Teresina a sul do Lineamento Tietê, as quais não estão diferenciadas nesta coluna.....	41
Figura 14. Mapa geológico local.....	42
Figura 15. Afloramento de rocha do Grupo Itararé com estratificação plano-paralela.	44
Figura 16. Afloramento de rocha do Grupo Itararé com estratificação cruzada acanalada.....	44
Figura 17. Siltitos da porção inferior da Formação Tatuí de aspecto maciço e de coloração ocre.....	46
Figura 18. Siltitos da porção superior da Formação Tatuí, de coloração esverdeada.	46
Figura 19. Calcário silicificado e folhelho do Membro Assistência.	47
Figura 20. Argilitos, siltitos arenosos e argilosos finamente estratificados com coloração avermelhada e siltitos maciços de coloração cinza esverdeada.....	49
Figura 21. Afloramento da Formação Pirambóia.....	50
Figura 22. Bloco de diabásio com esfoliação esferoidal.....	51
Figura 23. Altos estruturais da borda leste da Bacia do Paraná (SOUSA, 2002 modificado de SOARES, 1974). O retângulo preto representa a área do presente estudo.	52
Figura 24. Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná (modificado de RICCOMINI, 1995 por GODOY, 2006).....	53
Figura 25. Unidades geológicas e principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (modificado de RICCOMINI, 1995).	54
Figura 26. Traços de falhas regionais do Pré-Cambriano que incidem sob a Bacia do Paraná na região de Itu, Salto e Indaiatuba-SP (modificado de IPT, 1981).	57
Figura 27. Mapa de detalhe do Alto Estrutural de Jibóia (Modificado de SOUSA, 2002 por FRIES, 2008).	59
Figura 28. Modelo 3D do terreno de Pau d'Alho, com mapa geológico sobreposto (modificado de SOUSA, 2002 por GODOY, 2006).....	59
Figura 29. Mapa de detalhe do Alto Estrutural de Artemis (modificado de SOUSA, 2002 por FRIES, 2008).	60
Figura 30. Detalhe das localizações dos altos estruturais associados ao Alinhamento do Rio Paranapanema (IPT, 1981).....	62

Figura 31. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (modificado de IPT, 1981). O retângulo preto representa a região estudada.....	63
Figura 32. Densidades aproximadas em diferentes materiais (Adaptado de SHERIFF, 1989 por FRIES, 2008).	65
Figura 33. Representação esquemática dos efeitos da rotação da Terra e respectivos vetores (ROBINSON & ÇORUH, 1988).....	69
Figura 34. Parâmetros envolvidos na obtenção de dados gravimétricos e suas posteriores correções (modificado de SHERIFF, 1989).	71
Figura 35. Esquema da parte interna de um gravímetro LaCoste e Romberg (LONG & KAUFMANN, 2013).....	72
Figura 36. Representação esquemática do geoide e elipsoide.	74
Figura 37. Correções de elevação numa determinada estação. A) Ar livre – estação localizada numa altura h sobre o <i>datum</i> ; B) Bouguer, sendo a área colorida uma placa de rocha de espessura h que se estende ao infinito lateralmente; C) Correção de terreno para um relevo não plano (KEAREY & BROOKS, 2002).	75
Figura 38. Perturbação Luni-Solar (SÁ, op. cit.).....	78
Figura 39. GPS Diferencial utilizado no levantamento do posicionamento geográfico e altitude das estações gravimétricas.	82
Figura 40. Mapa de localização das estações gravimétricas estabelecidas neste estudo.	87
Figura 41. Obelisco onde fica localizada a base gravimétrica de Rio Claro-SP.....	88
Figura 42. Levantamento de campo - leitura da gravidade relativa.....	88
Figura 43. Gravímetro LaCoste & Romberg nivelado sobre o suporte.....	89
Figura 44. Levantamento gravimétrico e coleta do posicionamento (DGPS).	90
Figura 45. Rede de estações de referência no Brasil pertencente à Santiago & Cintra.....	91
Figura 46. Mapa com as estações gravimétricas disponibilizadas de trabalhos anteriores bem como aquelas levantadas neste estudo.	93
Figura 47. Etapas do processamento dos dados do levantamento planialtimétrico.	94
Figura 48. Etapas realizadas no tratamento dos dados gravimétricos.	95
Figura 49. Espectro de energia hipotético com a diferenciação das fontes.	98
Figura 50. Representação gráfica do filtro passa-banda (GEOSOFT, 2009).	99
Figura 51. Representação da atenuação do filtro Butterworth (GEOSOFT, op. cit.).	100

Figura 52. Representação gráfica da atenuação da continuação para cima (GEOSFT, op. cit.).....	101
Figura 53. Sequência de processamento e execução da Deconvolução de Euler..	104
Figura 54. Grau de alinhamento das soluções e a relação com a qualidade dos resultados (GEOSOFT, 2010).	104
Figura 55. Mapa com a localização dos poços analisados e posicionamento da seção geológica AB elaborada.....	109
Figura 56. Poços utilizados na composição da seção geológica de direção NE-SW.	110
Figura 57. Seção geológica baseada em poços e mapa geológico da área.	111
Figura 58. Perfil litológico do poço exploratório pioneiro perfurado no ano de 1971 pela Petrobras, na região de Anhembi-SP (modificado de IPT, 2005).	112
Figura 59. Localizações das SEVs no âmbito da área de estudo.	113
Figura 60. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-10.	114
Figura 61. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-11.	115
Figura 62. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-12.	116
Figura 63. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-13.	117
Figura 64. Mapa dos traçados de lineamentos rúpteis.....	119
Figura 65. Diagrama de roseta com as direções dos lineamentos traçados na área abrangida pelo estudo.....	120
Figura 66. Mapa da Anomalia Bouguer, sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, integrando as estações gravimétricas levantadas neste estudo e provenientes de outros trabalhos.	123
Figura 67. Gráfico do espectro de potência radialmente ponderado gerado a partir do mapa Bouguer, com indicação das profundidades média das fontes.	125
Figura 68. Mapa da Anomalia Bouguer sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, submetido à filtragem Passa-Baixa, realçando as anomalias regionais (profundidades superiores a 1500 metros).....	127
Figura 69. Mapa da Anomalia Bouguer sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, submetido à filtragem Passa-Alta, realçando as anomalias residuais (profundidades inferiores a 1500 metros).....	128
Figura 70. Mapa sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, resultado da aplicação do filtro Butterworth para fontes com profundidades maiores que 1500 metros. Em amarelo encontram-se os traçados dos lineamentos gravimétricos.....	130

Figura 71. Mapa sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, resultado da aplicação do filtro Butterworth para fontes com profundidades menores que 1500 metros.	131
Figura 72. Resultado da aplicação do filtro Continuação para Cima, com diferentes valores de H.	133
Figura 73. Deconvolução de Euler, com índice estrutural 0, e as principais estruturas tectônicas interpretadas (IPT,1981).	136
Figura 74. Deconvolução de Euler, com índice estrutural 1, e as principais estruturas tectônicas interpretadas (IPT,1981).	137
Figura 75. Deconvolução de Euler, com índice estrutural 2, e as principais estruturas tectônicas interpretadas (IPT,1981).	138
Figura 76. Alinhamentos tectônicos associados à anomalia gravimétrica (modificado de SAAD, 1997 e RICCOMINI, 1997).	140
Figura 77. Predomínio e intensidade de cada direção estrutural na Bacia do Paraná ao longo do tempo geológico. Fonte: Modificado de Zalán et al. (1990) por Lúcio (2015).	140
Figura 78. Deslocamentos na faixa de afloramentos como indicativos de estrutura em subsuperfície atuando na configuração das camadas sedimentares.	142
Figura 79. Localização das seções escolhidas para elaboração de modelos gravimétricos. Os traços azuis representam os lineamentos estruturais que incidem na área de estudo.	143
Figura 80. Modelagem gravimétrica da seção AB (NW-SE).	145
Figura 81. Modelagem gravimétrica da seção CD (NE-SW).	145
Figura 82. Modelagem gravimétrica da seção EF (NE-SW).	145
Figura 83. Modelagem gravimétrica da seção GH (NE-SW).	146
Figura 84. Relação entre os alinhamentos locais e o alto estrutural interpretado para a área de estudo.	148

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Intervalos de densidade aproximados de alguns tipos de rochas e minerais de minério (KEAREY & BROOKS, 2002).....	80
Tabela 2 - Relação entre a geometria dos corpos e seus respectivos índices estruturais (LA FEHR & NABIGHIAN, 2012).....	103
Tabela 3 - Densidades medidas na região de Anhembi-SP e adjacências (CAVALLARO, 2013).....	107

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Justificativa e Relevância do Tema	17
1.2. Localização da Área Estudada	17
1.3. Objetivos	20
1.4. Etapas de Trabalho	20
2. A BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ.....	22
2.1. Evolução Tectono-Sedimentar.....	26
2.2. O Embasamento da Bacia e a Relação com os Lineamentos	28
2.3. Síntese de Levantamentos e Estudos Geofísicos na Bacia do Paraná	33
3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA LOCAL	41
3.1. Estratigrafia.....	41
3.2. Geologia Estrutural	52
3.2.1. Alinhamentos estruturais e zonas de falhas.....	54
3.2.2. Altos estruturais.....	57
3.3. Contexto Geomorfológico	62
4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DA GRAVIMETRIA E GPS DIFERENCIAL	65
4.1. Gravimetria	67
4.2. Medições da Gravidade	71
4.3. Redução dos Dados Gravimétricos	73
4.3.1. Correção de deriva (C_D)	75
4.3.2. Correção de latitude (C_I)	77
4.3.3. Correção de maré ou luni-solar	77
4.3.4 Correção Ar-Livre (C_{AL})	78
4.3.5 Correção Bouguer (C_B)	78
4.3.6. Correção topográfica (C_T)	79

4.4. Densidade das Rochas.....	79
4.5. GPS (<i>Global Positioning System</i>) <i>Diferencial</i>	81
4.5.1. Principais características do DGPS.....	81
4.5.2. Fatores que podem acarretar limitações na aquisição	82
4.5.3. Fatores que influenciam na precisão com dados pós-processados.....	83
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	85
5.1. Campanha Gravimétrica	85
5.2. Levantamento Planialtimétrico.....	89
5.3. Dados Gravimétricos Preexistentes.....	92
5.4. Pós-Processamento dos Dados de Posicionamento	93
5.5. Processamento dos Dados Gravimétricos.....	94
5.6. Métodos de Realce de Anomalias	96
5.6.1 Espectro de potência ponderado radialmente	97
5.6.2. Filtro Passa-Banda.....	99
5.6.3. Filtro Butterworth	99
5.6.4. Continuação para Cima.....	100
5.6.5. Derivada Vertical	102
5.6.6. Derivadas Horizontais	102
5.6.7. Gradiente Horizontal Total	102
5.6.8. Deconvolução de Euler	103
5.7. Levantamento Geológico e Estrutural da Área de Estudo	105
5.8. Modelagem Gravimétrica Direta 2,5 D.....	106
5.9. Densidade de Massa	107
6. RESULTADOS DO LEVANTAMENTO GEOLÓGICO/ESTRUTURAL.....	108
6.1. Análise de Perfis de Poços Tubulares Profundos e Poço de Pesquisa da Petrobras	108
6.2. Dados de Sondagens Elétricas Verticais (SEV) Profundas – Paulipetro	113

6.3. Estruturas Rúpteis	118
7. RESULTADOS DO LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO E DISCUSSÕES	121
7.1. Mapa da Anomalia Bouguer	121
7.2. Espectro de Potência Ponderado Radialmente	124
7.3. Filtragem Passa-Baixa e Passa-Alta.....	124
7.4. Filtragem Butterworth.....	129
7.5. Continuação para Cima	132
7.6. Deconvolução de Euler.....	134
8. INTEGRAÇÃO DOS DADOS: MODELAGEM GRAVIMÉTRICA.....	139
9. CONCLUSÕES	147
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	151

1. INTRODUÇÃO

Além de retratar uma admirável paisagem, a região inserida entre os altos estruturais da porção nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná, no centro-leste paulista, há muito tempo também tem despertado interesse de pesquisadores das ciências da Terra pelos aspectos fisiográficos, florestal, paleontológico, geológico, geofísico, energético (pesquisa de petróleo) ou de economia mineral.

As primeiras publicações científicas sobre a região remontam aos séculos XIX e XX e, sem diminuir o valor de artigos de outras áreas, aqueles direcionados à geologia têm sido o principal foco das pesquisas, uma vez que os altos constituem testemunhos da evolução tectônica regional e de interesse à pesquisa de petróleo (COLLON, 1897; WASHBURNE, 1930; OLIVEIRA, 1920, 1940).

Se, ao longo do tempo, o reconhecimento da sedimentação e das condicionantes estruturais em superfície tem sido o motivo de vários estudos, aos quais juntam a relevância de Andrade & Soares (1971), Castro (1973), Soares (1974), Souza Filho (1983), Riccomini (1995), Sousa (1997) e Sousa (2002), a prova indireta em profundidade é carente ou muito pouco estudada e só vieram a público na década de oitenta com Ferreira (1982) aos quais seguiram outros como Quintas (1995), Dourado (2004), Mantovani et al. (2005), Araújo et al. (2006), Fries (2008), Dias et al. (2011) e Cavallaro (2013) com trabalhos utilizando os métodos geofísicos.

Um levantamento gravimétrico regional aliado a um reconhecimento geológico/estrutural é capaz de fornecer subsídios para a caracterização dos arranjos, relações e compartimentações das rochas em profundidade, que associadas aos conhecimentos sobre a constituição litológica e às estruturas geológicas, formam uma importante base para modelagens gravimétricas com ênfase nas estruturas tectônicas. Desta maneira, a localização de eventuais estruturas de grande porte irá contribuir para a elucidação dos processos evolutivos que ocorreram na área escolhida para esta pesquisa.

Nesse sentido, o presente estudo busca, a partir de anomalias gravimétricas, reconhecer o comportamento do topo do embasamento cristalino, a distribuição e geometria das camadas litológicas e sua relação com os elementos estruturais, na tentativa de reconhecer a evolução tectônica ocorrida na região entre os municípios de Anhembi, Rio das Pedras, Porto Feliz e Torre de Pedra, porção central do Estado de São Paulo.

1.1. Justificativa e Relevância do Tema

Os trabalhos de geofísica na região centro-leste do Estado de São Paulo são poucos e que as feições de subsuperfície que controlam o desenvolvimento de altos estruturais, em parte esclarecidas pela grande eficiência do método gravimétrico, ainda não foram estudadas por inteiro. Isto se explica, principalmente, mediante uma feição anômala positiva observada, em parte, no trabalho de Fries (2008), cuja área de estudo do mesmo interceptou uma anomalia gravimétrica expressiva no flanco nordeste da Bacia do Paraná, na região de Laras-SP.

Nesse sentido, a escolha da área e do tema desse estudo, foi influenciada pelos trabalhos que Sousa (2002) e Fries (2008) desenvolveram na porção centro-leste do Estado de São Paulo, sob o enfoque estrutural e gravimétrico/magnetométrico, os quais foram de fundamental importância para balizar o modelamento das eventuais anomalias geofísicas. Fries (op. cit.) teve como objetivo delimitar e modelar as anomalias ligadas aos domos de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, deixando de considerar uma anomalia gravimétrica positiva e de aspecto circular ao sul de sua área de estudo, a qual passou a ser objeto principal do presente trabalho, na tentativa de reconhecer sua geometria e buscar uma relação com eventos que pudessem explicar sua origem.

1.2. Localização da Área Estudada

A área estudada localiza-se no flanco nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná, na porção central do Estado de São Paulo, ocupando parte dos territórios envolvidos pelas microrregiões de Tatuí (Boituva, Cerquilha, Cesário Lange, Laranjal Paulista, Pereiras, Porangaba, Quadra, Tatuí e Torre de Pedra) e Piracicaba (Águas de São Pedro, Capivari, Charqueada, Jumirim, Mombuca, Piracicaba, Rafard, Rio das Pedras, Saltinho, Santa Maria da Serra, São Pedro e Tietê).

Esta região da bacia possui grande concentração de altos estruturais que são alvos de vários estudos voltados para o entendimento da evolução geológica da área. São eles: Pitanga, Artemis, Pau d'Alho, Jibóia, Anhembi, Jacu, Carlota Prenz, Jacutinga, Guarda e Rio Grande.

A área que abrange os levantamentos apresenta aproximadamente 6000 km², cuja topografia varia de 400 a 850 metros, de acordo com o Modelo Digital do Terreno elaborado (Figura 1).

Na Figura 1 também constam as rodovias que foram de extrema importância para o estabelecimento de boa parte das novas estações gravimétricas.

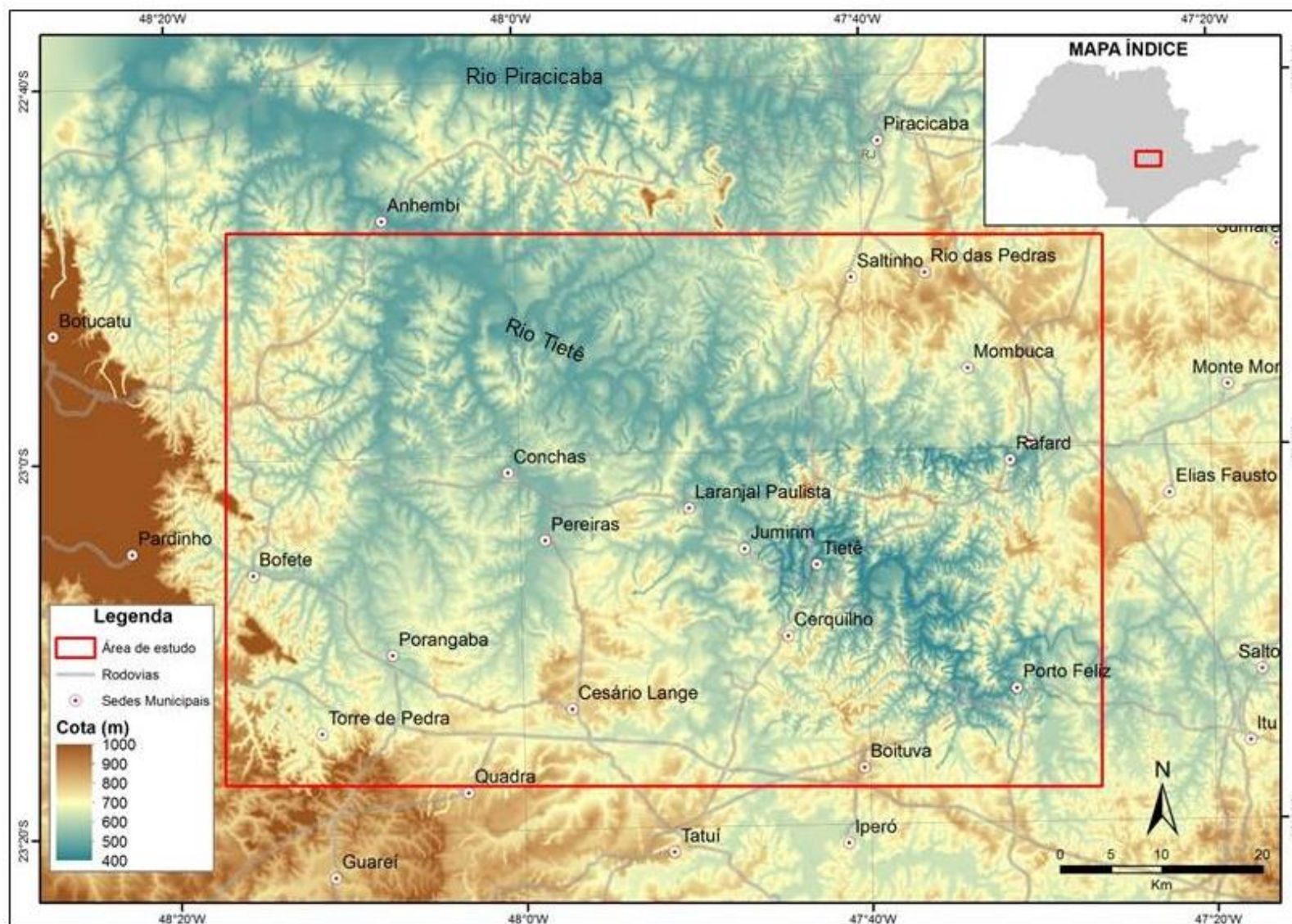


Figura 1. Modelo de elevação do terreno com a localização da área de estudo e rodovias utilizadas para os levantamentos de campo.

1.3. Objetivos

O objetivo desta pesquisa tem como foco ampliar o conhecimento em subsuperfície, buscando subsídios para um melhor entendimento do cenário geológico/estrutural em que a área de estudo está inserida, utilizando-se da gravimetria. Ou seja, o objetivo se fundamenta na delimitação da anomalia gravimétrica de interesse para enfim entender as distribuições e geometria das camadas de rochas, bem como o comportamento do topo do embasamento cristalino.

Sendo assim, para cumprir o objetivo aqui proposto, se fez necessário delimitar, comprovar e explicar uma possível anomalia gravimétrica nesta região, mediante uma série de etapas que envolveram a pesquisa bibliográfica, a implantação de novas estações gravimétricas na área, determinação das principais anomalias gravimétricas potencialmente correlacionáveis às estruturas geológicas de grande porte, e, por fim, a elaboração de um modelo geológico baseado nos mapas gravimétricos gerados.

1.4. Etapas de Trabalho

Para que os objetivos fossem alcançados, algumas etapas básicas precisaram ser cumpridas. Dentre elas, as principais fases foram:

- Pesquisa bibliográfica visando a busca de dados preexistentes, tais como mapas ou publicações referentes ao método aplicado e ao quadro geológico em que a área está inserida, para que a partir destas informações fosse planejada a logística dos trabalhos de campo;
- Levantamento gravimétrico terrestre acompanhado de levantamento planialtimétrico de alta precisão;
- Processamento dos dados do levantamento planialtimétrico;
- Processamento dos dados gravimétricos novos e reprocessamento dos dados preexistentes por meio do programa Oasis Montaj®;
- Reduções, correções e cálculos dos valores das anomalias gravimétricas regionais e residuais de dados obtidos em campo em conjunto com aqueles de trabalhos anteriores, para posterior elaboração do mapa da anomalia Bouguer;

- Processamento, análise e interpretação dos dados gravimétricos por meio de aplicação de filtros e rotinas específicas de tratamento de dados;
- Integração dos dados geofísicos, geológicos, estruturais e de densidades das rochas para elaboração dos modelos geológicos a partir dos dados gravimétricos com uso do programa GM-SYS da *Northwest Geophysical Associates* (NGA).

2. A BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ

A bacia sedimentar do Paraná é uma bacia intracratônica com acumulação de rochas sedimentares e vulcânicas, de idade desde o Ordoviciano até o Cretáceo (Figura 2). É do tipo sinéclise intracratônica, de forma ovalada, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e 900 km de largura, na média, eixo principal de direção N-S e mergulho centrípeto das camadas, atingindo uma espessura máxima de 7000 m em seu depocentro, localizado próximo à tríplice fronteira Brasil-Argentina-Paraguai (MILANI, 1997).

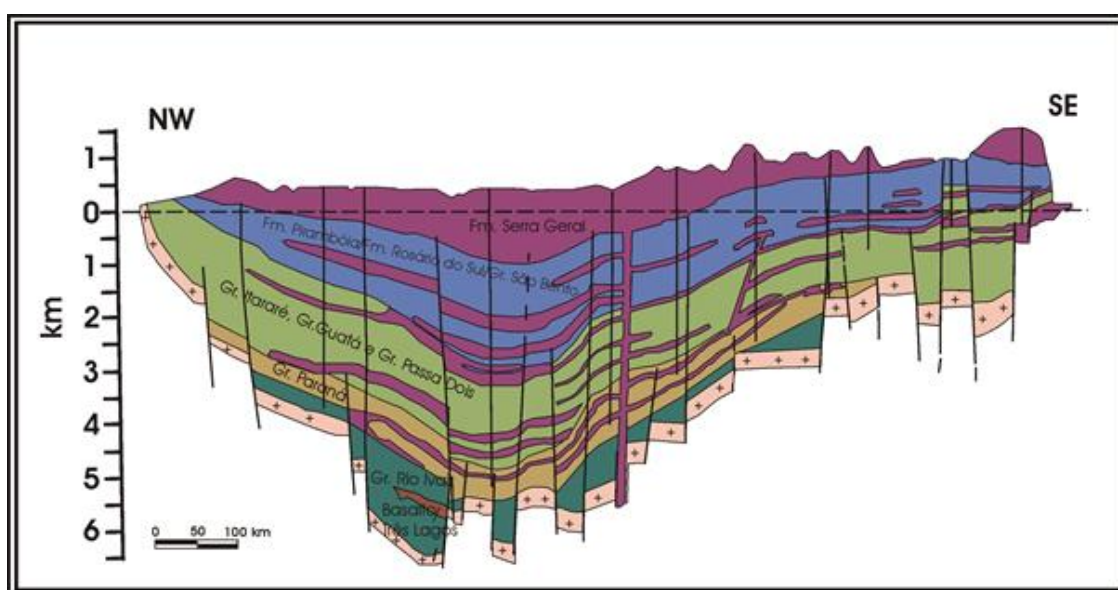


Figura 2. Seção geológica esquemática de direção NW-SE da Bacia do Paraná representando as principais formações e grupos (MILANI & ZALÁN, 1999).

Os sedimentos foram depositados diretamente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano composto por rochas ígneas e metamórficas cujas idades radiométricas compreendem o período entre 700 e 450 Ma (CORDANI et al., 1984), correspondente ao Ciclo Orogênico Brasileiro. O contato dos sedimentos com o embasamento é considerado erosivo a leste da bacia, onde atuou o soerguimento crustal relacionado ao rifteamento que deu origem ao Atlântico Sul. Já na borda norte-nordeste, de natureza arenosa, aparenta demarcar um limite deposicional original (MILANI, op. cit.).

De acordo com Maack (1952), sua denominação é devida ao rio Paraná que percorre o traçado paralelo ao eixo maior da bacia na direção NNE-SSW por cerca de 1.500 km até modificar seu curso para a direção leste-oeste, cruzando o arco de

Assunção e formando a fronteira entre o Paraguai e a Argentina (Bacia Chaco-Paraná). A Bacia é limitada a oeste pela feição positiva conhecida como Arco de Assunção, estendendo-se ainda a sul-sudoeste para a Argentina e Uruguai (MILANI et al., 2007).

A Bacia do Paraná, de acordo com Zalán et al. (1990), ocupa um total de 1,4 milhões de km², sendo que aproximadamente 78% de sua área está localizada na porção meridional do Brasil, perfazendo 1,1 milhões de km², enquanto que no Paraguai, Argentina e Uruguai ocupa 100 mil km² de seus territórios (Figura 3). Apresenta derrames basálticos em dois terços da porção brasileira com espessura chegando a 1.300m. Quando somados aos *sills* podem chegar até 2.000 m de rochas ígneas.



Figura 3. Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (MELO et al., 1997).

Milani & Ramos (1998) reconheceram seis supersequências, onde cada uma delas compreende um registro geológico da ordem de algumas dezenas de milhões de anos e constituem o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná (MILANI, 1997). O registro completo engloba o intervalo de 450 a 65 Ma e uma grande parte do tempo encontra-se condensado em hiatos que separam as diversas supersequências.

As supersequências reconhecidas por Milani (op. cit.) marcam diferentes ambientes deposicionais, seja no âmbito tectônico ou climático. São elas: Rio Ivaí, Paraná e Gondwana I, que consolidam grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozoicos enquanto o Gondwana II, Gondwana III e Bauru são representados por pacotes sedimentares continentais e rochas ígneas associadas (Figuras 4 e 5).

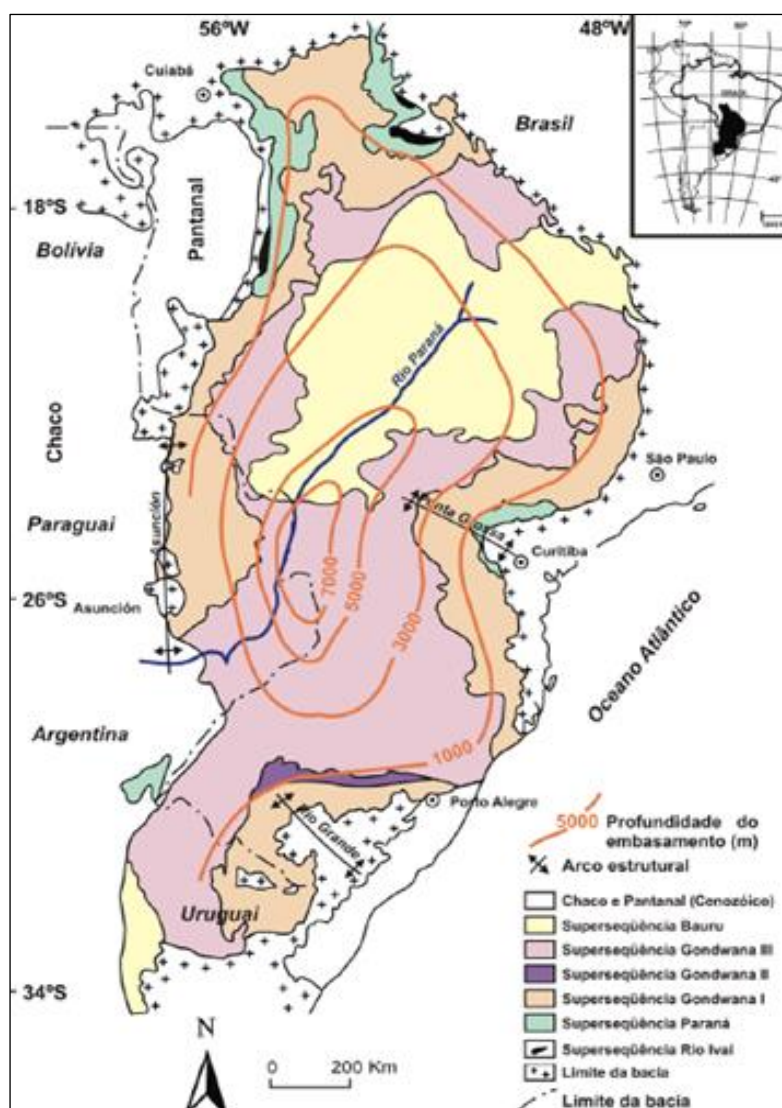


Figura 4. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com referências geográficas e profundidade do embasamento (MILANI & RAMOS, op. cit.).

2.1. Evolução Tectono-Sedimentar

Almeida (1980) e Zalán et al. (1990) argumentam que o pacote de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de no mínimo três bacias diferentes, cujas geometrias e limites variam de uma para a outra, em decorrência do movimento das placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico. A primeira bacia corresponde às sequências siluriana e devoniana e teria sido depositada em um golfo aberto para o paleo-oceano Pacífico. A segunda, que corresponde à sequência permocarbonífera, típica de sinéclise continental, desenvolveu-se em mar interior. Por fim, a fase de erupção das lavas corresponderia a “terceira bacia” do Paraná.

A mega estrutura monoclinal originada a partir da sobrecarga tectônica, na parte oeste do Gondwana, foi interpretada como tendo sido um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná. Outros autores interpretaram diferentemente a origem e evolução da bacia:

- Para Zalán et al. (op. cit.), os fenômenos tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro que levaram à contração térmica teria sido um importante mecanismo ligado à implantação da sinéclise.
- Para Fulfaro et al. (1982), um conjunto de calhas originadas a partir de aulacógenos orientadas segundo a direção NW-SE teriam sido responsáveis pelo início da sedimentação.

Milani (1997) expõe que a implantação da Bacia do Paraná ocorreu na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo as estruturas existentes no embasamento pré-cambriano. As zonas de fraqueza correspondentes ao arcabouço brasileiro impresso nessa região foram reativadas sob o campo compressional originado na borda do continente pela Orogenia Oclógica (RAMOS et al., 1986), do Neo-Ordoviciano, formando, assim, espaço para a acomodação da primeira unidade cratônica da bacia: a Supersequência Rio Ivaí.

Novamente com a subsidência, acumulou-se, desta vez, a Supersequência Paraná, de idade devoniana, com espessura variável e registros litológicos hoje quase totalmente perdidos por erosão, porém detectáveis por associações de palinomorfos dessas idades, retrabalhados no Grupo Itararé. A discordância neodevoniana (“pré-Itararé”) determina um notável marco na geologia do Gondwana,

definindo uma importante lacuna em sua história tectono-sedimentar, o qual fixa um hiato de cerca de 70 Ma (MILANI, 1997).

A origem do Grupo Itararé foi explicada como decorrente principalmente de fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana (ZALÁN, 1991; LÓPEZ-GAMUNDÍ e ROSSELLO, 1993). Porém, a paleoposição em altas latitudes e formação intermitente de calotas de gelo em áreas próximas e sobre parte da Bacia do Paraná, além do grande rebaixamento do nível do mar em decorrência dessas glaciações, certamente constituíram fatores decisivos à atual inexistência de um registro mississipiano na bacia (MILANI et al, 2007).

Com a movimentação do Gondwana para norte, a deposição de sedimentos na Bacia do Paraná foi retomada no final do Westfaliano, de acordo com Daemon e França (1993), ou porção terminal do Moscoviano, de Gradstein et al. (2004). Os eventos de sedimentação no Carbonífero ocorreram durante um período de grandes mudanças, tanto tectônicas quanto climáticas.

A sequência formada após discordância neodevoniana é a Supersequência Gondwana I sugerida por Milani (1997). Esta marca um ciclo transgressivo-regressivo completo, produto da invasão e posterior saída do Panthalassa sobre o interior do Gondwana. Sua porção mais inferior corresponde à sedimentação ainda diretamente ligada ao degelo da calota polar, sendo caracterizada por depósitos em que foram importantes os mecanismos ligados a fluxos de massa e ressedimentação.

O ciclo sedimentar atinge a máxima inundação no Artinskiano e concluiu com sistemas deposicionais continentais à entrada do Triássico. A acumulação da Supersequência Gondwana I foi acompanhada de um progressivo fechamento da Bacia do Paraná às invasões marinhas provenientes de oeste. A característica de bacia intracratônica vai sendo assumida gradualmente e a bacia acaba sendo aprisionada no árido interior continental do Gondwana mesozoico (MILANI, 1997).

A chegada do Triássico foi marcada por uma distensão generalizada na porção sul do paleocontinente Gondwana (ULIANA e BIDDLE, 1988) levando à formação da Supersequência Gondwana II, cuja ocorrência ficou restrita às porções gaúcha e uruguaia da bacia. As características de deposição levam a crer que a sedimentação tenha ocorrido em bacias do tipo gráben. No decorrer do Mesozoico incidiriam as condições de erosão eólica em ampla escala ligadas ao substrato no

interior do Gondwana, marcando na Bacia do Paraná a mais pronunciada lacuna de seu registro estratigráfico.

Em decorrência do intemperismo sobre o substrato, resultaram os sedimentos que viriam a acumular e formar vastos campos de dunas a partir do final do Jurássico. E, posteriormente, em decorrência dos momentos iniciais de ruptura do paleocontinente, ascenderiam as rochas magmáticas eocretácicas que viriam a formar o conjunto da Supersequência Gondwana III (MILANI, op. cit.).

No Eocretáceo, a crosta terrestre foi submetida a um grande fissuramento, associado ao magmatismo basáltico de grandes proporções. Neste evento rompeu-se o megacontinente Gondwana e iniciou-se a abertura do oceano Atlântico Sul. O magmatismo Serra Geral marcou o fim de eventos de sedimentação na grande área interior do megacontinente (MILANI et al., 2007).

Cessado o vulcanismo e promovidos os ajustes isostáticos, incidiu uma depressão sobre o pacote basáltico aonde, no Neocretáceo, viria a se acumular a Supersequência Bauru. O material siliciclástico proveniente de alteração e erosão de rochas paleozoicas e pré-cambrianas expostas nas bordas alcançou o interior após erosão e transporte por centenas de quilômetros. Autores como Fernandes & Coimbra (1996) consideram a formação de uma nova bacia, denominada de Bacia Bauru, o que viria a excluir a sequência neocretácea do registro sedimentar da Bacia do Paraná.

No decorrer da deposição da Supersequência Bauru houve dois períodos de maior intensidade de eventos intrusivos de natureza alcalina: 87-80 Ma e 70- 60 Ma (ALMEIDA e MELO, 1981). Seu registro é marcado por corpos intrusivos pontuais, mais frequentes nas bordas ao norte. No interior da bacia essa atividade ígnea foi registrada como sismitos em pacotes sedimentares, assim como na intensa silicificação de arenitos em áreas de encontro de feições tectônicas regionais de direção NE-SW com o Arco de Ponta Grossa, na porção sul da bacia (FERNANDES et al., 1993).

2.2. O Embasamento da Bacia e a Relação com os Lineamentos

A Bacia do Paraná atravessou um longo período de relativa estabilidade, cujo apogeu, é marcado, no Permiano, pela deposição dos sedimentos da Formação Irati (HACHIRO & COIMBRA, 1993). Porém, o início do Cretáceo foi marcado pelos

primeiros sinais dos intensos processos tectônicos os quais culminariam no extravasamento das lavas basálticas da Formação Serra Geral (SOARES & LANDIM, 1973; RICCOMINI et al., 1992 e FERNANDES & COIMBRA, 1996).

Ao se analisar o comportamento do embasamento aflorante da bacia, é possível prever a continuação do mesmo por baixo dos sedimentos. Neste contexto Cordani et al. (1984) baseados em dados de poços que atingiram o embasamento, sugeriram a existência de um núcleo cratônico no centro da bacia, ao redor do qual se desenvolveram as faixas móveis descritas, posteriormente, por Zalán et al. (1990).

Quintas (1995) e Mantovani et al. (2005) confirmaram mais recentemente, a partir de dados gravimétricos, a existência e os limites deste núcleo cratônico central, denominando-o de Bloco Paranapanema, com uma área de grande anomalia gravimétrica positiva.

Neste contexto, Fulfaro (1971) já havia observado feições do embasamento constituídas por um elemento positivo (alto) e outro negativo (sulco), separados por estruturas menores. O primeiro deles coincide, geograficamente, com o Alinhamento do Paranapanema (FULFARO, 1974), o qual corresponde a uma zona de falhas orientadas segundo ESE-WNW (Figura 6), cuja atividade durante o Fanerozoico teria sido responsável pela compartimentação tectônica da Bacia do Paraná, com reflexos na natureza do registro sedimentar.

Adjacentemente e a norte do Alinhamento do Paranapanema, Saad (1977) caracterizou uma região deprimida nos tempos da deposição de uma das maiores espessuras de sedimentos do Grupo Tubarão na Bacia do Paraná. Esta região corresponde a uma feição estrutural alongada, denominada de Lineamento Tietê (SAAD, op. cit.) cuja localização está representada na Figura 6.

Apesar dos diversos trabalhos anteriores mencionarem Alinhamento de Tietê, optou-se aqui fazer referência à Lineamento, por constituir uma feição linear mapeável, cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo o que difere distintamente dos padrões de feições que lhes são adjacentes e, presumivelmente, reflete um fenômeno de subsuperfície (O'LEARY et al., 1976).

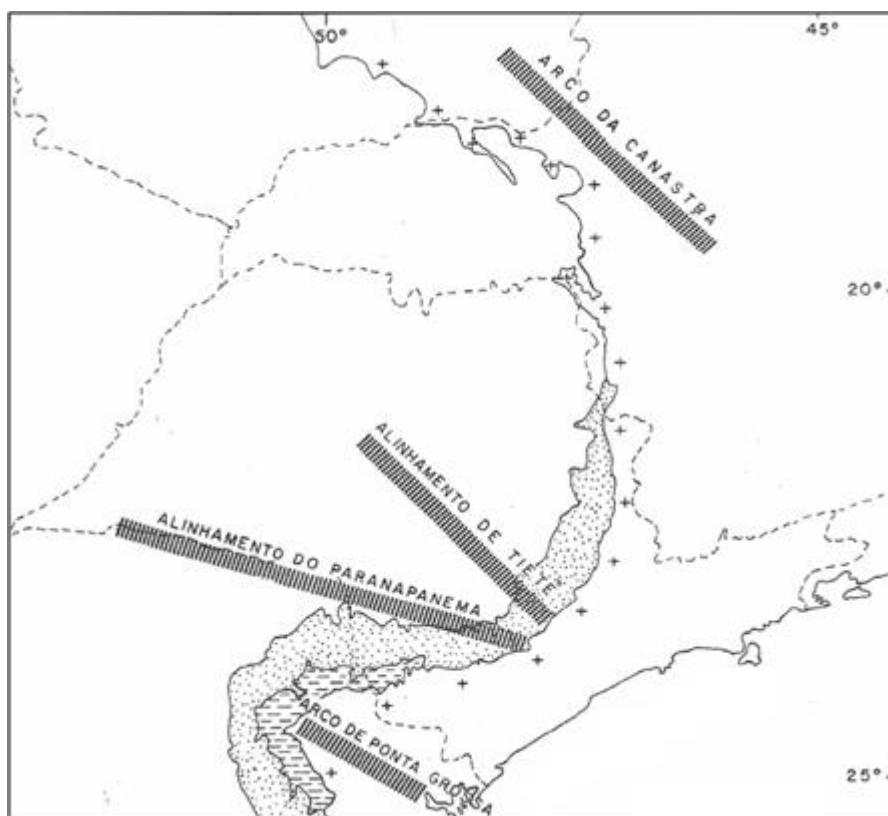


Figura 6. Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná, durante o Neopaleozoico (FULFARO, 1971).

Grande parte da evolução tectono-estratigráfica que ocorreu na Bacia do Paraná foi controlada por estruturas herdadas do embasamento, o qual é composto por crátons e faixas móveis que apresentam inúmeras zonas de fraqueza, as quais cruzam o embasamento, partindo-o em megablocos, blocos e sub-blocos. Estas zonas de fraqueza preexistentes seriam os principais elementos de dissipação dos esforços intraplaca, permitindo, ao longo delas, movimentações de blocos tanto verticais quanto horizontais.

Zalán et al. (1987) explicam que a bacia é dominada por estruturas geológicas lineares cujo padrão se configura em forma de X. Estas feições podem ser divididas em três direções principais: NW-SE, NE-SW e E-W (ZALÁN et al., 1990 – Figura 7). As principais feições NW-SE são representadas pelo Arco de Ponta Grossa, o Sinclinal de Torres e o Arco do Rio Grande. As falhas de Guaxupé, Taxaquara e Lancinha-Cubatão compreendem três importantes exemplos de estruturas NE-SW, enquanto os lineamentos de Mogi Guaçu-Dourados, São Sebastião e Bento Gonçalves caracterizam elementos de direção E-W. As duas orientações mais importantes são de direção NW-SE e NE-SW, que podem constituir falhas simples

ou extensas zonas de falhas (centenas de quilômetros de comprimento e poucas dezenas de quilômetros de largura). Estes dois grupos de elementos tectônicos são zonas de fraqueza antigas que foram recorrentemente ativadas durante a evolução da bacia. Soares et al. (1982) já havia reconhecido este mesmo padrão de elementos tectônicos com orientação NW e NE a partir de imagens de satélite Landsat e imagens de radar aerotransportados para caracterizar os elementos de relevo e drenagem, em uma extensa área da Bacia do Paraná.



Figura 7. Mapa com a localização das principais feições estruturais da Bacia do Paraná. Modificado de Zalán et al. (1990).

De acordo com esses autores, estas zonas estruturais de direção NW e NE representariam áreas com maior mobilidade tectônica em comparação às áreas adjacentes. Além disso, constataram também, que as zonas com *trend* NW estão preenchidas por diabásio, enquanto *trends* NE não apresentam tal preenchimento.

Os elementos responsáveis pela origem do lineamento NW, segundo Zalán et al. (1990), são indistintos, porém o autor assume que eles sejam tão ou mais antigos

quanto os lineamentos NE, de idade Brasileira. O padrão estrutural atual de cada um destes grupos é diferente, principalmente porque as falhas com orientação NW foram fortemente reativadas durante o quebramento juro-cretáceo do Gondwana diferentemente daquelas de direção NE que não sofreram reativações nesta época.

O evento tectônico do Juro-Cretáceo, segundo Zalán et al. (op. cit), foi o mais intenso dentre aqueles que afetaram a Bacia do Paraná. O mesmo reativou vigorosamente as falhas NW preexistentes criando provavelmente várias outras paralelas a esta direção, promovendo o condicionamento de corpos ígneos intrusivos e derrame de lavas basálticas referentes à Formação Serra Geral.

Zalán et al. (op. cit.) observou que o padrão estrutural das zonas de falha de direção NE é diferente e são constituídas por uma única falha larga ou por uma zona de falhas retilíneas. Neste padrão estrutural ocorre em geral uma ausência significativa de diques e, conseqüentemente, das deformações associadas a eles. Porém, estruturas relacionadas às movimentações transcorrentes são mais comuns ao longo dos lineamentos NE, embora também sejam frequentes ao longo dos lineamentos NW.

Por fim, os lineamentos de direção E – W, de acordo com Soares et al. (1982), são pouco compreendidos na Bacia do Paraná. Eles podem ser detectados em mapas aeromagnéticos e imagens LANDSAT. Seu desenvolvimento teve início a partir do Triássico, cuja idade, aliada ao seu paralelismo, sugerem uma ligação com o desenvolvimento do Atlântico Sul. Além disso, este lineamento corresponde à Direção Paranapanema (SOARES, 1991) e às estruturas tênues com pouca movimentação, apesar de reconhecidas no Quaternário. São estruturas que não correspondem a limite de blocos crustais nem a fraturas profundas preenchidas por intrusões.

2.3. Síntese de Levantamentos e Estudos Geofísicos na Bacia do Paraná

Com o mesmo objetivo - melhorar o entendimento das origens e comportamentos das estruturas tectônicas da Bacia do Paraná - foram desenvolvidos por vários autores, estudos de caráter subsuperficial com a aplicação de métodos geofísicos, como seguem.

Alguns trabalhos foram desenvolvidos nesta região pelo PAULIPETRO – CONSORCIO CESP/IPT (1981), ANP (2010) e por autores como: Ferreira (1982), Quintas (1995); Mantovani et al. (2005), Ussami et al. (1991) e Ferreira & Algarte (1979).

O Paulipetro (Consórcio CESP/IPT, 1981) aplicou a magnetometria numa área a sul do Rio Tietê, onde já se sabia previamente da existência de um alto estrutural na região de Piratininga (sudoeste de Bauru), com padrões estruturais definidos nas proximidades do vale do Rio Tietê e de áreas onde os derrames basálticos encontram-se aflorantes. Os resultados finais foram um total de 139.711 km de perfis magnéticos obtidos, abrangendo 243.737 km² cujas interpretações indicaram uma notável tendência com predominância NE-SW que representam as principais direções das fontes magnéticas rasas e profundas. Esse lineamento é interceptado pelos traços magnéticos NW-SE, sendo que o principal foi denominado de Alinhamento Estrutural de Guapiara, de direção N45° – 50° W.

Foi aplicado também, pelo mesmo consórcio, o método da eletrorresistividade a fim de avaliar o comportamento do embasamento. Foram feitas sondagens elétricas verticais cujos resultados apresentaram uma boa definição no que se refere ao comportamento estrutural apresentado para a região. Adiante será discutido o resultado de quatro destas sondagens, cujos resultados foram incorporados na seção geológica elaborada para a área de estudo.

Dados magnetotelúricos também foram obtidos pela PAULIPETRO– CONSÓRCIO CESP/IPT (op. cit.) os quais permitiram uma correlação com os dados geológicos de superfície conhecidos. Além disso, foram realizados levantamentos sísmicos, possibilitando estudar os derrames basálticos, cuja interpretação apontou até 800 m de espessura para estes corpos.

Um extenso projeto também foi executado pelo mesmo consórcio, do qual participaram de um levantamento gravimétrico, pesquisadores do CNPq (Observatório Nacional) e IBGE no Brasil, Instituto Geográfico Militar da Argentina e

Serviço Geográfico Militar do Ministério da Defesa Nacional do Uruguai. A área de abrangência incluiu a Bacia do Paraná e adjacências do Brasil, Uruguai e Argentina. Com a execução deste projeto foi possível determinar as zonas de falhamentos delimitadas gravimetricamente, que indicam sistemas de falhas de gravidade (NNE – SSW, WNW-ESE, N-S, E-W) normais ou inversas provavelmente decorrentes da reativação de antigas zonas de fraqueza do embasamento sob a carga de sedimentos e de esforços horizontais decorrentes da subsidência da bacia e atividade tectônica do Atlântico Sul.

Ferreira (1982), estudando a gravimetria da região central do Arco de Ponta Grossa, caracterizou um alto gravimétrico, delimitado ao norte pelo Alinhamento São Jerônimo-Curiúva e ao sul pelo Alinhamento do Rio Alonzo (Figura 8). Esta estrutura assinala um alto gravimétrico orientado segundo a direção NW-SE, correspondente à tendência de maior concentração de diques de diabásio, associada à região central do Arco de Ponta Grossa.

Ussami et al. (1991) aplicou a aeromagnetometria a fim de elucidar o comportamento dos diques e observou que os mesmos devem continuar para noroeste do Arco de Ponta Grossa, em direção ao eixo central da bacia, cortando discordantemente as espessas sequências de derrames basálticos. Com isso, os autores reforçaram as evidências geoquímicas e paleomagnéticas de que os diques da borda leste da Bacia do Paraná estão associados a um evento tectonomagmático tardio ou subsequente ao derrame basáltico principal da Formação Serra Geral das partes sul e central da Bacia do Paraná.

Ainda neste contexto Ferreira & Algarte (1979) aplicaram a aeromagnetometria para subsidiar o entendimento do tectonismo condicionado ao Alinhamento Estrutural de Guapiara. Com isso, identificaram as intrusões de Jacupiranga e Juquiá (relativas à primeira fase de reativação - Jurássico Superior e Cretáceo Inferior, pré-Aptiano) contemporâneas aos derrames basálticos e às manifestações subaflorantes do vulcanismo alcalino e alcalino-ultrabásico de Registro e Pariquera-Açu, que definem as anomalias aeromagnéticas.

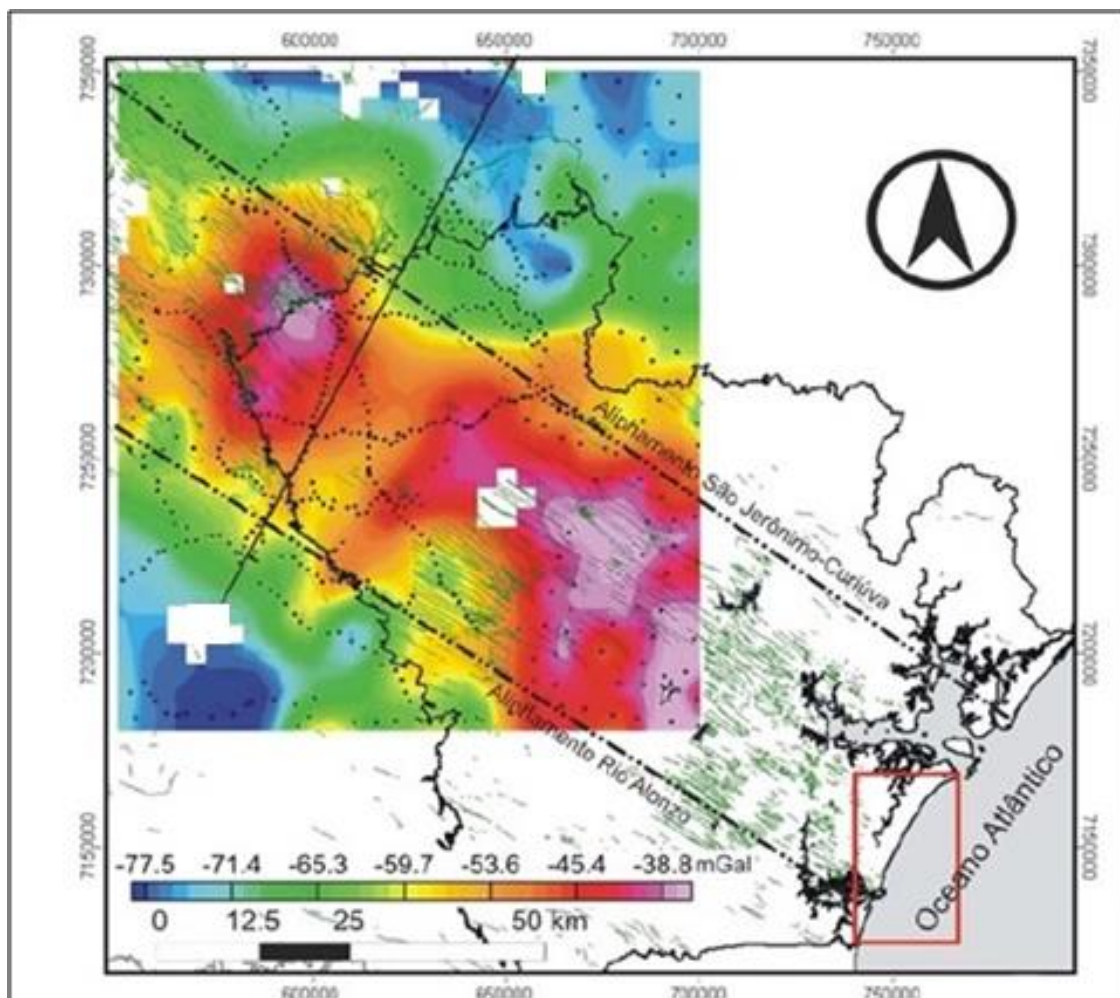


Figura 8. Mapa da região central do Arco de Ponta Grossa indicando o alto gravimétrico entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (Fonte: FERREIRA, 1982 e MINEROPAR, 2001).

Outros estudos importantes para a caracterização do arcabouço do embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná com a aplicação de método geofísico foram realizados por Quintas (1995) e Mantovani et al. (2005). Foi feita uma integração e análise de dados gravimétricos de diferentes instituições como IBGE, Observatório Nacional, CPRM, IAG-USP, UFPR conjuntamente com poços exploratórios da Petrobras (Figura 9). O estudo teve como objetivo fornecer subsídio para a elucidação dos processos envolvidos na evolução mecânica da bacia. Desta forma, estes autores interpretaram, a partir de dados geofísicos, a existência do Bloco Paranapanema (Figura 10), como já mencionado anteriormente.

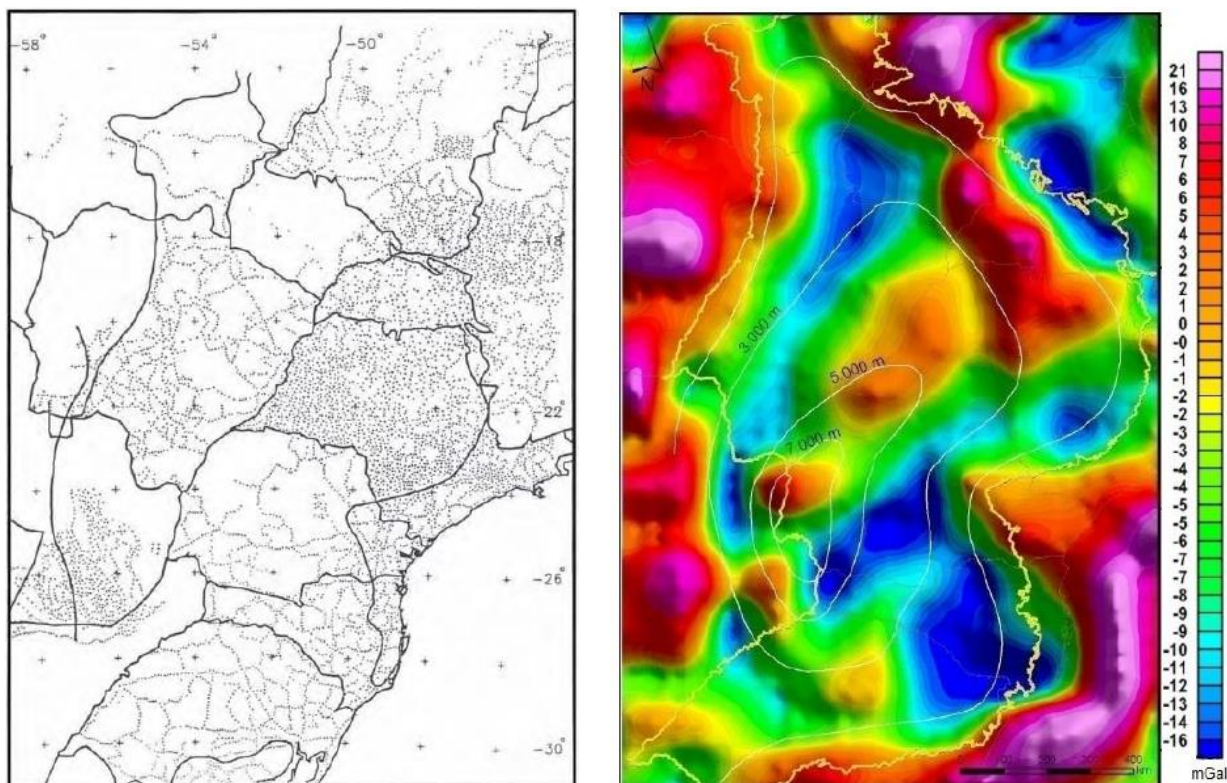


Figura 9. Localização das estações gravimétricas (QUINTAS, 1995) e Mapa da anomalia Bouguer (ANP, 2010).

Dourado (2004), num estudo da estruturação da borda leste-nordeste da Bacia do Paraná a partir da determinação da Função do Receptor para a Estação Sismológica de Rio Claro (RCLB), forneceu informações sobre a estrutura da crosta. Os resultados alcançados demonstraram que a Moho possui profundidade média de 42 km, com mergulho para NE e que a espessura sedimentar da bacia aumenta para W, podendo ser superior a 1 km na área da estação sismológica RCLB. Além disso, foi verificada a existência de uma inversão de velocidade das ondas na crosta superior, a qual pode refletir a complexidade estrutural da região, ou ainda, representar a ocorrência de uma zona de sutura na área de estudo.

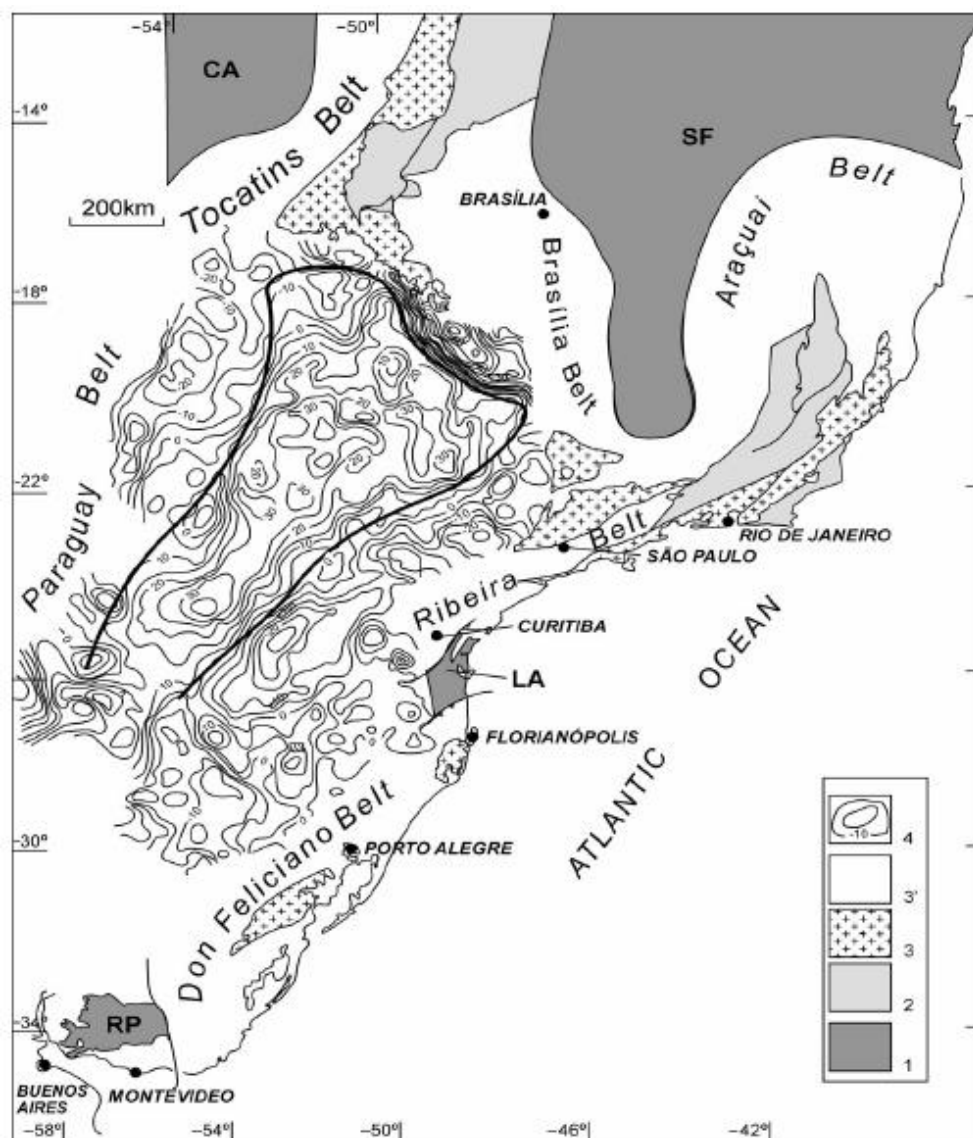


Figura 10. Delimitação do Bloco Paranapanema através de dados gravimétricos, segundo Mantovani et al. (2005). (1) Crátons: São Francisco (SF), Amazônico, LA- Luís Alves, RP- Rio de La Plata. (2) Principais blocos Pré-Brasílicos retrabalhados (embasamento Paleozoico e Arqueano). (3) Arcos magmáticos Brasileiros Neoproterozoicos: MR- Mara Rosa – Goiás, AR- Arenópolis, SM- Terreno Serra do Mar (Arcos Rio Negro e Rio Doce), SG- Socorro Guaxupé, PE- Pelotas. (3) Cinturões de rochas Supracrustais indiferenciadas. (4) Mapa gravimétrico do embasamento.

Fries (2008) também aplicou a gravimetria em conjunto com a magnetometria na região nordeste da bacia, com o objetivo de reconhecer o comportamento dos altos estruturais, tendo sido implantadas 595 novas estações. De acordo com este autor, os valores gravimétricos observados na área a partir do mapa da anomalia Bouguer (Figura 11) forneceram subsídios para uma interpretação acerca do arcabouço geológico, geofísico e estrutural nesta região da Bacia do Paraná. As anomalias apresentaram valores significativos e concentrados principalmente nas porções sul e leste do mapa gravimétrico. Na porção sul, anomalias chegam a

variações em torno de 20 mGal e possuem um padrão circular e de alto gradiente horizontal chegando a valores superiores a 10 mGal/km.

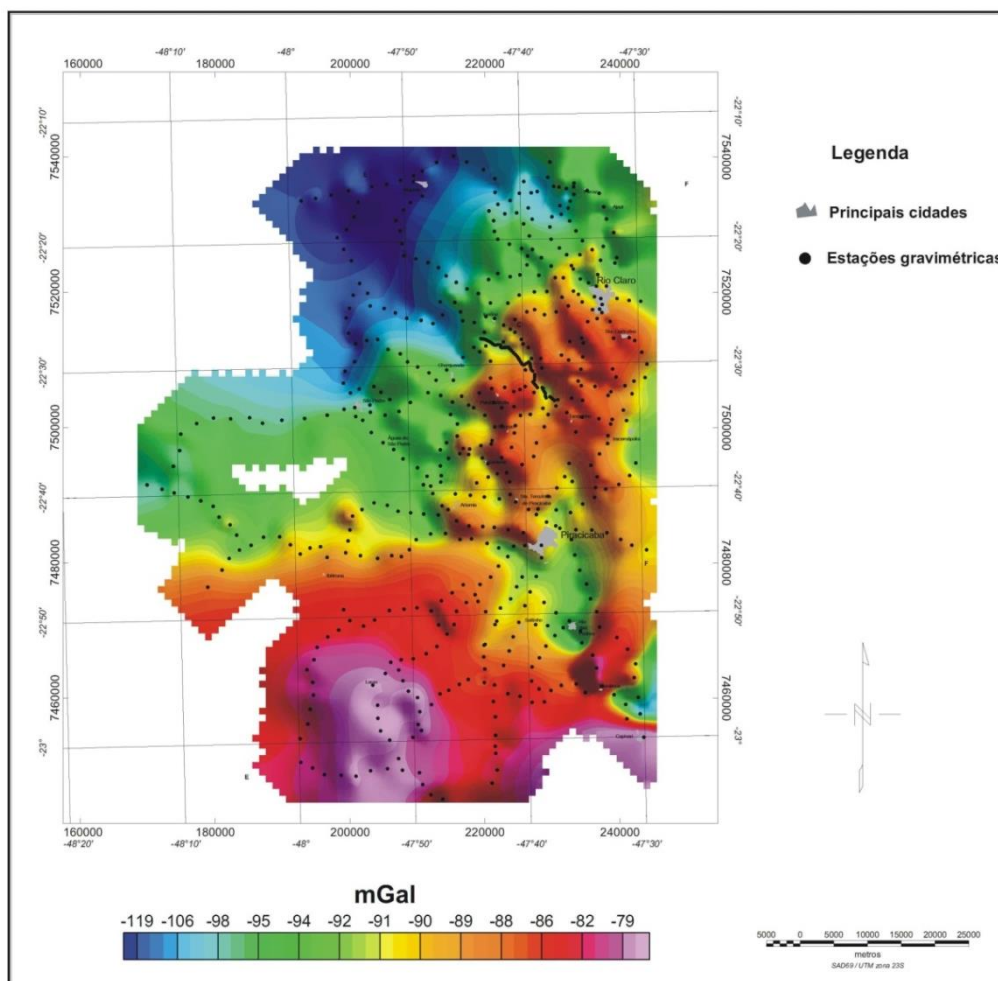


Figura 11. Mapa dos valores calculados da anomalia Bouguer, principais cidades e estações gravimétricas (FRIES, 2008).

Fries (2008) também observou que na porção leste do mapa, as anomalias, apresentam um padrão linear marcante, sendo, uma provável resposta às direções existentes na área e, também, impostos por falhamentos correlacionados à região do Alto Estrutural de Pitanga. Os valores gravimétricos apresentados e as respectivas anomalias observadas no mapa permitiram uma relação direta com estudos geofísicos e geológicos realizados no passado na região dos altos estruturais (SOARES, 1971; SOARES, 1974; CASTRO, 1973; SOUZA FILHO, 1983; RICCOMINI, 1992; RICCOMINI, 1995; RICCOMINI, 1997; SOUSA, 1997 e SOUSA 2002). As feições contrastantes e lineares observadas apresentaram continuidade e são concordantes com os lineamentos reconhecidos na bacia em estudos anteriores,

com direções preferenciais NE-SW, NW-SE e, em menor número, E-W e N-S (FULFARO et al., 1982; ZALÁN et al., 1987; ZALÁN et al., 1990).

Ainda de acordo com a Figura 11, é evidente a expressiva anomalia gravimétrica positiva de fechamento aparentemente circular ao sul da área estudada por Fries (2008). Foi justamente o elevado contraste nos valores de anomalia e o caráter relativamente regional, que despertaram o interesse em desenvolver o presente trabalho, aplicando-se também a gravimetria para delimitar esta feição anômala, a fim de reconhecer o cenário geológico/estrutural no qual está inserida.

Para o mapa magnetométrico de isovalores (Figura 12) gerado, Fries (2008) interpretou a presença de alta estruturação na área, em especial na região circunvizinha aos altos estruturais de Pitanga e Artemis. Dividindo-se o mapa em quadrantes, podem-se observar anomalias concentradas principalmente na porção central e nos quadrantes NE e NW. Alguns alinhamentos são pronunciados e apresentaram características e respostas oriundas dos corpos intrusivos básicos da Formação Serra Geral (níveis mais rasos e profundos) como, também, de cicatrizes no embasamento.

Os resultados magnetométricos, após análise, demonstraram consistência e coerência em relação aos estudos geofísicos e geológicos prévios da região dos altos estruturais (SOARES, 1971; SOARES, 1974; CASTRO, 1973; SOUZA FILHO, 1983; RICCOMINI, 1992; RICCOMINI, 1995; RICCOMINI, 1997; SOUSA, 1997; SOUSA, 2002).

Dias et al. (2011) aplicou a Função do Receptor na Bacia do Paraná, na região de Bebedouro-SP, buscando identificar tanto feições mais profundas (profundidade do embasamento - FR de baixa frequência) quanto estruturas mais rasas (espessura do basalto - FR de alta frequência). Com isso foi possível determinar a espessura da camada de basalto Serra Geral, a qual varia de 200 a 400m, bem como identificar possíveis zonas de fratura dessa camada ou basalto alterado. O estudo também possibilitou identificar o embasamento em 2,5-3,0 km bem como a espessura crustal com 40 km.

Cavallaro (2013) para caracterizar subsuperficialmente a região do Alto Estrutural de Anhembi, aplicou a gravimetria e a magnetometria, cujos resultados identificaram uma anomalia positiva de direção NW-SE, sobreposta ao rio Tietê, indicando correlação com o Lineamento Tietê. Além disso, constatou, a partir de modelos, que a estruturação da área está fortemente relacionada com o

embasamento, a qual é refletida na superfície, através dos sistemas de falhas e lineamentos.

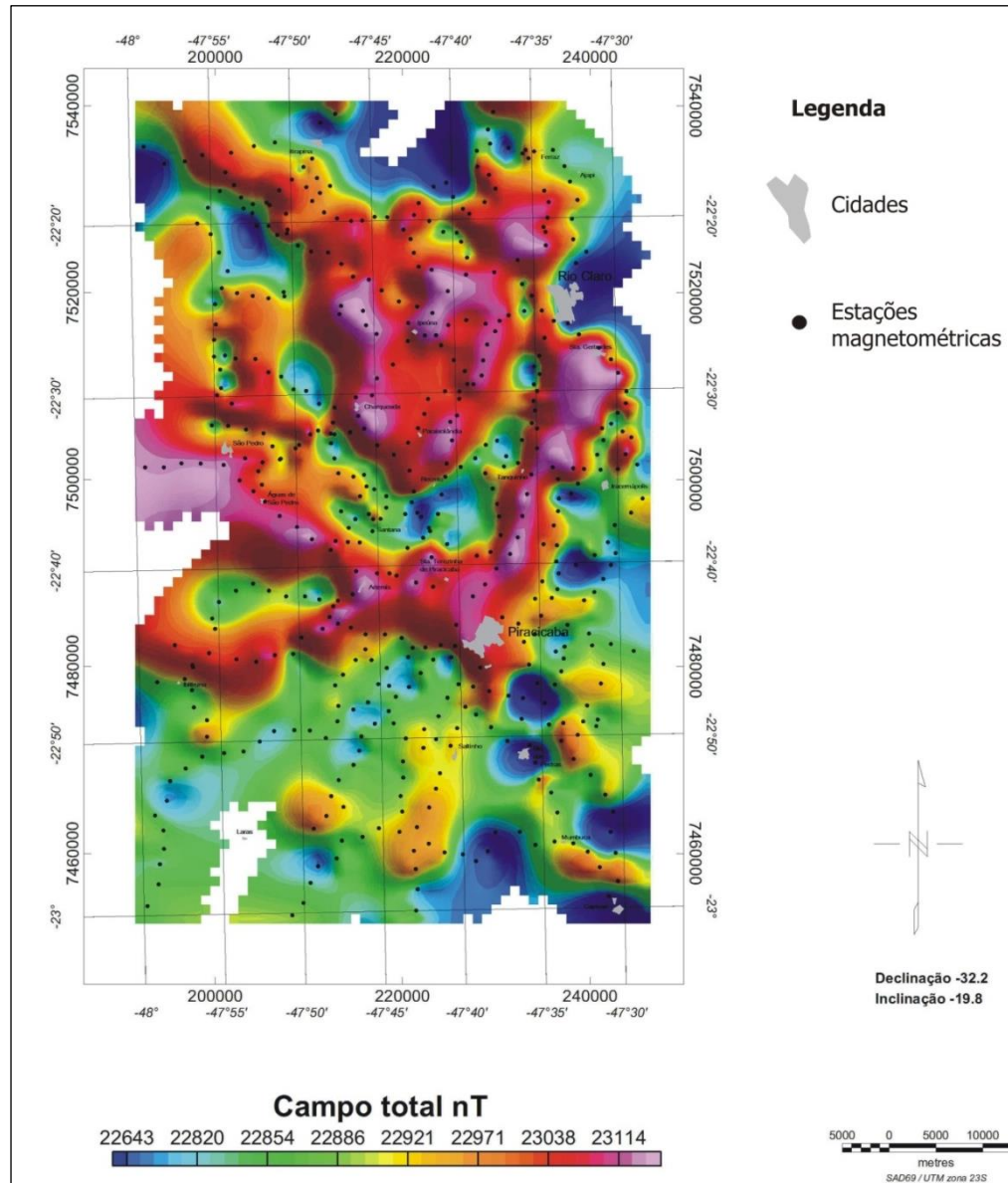


Figura 12. Mapa com os valores calculados de campo magnético anômalo total (FRIES, 2008).

3. CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA LOCAL

3.1. Estratigrafia

A área deste estudo fica situada na porção nordeste da Bacia do Paraná, na região central da Depressão Periférica Paulista, onde a coluna sedimentar apresenta rochas de idade que variam desde o Permo-Carbonífero (Grupo Itararé, Formação Tatuí, Formação Irati e Formações Corumbataí, Serra Alta e Teresina) até o Cretáceo Superior (Formações Pirambóia e Serra Geral) incluindo os derrames de rochas básicas intrudidas no pacote sedimentar, e ainda, os depósitos coluviais do Plioceno-Pleistoceno (Figura 13). O mapa geológico representado na Figura 14 ilustra a distribuição dessas unidades em superfície.

MESOZOICA	CRETACEO	SÃO BENTO	SERRA GERAL	100	DERRAMES DE BASALTOS COM LENTES DE ARENITO NA BASE. DIQUES E SOLEIRAS DE DIABÁSIO (<i>Basalto e diabásio = matéria-prima para brita</i>)	MAGMATISMO FISSURAL
	JURASSICO		BOTUCATU	100	ARENITOS SEM SELECIONADOS COM GRÃOS SEM ARREDONDADOS E SEM ESPÉCICOS, POUCA ARGILA	CONTINENTAL: DESÉRTICO
	TRIASSICO		PIRAMBÓIA	150	ARENITOS COM GRÃOS ARREDONDADOS E ESPÉCICOS, DIVERSOS NÍVEIS DE LAMITOS	CONTINENTAL: FLUVIAL E DESÉRTICO
PALEOZOICA	PERMIANO	PASSA DOIS	CORUMBATAÍ	100	SILTITOS CONTENDO LENTES DE ARENITOS FINOS ARGILITOS, SILTITOS, ARENITOS FINOS, NÍVEIS DE CALCÁRIOS DOLOMITICOS E COQUINAS (<i>Argilitos = matéria-prima para a indústria cerâmica da região de Rio Claro</i>)	CONTINENTAL: LACUSTRE TRANSICIONAL: PLANÍCIE DE MARÉ
			IRATI Mb. Assistência Mb. Taquaral	40	FOLHELHOS, SILTITOS, FOLHELHOS PIROBETUMINOSOS, CALCÁRIOS DOLOMITICOS (<i>pedregais de calcário na região de Assatubá, Jandaia e Piracicaba/Saltinho</i>)	TRANSICIONAL: LAGUNA MARINHO RASO: PLATAFORMA
		ITARARÉ	TATUÍ	50	SILTITOS E SILTITOS ARENOSOS	TRANSICIONAL: PLANÍCIE COSTEIRA MARINHO RASO: PLATAFORMA
			Grupo ITARARÉ (incluindo no Estado de São Paulo)	900	ARENITOS, SILTITOS, VARVITOS E DIAMICTITOS (ALGUNS VERDADEIROS TILTOS) (<i>Arenitos = reservatórios de água subterrânea em poços profundos da região</i>)	CONTINENTAL (GLACIAL): ALUVIAL - LEQUES E FLUVIAL; LACUSTRE TRANSICIONAL: DELTAS MARINHO (GLÁCIO-MARINHO): PLATAFORMAL
	CARBONIFERO					
	Pré-Cambriano		EMBASAMENTO		GRANITOS, MIGMATITOS, GNAISSES, XISTOS, QUARTZITOS	

Figura 13. Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná na região de Rio Claro, Limeira e Piracicaba (SP), segundo Perinotto (2008), modificado de Soares & Landim (1975). Ressalta-se a presença das Formações Serra Alta e Teresina a sul do Lineamento Tietê, as quais não estão diferenciadas nesta coluna.

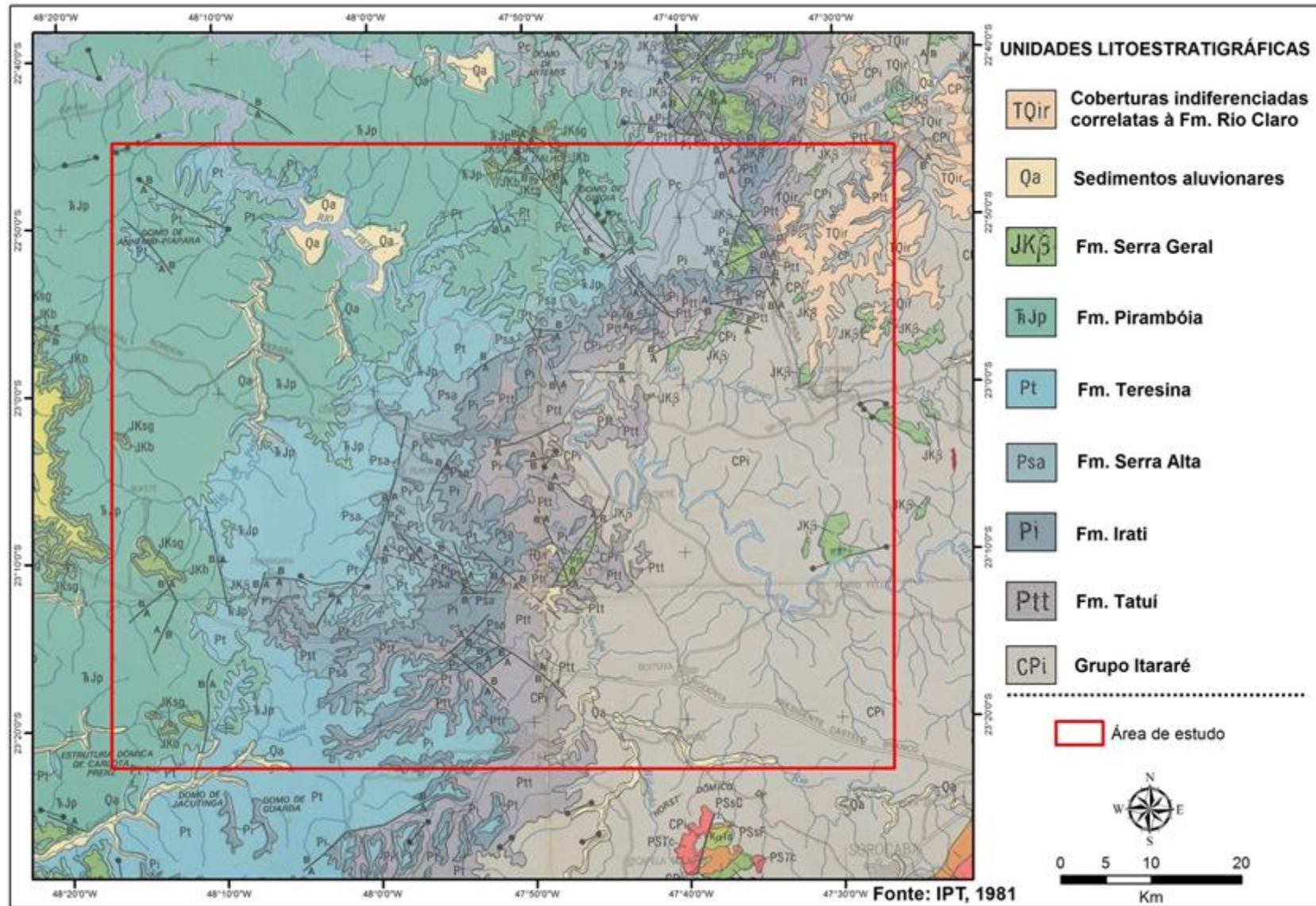


Figura 14. Mapa geológico local.

O Grupo Itararé está presente na base da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná na região, depositado sobre as superfícies erosivas entalhadas em rochas cristalinas. De acordo com Soares et al. (1977) e Landim & Soares (1979), este grupo foi depositado em ambiente lacustre e flúvio-glacial na região sul do Estado de São Paulo e marinho e deltaico, na porção leste e central do Estado, conferindo-lhe uma estratigrafia complexa. Já para Fulfaro et al. (1980), o Grupo Itararé representa a sedimentação marinho glacial.

De maneira geral, o Grupo Itararé é composto por diamictitos associados aos arenitos dispostos em camadas delgadas ou bancos com granulação heterogênea, variando de muito fino a conglomerático e sedimentos pelíticos, como siltitos acinzentados, folhelhos e ritmitos, que tem como limite na base uma superfície de erosão entalhada em rocha cristalina e no topo, uma discordância (SAAD, 1977, FULFARO et al., 1980).

Vidal (2002) estudou o Sistema Aquífero Tubarão na região de Mombuca, Campinas, Itu e Boituva, no Estado de São Paulo, tendo utilizado apenas as descrições dos poços de captação de água subterrânea para mapear a base do Grupo Itararé. Com isso, observou que o contato entre os sedimentos e o embasamento cristalino se encontra a menos de 300 metros em relação à superfície. Além disso, este mesmo autor constatou que, para um distanciamento aproximado de 10 km em relação à borda leste, os sedimentos apresentam espessura máxima de 140 metros.

Sob o ponto de vista local, na região de estudo, o Grupo Itararé é composto por diamictitos, siltitos e arenitos de granulometria variando de muito fina a conglomerática. São compactos, maciços dispostos em camadas ou bancos com estratificação plano-paralela (Figura 15), cruzada e cruzada acanalada (Figura 16). Predominantemente a coloração é amarelada, porém nas proximidades de intrusões de diabásio, torna-se avermelhado. Os níveis silteosos são de coloração cinza esverdeada, também maciços, compactos e com estratificação plano-paralela. O contato do Grupo Itararé com a Formação Tatuí se dá abruptamente, com distinção clara entre as litologias.



Figura 15. Afloramento de rocha do Grupo Itararé com estratificação plano-paralela.



Figura 16. Afloramento de rocha do Grupo Itararé com estratificação cruzada acanalada.

Já a Formação Tatuí compreende todo o pacote neopaleozoico e representa o início do ciclo pós-glacial impresso em no máximo 100 metros de espessura. É

constituída predominantemente por clastos finos, principalmente siltitos, e subordinadamente arenitos, calcários e folhelhos (FULFARO, 1971; PERINOTTO, 1992; GIMENEZ, 1996).

Na região de estudo, mais precisamente entre Tietê e Piracicaba, a Formação Tatuí é composta por siltitos e arenitos verde-avermelhados, com estratificação plano-paralela, e associados às lentes de calcário cinza (FULFARO et al., 1984).

A Formação Tatuí pode ser subdividida em duas unidades: porção inferior, constituída por siltitos e arenitos muito finos de cor marrom avermelhada, e porção superior, composta por siltitos de cores claras, amareladas e esverdeadas. Estes sedimentos foram depositados em ambiente marinho de plataforma rasa, barras litorâneas, lagunas e ambientes de planície de maré (SOARES, 1972, SOARES e LANDIM, 1973).

Nos levantamentos de campo realizados neste trabalho, constatou-se que a Formação Tatuí, na área de estudo, é representada principalmente por siltitos, arenitos, argilitos e níveis de silexitos dispostos em forma de faixas alongadas e sinuosas em função da topografia. Os siltitos da porção inferior são maciços, de coloração marrom (Figura 17) com estratificação plano-paralela, de textura fina e distribuídos de forma homogênea. Já na porção superior os siltitos são esverdeados (Figura 18), com intercalações de lentes de arenito muito fino e ocorrência de pequenas concreções calcárias, além de delgadas camadas de sílex. O contato desta, com a Formação Irati, sobreposta, é marcado por um nível conglomerático com seixos silicosos e matriz silto-argilosa, localizado acima do siltito esverdeado.



Figura 17. Siltitos da porção inferior da Formação Tatuí de aspecto maciço e de coloração ocre.



Figura 18. Siltitos da porção superior da Formação Tatuí, de coloração esverdeada.

De acordo com Schneider et al. (1974), a Formação Irati foi depositada num ambiente marinho de águas profundas na porção basal e rasas na porção superior. Este fato já teria sido levado em conta por Barbosa & Gomes (1958), quando

dividiram esta formação em dois membros, sendo um representado pela porção basal de natureza pelítica, constituída de argilitos, folhelhos cinza-escuro a cinza claro e siltitos cinza denominado de Membro Taquaral e outro, a parte superior com litologia variada composta por folhelhos cinza escuros, folhelhos pretos pirobetuminosos em associação com bancos ou camadas de calcário dolomítico ou dolomito em forma de lentes e nódulos de sílex, chamado de Membro Assistência.

De acordo com Hachiro (1996), a sedimentação rítmica, fina e esparsa da Formação Irati, considerada por este autor como Subgrupo Irati, ocorreu sobre uma plataforma rasa coberta por um mar restrito e anaeróbico. Este fato pôde ser observado pelo autor diante das associações de fácies que indicaram a extensa fase de isolamento e estagnação da Bacia do Paraná.

É importante ressaltar a presença de fósseis nesta formação, como restos de peixes, carapaças de crustáceos, répteis, fragmentos vegetais e palinomorfos (SIMÕES & FITTIPALDI, 1992). Além disso, a idade, de acordo com Daemon & Quadros (1970), é Neopermiana, porém Araújo-Barberena (1993) com base na paleontologia determinou como Permiana.

Foi constatado que na área de interesse, a Formação Irati é composta por dolomitos e calcários silicificados ou não, maciços e compactos, alternados com folhelhos betuminosos apresentando laminação plano-paralela e coloração marrom e amarela (Figura 19).



Figura 19. Calcário silicificado e folhelho do Membro Assistência.

Ao se tratar das rochas sobrepostas à Formação Irati, deve-se observar que na região de estudo incide a subdivisão considerada por Schneider et al. (1974), os quais dividiram o Grupo Passa Dois nas Formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, nas porções central e sul do Lineamento Tietê, enquanto que a norte, nos Estados de São Paulo, Mato Grosso e Goiás, o Grupo Passa Dois se constitui das formações Irati e Corumbataí.

Sobre a Formação Corumbataí, Schneider et al. (op. cit.) observou que o ambiente de deposição da porção inferior, composta por siltitos cinza-escuros a pretos, argilitos e folhelhos cinza-escuros a roxos, maciço e com fratura conchóide, é caracterizado por um ambiente marinho de águas calmas, depositados abaixo do nível de ação de ondas. Já a parte superior é composta por intercalações de argilitos, siltitos e arenitos finos de coloração vermelha arroxeada, além de leitos carbonáticos e coquinas. Em relação ao ambiente deposicional da porção superior, ocorre transição de ambiente marinho fundo e calmo para raso e agitado.

Daemon & Quadros (1970) e Rohn & Lavina (1993) apontam idade para o final do Neopermiano.

Gordon Jr. (1947) propôs o termo Serra Alta para designar como membro da Formação Estrada Nova (ou Formação Corumbataí) um pacote de folhelhos cinza-escuros, situado entre as atuais formações Irati e Teresina. Sanford & Lange (1960) elevaram esta unidade à categoria de formação a qual compreende uma sequência de folhelhos e siltitos cinza-escuros a pretos, tendo como principal estrutura a fratura conchoidal. Quando intemperizados mostram cores cinza-claro a cinza-esverdeado, e amareladas. Normalmente são maciços ou possuem uma laminação plano-paralela incipiente, às vezes micáceos.

Segundo Schneider et al. (op. cit.), Zaine (1980) e Petri & Coimbra (1982), a Formação Teresina foi depositada em ambiente marinho raso, com planícies de maré, porém, de acordo com Holz et al. (2010), esta formação teve sua origem ligada ao sistema deposicional de *offshore* influenciado por tormentas. As rochas desta Formação são compostas por sedimentos clásticos finos e calcíferos de cor marrom a amarelo, com intercalações de arenitos finos a muito finos, com estruturas tipo *flaser*, lenticulares e onduladas (IPT, 1979). Os contatos da Formação Serra Alta com a Formação Teresina que lhe é sobrejacente e com a Formação Irati, subjacente, são transicionais.

De maneira geral, na área da pesquisa, as formações supracitadas são constituídas basicamente por siltitos, folhelhos e argilitos, finamente estratificados com colorações acinzentadas, avermelhadas ou arroxeadas (porções média e superior – Figura 20) e siltitos maciços de coloração cinza esverdeada a azulada (porção inferior), com laminação plano-paralela, fratura conchóide e presença de fósseis de escamas de peixes. O contato deste pacote com a Formação Pirambóia, subjacente, é ora discordante e ora concordante.



Figura 20. Argilitos, siltitos arenosos e argilosos finamente estratificados com coloração avermelhada e siltitos maciços de coloração cinza esverdeada.

A Formação Pirambóia é formada por arenitos argilosos intercalados às camadas de siltito e folhelho (SOARES, 1973), além de sucessões de espessos bancos arenosos avermelhados ou róseos, de granulação fina a média, com maior quantidade de finos na base, com estratificação cruzada planar e acanalada, plano-paralela e intercalação de estratos de lamitos arenosos de coloração que vão desde amarelos, passando para roxo, vermelho ou verde (LANDIM et al., 1980).

O ambiente de deposição, de acordo com Franzinelli (1973), é continental aquoso, mais especificamente fluvial. Já Assine & Soares (1995) e Caetano-Chang & Wu (1995) consideram como uma associação de depósitos eólicos de dunas, interdunas e lençóis de areia, entremeados por depósitos fluviais subordinados.

Não há consenso em relação ao contato desta formação com a Formação Botucatu, alguns autores relatam como sendo discordantes e outros concordantes. A idade, de acordo com Landim et al. (1980), está entre o Triássico Médio e Jurássico Inferior.

Na área de estudo, a Formação Pirambóia apresenta arenitos de granulação fina a média com coloração esbranquiçada, avermelhada e amarelada (Figura 21). São observadas intercalações de finas camadas de argilito e siltito e algumas lentes arenosas de espessura milimétrica a centimétrica de granulometria fina a média, formadas por quartzo e minerais escuros. As principais estruturas observadas são as estratificações paralelas e cruzadas.



Figura 21. Afloramento da Formação Pirambóia.

Apesar de não aflorante, os depósitos da Formação Botucatu ocorrem na região de estudo sobre a Formação Pirambóia e debaixo dos derrames da Formação Serra Geral. São compostos por arenitos bem selecionados, friáveis ou silicificados, de coloração avermelhada, com granulação média a fina com estratificações cruzadas de grande porte.

A Formação Serra Geral ocorre na área em forma de diques e *sills* de diabásios ou basaltos (Figura 22), além de muitos derrames aéreos pouco espessos. Essas rochas ocorrem preenchendo fraturas e falhas, principalmente associadas aos eventos que deram origem aos altos estruturais. Na região, ocorrem mais intensamente em Paulínia, Sumaré, Hortolândia, tendo destaque as soleiras

intercaladas nas unidades Irati e Tatuí, que ultrapassam 130 m de espessura na cidade de Piracicaba.



Figura 22. Bloco de diabásio com esfoliação esferoidal.

Segundo Turner et al. (1994), de acordo com resultados de datações geocronológicas ^{40}Ar - ^{39}Ar , a Bacia do Paraná teve erupções em um período de 10 Ma entre 137 e 127 Ma. Para os autores, as idades mais antigas de rochas vulcânicas são encontradas na porção norte e oeste da bacia, já as idades mais jovens estão concentradas no sul e leste sugerindo uma migração do magmatismo ao longo do tempo. Stewart et al. (1996), utilizaram dados geocronológicos ^{40}Ar - ^{39}Ar , complementaram a amostragem de Turner et al. (1994) e confirmaram que a duração total do magmatismo na Bacia do Paraná foi de 10 – 12 Ma com uma migração do magmatismo de direção NW para SE.

Capeando a região nordeste da área de estudo, ocorrem as coberturas indiferenciadas correlatas à Formação Rio Claro, as quais são constituídas essencialmente por arenitos, incluindo lentes intercaladas de argilitos e níveis conglomeráticos de quartzo, arenito, basalto, sílex, quartzito, fragmentos de canga laterítica e calcário (ZAINÉ, 1994).

Os depósitos aluvionares ocorrem associados aos rios, principalmente o Tietê e Piracicaba. Constituem-se de sedimentos arenosos, argilosos, areno-argilosos, areias inconsolidadas de granulação variável, argilas e cascalheiras fluviais subordinadas.

3.2. Geologia Estrutural

De maneira geral, a região de estudo é marcada pela presença de altos estruturais e falhamentos que condicionam a distribuição das unidades litoestratigráficas na forma de blocos soerguidos e abatidos levando unidades mais jovens a aflorarem ao lado de rochas mais antigas. Os mergulhos das camadas em geral são suaves, com inclinações que variam de 2° a 5° para o interior da Bacia do Paraná (SOUSA, 2002).

Em termos morfoestruturais, a área do presente trabalho é fortemente condicionada pelo arranjo de lineamentos orientados segundo NW os quais são caracterizados por blocos basculados para NE e SW condicionando a geometria dos principais altos estruturais da região (Figura 23).

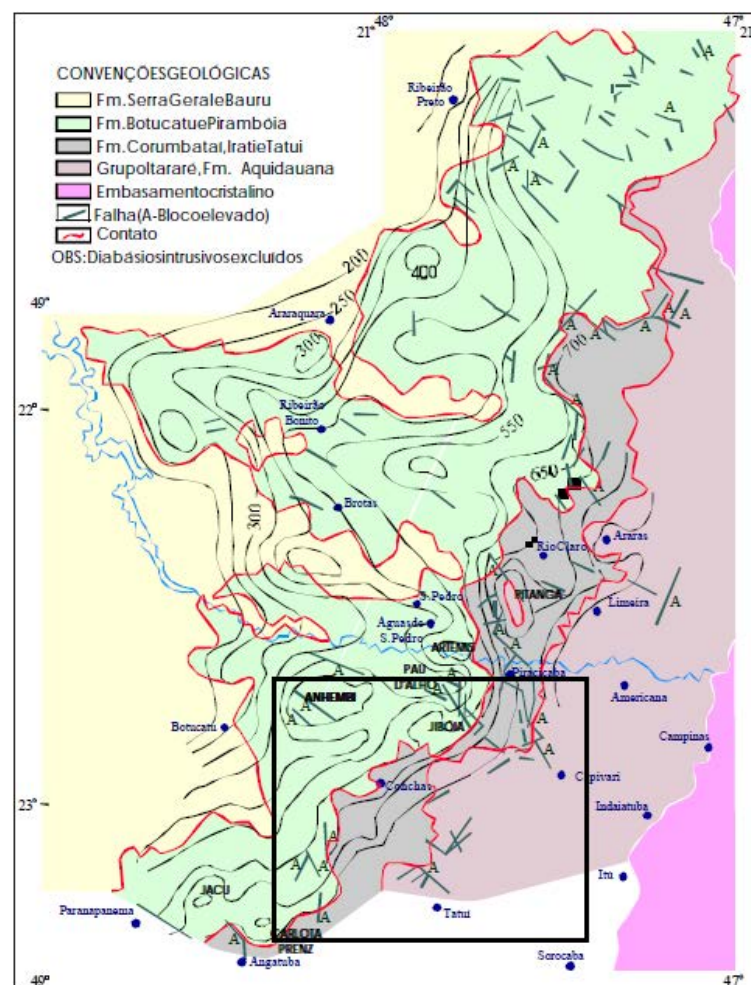


Figura 23. Altos estruturais da borda leste da Bacia do Paraná (SOUSA, 2002 modificado de SOARES, 1974). O retângulo preto representa a área do presente estudo.

De forma geral, as estruturas tectônicas de grande magnitude configuram-se como os elementos controladores de sucessivos movimentos tectônicos ou tectonismo recorrente, que causaram reativações de discontinuidades pré-existentes provavelmente herdadas de zonas de falhas do embasamento.

Riccomini (1995, 1997) apontou dez alinhamentos (Figuras 24 e 25) no Estado de São Paulo, os quais atuaram na distribuição das unidades sedimentares, nos focos de magmatismo alcalino e nos altos estruturais. Os principais deles, os quais podem estar associados à anomalia gravimétrica de interesse, são: Rio Paranapanema, Rio Mogi-Guaçu, Tietê e Ibitinga-Botucatu, todos de direção aproximada NW-SE, e o prolongamento da zona de Falha de Jacutinga, de direção NE-SW. Além disso, pela proximidade da área de estudos em relação aos altos estruturais, a mesma pode ter sido influenciada tectonicamente pela disposição da Estrutura de Pitanga, Horst Pau D'Alho e pelos domos de Jibóia, Anhembi-Piapara, Artemis, Jacu, Carlota Prenz, Jacutinga, Guarda e Rio Grande.

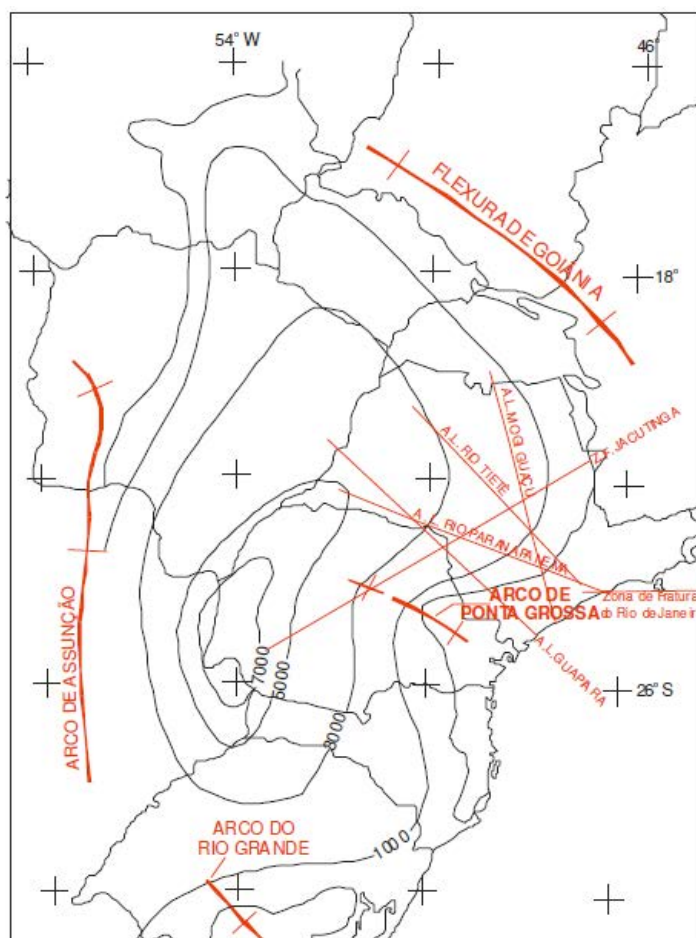


Figura 24. Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná (modificado de RICCOMINI, 1995 por GODOY, 2006).

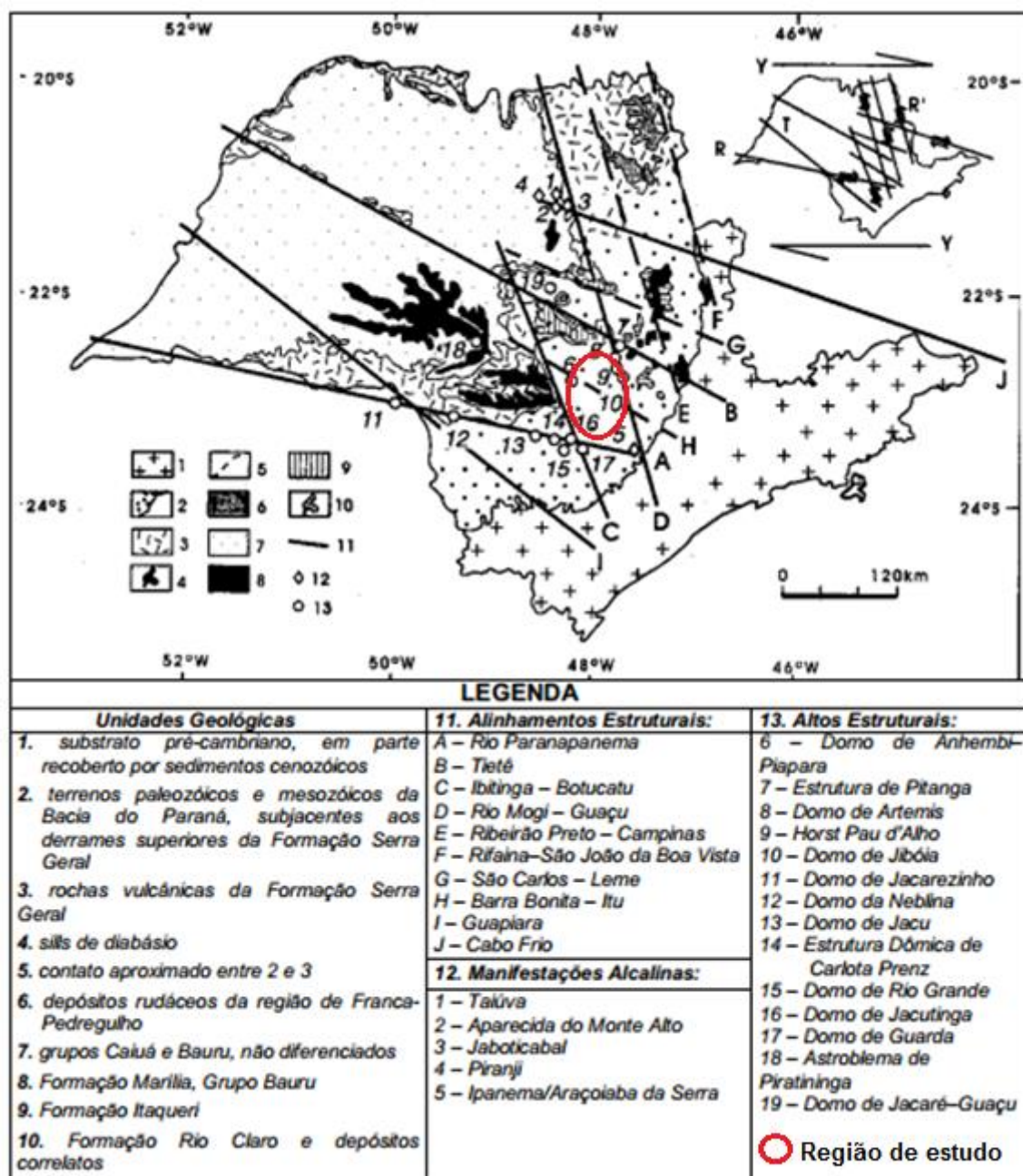


Figura 25. Unidades geológicas e principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo (modificado de RICCOMINI, 1995).

3.2.1. Alinhamentos estruturais e zonas de falhas

O Alinhamento do Rio Paranapanema (FULFARO, 1974) é orientado segundo ESE para WNW e teve influência significativa na evolução da bacia sedimentar do Paraná do Carbonífero Superior ao fim do Mesozoico. Uma reativação Cenozoica ao longo das antigas linhas de falhas do alinhamento, com sedimentação em bacias isoladas indica que o mesmo processo esteve ativo até recentemente. Ao longo de seu traçado ocorrem os altos estruturais de Jacarezinho (PR), Neblina, Jacu, Carlota

Prenz, Rio Grande, Jacutinga e Guarda (SP), além de abrigar a intrusão de Ipanema.

Segundo Davino (1975), a intrusão alcalina de Ipanema foi do tipo injeção forçada, ou seja, a colocação do magma foi controlada, principalmente, pelas estruturas regionais do complexo cristalino acarretando o arqueamento das rochas encaixantes. O autor considera que a intrusão esteja disposta, em subsuperfície, na forma de faixa alongada, de direção NE-SW, com mais de uma dezena de quilômetros.

Já o Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (COIMBRA et al., 1981) engloba a intrusão de Ipanema e Salto de Pirapora; nos encontros com os Alinhamentos de Paranapanema e de Cabo Frio (SADOWSKI & DIAS NETO, 1981; ALMEIDA, 1991), respectivamente; os analcimitos de Aparecida do Monte Alto, Piranji, Taiúva e a intrusão de Jaboticabal e, nas proximidades de seu cruzamento com o Lineamento Tietê (COIMBRA et al., 1977), incidem os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia.

Ainda no âmbito dos altos estruturais, Riccomini (1995) observou que no Cretáceo Superior ocorreu uma provável movimentação destal ao longo do Alinhamento de Paranapanema e sinistral ao longo do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu acarretando na geração dos altos de Pitanga, Jacu e Carlota Prenz. Além disso, Riccomini (1997) ressaltou que ambos os alinhamentos são feições que mantêm relações com estruturas do embasamento e que atuaram durante toda a sedimentação do Grupo Bauru.

Já o Lineamento Tietê, assim denominado por Saad (1977), foi caracterizado como uma região deprimida, de caráter tectonicamente negativo durante o Neopaleozoico, onde foi depositada uma das maiores espessuras de sedimentos do Grupo Tubarão. Segundo este autor, esta estrutura teria idade Pré-cambriana, sofrendo sucessivas reativações do Paleozoico ao Cenozoico, com comportamento tectônico variado durante este período. Baseado nos mapas de isópacas do Grupo Itararé e do ciclo Irati-Serra Alta, o autor relatou que o Lineamento Tietê passou por um episódio de inversão tectônica, deixando de ser uma calha deposicional num primeiro instante, passando a ser uma região soerguida, cuja origem envolve a atuação de falhas normais.

Outra estrutura relevante para o entendimento do arcabouço estrutural da região é a Zona de Falha de Jacutinga, a qual foi definida sob os sedimentos da

Bacia do Paraná a partir de um lineamento gravimétrico (QUINTAS, 1995) correspondente a uma falha do embasamento pré-cambriano/eopaleozoico (SOARES, 1991). Foi caracterizada por Soares et al. (1996) como um conjunto de falhas alinhadas em feixe ou localmente "*en echelon*", configurando uma faixa com cerca de 15 km de largura, onde ocorrem altos e baixos alternados e alinhados segundo a direção N50-60E. Segundo os autores, é a mais importante estrutura de direção NE da bacia, que se estende desde a região de Misiones, na Argentina, até o sul de Minas Gerais, passando pelo município de Anhembi-SP.

Riccomini et al. (2005) associou a Zona de Falha de Jacutinga aos diques clásticos arenosos injetados por fraturas, de forma ascendente próximo ao Domo de Pitanga, formados durante reativação do alinhamento no Permotriássico.

Sob o ponto de vista das estruturas mapeadas no embasamento, as quais possivelmente avançam para o interior da Bacia do Paraná sob os sedimentos, vale destacar a presença da Zona de Falha de Jundiuvira, a qual está associada à malha de grandes falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento que controlaram a estruturação do embasamento e condicionaram a formação das bacias terciárias e os traços gerais do relevo atual, apresentando movimentação geral transcorrente dextral (HASUI et al., 1977; HACKSPACHER et al., 1989).

Os grandes traços estruturais da Zona de Falha de Jundiuvira se ramificam em uma estrutura tipo rabo de cavalo, formada pelas falhas de Itu, Piraí, Cururu e Cachoeira, constituindo a feição estrutural mais importante da região (Figura 26). Estes traços adentram a Bacia do Paraná formando grandes alinhamentos, retilíneos evidenciados na rede de drenagem, especificamente nos alinhamentos do Rio Capivari Mirim prolongando-se até as cidades de Saltinho e Piracicaba. O feixe de ramificação em hemi-leque com direção geral NW foi reconhecido como de movimentação sinistral (HASUI et al., 1978).

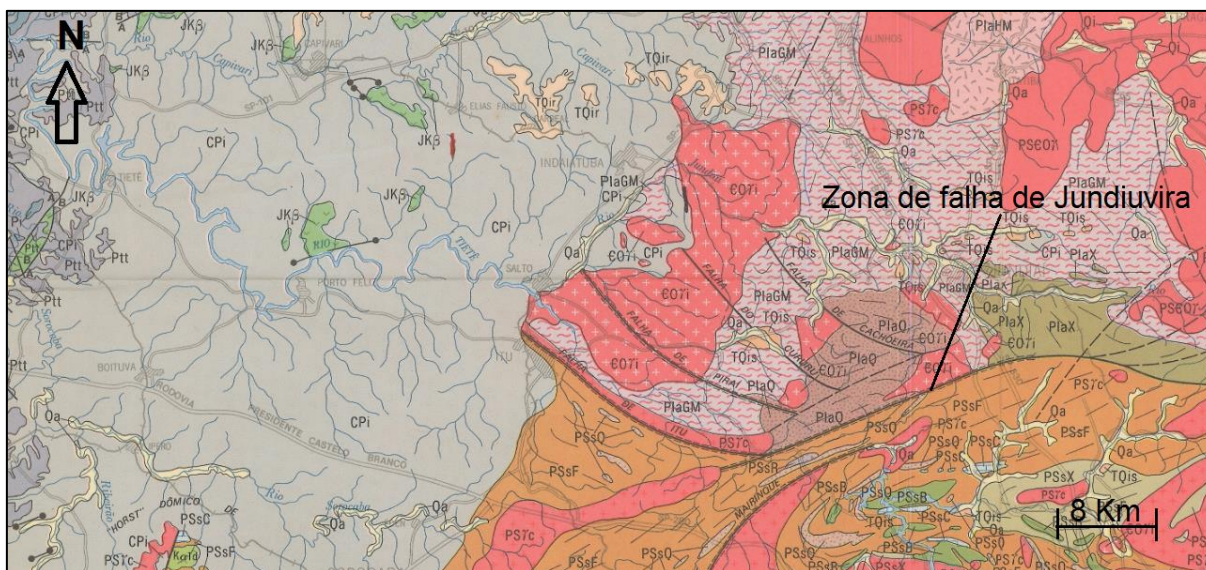


Figura 26. Traços de falhas regionais do Pré-Cambriano que incidem sob a Bacia do Paraná na região de Itu, Salto e Indaiatuba-SP (modificado de IPT, 1981).

Recentemente, Lúcio (2015) observou a ocorrência de uma feição geomorfológica linear de direção NW-SE, o qual foi denominado pelo autor de Lineamento Sorocaba. A faixa de abrangência vai dos arredores da cidade de Sorocaba-SP, até a costa, próximo ao limite entre os municípios litorâneos de Itanhaém e Mongaguá, ambas no Estado de São Paulo. O rastreamento do mesmo foi feito desde a Bacia de Santos, atravessando a faixa de ocorrência das rochas cristalinas paulista até incidir na Bacia do Paraná, onde o mesmo foi identificado a partir da ocorrência de vales encaixados com drenagens segundo esta direção. O lineamento se destaca no relevo como uma feição retilínea marcada pelo aspecto negativo, cuja origem pode estar associada à reativação de zonas de fraquezas pré-cambrianas de direção NW-SE durante o Cretáceo.

3.2.2. Altos estruturais

Alto estrutural é um termo genérico que pode ser associado a domos, anticlinais, *horts* e estruturas em flor. Esta denominação é amplamente utilizada em bacias sedimentares e na geologia do petróleo, tendo em vista que a prospecção petrolífera é baseada na busca por estruturas deste tipo. A maioria dos modelos que explica a origem dos altos está associada às movimentações em antigos lineamentos do embasamento pré-cambriano.

Levando em conta que foram identificados dez altos estruturais na região deste estudo (Figura 25), é relevante caracterizá-los quanto às suas origens e associações aos principais alinhamentos descritos acima, para que se tenham subsídios capazes de auxiliar no entendimento da evolução tectônica desta região. Sendo assim, segue uma revisão bibliográfica sobre estes altos estruturais, que foi levada em conta na composição de modelos geológicos baseados na gravimetria.

Localizado no extremo nordeste da área, o Domo de Jibóia é caracterizado como um bloco soerguido a sul do Monte Branco e ao norte da falha de Monte Branco, relativa à fazenda de mesmo nome localizada 20 km a sudoeste de Piracicaba-SP. Seu arcabouço estrutural principal é constituído por falhas normais paralelas com orientação em torno de N45°W que alçaram as rochas da Formação Corumbataí ao mesmo nível das rochas da Formação Pirambóia (SOARES, 1974).

A sudeste do Domo de Jibóia ocorre uma estrutura na forma de gráben, a qual Soares (op.cit.) denominou de “serrote” e Sousa (2002) considerou como parte da estrutura de Jibóia. Essa feição é caracterizada por arranjos de blocos limitados por duas falhas paralelas, fazendo com que as rochas da Formação Corumbataí ocorram dentro da zona de afloramento das rochas da Formação Irati (Figura 27).

Ainda na porção nordeste da área ocorre o *Horst* de Pau D’Alho, o Domo de Artemis e a estrutura de Pitanga. Pau D’Alho foi entendido por Soares (op. cit.) como sendo um sistema de *horst* e gráben localizado no divisor de águas de Piracicaba e Tietê, com falhas de direção principal NW. Castro (1973) define essa estrutura como um alto estrutural desenvolvido a partir de um sistema de falhas normais orientadas segundo NW que gerou deslocamentos e basculamentos de blocos, do tipo *horst*.

As unidades litoestratigráficas que ocorrem internamente ao *Horst* de Pau D’Alho se distribuem na forma de blocos soerguidos e abatidos associados às falhas de orientação NW-SE, NE-SW, NNW-SSE e próxima a E-W. A maioria destas falhas encontra-se preenchida por rochas básicas da Formação Serra Geral (SOUSA, op. cit. - Figura 28).

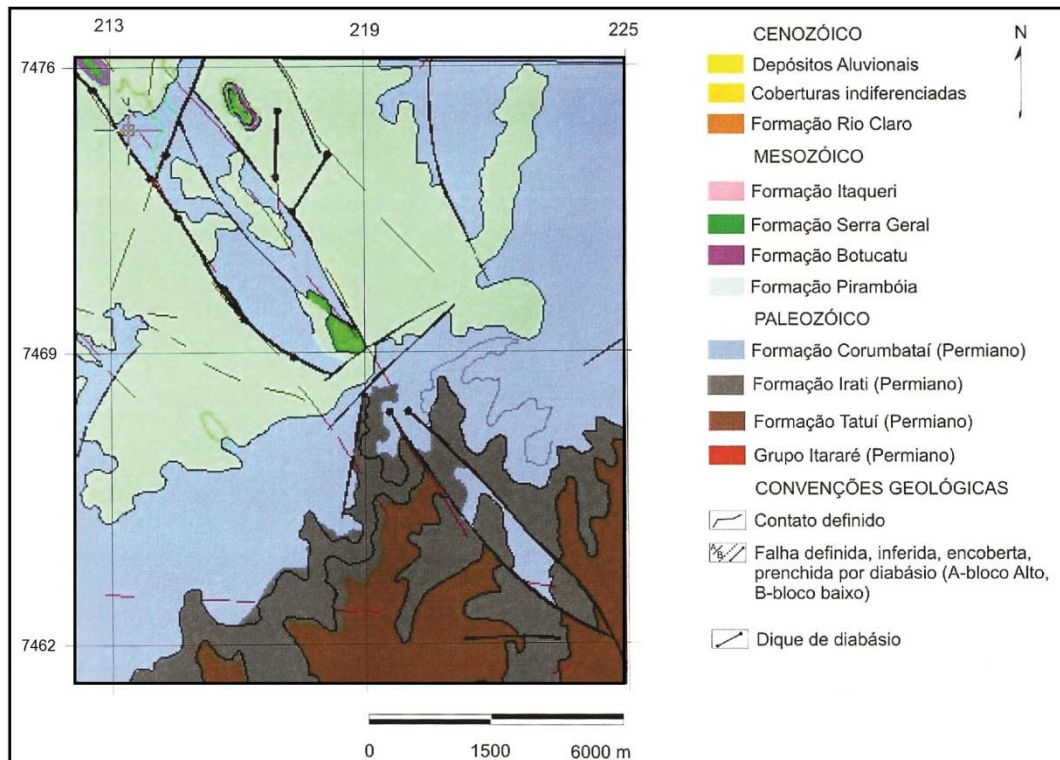


Figura 27. Mapa de detalhe do Alto Estrutural de Jibóia (Modificado de SOUSA, 2002 por FRIES, 2008).

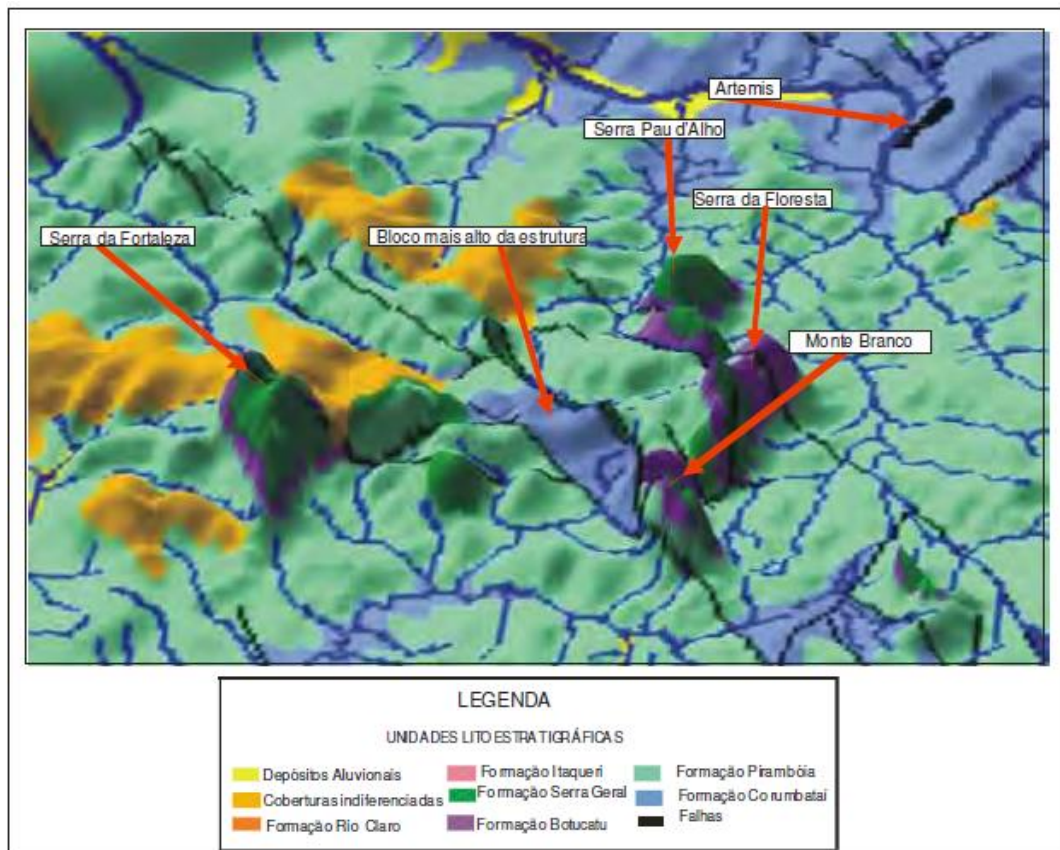


Figura 28. Modelo 3D do terreno de Pau d'Alho, com mapa geológico sobreposto (modificado de SOUSA, 2002 por GODOY, 2006).

O Domo de Artemis, de acordo com Bósio (1973), é marcado pela presença de sedimentos da Formação Corumbataí na faixa de afloramentos da Formação Pirambóia (Figura 29). Teve sua origem ligada aos esforços tectônicos, eliminando a hipótese de ter sido alçado por intrusão de rochas ígneas. Possui uma estrutura ligeiramente arqueada com seu eixo maior cortado pelo rio Piracicaba (SOUSA, 2002).

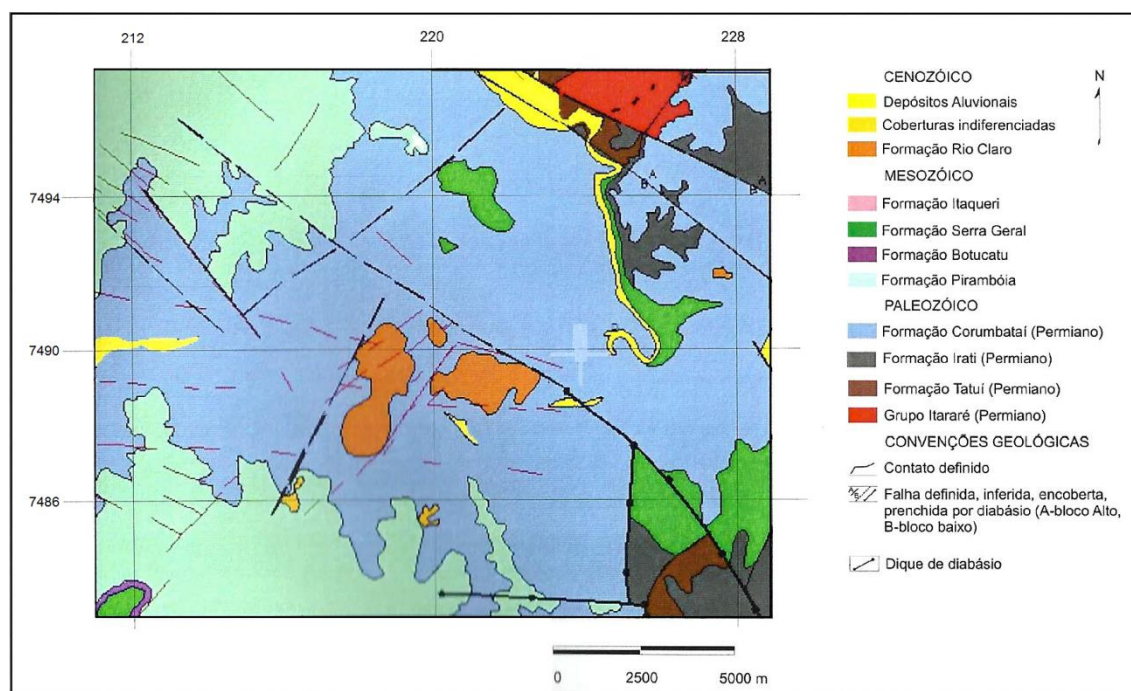


Figura 29. Mapa de detalhe do Alto Estrutural de Artemis (modificado de SOUSA, 2002 por FRIES, 2008).

Por fim, mesmo que relativamente distante da anomalia gravimétrica de interesse, porém não menos relevante devido à sua relação com os principais alinhamentos da região nordeste da mesma, ocorre a estrutura de Pitanga, a qual foi inicialmente relacionada aos dobramentos, de acordo com Washburne (1930) e Almeida & Barbosa (1953), aos falhamentos, segundo Fulfaro et al. (1982) e Souza Filho (1983) ou ainda por ambos os processos, como descrito por Soares (1971).

Riccomini (1995) denominou esta estrutura de anticlinal de Pitanga, nome já atribuído por Washburne (op. cit.), que considerou esta feição como o resultado de um dobramento “*en echelon*”, associado a um binário transcorrente sinistral de orientação geral NNW, e coincidente com o lineamento do Rio Moji-Guaçu (COIMBRA et al., 1981).

Segundo estudos de Riccomini (1992, 1995), a região do alto estrutural de Pitanga apresenta uma evolução marcada por seis fases de intensa movimentação e deformação. São elas:

- 1) Eventos sísmicos sinsedimentares do Permiano Superior ao Triássico Inferior;
- 2) Distensão NE-SW e secundariamente NW-SE, com a colocação de diques e *sills* de diabásio da Formação Serra Geral, no Cretáceo Inferior;
- 3) Transcorrência destal com compressão NW-SE e distensão NE-SW, com manifestação inicial no Cretáceo Inferior, contemporânea à fase tardia do magmatismo Serra Geral;
- 4) compressão NE-SW, e
- 5 e 6) inicialmente distensão e posteriormente compressão de direção NW-SE, quaternárias e ambas de características tectônicas.

Já Sousa (1997) reconheceu pelo menos três etapas para o desenvolvimento das falhas que formaram essa estrutura:

- 1) Falhas normais apontando para a distensão aproximada E-W;
- 2) Falhas sindeposicionais à Formação Rio Claro com indicação de tectônica distensiva e
- 3) Falhas que deformam a Formação Rio Claro, inversas e transcorrentes.

No extremo oeste da área de estudo ocorre o Alto Estrutural de Anhembi (denominado Domo de Anhembi por SOARES, 1974), uma estrutura do Jurássico - Cretáceo relacionada à reativação de falhas preexistentes do embasamento, onde lamitos permianos afloram em uma região de arenitos triássicos. Consiste em três blocos, com eixo principal de direção N50°W, onde as cotas topográficas variam de 450 m a 600 m.

IPT (2005) interpreta o Alto Estrutural de Anhembi como uma megadobra de arrasto, sendo associada a ela uma falha transpressional de direção N50-60E, mergulhando para SE. É constituído por sistemas escalonados do tipo dominó, devido à segmentação em altos menores, na direção N30-50W e N20-30E, principalmente, com característica transtrativa e mergulho SW.

Além disso, o Alto Estrutural de Anhembi guarda o registro de dois eventos importantes na evolução da Bacia do Paraná: a primeira, uma intensa atividade hidrotermal ocorrida no Permiano Superior registrada por meio de cones silicosos, ou geiseritos (YAMAMOTO et al., 2005), e um segundo, relacionado à Formação

Serra Geral, manifestando-se na forma de ocorrência de arenito asfáltico, ou seja, a maturação da matéria orgânica da Formação Irati a partir do calor dos diabásios. Esta ocorrência se explica a partir da migração do betume ao longo de falhas e das paredes de diques acumulando-se nos arenitos da Formação Pirambóia (ARAÚJO et al., 2006).

Por fim, dos altos estruturais que pontilham o Alinhamento do Rio Paranapanema, apenas o de Jacu e Carlota Prenz tem sua origem associada ao movimento transcorrente estabelecido por Riccomini (1995) para o Anticlinal de Pitanga. Já para os altos de Rio Grande, Jacutinga e Guarda (Figura 30), o autor sugere esta interpretação como base para o estudo destas formas.

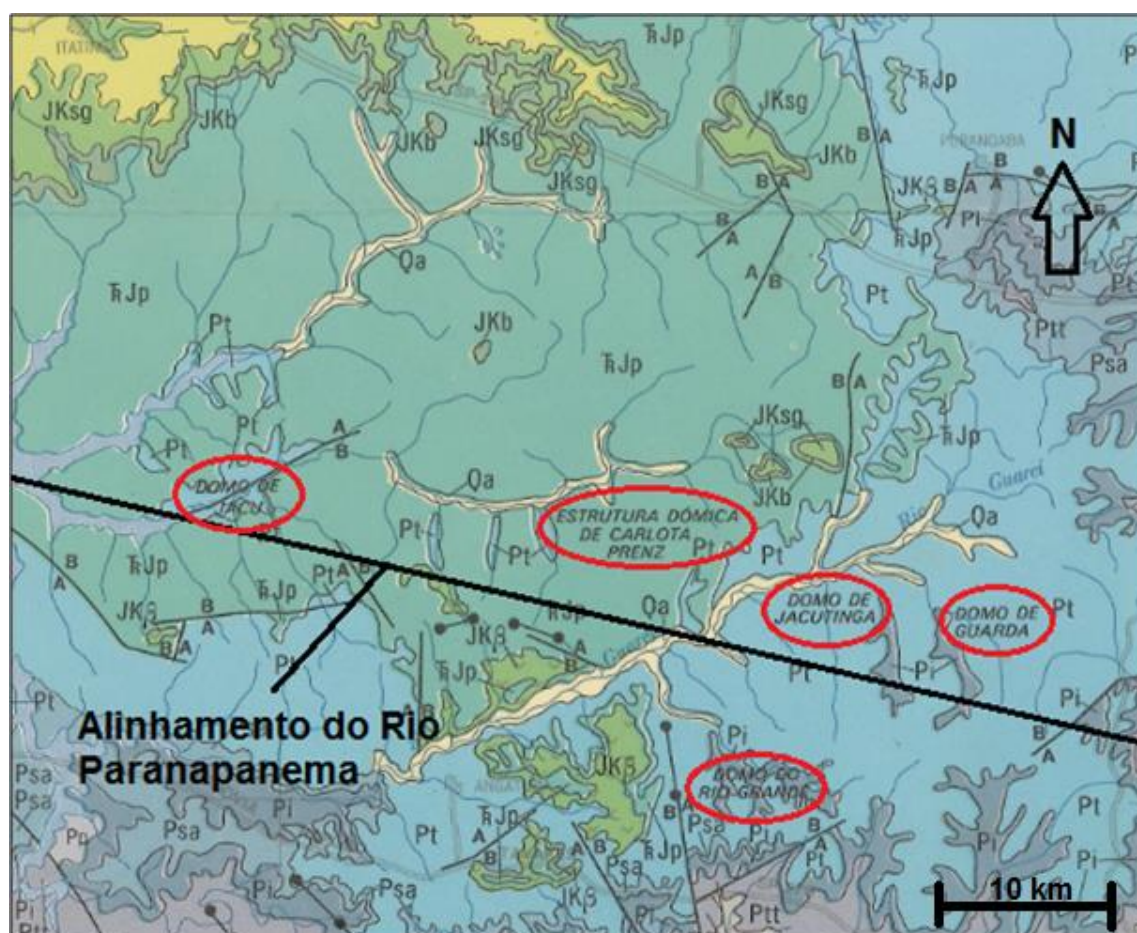


Figura 30. Detalhe das localizações dos altos estruturais associados ao Alinhamento do Rio Paranapanema (IPT, 1981).

3.3. Contexto Geomorfológico

No contexto geomorfológico do relevo paulista, de acordo com o mapa que segue (IPT, 1981, Figura 31), o Estado de São Paulo é dividido em cinco grandes

De acordo com Almeida (1964) a zona do Médio-Tietê é coberta por uma rede de drenagem bastante organizada, na qual se destacam o Tietê e seus dois afluentes, o Piracicaba e o Sorocaba. O padrão geral da drenagem é dendrítico, notando-se, porém, algum controle estrutural a partir de diáclases e da presença de corpos litológicos mais resistentes, especialmente de diabásio. Os sistemas de relevo mais característico da zona do Médio-Tietê são as Colinas Amplas, Colinas Médias e os Morretes Alongados e Espigões (IPT, 1981).

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DA GRAVIMETRIA E GPS DIFERENCIAL

Neste capítulo serão abordados os fundamentos teóricos que envolvem tanto o método geofísico da gravimetria quanto a altimetria e o georreferenciamento dos levantamentos, feitos a partir da utilização de equipamento de alta precisão, como é o caso do GPS diferencial.

A prospecção gravimétrica consiste na obtenção de medidas das variações do campo gravitacional da Terra, as quais são ocasionadas por diferenças de densidades das rochas em profundidade (KEAREY & BROOKS, 2002). Para cada tipo de rocha, sedimentar, ígnea ou metamórfica, é atribuído um intervalo de densidade que permite diferenciá-las entre si (Figura 32). São justamente os contrastes das densidades dos diferentes litotipos que geram oscilações no campo gravitacional permitindo identificar litotipos e/ou estruturas tectônicas seja em escala local ou até mesmo regional (TELFORD et al., 1990).

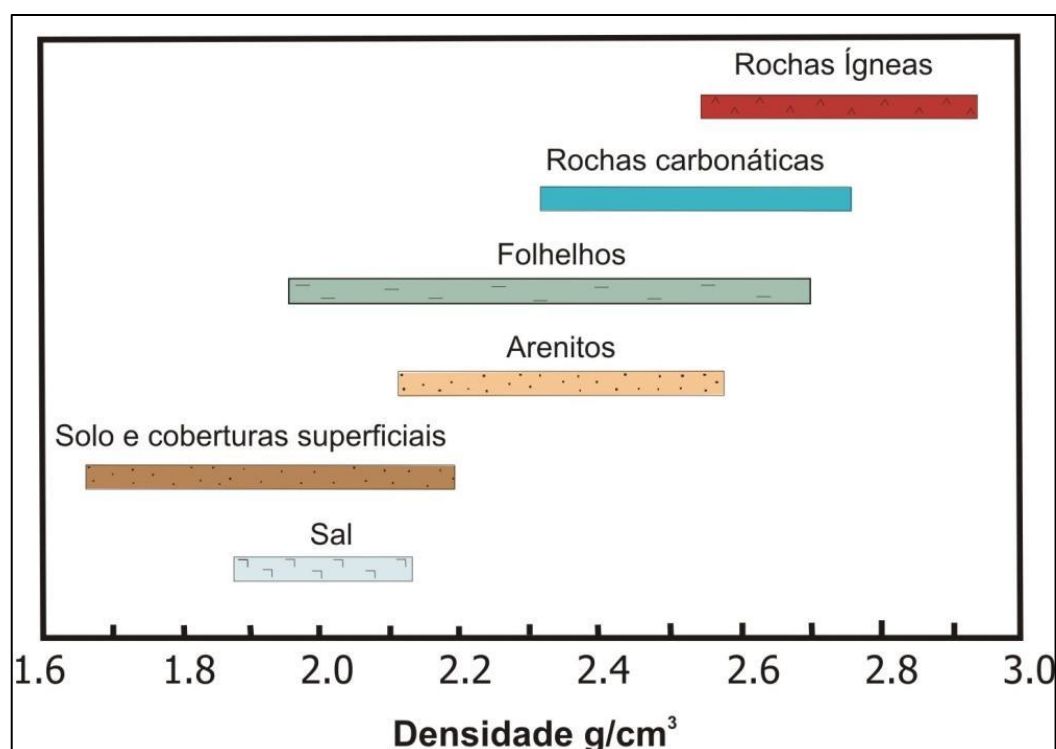


Figura 32. Densidades aproximadas em diferentes materiais (Adaptado de SHERIFF, 1989 por FRIES, 2008).

Os valores de densidades das rochas variam de acordo com várias propriedades, são elas: composição mineralógica, grau de intemperismo, porosidade, idade, profundidade de soterramento a que foram submetidas, grau

metamórfico, hidratação dos minerais, teor de fluidos, entre outros aspectos (LA FEHR & NABIGHIAN, 2012).

Uma ampla variedade de situações geológicas pode originar zonas de massas anômalas que produzem significativas anomalias de gravidade de grande e média escala. Com isso a aplicação da gravimetria tornou-se vasta e tem sido usada como importante ferramenta para (PATERSON e REEVES, 1985):

- ✓ Estudar antigas zonas de suturas, as quais são interpretadas como locais de limites de placas anteriores preservadas na litosfera;
- ✓ Revelar a forma de intrusões ígneas, como batólitos graníticos e maciços anortosíticos;
- ✓ Caracterizar bacias sedimentares a partir das interpretações de anomalias provenientes de importantes estruturas associadas aos mecanismos de formação destas bacias;
- ✓ Determinar a geometria de potenciais aquíferos;
- ✓ Detectar cavidades oriundas da dissolução de rochas;
- ✓ Localizar edifícios soterrados, tumbas e outros artefatos;
- ✓ Apoiar os estudos de Geodésia na avaliação do formato da Terra.

Sendo assim, a interpretação de anomalias de gravidade permite uma avaliação acerca da distribuição e forma de corpos e estruturas, subsidiando pesquisas em várias áreas das Geociências. Com isso, o emprego da gravimetria em estudos de bacias, como é o caso deste trabalho, vem sendo amplamente utilizado com o objetivo de identificar falhas, estruturas e lineamentos, bem como determinar a espessura dos sedimentos, na tentativa de buscar subsídios que alicerciem a formulação de modelos de evolução da crosta.

Para que se obtenham valores precisos de gravidade (± 1 gu – *gravity unit*, ou $\mu\text{m/s}^2$), o gravímetro, equipamento utilizado para as medições da gravidade em campo, deve ser lido com uma precisão de $\pm 0,1$ gu, e a latitude e elevação da estação devem ter uma precisão aproximada de 10 e 0,1 metros, respectivamente. Para isso estes elementos de localização devem ser determinados a partir do uso de sistemas georreferenciados de alta precisão.

Portanto, utilizou-se para o posicionamento das estações gravimétricas a técnica do GPS Diferencial, cuja metodologia compara sinais de GPS entre um receptor na base, situada a uma elevação conhecida, e um móvel de campo. As informações obtidas, submetidas aos processamentos adequados chegam a

fornecer dados de localização e elevação com a precisão requerida. Na gravimetria o rigor nos levantamentos de altitude das estações se deve ao fato de que cada metro equivale a um erro de +/- 0,3 mGal, aproximadamente (SÁ, 1994).

4.1. Gravimetria

No início do século XVII, Johannes Kepler descreveu precisamente por meio de três leis o movimento dos planetas. Na mesma época, Galileu Galilei descobriu que objetos em queda livre, próximos à superfície da Terra, estavam sujeitos a uma aceleração constante. Porém, o fato de que estas descobertas estavam ligadas por uma força comum só foi descoberto posteriormente, por Isaac Newton, que formulou a Lei da Gravitação Universal.

O incremento da teoria da gravitação universal, que subsidia a gravimetria, passou por cientistas como Nicolau Copérnico, Isaac Newton, Johannes Kepler, Carl F. Gauss e Pierre Bouguer, que desenvolveram este pensamento científico, chegando ao uso da gravidade para o mapeamento das massas de rochas dispostas na crosta terrestre.

Sendo assim, a lei de Newton é considerada a base do levantamento gravimétrico, a qual assume que duas massas esféricas m_1 e m_2 , com densidades uniformes em seus interiores atraem-se na razão direta de suas massas, porém inversamente proporcional ao quadrado da distância entre seus centros, resultando na força gravitacional (F) conforme a equação:

$$F = \frac{G.m_1.m_2}{r^2} r_1$$

Onde,

m_1 e m_2 : são as massas das esferas,

r : é a distância entre m_1 e m_2 ,

F : é a força de atração que age sobre cada uma das esferas

r_1 : é o vetor unitário dirigido da massa m_1 para m_2 ,

G : é a constante de gravitação universal ($6,672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$ no sistema SI e $6,672 \times 10^{-8} \text{ dynas.cm}^2/\text{g}^2$ no cgs).

Ao considerar a Terra como sendo esférica, estática, homogênea, de massa M e raio R , pode-se dizer que uma massa m_2 contida no interior do gravímetro na superfície, irá movimentar-se em direção à primeira, devido à aceleração gravitacional terrestre:

$$F = \frac{G.M}{R^2} . m_2 = mg$$

Na equação acima a força se relaciona com a massa por meio de uma aceleração, e o termo $g=GM/R^2$ é denominado aceleração gravitacional ou, simplesmente, gravidade.

A Terra teria gravidade constante se não tivesse a forma elipsoidal, o movimento de rotação, o relevo da superfície irregular e a distribuição heterogênea das massas internas fazendo com que a gravidade varie na superfície. Com isso, o campo gravitacional é definido de modo mais favorável em termos do potencial gravitacional (U) conforme a equação:

$$U = \frac{G.M}{R}$$

Devido ao movimento de rotação que a Terra faz em torno do seu próprio eixo num período de 24 horas, qualquer ponto localizado seja em seu interior ou em superfície irá sofrer o efeito da aceleração centrífuga, expressa por:

$$a_c = \omega^2 . l$$

Onde,

l : é o raio de rotação,

ω : a velocidade angular.

Uma maneira de equacionar a heterogeneidade de densidade dos materiais que compõem o interior da Terra e as massas dispersas em grandes volumes e

dimensões é dividi-las em elementos infinitesimais (dM) e somar o efeito de cada um conforme a equação:

$$g = G \int_v \frac{dM}{R^2}$$

A aceleração gravitacional é orientada para o centro da Terra enquanto que a aceleração centrífuga é perpendicular ao eixo de rotação da mesma, e, a soma vetorial dessas acelerações tem como resultante a gravidade (ou aceleração da gravidade – Figura 33), cuja intensidade é dada por:

$$g = G \int_v \frac{dM}{R^2} - w^2 l \cos \phi$$

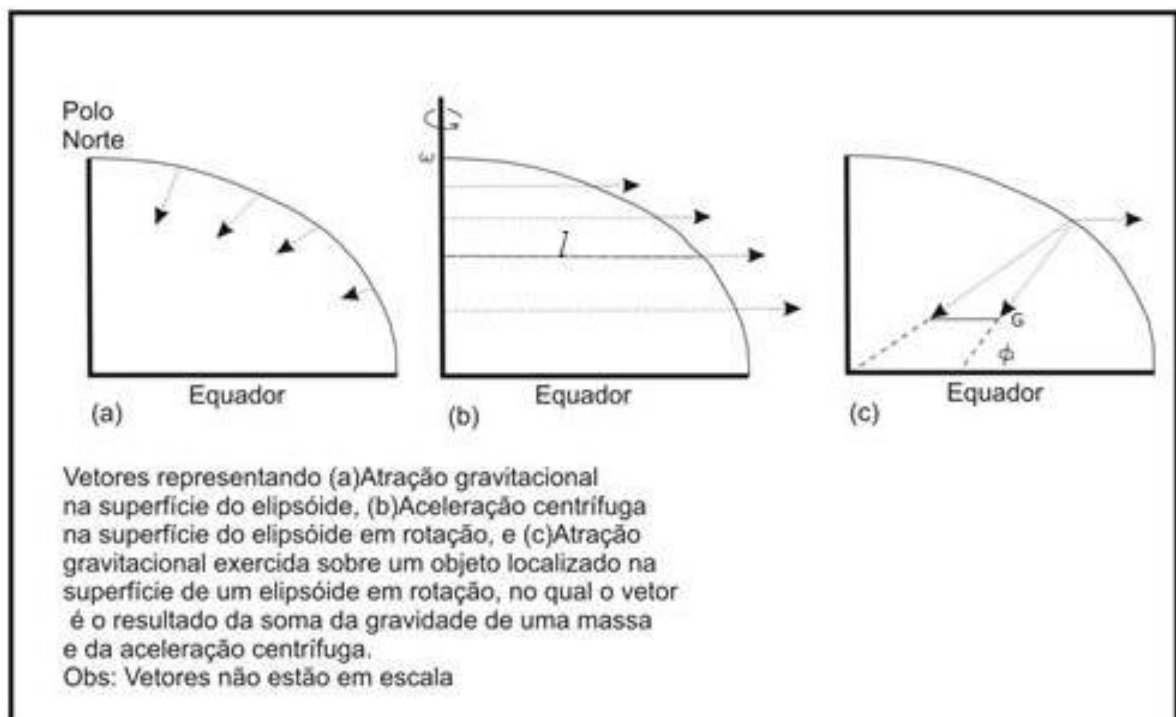


Figura 33. Representação esquemática dos efeitos da rotação da Terra e respectivos vetores (ROBINSON & ÇORUH, 1988).

Em 1971 foi adotada pela União Internacional de Geodésia e Gravimetria, em substituição a de 1930, uma nova fórmula de determinações mais precisas, tanto dos valores da gravidade, como da forma da Terra, denominada de *Geodetic Reference System-1967* (GRS- 67):

$$g_{ref} = g_e \cdot (1 + C_1 \cdot \sin^2 \varphi - C_2 \cdot \sin^2 2\varphi)$$

Onde,

Φ : latitude,

g_e equivale à gravidade no Equador: 978.031,846 mGal,

C_1 e C_2 correspondem às constantes de achatamento da terra, sendo respectivamente: 0,005278895 e 0,000023462.

O valor de g_{ref} define a aceleração normal da gravidade em mGal, na superfície de referência, que depende do raio equatorial, do coeficiente de achatamento (ω) e da massa da Terra, supondo então que a superfície do elipsoide seja equipotencial.

Como a Terra não é uma esfera perfeita e apresenta uma distribuição de massa heterogênea, a aceleração gravitacional não é constante ao longo de toda sua superfície. A magnitude de uma medida gravimétrica depende de cinco fatores principais: latitude, elevação (altitude relativa ao nível do mar), relevo (ou topografia) do entorno da estação gravimétrica, marés terrestres e variações de densidade em subsuperfície (SHERIFF, 1989).

Para se ter uma ideia desta variação gravitacional ao longo da Terra, existe uma diferença de aproximadamente 5 Gal, em torno de 0,5% do valor total de g (980 Gal) das áreas equatoriais para polares. Por isso, para isolar os efeitos de latitude e altitude, bem como outros fatores que podem influenciar no valor da gravidade, é necessário remover esses efeitos a partir de reduções dos dados levantados em campo, conforme expresso de forma resumida na Figura 34 (KEAREY & BROOKS, 2002) e explicado no item 4.3.

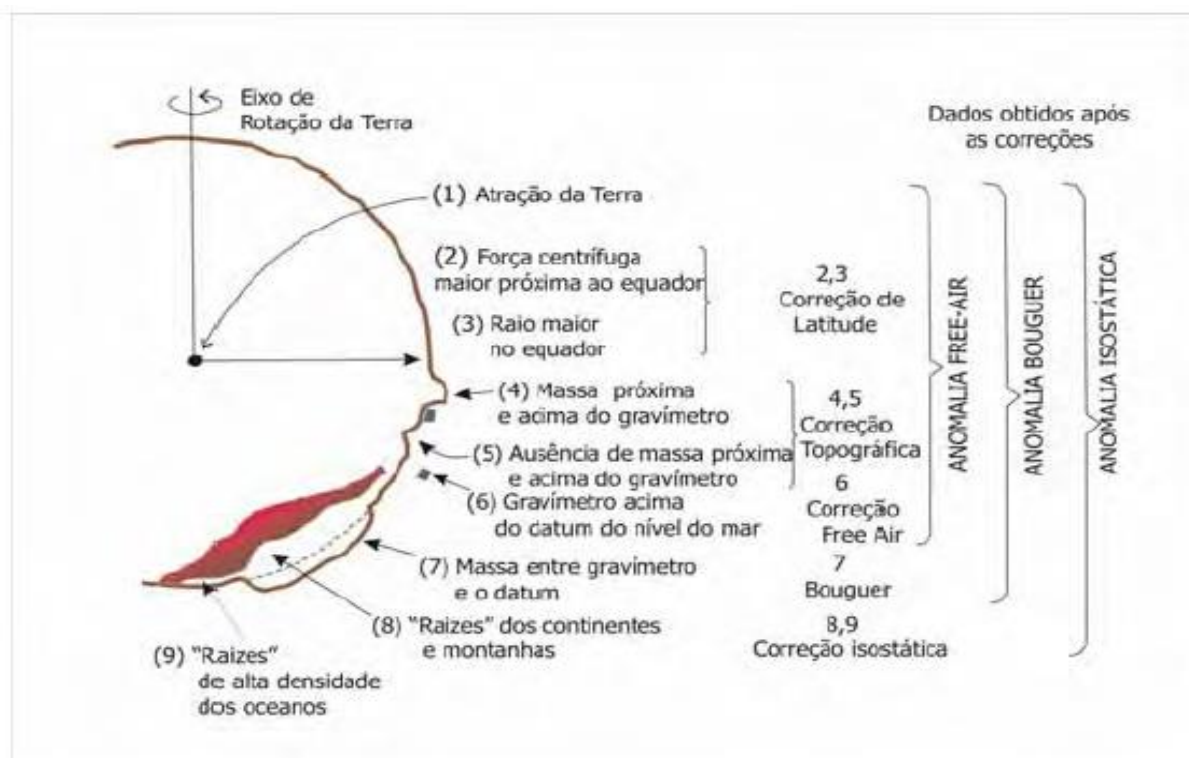


Figura 34. Parâmetros envolvidos na obtenção de dados gravimétricos e suas posteriores correções (modificado de SHERIFF, 1989).

4.2. Medições da Gravidade

As medições de valores relativos de gravidade constituem o procedimento padrão nos levantamentos gravimétricos. Os valores de gravidade absoluta que servem como referência para as estações de medições podem ser obtidos por meio de redes como a Rede Internacional de Padronização da Gravidade (*International Gravity Standardisation Network – IGSN*) de 1971 (MORELLI et al., 1974); a RGFB (Rede Gravimétrica Fundamental do Brasil) implantada sob o planejamento e coordenação do Observatório Nacional e a rede gravimétrica secundária do Estado de São Paulo, referenciada à primeira e implantada em 1977 pelo Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo, tendo sido esta última utilizada neste estudo.

A unidade usualmente empregada em Geofísica para a medição da aceleração da gravidade é o Gal, em homenagem a Galileu, a qual equivale a 1 cm/s^2 . Efetivamente são utilizados os submúltiplos miligal e microgal, devido às variações muito pequenas das anomalias.

O valor da gravidade de um local qualquer pode ser determinado usando-se um instrumento de leitura relativa, no caso o gravímetro. Neste trabalho foi utilizado um gravímetro relativo analógico de marca LaCoste e Romberg constituído de um sistema massa-mola (Figura 35), que permite avaliar a aceleração da gravidade em um ponto.

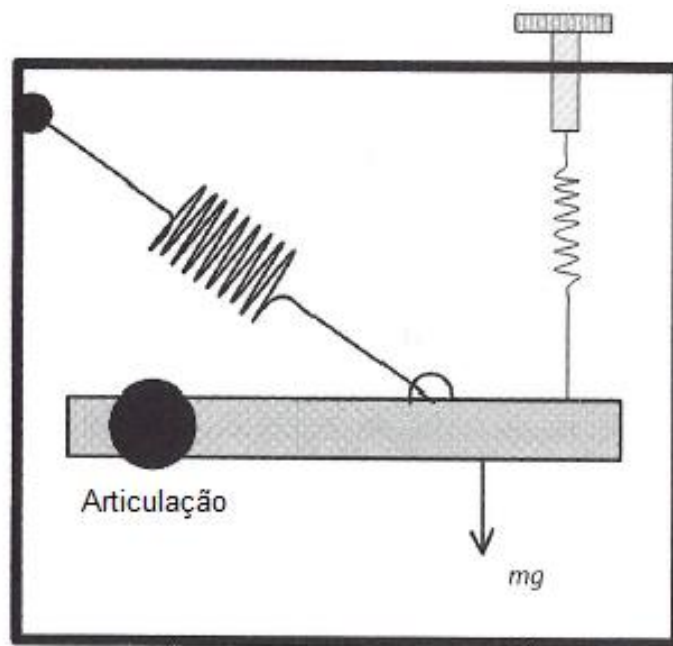


Figura 35. Esquema da parte interna de um gravímetro LaCoste e Romberg (LONG & KAUFMANN, 2013).

As leituras neste tipo de gravímetro são dadas em unidades instrumentais, que equivalem a um determinado número de contagens dadas pelo passo do parafuso de medida que corresponde ao movimento realizado pelo mesmo para, após a mola ter-se deformado com a ação da força da gravidade, retorná-la a sua posição original.

A força aplicada para retornar a mola na sua posição original, deve corresponder à mesma força de gravidade que provocou a deformação da mesma. Então, esta quantidade de força medida através do número de contagens, é transformada em valores de gravidade segundo uma tabela de calibração fornecida pelo fabricante do equipamento, e que relaciona as unidades instrumentais com valores de gravidade em miligals.

Um problema relacionado ao funcionamento dos gravímetros é o da deriva instrumental (*drift*). Ele se refere a uma gradual mudança na leitura em função da elasticidade imperfeita das molas e fadiga do sistema, sofrendo uma pequena

deformação anelástica com o tempo. Pode também, estar associada à variação de temperatura, que causa expansão ou contração no sistema de medição, gerando incertezas nas medidas de gravidade.

A deriva instrumental pode ser monitorada por repetidas leituras do instrumento numa posição fixa ao longo do dia, ou então amenizada no processamento dos dados, com a utilização de *software* específico e o emprego do método de linha gravimétrica fechada (*loop*), conforme realizado neste trabalho, a ser explicado no Capítulo 5.

4.3. Redução dos Dados Gravimétricos

Antes que os resultados de um levantamento gravimétrico possam ser interpretados, é necessária a correção dos fatores que influenciam no campo gravitacional da Terra, removendo as variações que não resultam de diferenças nas densidades dos materiais em subsuperfície. Estes procedimentos são chamados de reduções gravimétricas (LA FEHR, 1991) e os valores resultantes são denominados de anomalias gravimétricas (KEAREY & BROOKS, 2002).

O termo anomalia gravimétrica corresponde à diferença entre os valores da gravidade numa determinada zona (medidos através de gravímetros) e os valores teoricamente calculados para essa mesma zona.

Diante disso, La Fehr & Nabighian (2012) apresentaram as seguintes relações entre o campo medido e os elementos que sobre ele podem interferir:

$$g_{obs} = g_a - g_r, \text{ ou seja, } g_a = g_{obs} - g_r$$

$$g_r = g_p + g_g + g_i + g_{da}$$

Combinando as duas equações acima e isolando o termo g_a , tem-se:

$$g_a = g_{obs} - g_p - g_g - g_i - g_{da}$$

Onde,

g_{obs} : gravidade observada na estação;

g_a : gravidade anômala (de interesse);

g_r : o ruído presente na leitura;
 g_p : erros tratáveis por redução;
 g_g : ruído geológico incerto (gravidade regional);
 g_i : ruído instrumental;
 g_{da} : desvios do próprio levantamento.

O tratamento de g_g pode ser executado posteriormente por filtragens matemáticas; g_i apresenta tratamento difícil e apresenta rotinas específicas para quantificação e g_{da} pode ser mensurado, porém, em geral os dois últimos são desprezados na redução (LA FEHR & NABIGHIAN, 2012).

Para um melhor entendimento das correções aplicadas aos dados gravimétricos originais, deve-se citar, mesmo que de maneira introdutória, os conceitos de geoide e elipsoide (Figura 36). O geoide é uma superfície equipotencial ondulada e coincidente com o nível médio dos mares (altitude = 0 m), supostamente prolongada por sob os continentes. Apresenta formato ondulatorio levemente irregular que acompanha as variações da estrutura de distribuição de massa da Terra. Já o elipsoide representa a superfície matemática adotada como referência para o cálculo de posições, distâncias, direções e outros elementos geométricos da mensuração.

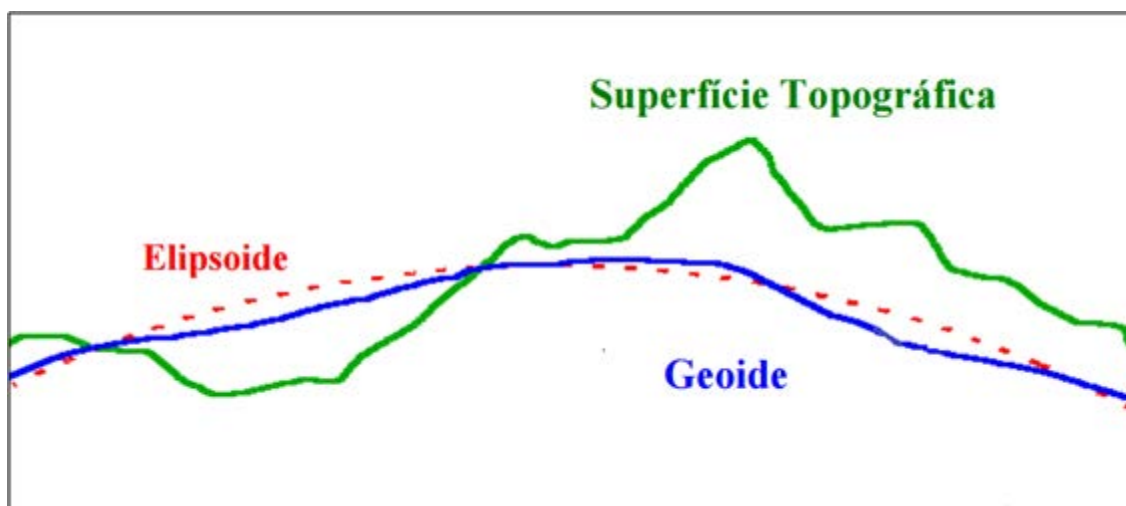


Figura 36. Representação esquemática do geoide e elipsoide.

De modo geral, a magnitude de uma medida gravimétrica sofre influência da latitude, altitude, topografia ao redor da estação, marés terrestres e variação de

densidade em superfície. Para retirar o efeito de alguns desses fatores que influenciam nas medidas das anomalias gravimétricas é necessário realizar uma série de correções, utilizando quase sempre o nível do mar como *datum* para a redução gravimétrica. São elas (KEAREY & BROOKS, 2002; Figura 37):

- 1) **Correção Ar livre:** trata o efeito da elevação sobre o nível do mar, incluindo a altura do nível do mar até o elipsoide.
- 2) **Correção Bouguer:** remoção dos efeitos das massas que estão entre a estação e o datum.
- 3) **Correção do terreno:** corrige os efeitos do relevo topográfico não plano nas vizinhanças da estação.

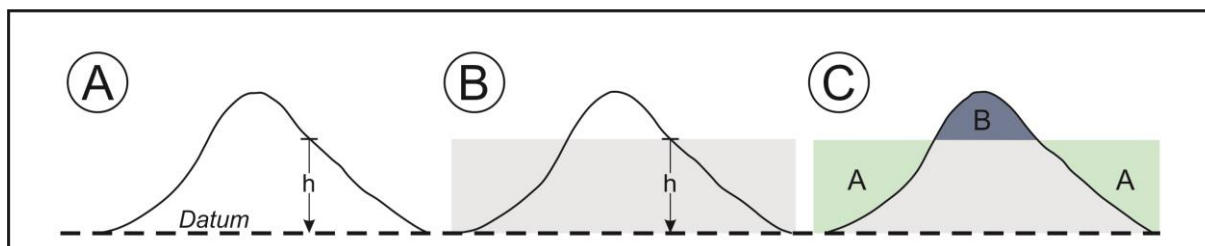


Figura 37. Correções de elevação numa determinada estação. A) Ar livre – estação localizada numa altura h sobre o *datum*; B) Bouguer, sendo a área colorida uma placa de rocha de espessura h que se estende ao infinito lateralmente; C) Correção de terreno para um relevo não plano (KEAREY & BROOKS, 2002).

Como o interesse da prospecção gravimétrica são as anomalias associadas somente às variações de densidades, todos os outros fatores externos que influenciam no cálculo da gravidade, deverão ser corrigidos, como seguem as explicações.

4.3.1. Correção de deriva (C_D)

Os gravímetros sofrem alterações em suas condições elásticas dando origem a leituras díspares para um mesmo ponto em diferentes instantes. Com isso a leitura do gravímetro tende a variar com o tempo mesmo que a aceleração fique constante, ou seja, que o aparelho permaneça no mesmo ponto. Esta variação é denominada de deriva instrumental.

A deriva instrumental tem um comportamento diferente se o aparelho estiver estacionado num ponto (deriva estática) ou se estiver em movimento (deriva dinâmica) e as mesmas precisam ser controladas de forma específica.

Segundo Sá (1994) a deriva instrumental é justamente a composição das derivas estática e dinâmica ocorridas no percurso, conforme a equação:

$$D = D_e + D_d$$

Onde D_e é a deriva estática e D_d a deriva dinâmica. A deriva estática de uma linha gravimétrica representa a soma das variações ocorridas nas interrupções da linha, geralmente com duração maior que uma hora (SÁ, 1994).

$$D_e = \sum_{i=1}^m (L_i - L_{i+1})$$

Onde m é o número de interrupções da linha e L_i é a leitura média em mGal corrigida da perturbação luni-solar, nas estações da linha. O tempo correspondente à deriva estática é expresso pela equação (SÁ, op. cit.):

$$t_e = \sum_{i=1}^m (t_{i+1} - t_i)$$

Onde t_i é o instante da observação.

A deriva dinâmica D_d corresponde à variação ocorrida no período em que o gravímetro permaneceu em movimento, que equivale ao tempo decorrido entre a primeira e a última leitura da linha, menos o tempo da deriva estática, sendo (SÁ, 1994):

$$D_d = (L_1 - L_n) / t_d$$

Onde L_1 e L_n são a primeira e última leitura respectivamente, corrigidas da perturbação luni-solar e da deriva estática, e t_d é o tempo da deriva dinâmica, dado pela equação (SÁ, op. cit.):

$$t_d = t_n - t_1 - t_e$$

Onde t_1 e t_n são os instantes da primeira leitura e da última leitura respectivamente e t_e é o tempo da deriva estática. Portanto, a correção da deriva para a i -ésima estação tem a forma (SÁ, op. cit.):

$$D_i = (D_e)_i + (D_d) t_i$$

Onde t_i é o tempo decorrido entre a primeira e a i -ésima leituras.

4.3.2. Correção de latitude (C_l)

Esta correção é função da latitude (Φ) e é feita da seguinte forma:

$$\text{Corr. Lat.} = 0,81 \sin 2 \Phi \text{ mGal/km}$$

A correção é linear sobre distâncias N-S, da ordem de 2 km. Para distâncias maiores é preciso considerar variações em Φ .

Como a gravidade cresce com a latitude (seja norte ou sul), a correção é adicionada à medida que se move em direção ao equador.

4.3.3. Correção de maré ou luni-solar

A maré terrestre é a deformação elástica da crosta devido à interação gravitacional do Sol e da Lua. Com isso, a gravidade sofre pequenas variações temporais em magnitude e em direção, geradas pela ação combinada da Lua e do Sol, em função de seus movimentos orbitais. As variações atingem amplitude máxima de 3 μg em um período próximo de 12 horas. Estes efeitos podem ser diretos, que provêm da atração que cada um destes corpos exerce, ou indiretos, que têm por origem a deformação elástica induzida na Terra (SÁ, 1994).

Ao considerar a Terra sólida e rígida, tem-se que o potencial de maré P na superfície terrestre, gerado pela Lua (Figura 38) é expresso pelo potencial diferencial desse ponto com o geocentro (SÁ, op. cit.).

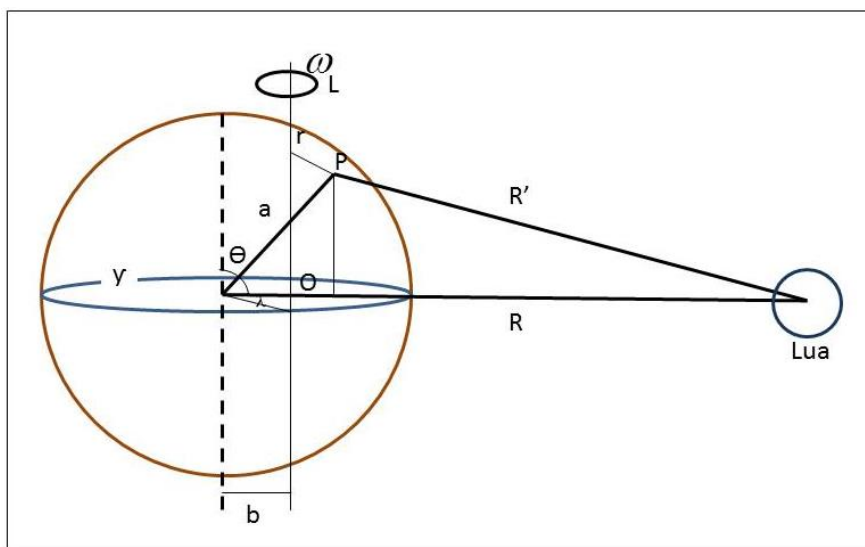


Figura 38. Perturbação Luni-Solar (SÁ, op. cit.).

No presente estudo a correção de maré terrestre foi realizada pelo *software* utilizado para redução dos dados. Este procedimento utiliza dados de latitude e longitude das estações gravimétricas, juntamente com a diferença da hora local em relação a *Greenwich*, aplicando-se a fórmula de *Longman* (1959).

4.3.4 Correção Ar-Livre (C_{AL})

Esta correção é utilizada para compensar os efeitos da variação de altitude das estações em relação a uma superfície equipotencial, geóide (TELFORD et al., 1990). Sendo assim, os dados adquiridos são reduzidos a uma superfície de referência ou geóide que é coincidente com o nível médio do mar.

$$G_f = G_a - G_l + 0.308596 * H_s$$

Onde:

G_f é a anomalia *Free Air* em miligal,

G_a a gravidade absoluta,

G_l a correção de latitude,

H_s a elevação da estação em metros.

4.3.5 Correção Bouguer (C_B)

A Correção Bouguer é calculada levando-se em conta a atração gravitacional exercida em determinado ponto da crosta, entre a estação da medida gravimétrica e

o nível do mar. Consiste em adicionar, ao valor normal da gravidade, a atração de um cilindro de raio infinito e altura igual à altitude da estação no terreno. O cilindro deve ter densidade igual à do material que está entre o geoide e a estação (LUIZ & SILVA, 1995).

A correção Bouguer é dada por:

$$C_B = 0,04192\rho h \text{ (mGal)}$$

Onde h é altitude da estação e ρ é a densidade em kg/m^3 .

Aplicada a Correção Bouguer, tem-se como resultado a Anomalia Bouguer, que corresponde efetivamente à componente vertical da atração gravitacional gerada por diferenças de densidades sob a superfície da Terra, ou seja, traduz mais fielmente os efeitos gerados pelos contrastes laterais da densidade. Normalmente é caracterizada por uma anomalia regional ampla, com variação suave, sobre as quais podem estar relacionados os domínios litológicos de uma determinada região.

4.3.6. Correção topográfica (C_T)

A correção topográfica é efetuada somente em casos de acentuadas elevações presentes na área de estudo ou mesmo grandes depressões ou vales próximos à estação que se efetua a leitura gravimétrica. No presente trabalho, tal correção foi desprezada, pois a topografia do terreno apresenta um relevo suave e o valor desta correção seria inferior à incerteza das anomalias gravimétricas.

4.4. Densidade das Rochas

As anomalias gravimétricas resultam dos contrastes de densidades entre rochas com distintas composições mineralógicas e diferentes grau de compactação (porosidade).

As variações de porosidade são a causa principal das diferenças de densidade das rochas sedimentares. Por isso, as sequências de rochas sedimentares apresentam normalmente um aumento da densidade em função da profundidade devido à compactação.

Já no caso das rochas ígneas e metamórficas, por apresentarem porosidade insignificante, a composição é o principal fator condicionante das variações de densidade, a qual geralmente aumenta com a diminuição da acidez. Sendo assim, existe uma progressão da densidade partindo das rochas ácidas, passando pelas básicas até as ultrabásicas.

O conhecimento dos valores de densidades se faz necessário para a aplicação das correções Bouguer e de terreno bem como para a interpretação das anomalias gravimétricas. Na Tabela 1 constam os intervalos de densidades para os litotipos mais comuns.

Tabela 1 - Intervalos de densidade aproximados de alguns tipos de rochas e minerais de minério (KEAREY & BROOKS, 2002).

Rochas/minerais	Intervalo de densidade (g/cm³)
Aluvião (saturado)	1,96-2,00
Argila	1,63-2,60
Folhelho	2,06-2,66
Arenito	
Cretáceo	2,05-2,35
Triássico	2,25-2,30
Carbonífero	2,35-2,55
Calcário	2,60-2,80
Giz	1,94-2,23
Dolomita	2,28-2,90
Halita	2,10-2,40
Granito	2,52-2,75
Granodiorito	2,67-2,79
Anortosito	2,61-2,75
Basalto	2,70-3,20
Gabro	2,85-3,12
Gnaisse	2,61-2,99
Quartzito	2,60-2,70
Anfibolito	2,79-3,14
Cromita	4,30-4,60
Pirrotita	4,50-4,80
Magnetita	4,90-5,20
Pirita	4,90-5,20
Cassiterita	6,80-7,10
Galena	7,40-7,60

4.5. GPS (*Global Positioning System*) Diferencial

Na execução de um levantamento gravimétrico, a precisão da leitura no gravímetro e no posicionamento das estações (coordenadas X, Y e Z) é de extrema importância para a qualidade e exatidão dos valores a serem calculados: a gravidade absoluta, a anomalia ar-livre e a anomalia Bouguer. Para se obter a precisão requerida foi utilizado o receptor GPS diferencial, este instrumento possui a capacidade de calcular posições muito precisas a cada segundo. Depois dos dados processados e corrigidos, a precisão horizontal (coordenadas geográficas) e vertical (altitude) de cada posição pode chegar a valores submétricos.

Neste trabalho, cada estação de coleta de dados medida na campanha de campo foi localizada por meio do sistema DGPS da *Trimble* modelo *Pathfinder – Pro XR*⁽¹⁾ (Figura 39), cujas coordenadas horizontais X, Y e altimétricas obtidas foram recalculadas pelo procedimento de pós-processamento diferencial.

Para a correção diferencial das coordenadas empregou-se um programa específico, que será citado adiante, o qual possui rotinas para gerenciar um projeto de coleta, que possibilita além da correção, a edição e a visualização dos dados adquiridos no campo.

4.5.1. Principais características do DGPS

O DGPS (*Differential Global Positioning System*) se comunica, via ondas eletromagnéticas, com uma rede de satélites NAVSTAR (*Navigation Satellite Time and Ranging*) controlados pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos baseado num conjunto de mais de 24 satélites que orbitam ao redor da Terra a cada 12 horas fornecendo informações para todo o mundo, sob qualquer condição de tempo, 24 horas por dia.

A técnica DGPS requer pelo menos dois receptores, sendo um a estação base e outro denominado móvel (*rover*). O primeiro consiste num ponto com coordenadas conhecidas cuja finalidade é definir, através de cálculos, o erro do sistema. Já o segundo (*rover*) é utilizado em campo para obtenção rápida das

⁽¹⁾ Todas as informações técnicas ou funcionais deste sistema foram retiradas do próprio manual de instruções do aparelho.

posições desconhecidas dentro da zona de abrangência da estação base. Os erros comuns dos receptores se corrigem durante o pós-processamento.



Figura 39. GPS Diferencial utilizado no levantamento do posicionamento geográfico e altitude das estações gravimétricas.

4.5.2. Fatores que podem acarretar limitações na aquisição

O principal agravante que interfere na qualidade dos resultados são os sinais diferenciais de satélite que estejam eventualmente na linha do horizonte, que podem ser bloqueados por montanhas, edifícios ou copas de árvores que, quando molhadas, reduzem ainda mais o sinal. Interferência de transmissores de radar ou de microondas (antrópicos) e fios elétricos geralmente não produzem nenhum efeito degradante de sinal.

4.5.3. Fatores que influenciam na precisão com dados pós-processados

Número de satélites visíveis

Uma boa precisão no posicionamento requer pelo menos quatro satélites para o cálculo da posição, porém se houver cinco ou mais, a exatidão pode aumentar.

Distância entre a estação de base e o receptor *rover*

A exatidão da correção diferencial se degrada quando a distância entre a estação base e o *rover* aumenta. De acordo com as especificações do aparelho esta degradação é de 1 ppm, isso significa 1 mm de degradação para cada quilômetro entre a base e o *rover*.

Diluição da Precisão da Posição (PDOP)

É uma medida da geometria da disposição dos satélites, que indica quando são fornecidos os dados mais precisos. Se os satélites estiverem espalhados no céu o valor do PDOP é baixo e a posição mais precisa, caso contrário, com os satélites mais agrupados ocorre uma degradação na exatidão do posicionamento. Pode-se configurar o limite de PDOP no registrador de dados para assegurar que somente dados da exatidão requerida sejam coletados.

Se a PDOP excede o limite configurado, o registrador de dados para de registrar posições. O limite de PDOP recomendado é quatro no caso de um GPS *Pathfinder Pro XR*, se é desejada uma exatidão de menos de um metro.

Relação sinal/ruído (SNR)

Signal to Noise Ratio (SNR) é uma medida da intensidade do sinal do satélite relativa ao ruído de fundo. A exatidão se degrada à medida que a intensidade do sinal diminui, portanto um sinal forte com baixo ruído fornece melhor precisão. É possível configurar o limite SNR no registrador de dados para armazenar somente posições acima de certo valor SNR, cujo limite recomendado pelas instruções do aparelho é quatro.

Elevações do satélite

Quando um satélite está baixo no horizonte, os sinais deste devem percorrer uma distância maior através da atmosfera, resultando em uma intensidade de sinal mais baixa e recepção retardada pelo receptor GPS. Satélites de baixa elevação tendem a produzir dados ruidosos, no entanto devem ser utilizados somente aqueles que estão pelo menos a 15° acima do horizonte. Pode-se configurar a elevação no registrador de dados para ignorar os que estejam baixos no céu.

Período de ocupação

O receptor usado nesse estudo fornece, segundo dados do fabricante, a precisão horizontal especificada com um tempo de ocupação de um minuto.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão abordados todos os elementos envolvidos no levantamento de campo realizado, sejam ligados à gravimetria sejam voltados para a obtenção das coordenadas geográficas e altitude das estações. Além disso, serão apresentadas as metodologias dos processamentos dos dados a partir da aplicação de filtros de realce das anomalias além dos levantamentos de informações geológicas e estruturais da área, a partir de análises de mapas, perfis de poços e sondagens elétricas verticais.

Para a quantificação da variação do campo gravitacional, foram realizadas campanhas de campo na área envolvida pelas cidades de Anhembi, Santa Bárbara d'Oeste, Porto Feliz e Torre de Pedra, todas no Estado de São Paulo, com a finalidade de obter novos dados gravimétricos a partir de uma distribuição semirregular das estações, percorrendo as estradas que provavelmente margeavam ou seccionavam o alto gravimétrico de interesse desta região. As estações de leitura foram espaçadas a cada dois quilômetros e a definição da distância entre elas foi feita de acordo com o nível de detalhe da estrutura que se pretendia modelar, ou seja, tendo em vista que a anomalia apresenta abrangência regional utilizou-se um maior espaçamento entre as estações.

Alguns dados preexistentes também foram utilizados neste trabalho. São estações coletadas na região, cedidas pela Universidade de São Paulo. Além disso, dados referentes à Fries (2008), Cavallaro (2013) e Hammerle (2014) também foram usados para delimitar a anomalia a norte e noroeste.

Todos os equipamentos e programas utilizados na coleta e redução dos dados são do Laboratório de Geofísica (Departamento de Geologia Aplicada) da UNESP (Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho), *campus* de Rio Claro-SP.

5.1. Campanha Gravimétrica

Depois de levantadas as informações bibliográficas das características da área, no que tange à geologia regional e local, a fim de se conhecer o cenário geológico/estrutural em que a área está inserida, partiu-se para a etapa de fundamental relevância para o trabalho como um todo, o levantamento gravimétrico.

Nesta fase, foram estabelecidas 408 novas estações gravimétricas, as quais estão representadas na Figura 40. Para a coleta de dados, utilizou-se o método da linha gravimétrica fechada (*Loop*), que consiste numa poligonal que se obtém com a ligação sucessiva das estações gravimétricas implantadas entre as estações base. Este sistema visa corrigir a deriva que o instrumento sofre durante o período da aquisição. Para isso, no início e ao final de cada dia de campo foram feitas medições em local com valor de gravidade absoluta, possibilitando calcular a deriva total, a qual foi distribuída, durante o processamento dos dados, entre as estações levantadas ao longo do dia.

Para que fosse possível aplicar a técnica do *loop* foi necessário escolher uma estação base que serviu como referência para as outras medidas da área. A estação base usada para a aquisição pertence à rede gravimétrica secundária do Estado de São Paulo implantada pelo Instituto Astronômico e Geofísico IAG/USP da Universidade de São Paulo, no ano de 1977. Fica localizada ao lado do obelisco encontrado na Praça da Liberdade (Figura 41), em frente à Igreja Matriz de São João Batista na cidade de Rio Claro-SP e possui as seguintes referências de localização (em coordenadas UTM e geográficas) e gravidade absoluta:

- ✓ Coordenada UTM (Y): 7.519.341 m
- ✓ Coordenada UTM (X): 236.237 m
- ✓ Latitude: 22° 24, 63' S
- ✓ Longitude: 47° 33, 67' W
- ✓ Altitude: 624 metros
- ✓ Gravidade: 978574,96 mGals

Tanto a rede gravimétrica secundária do Estado de São Paulo como a rede fundamental brasileira são referenciadas ao IGSN71 (*International Gravity Standardization Net*).

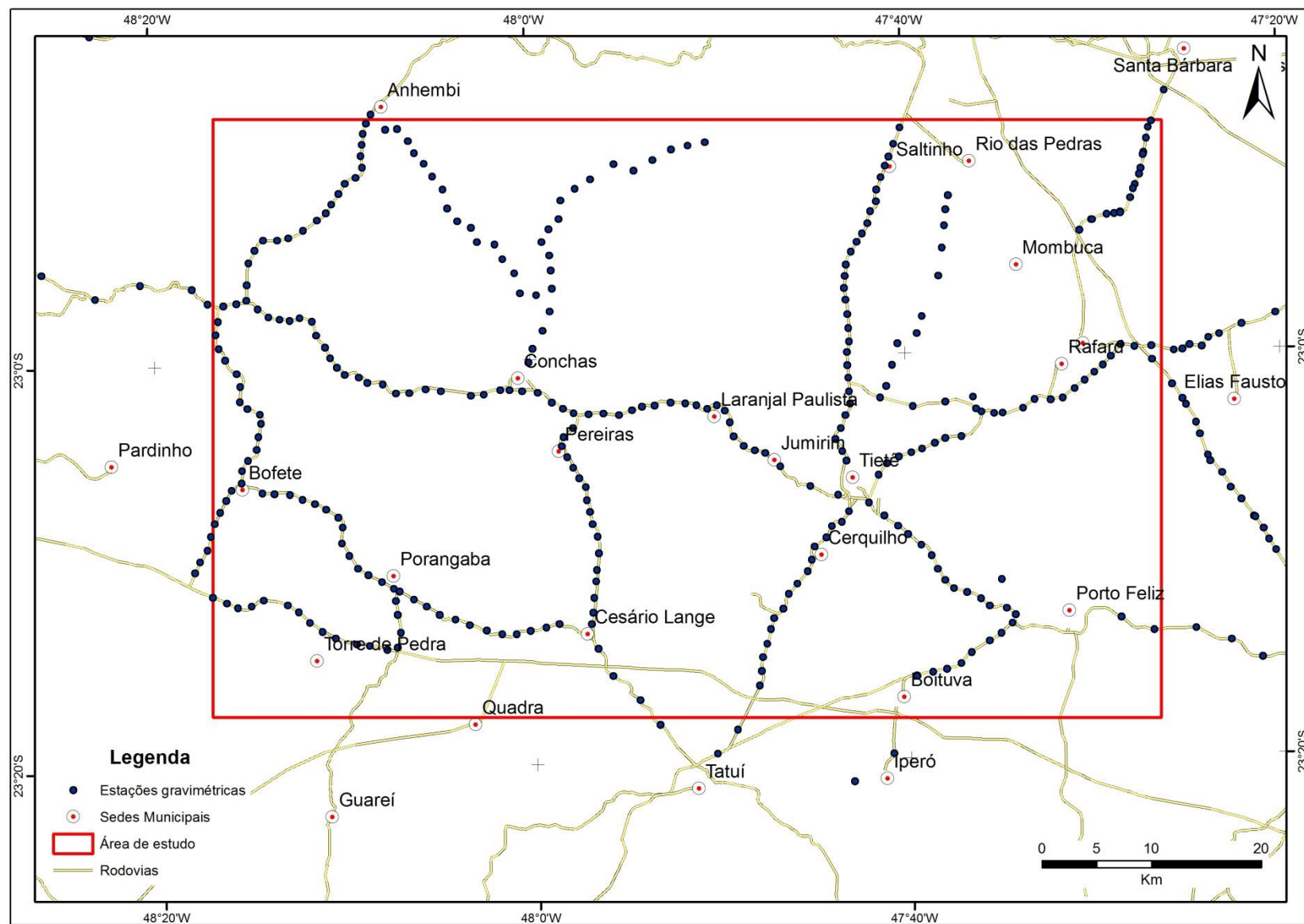


Figura 40. Mapa de localização das estações gravimétricas estabelecidas neste estudo.



Figura 41. Obelisco onde fica localizada a base gravimétrica de Rio Claro-SP.

A leitura gravimétrica (Figura 42) foi feita a partir de um gravímetro da marca LaCoste & Romberg (Figura 43), cuja precisão pode chegar até 0,01 mGal. Para isso é necessário que o instrumento esteja nivelado e na temperatura ideal. Para cada estação de leitura da gravidade relativa foram registrados em fichas de campo o horário, a leitura do gravímetro, bem como a posição geográfica e a altitude, como segue no item 5.2.



Figura 42. Levantamento de campo - leitura da gravidade relativa.



Figura 43. Gravímetro LaCoste & Romberg nivelado sobre o suporte.

5.2. Levantamento Planialtimétrico

Como já observado anteriormente, é de extrema importância para o cálculo da Anomalia Bouguer e georreferenciamento dos mapas de anomalias gravimétricas a precisão na coleta das coordenadas geográficas e altitude da estação. Para isso, foi empregada a técnica GPS diferencial cujas altitudes apresentaram precisão entre 0,5 a 1,0 metro acarretando em erros de 0,1 a 0,3 mGal. A precisão das coordenadas geográficas foi verificada ao final do pós-processamento, que será apresentado no item 5.4.

A aquisição dos dados de posicionamento foi feita simultaneamente ao levantamento gravimétrico (Figura 44) e todos os cuidados anteriormente citados no item 4.5 foram levados em conta para se obter o resultado desejado.

O princípio de funcionamento do equipamento baseia-se no armazenamento dos dados não processados em um coletor tipo *palm top*, possibilitando a visualização em tempo real: do mapa com as estações registradas, bem como os parâmetros de PDOP, máscara de elevação, satélites captados e qualidade do sinal. Especificamente neste trabalho foi configurada a aquisição mais lenta, para que fosse possível trabalhar com maior número de satélites e maior precisão.



Figura 44. Levantamento gravimétrico e coleta do posicionamento (DGPS).

A estação base utilizada para a correção diferencial fica localizada no Laboratório de Estudo de Bacias (LEBAC) no *campus* da UNESP em Rio Claro-SP, e tem as seguintes características:

- ✓ Receptor GPS TRIMBLE PATHFINDER Pro XR de 12 canais; L1 apenas; NR Mask 4; Elevation Mask 10; PDOP Mask 8; PDOP Switch 8.
- ✓ Horário Universal de Greenwich. Três (3) horas a mais do que a hora local da região Sul/Sudeste do Brasil, exceto em horário de verão.

Datum: WGS-84

- ✓ Latitude: 22° 23' 48,46756" S
- ✓ Longitude: 47° 32' 55,25328" W
- ✓ Altitude: 624,3889 m (HAE)

Datum SAD-69 (96)

- ✓ Latitude: 22° 23' 46,7245" S
- ✓ Longitude: 47° 32' 53,6316" W
- ✓ Altitude: 631,510 m (HAE)
- ✓ Antena: *Compact* L1 com plano de terra
- ✓ Vértice 93791 – Homologado ao Sistema Geodésico Brasileiro pelo IBGE
- ✓ Dados disponíveis no formato .SSF, zipados no formato .EXE autoexpansível.
- ✓ Taxa de Gravação: 05 segundos (Código C/A + fase L1).

5.3. Dados Gravimétricos Preexistentes

Além dos dados obtidos a partir do levantamento gravimétrico, foram utilizados, para compor a malha de amostragem e visualização prévia do comportamento da anomalia em escala regional, dados de trabalhos anteriores (Figura 46). Dentre eles está o trabalho de Fries (2008) que estudou os altos estruturais da região Nordeste da Bacia, a norte da área de interesse deste trabalho. Os dados foram cedidos pelo próprio autor, com o intuito de contribuir com esta pesquisa dando continuidade ao trabalho, agora avançando em direção à borda da Bacia.

Cavallaro (2013) fez levantamentos na região do Alto Estrutural de Anhembi. Para compor seu quadro de estações gravimétricas foram percorridas algumas estradas que também seriam levantadas neste trabalho. Diante disso, o autor forneceu os dados gravimétricos, possibilitando assim, um adensamento das estações no limite noroeste da anomalia.

Outro banco de dados acessado foi cedido pela Escola Politécnica (Universidade de São Paulo), que implantou estações de leitura a cada seis quilômetros aproximadamente em toda a área abrangida neste estudo.

Hammerle (2014) também aplicou a gravimetria numa região adjacente, buscando estudar uma anomalia situada entre o alto estrutural de Pau d'Alho e o Sistema Rio das Pedras-Piracicaba, também no flanco nordeste da Bacia do Paraná. Os dados referentes a este trabalho também foram disponibilizados pelo autor para compor o banco de dados regional do presente estudo.

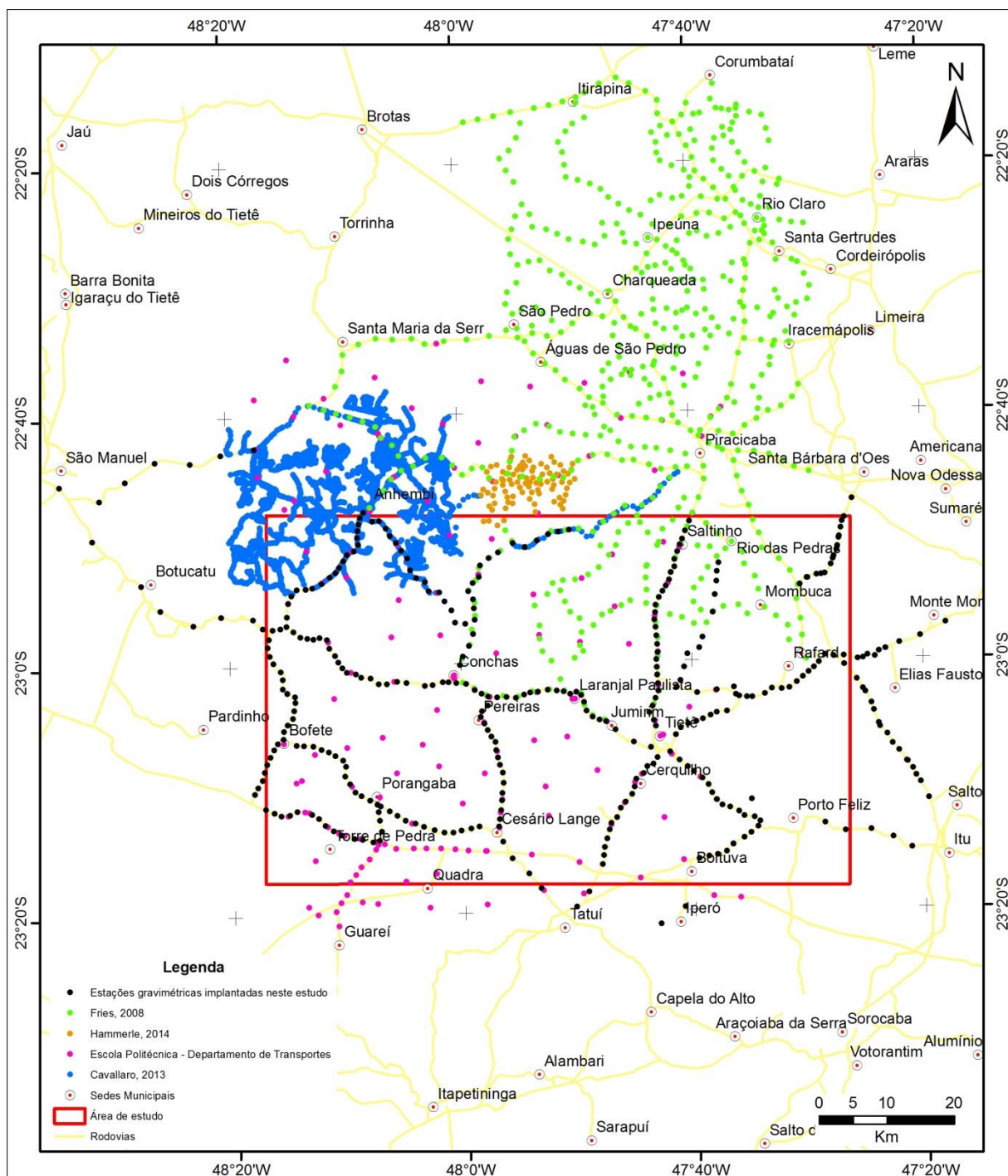


Figura 46. Mapa com as estações gravimétricas disponibilizadas de trabalhos anteriores bem como aquelas levantadas neste estudo.

5.4. Pós-Processamento dos Dados de Posicionamento

Para a correção diferencial das coordenadas e altitude utilizou-se o software GPS *Pathfinder Office*, cujas rotinas permitem transferir os dados do coletor para um computador onde são corrigidos, editados e visualizados.

Para se chegar ao dado pós-processado, algumas etapas foram executadas, cujo fluxograma é apresentado na Figura 47.

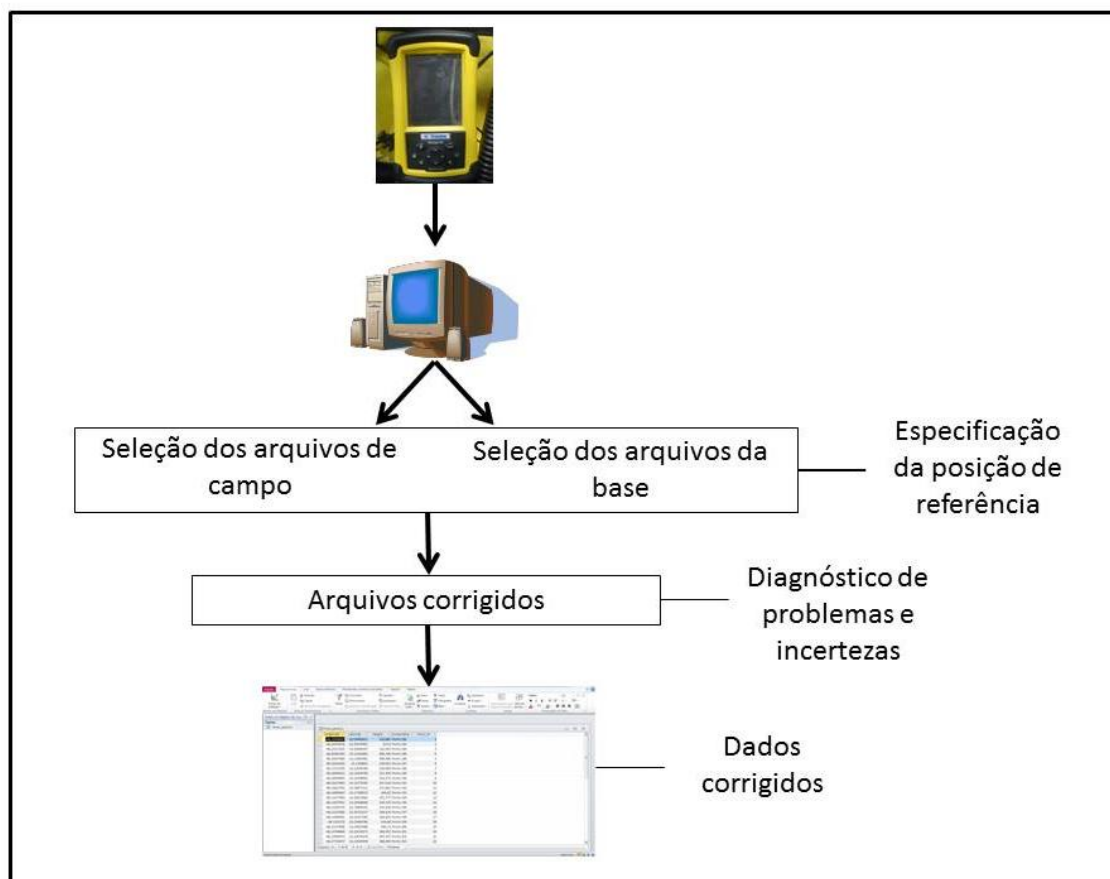


Figura 47. Etapas do processamento dos dados do levantamento planialtimétrico.

5.5. Processamento dos Dados Gravimétricos

Antes de serem efetivamente utilizados para elaboração de mapas e modelos, os dados gravimétricos levantados durante as campanhas de campo foram submetidos à redução em *softwares* específicos, para que finalmente pudessem ser calculados os valores da Anomalia Bouguer e gerados os *grids* para preparação de mapas já com os dados processados e/ou refinados.

Tanto para a redução dos dados quanto para a aplicação dos filtros e elaboração de mapas foram utilizadas as rotinas do *software* Oasis Montaj® da Geosoft.

Tendo sido concluída a etapa de inserção dos dados no programa, passou-se para a fase de correções no módulo *Gravity* da plataforma Oasis. Vale ressaltar que

para a correção Bouguer foi adotado o valor de $2,67 \text{ g/cm}^3$ para a densidade média da crosta (HINZE, 2003), compatibilizando os dados obtidos neste levantamento com aqueles já existentes em áreas adjacentes, permitindo assim a homogeneização dos mesmos.

Realizadas as correções, os dados foram compilados num mesmo banco e partiu-se para a preparação de *grids* dos pontos a partir da interpolação pelo método da mínima curvatura (BRIGGS, 1974) e posterior elaboração de mapas de isogálicas dos valores das anomalias como produto final (Figura 48).

Os mapas obtidos neste trabalho derivaram-se de um banco de dados com os valores de X (latitude), Y (longitude) e Z (anomalia Bouguer), composto pelo levantamento realizado no presente estudo bem como pelas informações cedidas por autores que aplicaram a mesma metodologia em áreas da porção nordeste da Bacia do Paraná. Para o georreferenciamento dos mesmos empregou-se o sistema de coordenadas geográficas e o elipsoide de referência utilizado foi o WGS 84.

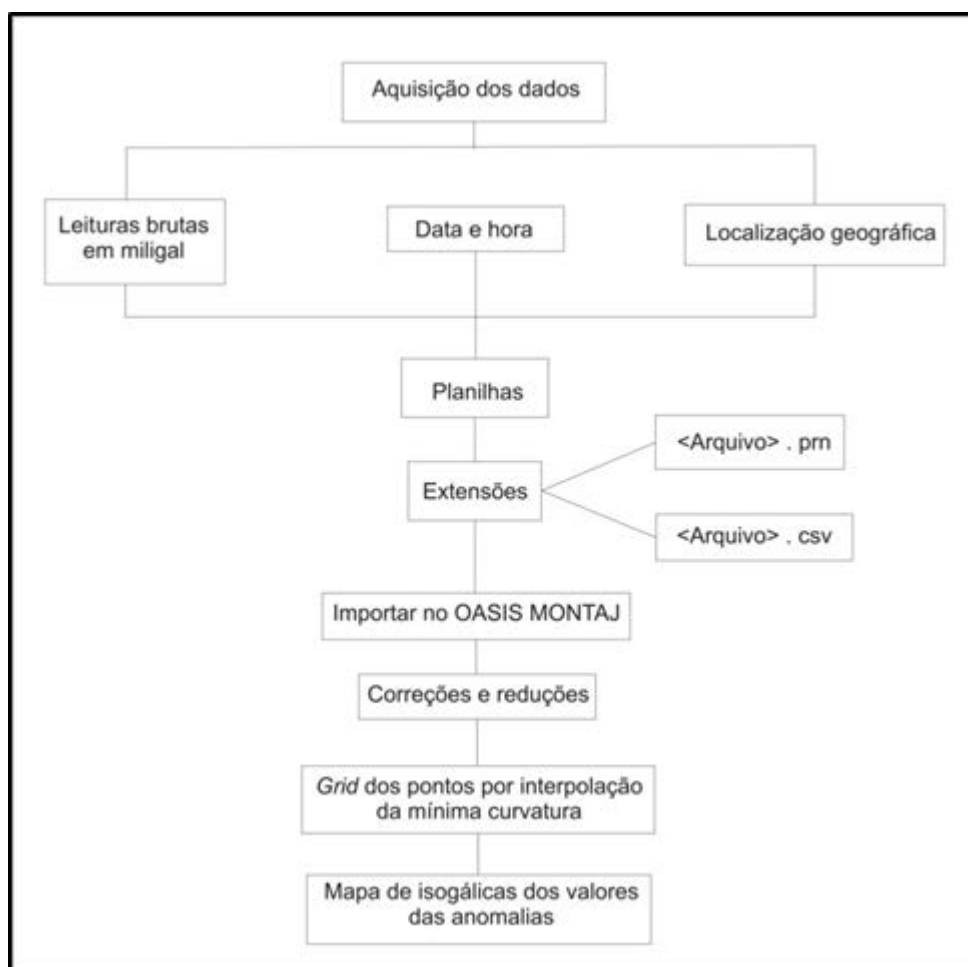


Figura 48. Etapas realizadas no tratamento dos dados gravimétricos.

5.6. Métodos de Realce de Anomalias

Neste item serão discutidas as metodologias dos diferentes tipos de filtros existentes, os quais são empregados com o objetivo de separar e/ou realçar as fontes de anomalia gravimétrica.

Sendo assim, depois de calculada a anomalia Bouguer, partiu-se para aplicação de técnicas de realce destas anomalias, ou seja, processamento dos dados a partir da execução de filtragens capazes de realçar as estruturas geológicas de interesse.

De maneira geral, o campo gravimétrico é produto da superposição dos efeitos gravimétricos de várias fontes posicionadas em profundidades distintas, ou seja, as anomalias gravimétricas resultam da soma total dos efeitos produzidos por todos os eventuais contrastes de densidades em subsuperfície.

Deste modo as medidas tomadas na superfície representam a somatória dos efeitos de feições de interesse nomeados de “sinal”, como também dos efeitos indesejáveis, conhecidos como “ruídos”. A medida (M) pode ser representada sob a forma:

$$M = f(S, R); \text{ onde } S = \text{sinal e } R = \text{ruído.}$$

Para reduzir ou eliminar os efeitos que não são de interesse para o trabalho, foram aplicadas as filtragens. São filtros artificiais desenvolvidos para separar o ruído do sinal (KEAREY & BROOKS, 2002).

Os dados gravimétricos podem ser representados tanto no domínio do tempo e da frequência, quanto no domínio do espaço e do número de onda (ou frequência espacial), ou seja, formas distintas de se representar o mesmo tipo de informação. A transformação do sinal de um domínio para o outro é possível a partir de um par de transformadas de Fourier, cuja metodologia se baseia na aplicação da FFT (*Fast Fourier Transform* - COOLEY & TUCKEY, 1965).

A informação geofísica, antigamente, era abordada em apenas um domínio, em decorrência do elevado tempo despendido para o processamento computacional. Porém em 1965, foi desenvolvido um algoritmo da transformada rápida de Fourier, capaz de realizar as transformações com uma considerável redução no tempo, conhecido por Algoritmo de Cooley-Tukey ou FFT (BRIGHAM, 1974).

Posteriormente, Baranov (1975) elaborou um trabalho rigoroso e sistemático destas transformações e outros algoritmos foram desenvolvidos, a exemplo de Press et al. (1989).

Com o aperfeiçoamento das técnicas de tratamento numérico foi possível ampliar o número de filtros capazes de auxiliar a interpretação dos dados, a partir do espectro de potência, por exemplo, que possibilita a diferenciação de sinais rasos e profundos, além de dar subsídios para se estimar as profundidades das fontes, possibilitando a separação regional/residual e a eliminação ou atenuação de ruídos de alta frequência (SPECTOR & GRANT, 1970). Diversos filtros podem ser aplicados aos dados, são eles: Butterworth (SMITH, 2003), Deconvolução de Euler (LA FEHR & NABIGHIAN, 2012), filtragens passa-alta, passa baixa, passa-banda, continuação para cima e para baixo, derivadas verticais e horizontais (BLAKELY, 1996), entre outros.

Nesse estudo, assim como as reduções, as filtragens foram feitas no programa Oasis Montaj®, aplicando-se os filtros contidos na função MAGMAP.

Os filtros que foram aplicados nos dados do presente trabalho foram: Butterworth, Passa-Banda, Continuação para Cima, Derivadas, Gradiente Horizontal Total (THDR- CORDELL & GRAUCH, 1985) e Deconvolução de Euler. São filtros de resolução espacial capazes de delinear as bordas de corpos anômalos para melhor detectá-los, e realçar as direções preferenciais das estruturas.

5.6.1 Espectro de potência ponderado radialmente

O espectro de potência ponderado radialmente, também conhecido como espectro de energia de uma função $[f(x)]$, $|F(k)|^2$, pode ser expresso na equação de energia total:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk$$

Onde k pode ser obtido através $2\pi/\lambda$ e representa o número de onda proporcional à frequência e λ é o comprimento de onda. Pode-se expandir esta função para duas variáveis (x e y) e os termos k e λ representados por k_x , k_y , λ_x e λ_y , respectivamente (BLAKELY, op. cit.).

É possível estimar a profundidade das fontes anômalas utilizando-se o espectro de energia com a seguinte expressão (SPECTOR & GRANT, 1970):

$$h = -s/4 \pi$$

Onde s é a declividade numa parte específica do espectro.

A Figura 49 representa um espectro de energia hipotético onde se observa o comportamento do sinal no domínio do número de onda para os valores da anomalia Bouguer, os quais são representados a partir do número de ciclos por unidade de medida usada no grid gerado no eixo X (quilômetro). As estimativas de profundidade (eixo Y) são relacionadas às frequências de número de onda, também por unidade de medida (quilômetro), e de acordo com a energia gerada pelos corpos e estruturas presentes.

Número de onda baixo é representativo de fontes mais profundas, enquanto que os altos valores estão associados às fontes rasas ou, até mesmo, ruídos. Para corpos ou estruturas com número de onda médio, pode-se deduzir que as fontes estariam em profundidades intermediárias (SPECTOR & GRANT, op. cit.).

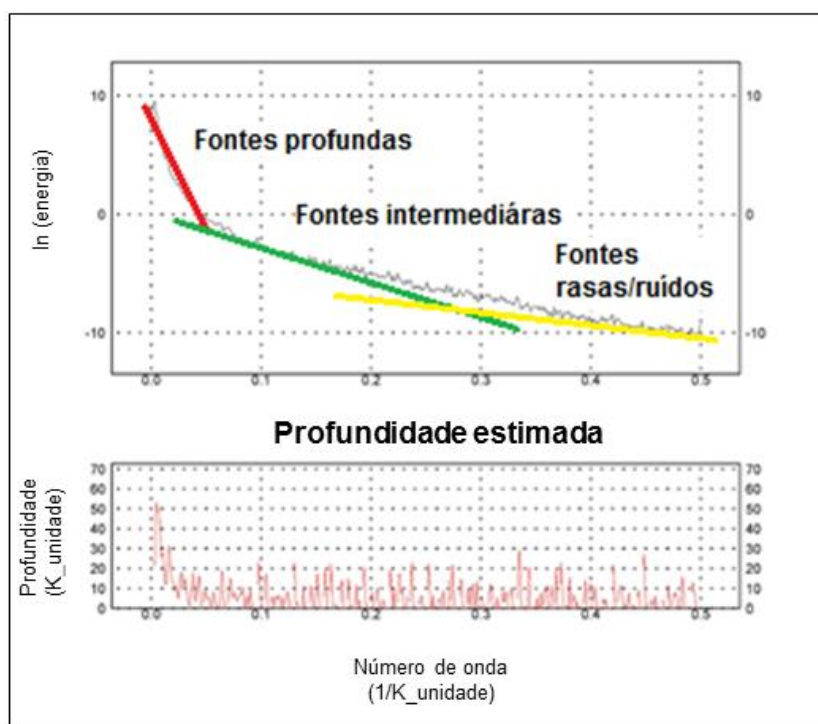


Figura 49. Espectro de energia hipotético com a diferenciação das fontes.

5.6.2. Filtro Passa-Banda

O filtro passa-banda é utilizado para manter uma faixa de número de onda desejada e rejeitar todas as outras (Figura 50). Sua interpretação deve ser cautelosa já que a aplicação de um corte abrupto para um espectro de energia pode gerar *ringing* (anelamento). Visualmente este fenômeno é identificado a partir de "anéis" (também denominados de artefatos) que surgem nas bordas dos objetos da imagem.

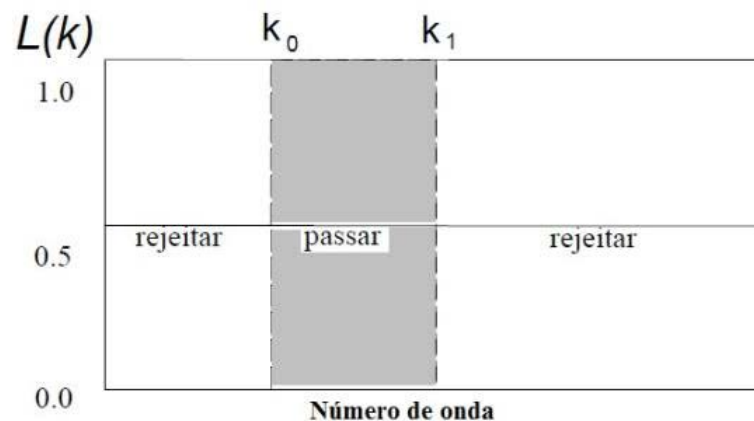


Figura 50. Representação gráfica do filtro passa-banda (GEOSOFTE, 2009).

O operador possui a seguinte forma (GEOSOFTE, op. cit.):

$$\begin{aligned} L(k) &= 0, \quad \text{para } k < k_0 \\ L(k) &= 1, \quad \text{para } k_0 \leq k \leq k_1 \\ L(k) &= 0, \quad \text{para } k > k_1 \end{aligned}$$

Onde:

k_0 é o limite inferior do número de onda em ciclos por unidade de medição,

k_1 limite superior do número de onda em ciclos por unidade de medição.

5.6.3. Filtro Butterworth

O filtro Butterworth é indicado para aplicação como filtro passa alta e passa baixa de feições lineares, pois, enquanto o número de onda central se mantém fixo, pode-se variar um intervalo de frequência que se deseja filtrar (Figura 51), eliminando ou atenuando possíveis formas anelares que não representam feições

geológicas. Isso ocorre comumente quando se aplica filtros corta-alta ou corta-baixa com frequência de corte abrupta, como mencionado anteriormente (GEOSOFT, 2009).

O corte é dado pela expressão:

$$L(k) = \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n}$$

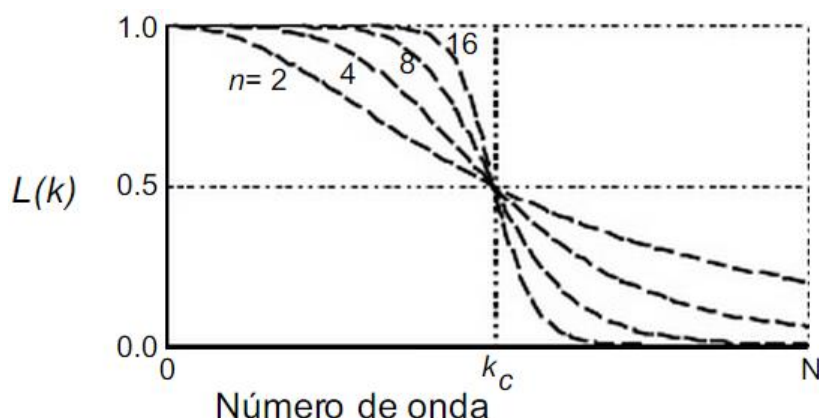


Figura 51. Representação da atenuação do filtro Butterworth (GEOSOFT, op. cit.).

Onde:

k_c é o número de onda central do operador,

n é o grau da função do filtro (quanto maior o valor de n , mais fechada é a banda que se deseja cortar).

5.6.4. Continuação para Cima

A continuação para cima corresponde a uma simulação do aumento da altitude da estação gravimétrica na qual o dado foi adquirido, ou seja, simula a visualização do campo gravimétrico em uma posição acima daquela em que os dados foram originalmente levantados.

Quando a altura da continuação para cima tem um valor expressivo é possível observar as assinaturas gravimétricas produzidas por feições geológicas regionais. O procedimento se baseia no fato de que o aumento da distância entre o sensor e a fonte elimina as anomalias de pequeno comprimento de onda, deixando apenas as

anomalias regionalmente expressivas (com grandes comprimentos de onda). Tal procedimento é adequado, quando se quer minimizar os efeitos de fontes rasas, como diques e soleiras próximas à superfície, e ressaltar as fontes mais profundas, provenientes do embasamento subjacente à coluna sedimentar.

A continuação para cima é considerada um filtro “limpo” ou suave, pelo fato de não produzir efeitos de borda e por consequência dispensar a aplicação de outros filtros ou processamentos para corrigi-lo. Justamente por apresentar estas características, é utilizado para remover ou minimizar os efeitos de fontes rasas e ruídos.

Para executar a aplicação desse filtro é necessário indicar altitude da continuação (h). A Figura 52 representa a atenuação do filtro, de acordo com a frequência, e seu operador matemático tem a seguinte expressão (GEOSFT, 2000):

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

Onde,

h : é a distância, em unidades de medição, para continuar para cima relativamente ao plano de observação.

r : número de onda (radianos por unidades de medição), ou seja, $2\pi k$, onde k está em ciclos por unidades de medição.

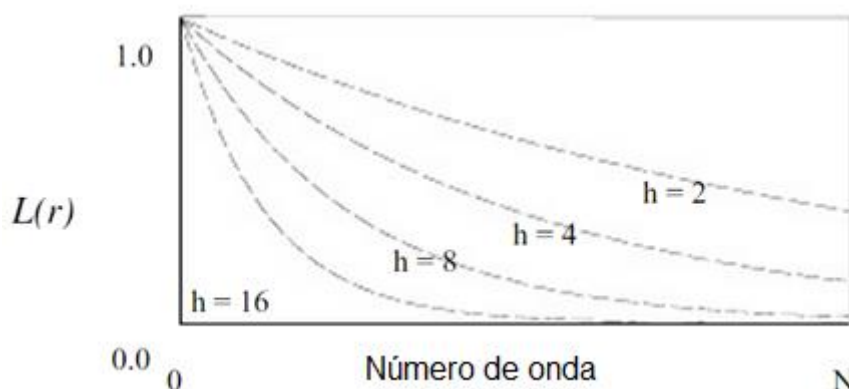


Figura 52. Representação gráfica da atenuação da continuação para cima (GEOSFT, op. cit.).

5.6.5. *Derivada Vertical*

A primeira derivada vertical (Dz) ou gradiente vertical é fisicamente equivalente à diferença das leituras do campo gravimétrico em dois pontos dispostos na vertical e separados por uma distância qualquer, dividido por esta distância. Com isso, as altas frequências ficam realçadas em relação às baixas, ou seja, os efeitos das fontes regionais profundas representadas pelos longos comprimentos de onda são reduzidos.

Em geral, a aplicação deste filtro consiste em acentuar os gradientes nas bordas de corpos rasos (GEOSOFT, 2009).

5.6.6. *Derivadas Horizontais*

Assim como a derivada vertical, as derivadas horizontais (Dx e Dy) de primeira ordem (e.g. CORDELL & GRAUNCH, 1985) são expressas como a diferença entre leituras do campo gravimétrico, segundo as direções x ou y , respectivamente, separadas por uma distância qualquer e dividido por esta distância, ressaltando as anomalias ortogonais à direção analisada. Com isso, mais uma vez as altas frequências se sobressaem em relação às baixas e os efeitos causados pelas fontes profundas são atenuados.

5.6.7. *Gradiente Horizontal Total*

O gradiente horizontal total (GHT - CORDELL & GRAUNCH, 1985.) utiliza as derivadas horizontais (Dx e Dy) para indicar mudanças abruptas no declive do campo gravitacional ocasionadas por um salto no valor médio ou pela presença de um pico nos dados. É aplicado com a função de realçar os limites dos corpos e estruturas responsáveis pelas principais anomalias e atua como um método de separação regional-residual.

É expresso pela raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas horizontais do campo nas direções x e y , como segue (CORDELL & GRAUNCH, op. cit):

$$GHT = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

Onde,

M: é a anomalia gravimétrica.

5.6.8. Deconvolução de Euler

A aplicação da Deconvolução de Euler possibilita estimar profundidades de fontes gravimétricas e magnetométricas a partir de um *grid* original. O processamento automatiza as interpretações geológicas em três dimensões para que seja possível delinear os limites gravimétricos e o cálculo de profundidades de fontes.

O objetivo do processo Euler é produzir um mapa que expressa as localizações e as profundidades de fontes geológicas de anomalias gravimétricas, observadas em um *grid* de duas dimensões (imagem), baseado na equação de homogeneidade de Euler, cuja metodologia associa o campo gravimétrico (derivadas verticais e horizontais) com a localização das fontes, a partir do grau de homogeneidade (η), interpretado como um índice estrutural (THOMPSON, 1982).

O Índice Estrutural é um fator exponencial correspondente à taxa para a qual o campo decai com a distância, para uma fonte de uma dada geometria. O valor do parâmetro do índice estrutural depende do tipo do corpo da fonte, ou seja, se está na forma de diques, *sills*, cilindro ou esfera. A Tabela 2 apresenta a forma do corpo gerador da anomalia e o respectivo índice estrutural.

As etapas do processamento da Deconvolução de Euler estão expressas na Figura 53.

Tabela 2 - Relação entre a geometria dos corpos e seus respectivos índices estruturais (LA FEHR & NABIGHIAN, 2012).

Campo Gravimétrico	Índice Estrutural
Soleira/Dique/Degrau	0
Cilindro/Pipe	1
Esfera	2

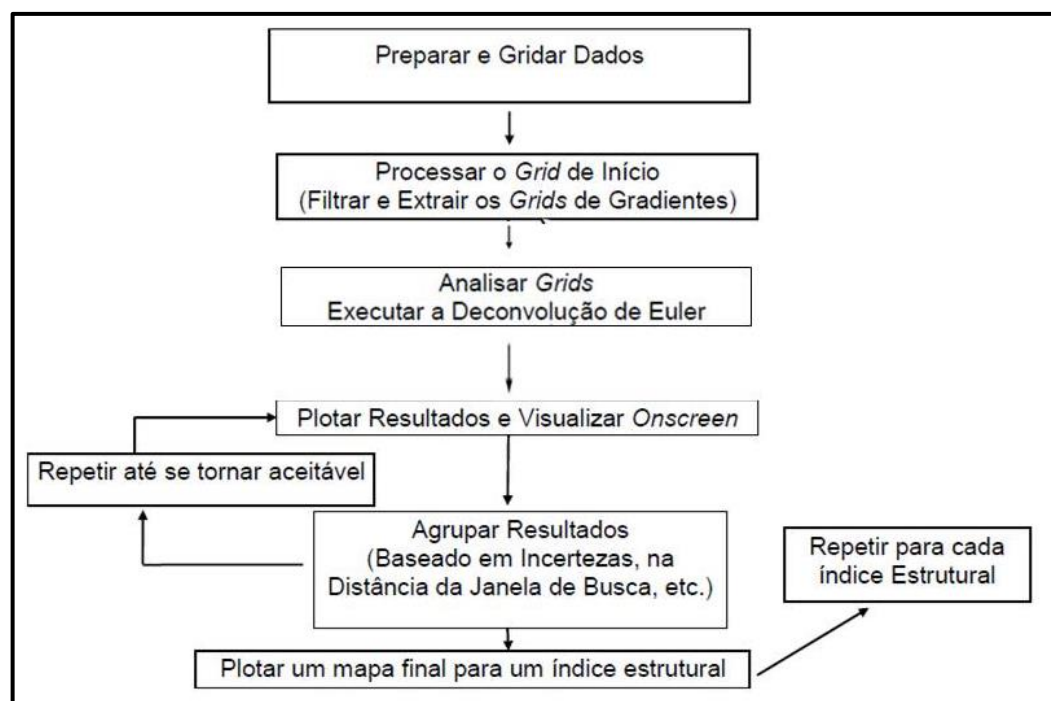


Figura 53. Sequência de processamento e execução da Deconvolução de Euler.

A escolha do índice estrutural é baseada no conhecimento geológico local prévio e a qualidade dos resultados da aplicação da deconvolução está relacionada ao grau de alinhamento das soluções (LA FEHR & NABIGHIAN, 2012), ou seja, quando estão alinhadas (modelos 2D) ou superpostas (modelos 3D) os resultados são considerados satisfatórios, porém se estas encontram-se dispersas significa que os resultados são ruins e não representam o cenário geológico da área (Figura 54).

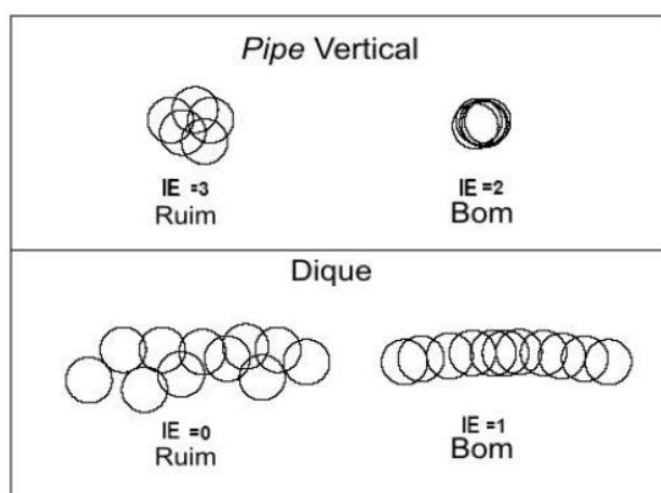


Figura 54. Grau de alinhamento das soluções e a relação com a qualidade dos resultados (GEOSOF, 2010).

5.7. Levantamento Geológico e Estrutural da Área de Estudo

Assim como o levantamento gravimétrico, a fase que envolveu a pesquisa de dados geológicos locais, tanto de subsuperfície quanto de superfície, foi de extrema importância para o trabalho com um todo, principalmente para auxiliar na elaboração dos modelos gravimétricos. Esta etapa envolveu a análise minuciosa de mapas geológicos e estruturais, bem como de perfis de poços de captação de água e de exploração de petróleo. Além disso, foram levantados modelos geoeletricos interpretados, cujos resultados apontaram o contato entre os sedimentos e o embasamento da Bacia do Paraná.

Os perfis geológicos de poços tubulares profundos para captação de água subterrânea na região de estudo foram acessados no Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS-CPRM). Além disso, foram analisadas as informações referentes ao poço exploratório perfurado no ano de 1971 pela Petrobras, na região de Anhembi-SP. Em ambos os casos foi possível observar a composição e as espessuras das camadas geológicas, como seguem no item 6.1.

A fim de se reconhecer as principais direções dos lineamentos tectônicos rúpteis que incidem na área de estudo, foram traçados em imagens de satélite e mapas de drenagem e topográfico (1:50.000) os segmentos retilíneos de drenagem e estruturas de relevo. Para extração dos lineamentos utilizou-se o *software ArcGis* da *ESRI* de onde foram exportados em formato compatível com o *Stereonet*, para elaboração do diagrama de rosetas, com a finalidade de expressar as direções dos lineamentos, como será apresentada no item 6.3.

Também foram estudadas as informações de perfis geoeletricos de Sondagens Elétricas Verticais (SEV) executadas pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas, com a finalidade de pesquisar petróleo e gás natural na Bacia do Paraná na década de 80. Segue adiante uma breve explicação sobre a SEV na metodologia da Eletroresistividade.

Na classificação dos métodos geofísicos, a técnica da Sondagem Elétrica Vertical, dentro da eletroresistividade, é aplicada para determinar a variação do parâmetro físico resistividade elétrica em profundidade, subsidiando a caracterização das rochas, em termos de alteração, saturação, etc., e possibilitando até identificá-las litologicamente, desde que se façam correlações com informações de sondagens diretas.

5.8. Modelagem Gravimétrica Direta 2,5 D

Para melhor definir a anomalia circular objeto deste estudo, conforme detalhada no item 1.2, e também estimar a geometria das fontes, no caso deste trabalho as estruturas tectônicas correlatas às irregularidades do embasamento bem como à topografia do mesmo, foram escolhidas algumas seções perpendiculares aos principais lineamentos e falhas da região, para que fossem elaborados modelos gravimétricos na tentativa de explicar a gênese desta anomalia, como será discutida adiante.

A geração de modelos geológicos fundamentados em dados da anomalia Bouguer consiste basicamente na concepção de um modelo físico/matemático no qual a resposta geofísica é inserida em um modelo da Terra.

O processo de ajustamento do modelo foi realizado com o auxílio do programa GM-SYS® v. 4.9 for Windows, que representa a suíte de modelagem do Oásis Montaj™, produzido pela NGA (*Northwest Geophysical Associates*) para a plataforma Geosoft. Desenvolvido para o cálculo das respostas obtidas em dados gravimétricos em um modelo geológico, este programa proporciona uma interação conjunta entre os valores observados simultaneamente com a construção do modelo e a resposta da curva calculada.

Para os cálculos da gravidade, o programa GM-SYS considera um modelo da Terra bidimensional e plano, com cada bloco do modelo entendendo-se para o infinito tanto na direção positiva quanto na negativa dos eixos perpendiculares a um determinado perfil, tendo cada bloco um valor de densidade.

Os métodos utilizados pelo programa são baseados em Talwani et al. (1959) e Talwani & Heirtzler (1964) e são utilizados os algoritmos e rotinas descritos por Won & Bevis (1987) para o cálculo da anomalia gravimétrica devida a um polígono. Os cálculos de anomalias 2,5 D ou terminação de corpos dentro de um campo potencial são baseados em Rasmussen & Pedersen (1979).

O modelo deve corresponder de forma real à área estudada e incorporar os dados de densidades das rochas e feições de forma que correspondam ao perfil gravimétrico. Independentemente do *software* utilizado para elaboração de modelos, a interpretação indireta envolve três passos:

1. A construção de um modelo aceitável;
2. A comparação das anomalias calculadas e observadas;

3. A alteração do modelo para melhorar a correspondência entre as anomalias.

É importante observar que os modelos não são únicos, podendo haver diferentes soluções para uma mesma resposta geofísica (ambiguidade). Portanto, é necessário que o intérprete atente às inferências geológicas e avalie o quanto a coerência geológica aproxima os valores medidos em campo com as características presentes na área em questão.

5.9. Densidade de Massa

Como já mencionado anteriormente, para a geração de modelos gravimétricos é necessário conhecer os dados de densidade das rochas dos locais onde se pretende modelar.

Tendo em vista que Cavallaro (2013) ao longo de sua pesquisa na região de Anhembi-SP, a noroeste da área de estudo, recolheu amostras de rochas representativas das formações Teresina, Pirambóia, Serra Geral e do embasamento cristalino aflorante na borda da bacia, optou-se por utilizar estes dados, já que são compatíveis com cenário geológico do presente trabalho.

De acordo com o autor, os valores obtidos (Tabela 3) estão coerentes com aqueles apresentados na literatura (TELFORD et al., 1990), os quais também foram utilizados na elaboração dos modelos gravimétricos.

Tabela 3 - Densidades medidas na região de Anhembi-SP e adjacências (CAVALLARO, 2013).

Rochas	Densidades – g/cm³
Basaltos	2,76 a 3,04
Embasamento cristalino	2,64 a 2,97
Arenitos - Formação Pirambóia	2,36 a 2,54
Siltitos e Lamitos - Formação Teresina	1,62 a 1,67

6. RESULTADOS DO LEVANTAMENTO GEOLÓGICO/ESTRUTURAL

Neste capítulo serão apresentadas as informações geológicas que foram levantadas para a área envolvida pela anomalia gravimétrica fortemente positiva que ocorre nas microrregiões de Piracicaba e Tatuí, na porção central do Estado de São Paulo. A finalidade deste levantamento foi buscar elementos que pudessem enriquecer o modelo gravimétrico, a fim de torná-lo consistente, e poder representar o cenário geológico/estrutural da região de estudo.

6.1. Análise de Perfis de Poços Tubulares Profundos e Poço de Pesquisa da Petrobras

Diante da necessidade de informações de subsuperfície buscou-se no SIAGAS-CPRM perfis litológicos de poços de captação de água subterrânea. Foram pesquisados todos os municípios que estão contidos na área de estudo, tendo sido possível não somente observar as rochas aflorantes e confirmar com aquelas já constantes no mapa geológico, mas também as espessuras e ocorrências de diferentes camadas em profundidade. Foram analisados os perfis de quarenta e oito poços, cujas localizações estão expressas na Figura 55.

Do total de poços analisados, utilizou-se apenas nove perfis litológicos (Figura 56) disponíveis no banco de dados do SIAGAS onde foi possível observar as descrições das litologias bem como as profundidades das ocorrências. A partir destas informações, em conjunto com as estruturas tectônicas expressas no mapa geológico (IPT, 1981) apresentado no item 3.1, elaborou-se para a área uma seção geológica de direção NE-SW (Figura 57), que interceptou os litotipos que compõem a coluna estratigráfica local bem como as principais estruturas tectônicas responsáveis pelos basculamento de camadas, resultando em blocos altos e baixos.

Com o intuito de agregar informações de espessuras de camadas geológicas bem como da profundidade do topo do embasamento cristalino, utilizou-se os dados do perfil litológico do poço pioneiro exploratório 1-AB-1-SP da Petrobras (Figura 58). De maneira geral observou-se a ocorrência de: siltitos, folhelhos, arenitos, calcários, diamictitos e *sills de diabásio*, os quais somam um total de 200 metros de espessura, aproximadamente. De acordo com as descrições do perfil, o topo do embasamento cristalino encontra-se a 1650 metros de profundidade.

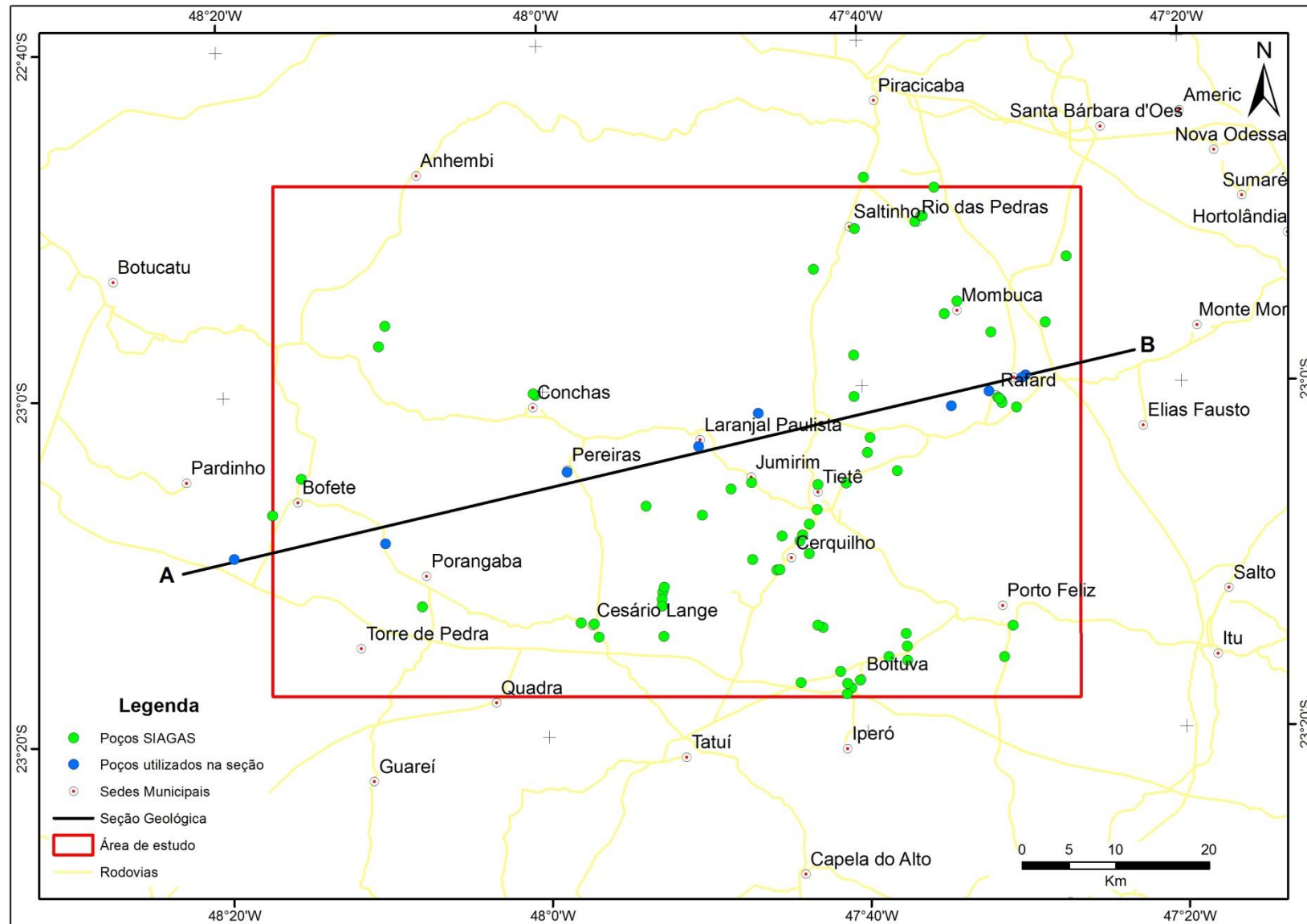


Figura 55. Mapa com a localização dos poços analisados e posicionamento da seção geológica AB elaborada.

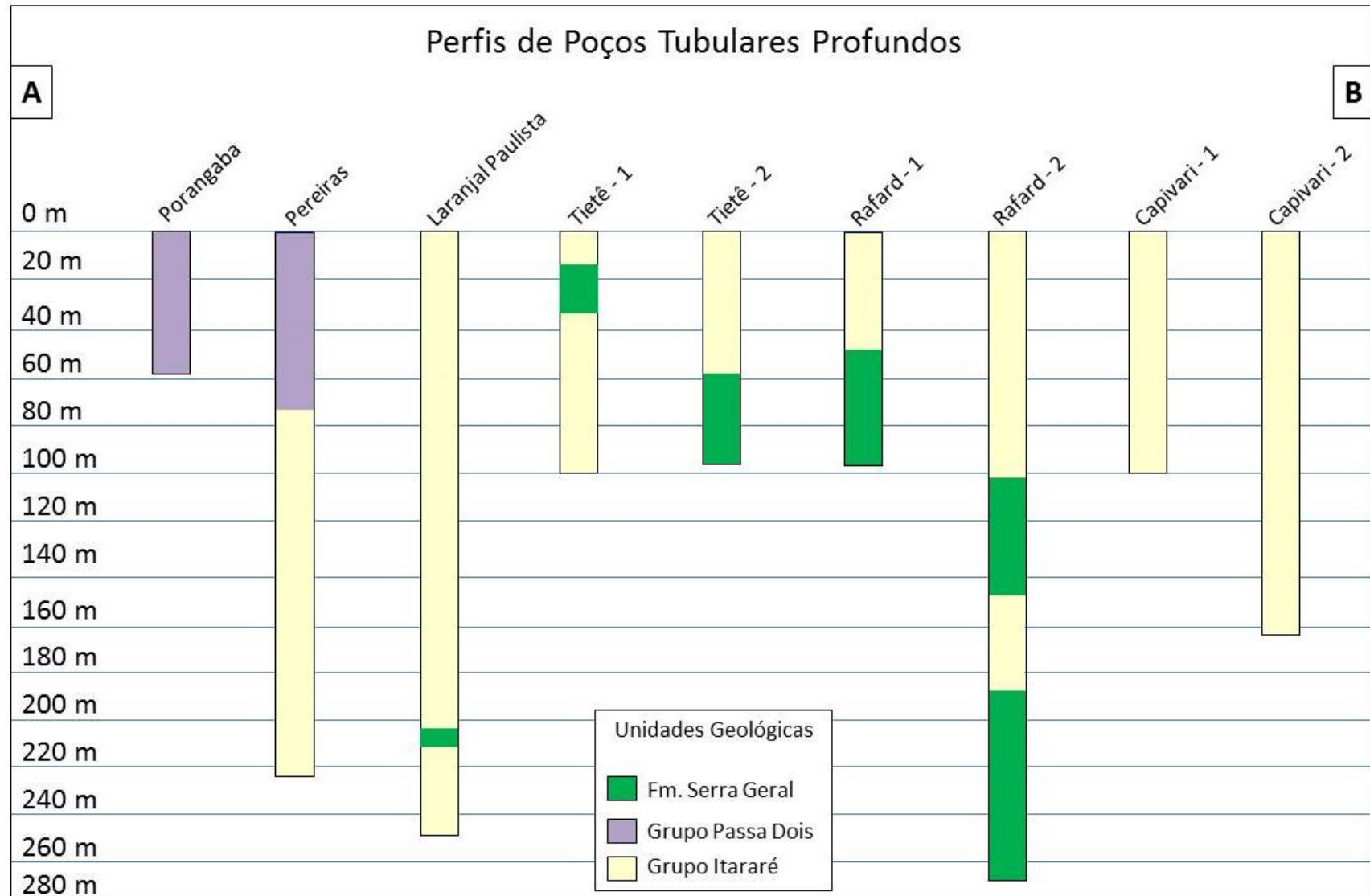


Figura 56. Poços utilizados na composição da seção geológica de direção NE-SW.

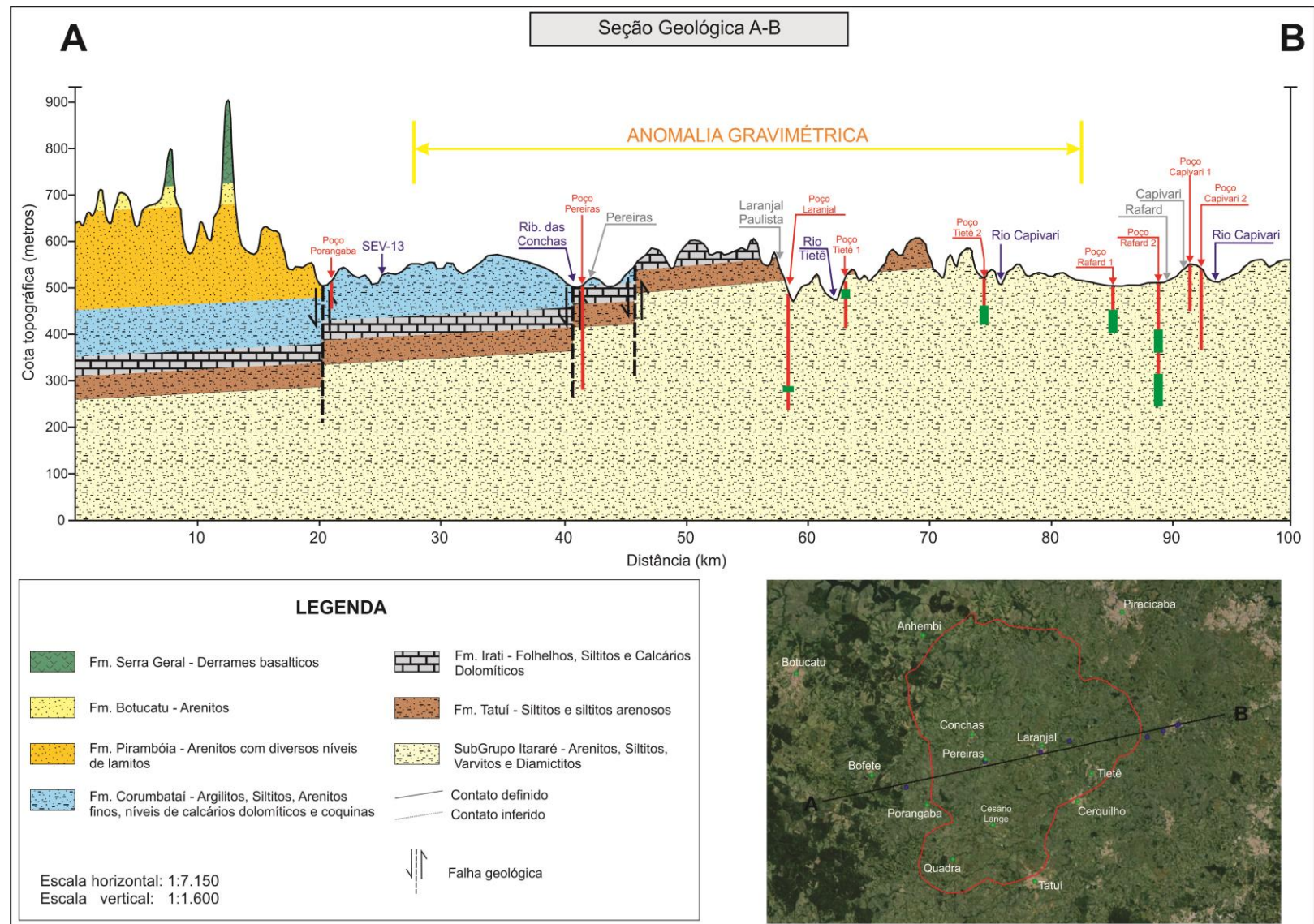


Figura 57. Seção geológica baseada em poços e mapa geológico da área.

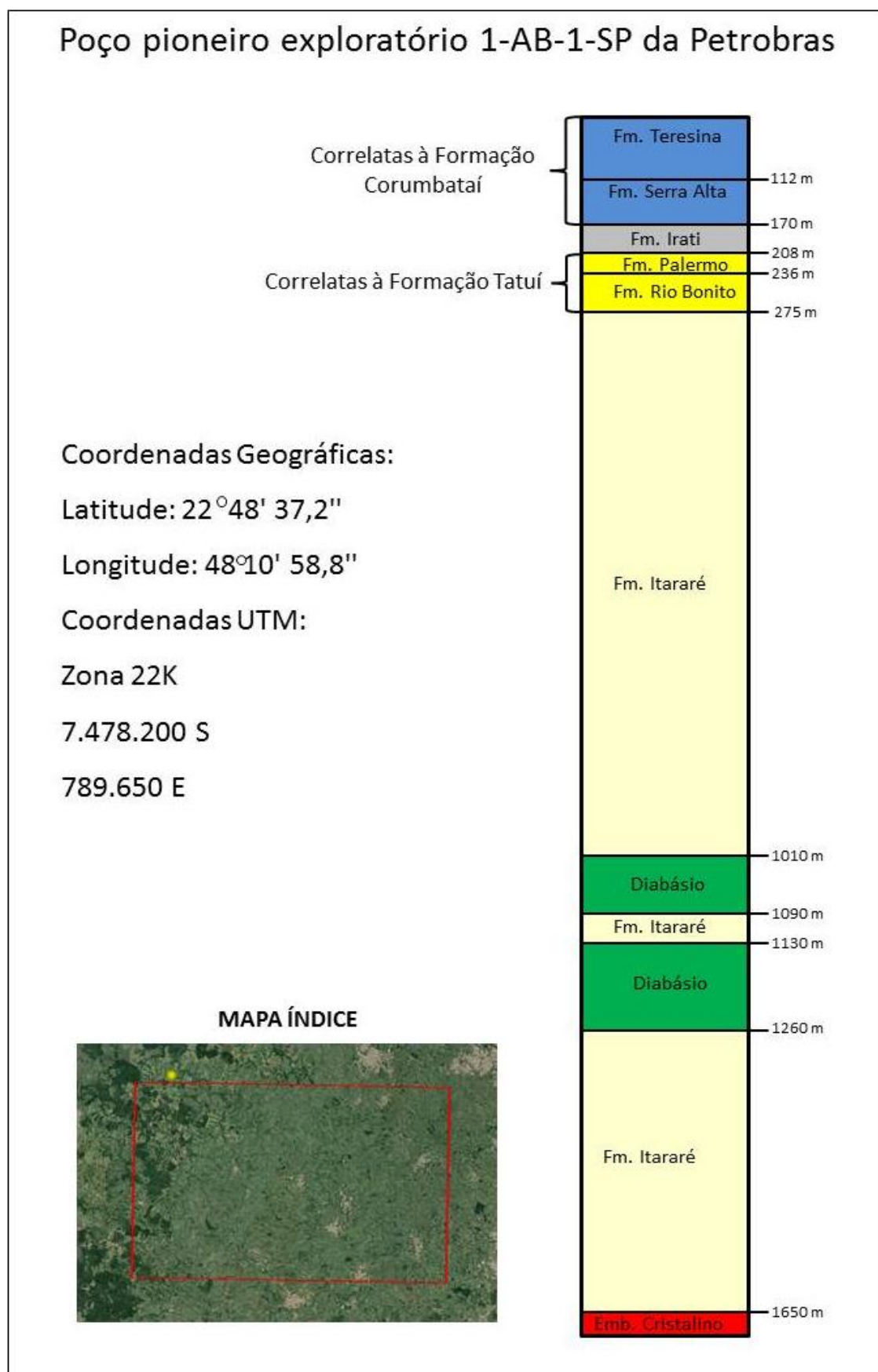


Figura 58. Perfil litológico do poço exploratório pioneiro perfurado no ano de 1971 pela Petrobras, na região de Anhembi-SP (modificado de IPT, 2005).

6.2. Dados de Sondagens Elétricas Verticais (SEV) Profundas – Paulipetro

Sabendo da aplicação desta técnica no passado para pesquisa de petróleo e gás natural na Bacia do Paraná, foram pesquisados dados de SEVs executadas pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, 1980a, 1981b) em atendimento à solicitação do Consórcio Paulipetro. Foram localizadas quatro sondagens realizadas no domínio da área de estudo, tendo sido concentradas na região sudoeste da mesma (Figura 59).

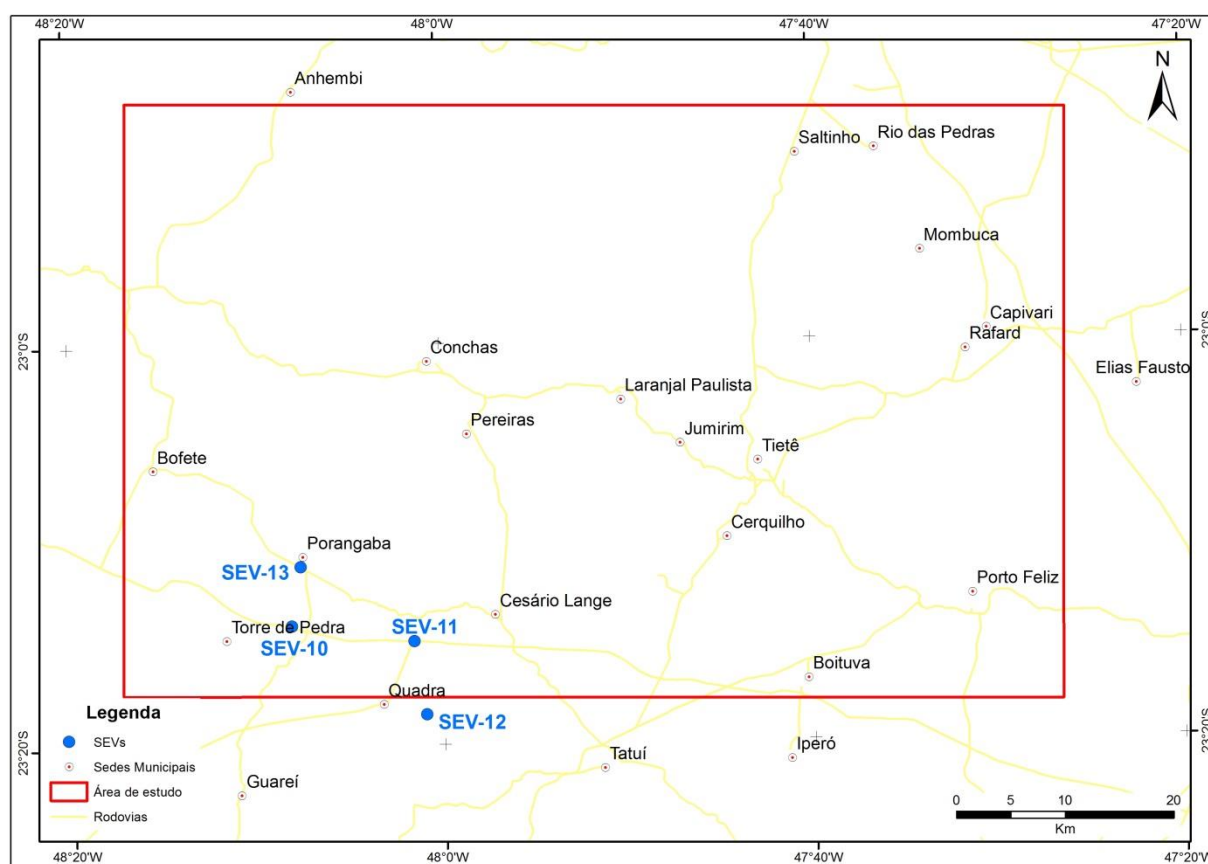


Figura 59. Localizações das SEVs no âmbito da área de estudo.

Os dados referentes às Sondagens Elétricas Verticais (SEV) foram de suma importância para verificação da profundidade do embasamento. Ainda que se tenha utilizado informações de perfis de poços da região, nenhum deles acrescentou ao estudo, dados de profundidade do embasamento como seguem nas Figuras 60 a 63.

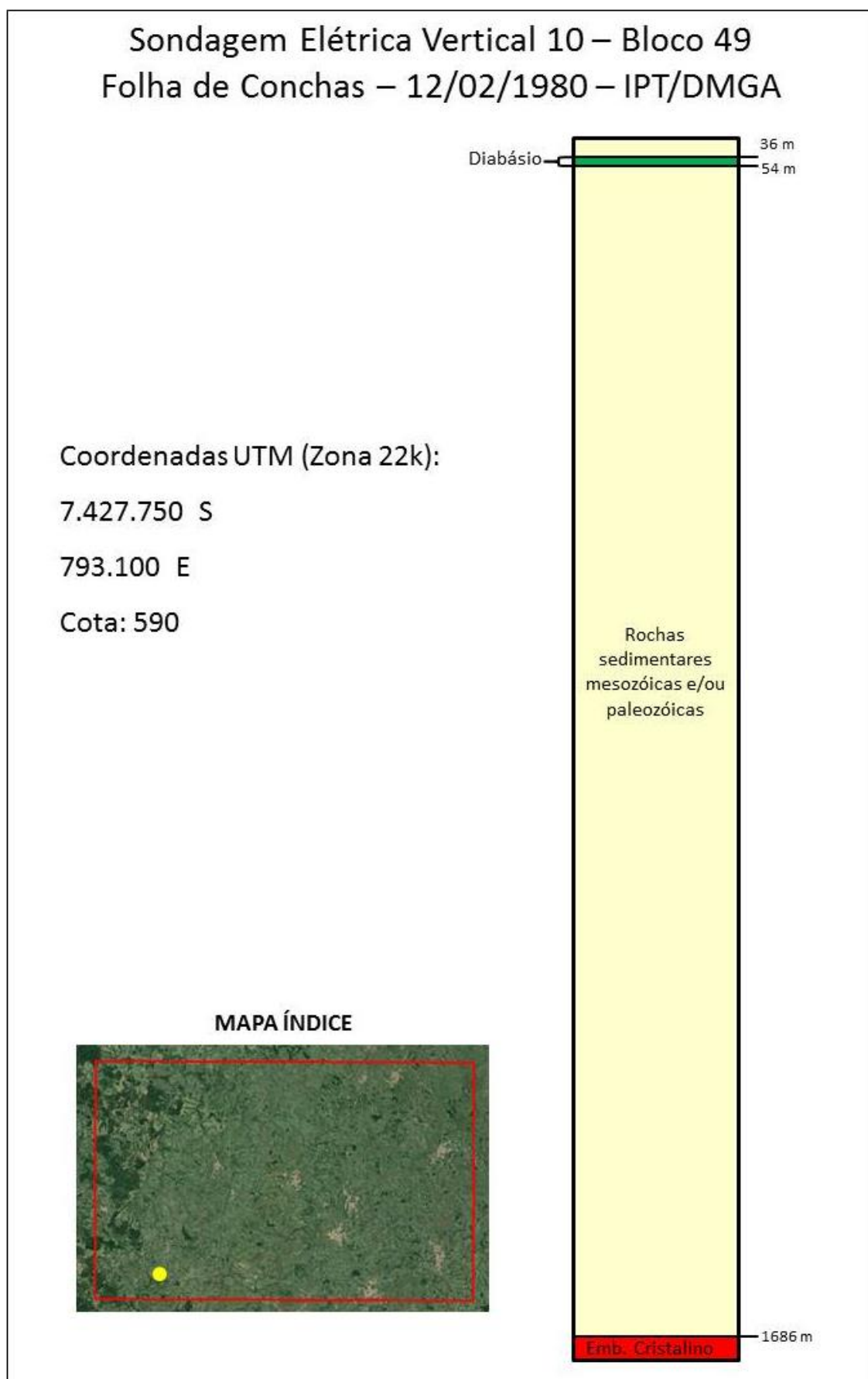


Figura 60. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-10.

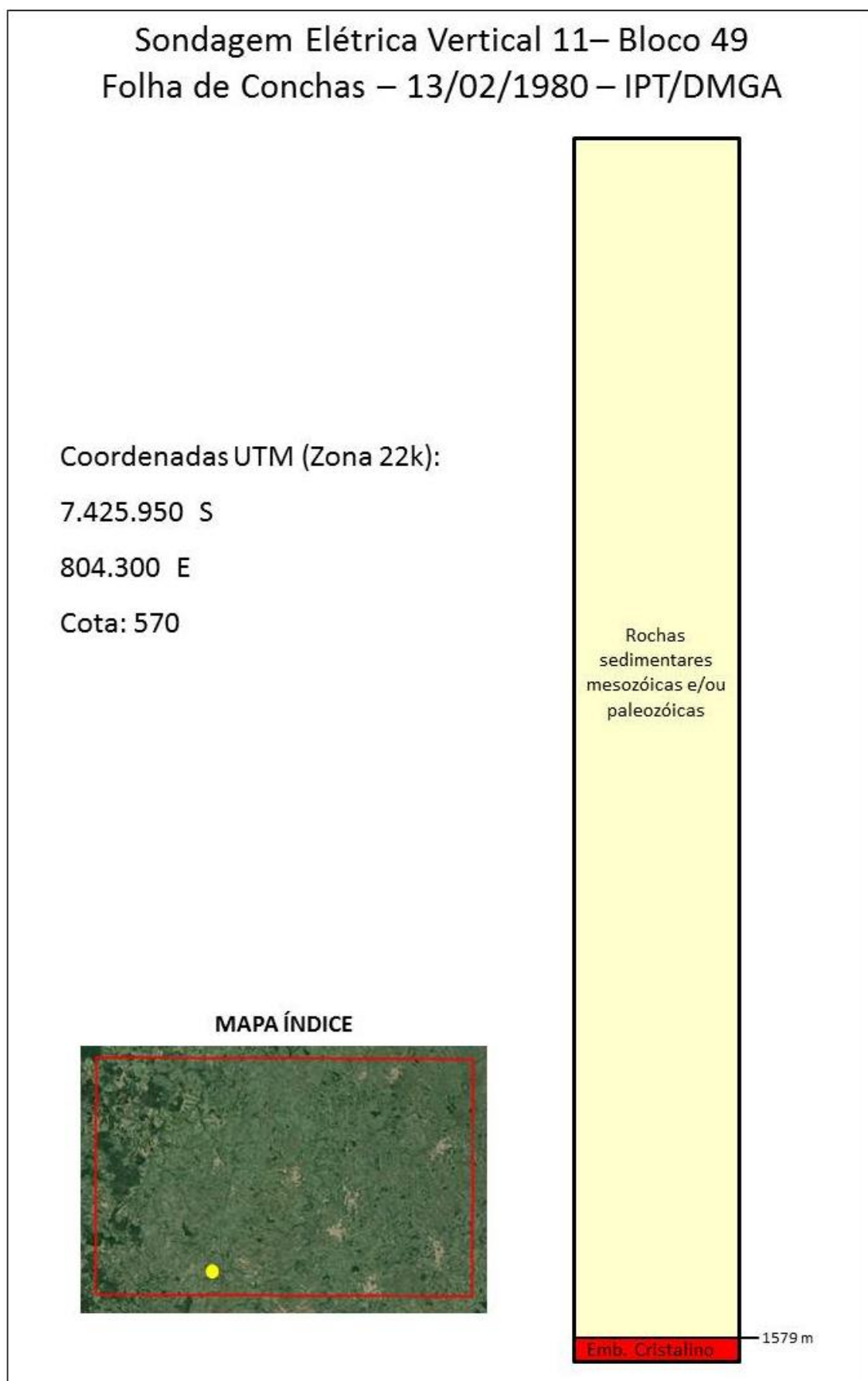


Figura 61. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-11.

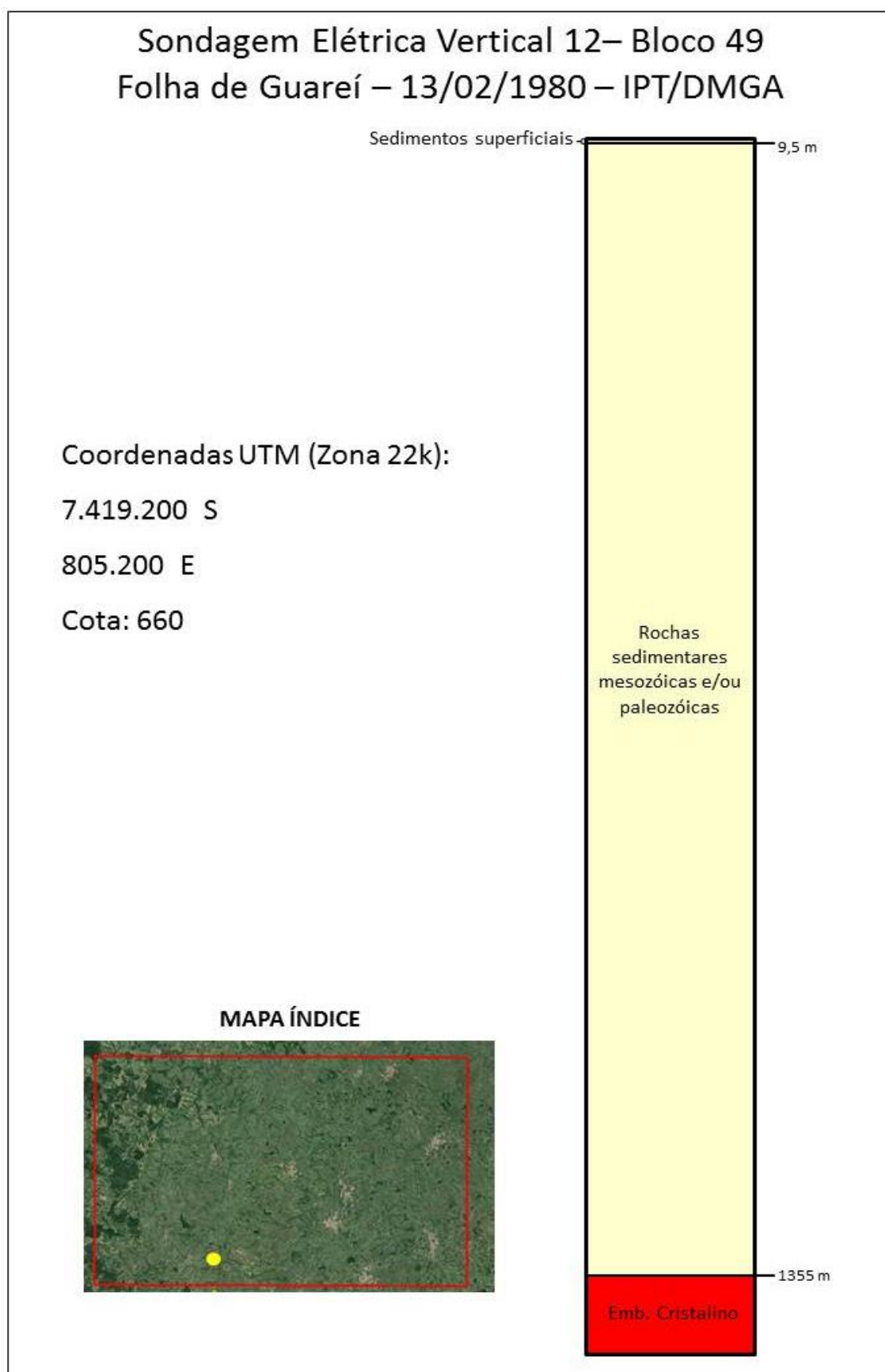


Figura 62. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-12.

Sondagem Elétrica Vertical 13 – Bloco 49
Folha de Conchas – 14/02/1980 – IPT/DMGA

Coordenadas UTM (Zona 22k):

7.433.200 S

794.100 E

Cota: 520

MAPA ÍNDICE



Rochas
sedimentares
mesozóicas e/ou
paleozóicas

Emb. Cristalino

1613 m

Figura 63. Modelo geoeletrico interpretado referente à SEV-13.

6.3. Estruturas Rúpteis

Como já mencionado anteriormente, a extração dos lineamentos rúpteis a partir dos traçados de drenagens e alinhamentos de relevo (Figura 64) possibilitou reconhecer o quadro macroscópico das fraturas na área de estudo.

Com isso, foi possível observar que as estruturas são preferencialmente NW-SE e NE-SW (Figura 65). A primeira direção pode estar relacionada ao feixe de falhas transcorrentes provavelmente herdadas de zonas de falhas do embasamento. Faz parte deste cenário, a ramificação da Zona de Falha de Jundiuvira na altura da cidade de Jundiáí, constituindo uma estrutura em rabo de cavalo englobando as falhas de Itu, Piraí, Cururu e Cachoeira, as quais possivelmente afetam o embasamento cristalino sob os sedimentos da Bacia do Paraná (HASUI et al., 1977; HACKSPACHER et al., 1989).

Outras feições alinhadas segundo a direção NW-SE, que podem influenciar no quadro tectônico da área estudada, estão associadas ao Lineamento Tietê e aos Alinhamentos do Rio Mogi-Guaçu e Ibitinga-Botucatu, como já mencionados no item 3.2.1. Mesmo que relativamente distante da área, deve-se levar em conta o Alinhamento Guapiara, tendo em vista a importância regional que este tem em relação à implantação de diques mesozoicos na região sul do Estado.

Já as direções dos lineamentos rúpteis segundo NE-SW podem estar associadas à fragmentação do Gondwana, do ponto de vista regional, ou então à Zona de Falha de Jacutinga, sendo esta última, a estrutura mais importante desta direção na região, separando blocos com variações de anomalia com forte gradiente, conforme descrito por Soares (1991) e Quintas (1995).

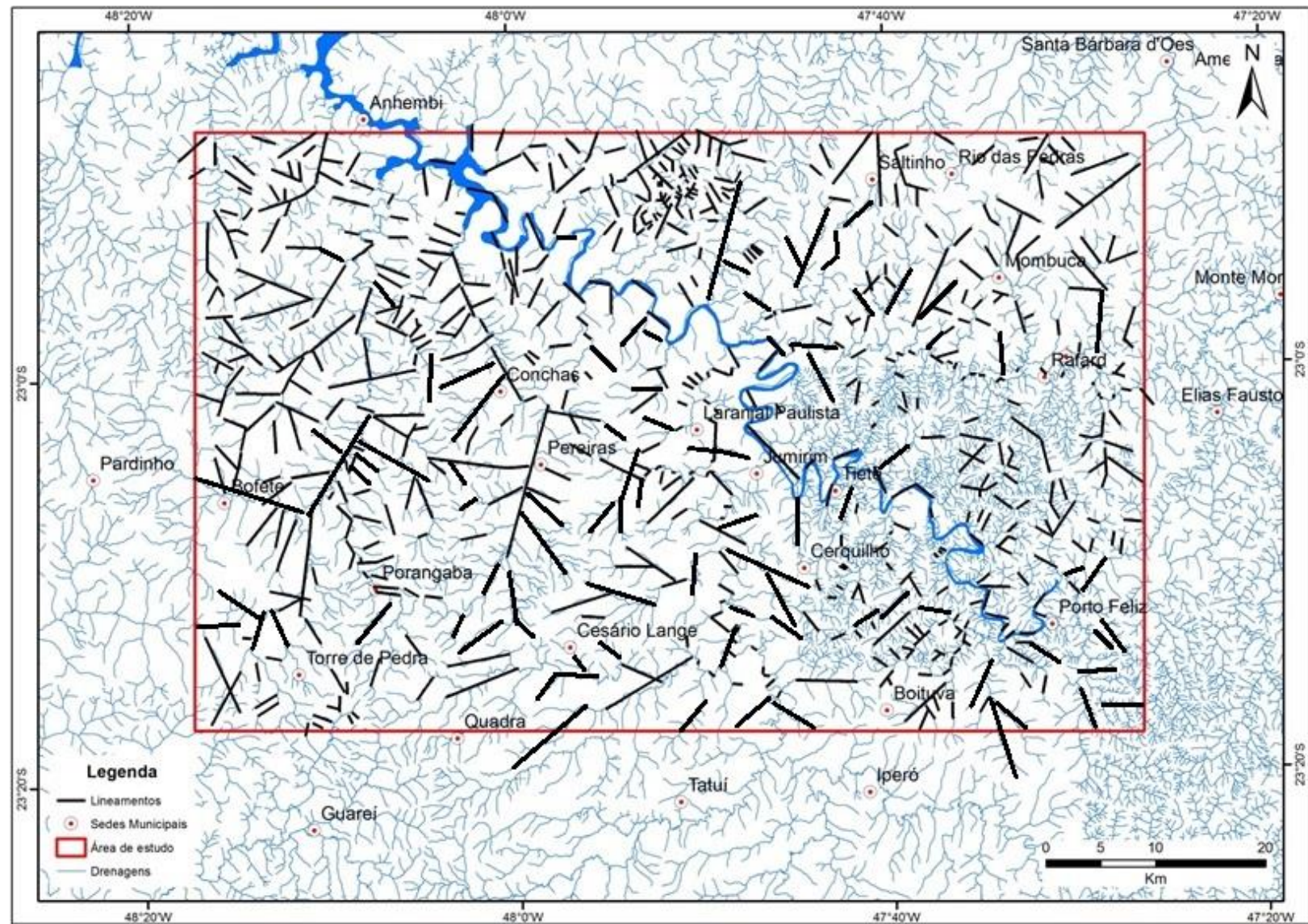


Figura 64. Mapa dos traçados de lineamentos rúpteis.

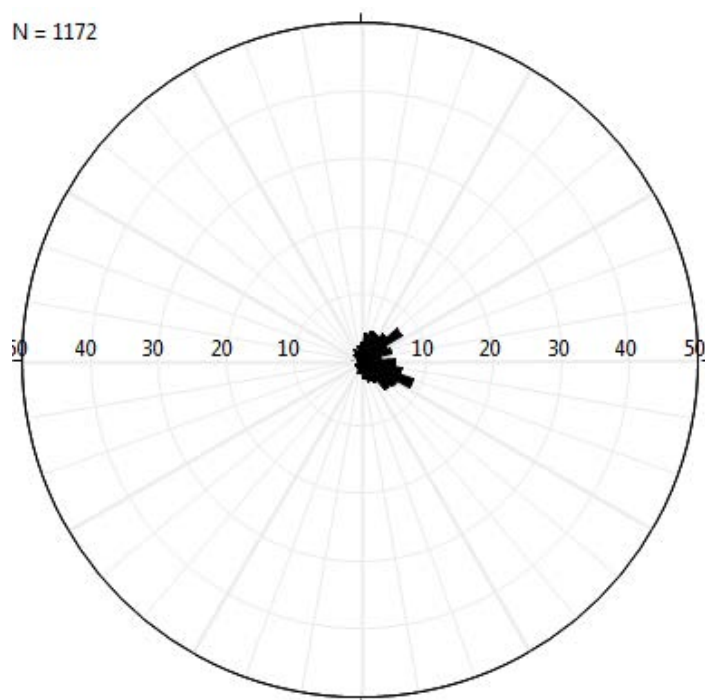


Figura 65. Diagrama de roseta com as direções dos lineamentos traçados na área abrangida pelo estudo.

7. RESULTADOS DO LEVANTAMENTO GRAVIMÉTRICO E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os resultados obtidos a partir da redução dos dados gravimétricos que foram submetidos aos processos de filtragens para limpeza e suavização ou separação regional/residual.

As anomalias gravimétricas estão representadas na forma de gráfico e mapas de contornos isogálicos, cuja interpretação fica facilitada diante da utilização de técnicas digitais como imagens de relevo coloridas e sombreadas que podem revelar estruturas que não seriam facilmente diferenciáveis nos mapas não processados.

A discussão dos resultados expressos nos mapas teve como base a integração dos dados de perfis litológicos de poços para exploração de petróleo ou captação de água, resultados de sondagens elétricas verticais, análise de lineamentos rúpteis, caracterização geológica a partir de seções e mapas diversos e informações de campo.

7.1. Mapa da Anomalia Bouguer

A soma dos efeitos de fontes de anomalias rasas (residuais) e profundas (regionais) está diretamente ligada às feições geológicas e estruturais (ALMEIDA, 2001). No contexto geológico da área de estudo, o mapa da anomalia Bouguer isento de qualquer tipo de processamento (Figura 66), representa essa somatória de respostas que equivale às massas profundas e de grandes dimensões (embasamento) e àquelas devidas às massas superficiais (intrusões de rochas básicas e rochas sedimentares).

Como já mencionado anteriormente, para a elaboração do mapa Bouguer foi definido o sistema de coordenadas geográficas e o elipsoide de referência utilizado foi o WGS 84. O tamanho da célula para interpolação foi de 1000 metros, ou seja, metade do menor espaçamento entre estações.

O mapa da anomalia Bouguer (Figura 66) obtido, reflete a relação entre a distribuição das entidades tectono-estratigráficas e os gradientes gravimétricos. Além disso, representa a resultante de interação de todas as litologias presentes na área: embasamento cristalino, rochas sedimentares e vulcânicas básicas. Este produto definiu de forma precisa as características da anomalia quanto à sua localização, forma e amplitude, possibilitando o aperfeiçoamento do estudo tectono-

estrutural da área. Nesta figura é possível observar que a anomalia altamente positiva está com seus limites bem demarcados e uma característica notável é que esta feição apresenta uma tendência na direção NW-SE, sugerindo a existência de uma feição geológica positiva em subsuperfície.

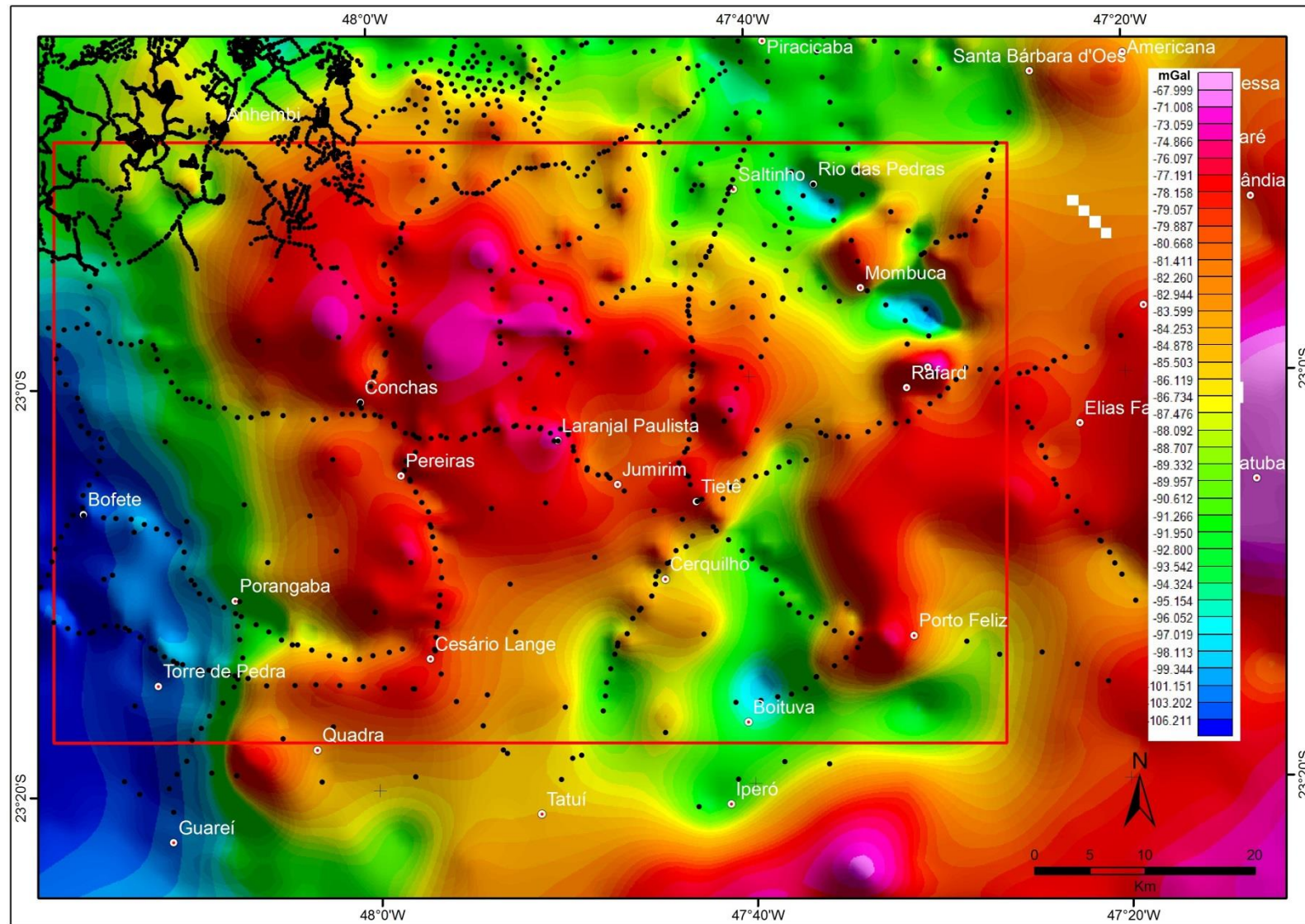


Figura 66. Mapa da Anomalia Bouguer, sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, integrando as estações gravimétricas levantadas neste estudo e provenientes de outros trabalhos.

7.2. Espectro de Potência Ponderado Radialmente

O espectro de potência dos dados gravimétricos foi gerado com o objetivo de decompor o sinal possibilitando a discriminação de níveis de profundidades distintas, separando as fontes profundas de menor número de onda daquelas de maior número de onda, ou seja, as intermediárias e rasas.

A Figura 67 expõe o espectro de potência radial originado a partir dos dados da anomalia Bouguer, no qual são observados três segmentos marcados pela mudança de inclinação da curva espectral. Com isso foi possível individualizar as fontes e classificá-las como seguem:

- ✓ Fontes profundas: referem-se ao maior declive da curva espectral, com profundidades entre 6,2 e 13,5 km;
- ✓ Fontes intermediárias: identificadas com profundidades entre 1,5 e 6,2 km;
- ✓ Fontes rasas: caracterizadas por profundidades médias de 1,5 km.

Com base nos comprimentos de onda obtidos pela análise espectral, foi aplicado aos dados do campo gravimétrico o filtro passa-banda (*bandpass*), cuja metodologia possibilitou gerar mapas realçando as fontes profundas e fontes rasas.

7.3. Filtragem Passa-Baixa e Passa-Alta

O valor de corte (*cutoff*) adotado para a aplicação do filtro passa baixa foi estabelecido de acordo com o espectro de potência radial, como mencionado anteriormente, cujo intervalo escolhido limitou-se em separar as frequências relacionadas às anomalias regionais (profundas) daquelas referentes às anomalias residuais.

Primeiramente foram mantidas somente os números de onde que representam a energia de fontes mais profundas (reta de tendência de maior declive). Posteriormente separou aquelas mais rasas, de caráter residual, como seguem nos mapas das Figuras 68 e 69. O valor de corte determinado neste estudo foi: 0.257 (número de ondas por unidade de medida).

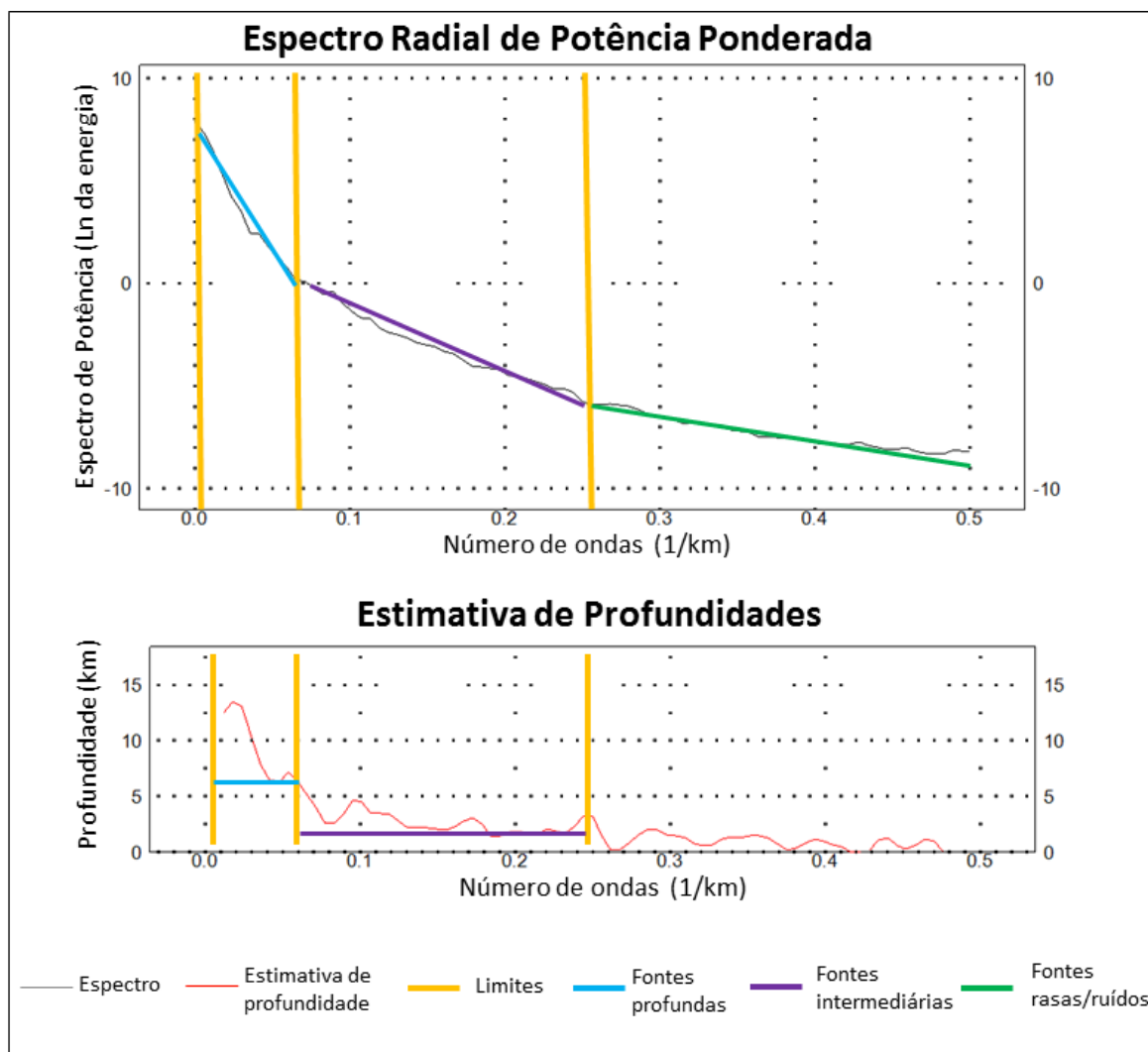


Figura 67. Gráfico do espectro de potência radialmente ponderado gerado a partir do mapa Bouguer, com indicação das profundidades média das fontes.

Como era de se esperar, no mapa onde ficaram ressaltadas as anomalias regionais, surgiram algumas feições anelares (Fenômeno de *Gibbs*) bem comuns de aparecerem em processos de filtragem onde há corte abrupto de sinal (efeito de borda). Porém, ainda assim a anomalia proeminente ficou realçada, com valores altamente anômalos, evidenciando a contribuição das fontes profundas nesta região.

Com a aplicação desta filtragem foi possível observar que a anomalia gravimétrica apresentou, novamente, uma tendência para noroeste, com seus limites fortemente demarcados (Figura 68), sugerindo a atuação de falhamentos herdados do embasamento cristalino na disposição desta feição. É evidente a contribuição de lineamentos de direções NW e NE, evidenciados a partir dos gradientes bem assinalados na região Porangaba e Saltinho, Anhembi e Cerquilho, respectivamente,

onde as isogálicas tornam-se mais adensadas, corroborando a hipótese sobre a incidência de estruturas tectônicas na área estudada.

Observando o mapa onde foram realçadas as anomalias ligadas às fontes rasas (Figura 69), e sobrepondo as falhas identificadas pelo IPT do mapa geológico de 1981, fica evidente que muitas das estruturas tectônicas mapeadas estão associadas a alguns dos alinhamentos gravimétricos existentes, cuja disposição pode estar associada às rochas intrusivas básicas em forma de diques e *sills*, tendo em vista que as falhas ou fraturas serviram como conduto deste magma básico.

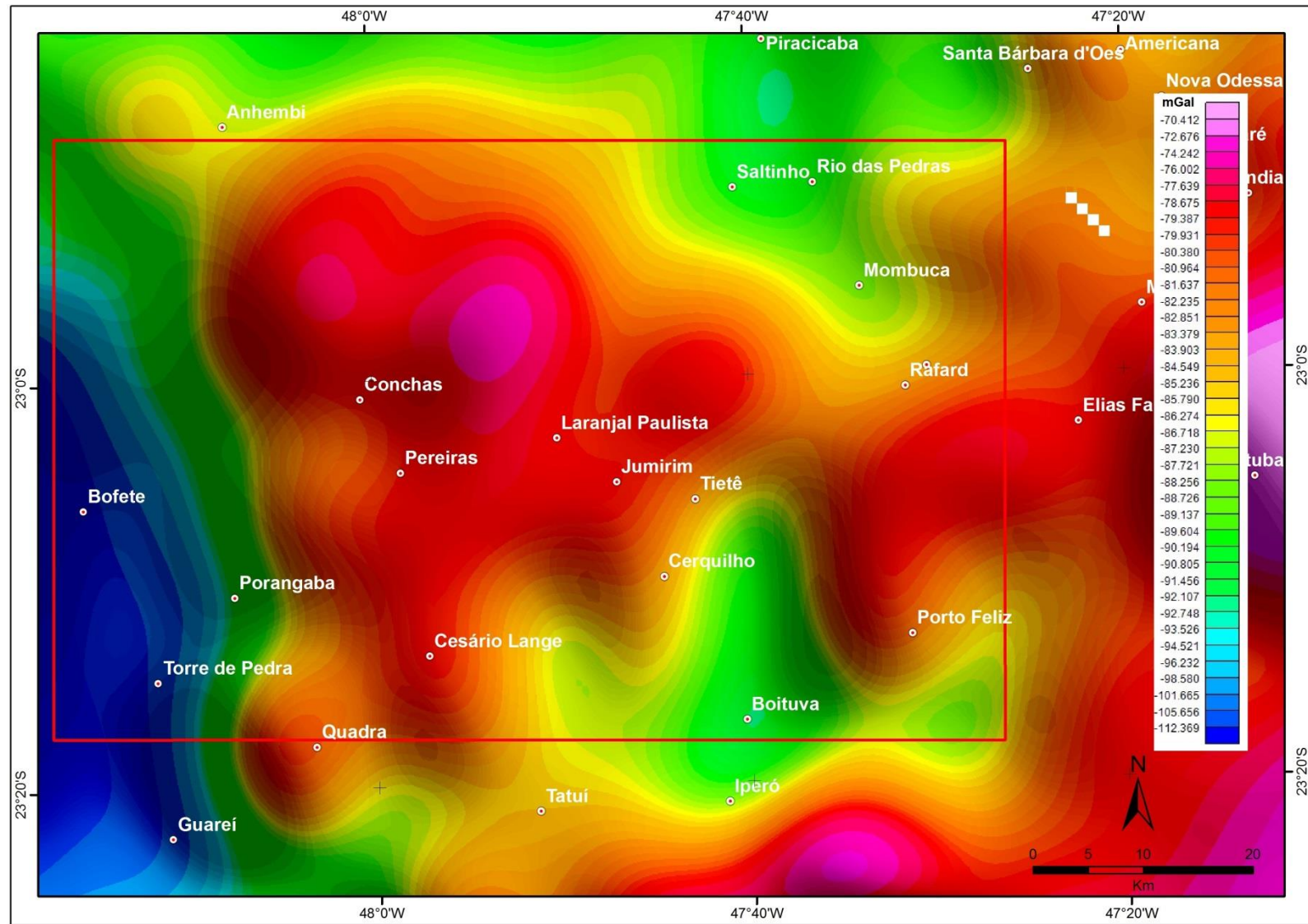


Figura 68. Mapa da Anomalia Bouguer sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, submetido à filtragem Passa-Baixa, realçando as anomalias regionais (profundidades superiores a 1500 metros).

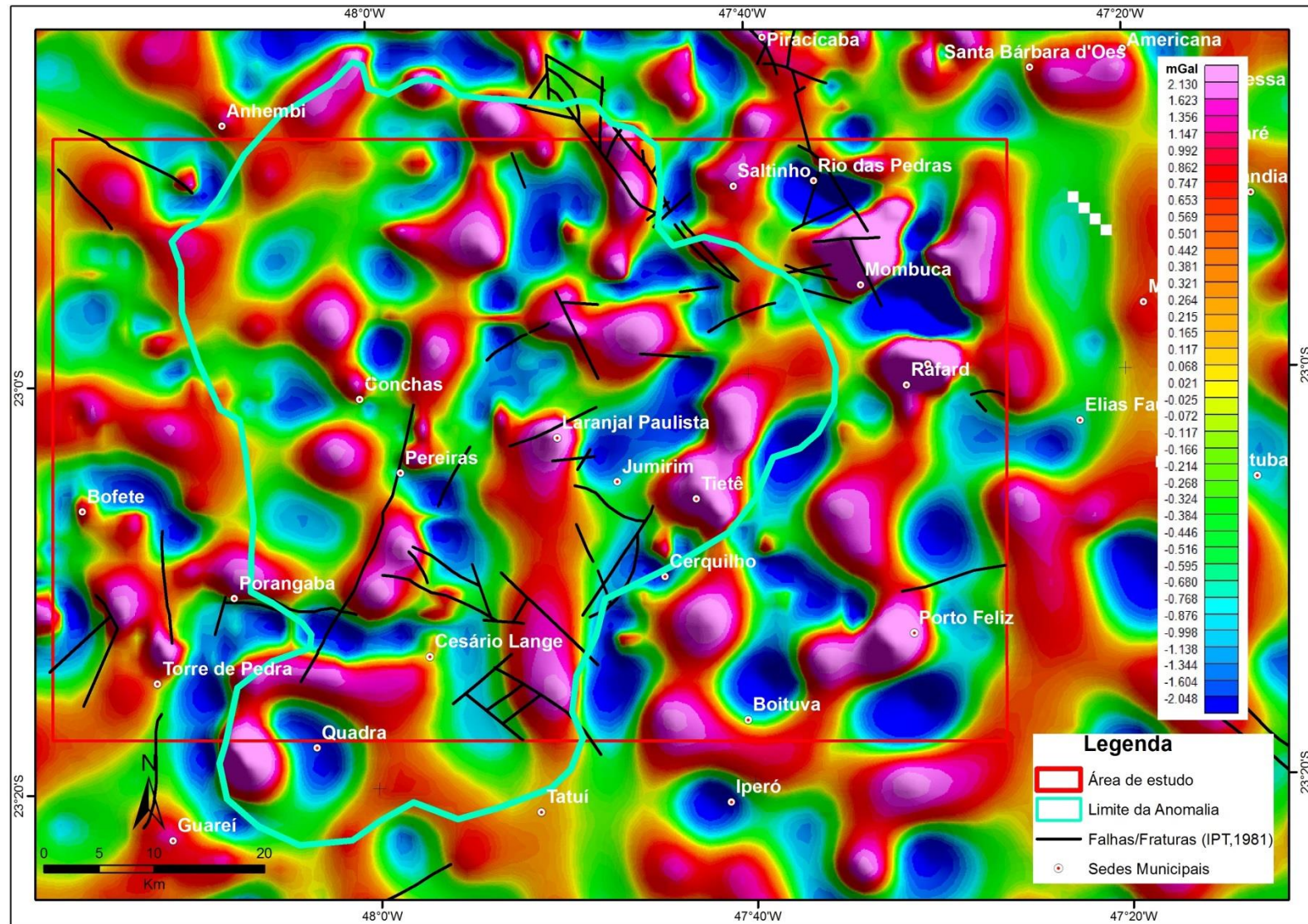


Figura 69. Mapa da Anomalia Bouguer sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, submetido à filtragem Passa-Alta, realçando as anomalias residuais (profundidades inferiores a 1500 metros).

7.4. Filtragem Butterworth

O filtro Butterworth foi aplicado com o objetivo de remover ruídos com direções preferenciais com uma perda mínima do sinal. Além disso, como este filtro não aplica um corte abrupto a um espectro, as formas anelares (*ringing*) foram removidas e os gradientes gravimétricos estão representados de maneira suave e consistente. Além do mais, a aplicação permitiu separar o ruído direcional de alta frequência do sinal por meio de uma análise visual interativa.

Foram testados vários valores para o parâmetro grau da função do filtro *Butterworth* (GEOSOFT, 2009). O valor que forneceu a melhor resposta foi o grau 9, com número de onda central de 0.25.

A filtragem *Butterworth* foi aplicada nos dois parâmetros, residual e regional, ou seja, buscou-se reconhecer, mais uma vez, as influências tanto das fontes rasas quanto das fontes profundas. Os resultados estão expressos nas Figuras 70 e 71.

Os mapas obtidos a partir do parâmetro regional, também expressam o alto gravimétrico acentuado na área estudada. Fica evidente a deficiência de massa no entorno da mesma, acarretando em baixos valores de densidade nas adjacências da anomalia. Novamente percebeu-se a atuação de eventos tectônicos na implantação desta feição, tendo em vista que os traçados dos lineamentos gravimétricos também apontaram a influência das estruturas de direção NW e NE, tendo sido expressos a partir dos contornos isogálicos alongados e crescentes, com variação no gradiente horizontal.

O mapa apresentado na Figura 71 também reflete a influência das fontes rasas, como evidenciado pelo filtro passa-banda residual, as quais foram associadas às rochas intrusivas básicas (diabásios) em forma de diques e *sills* da região.

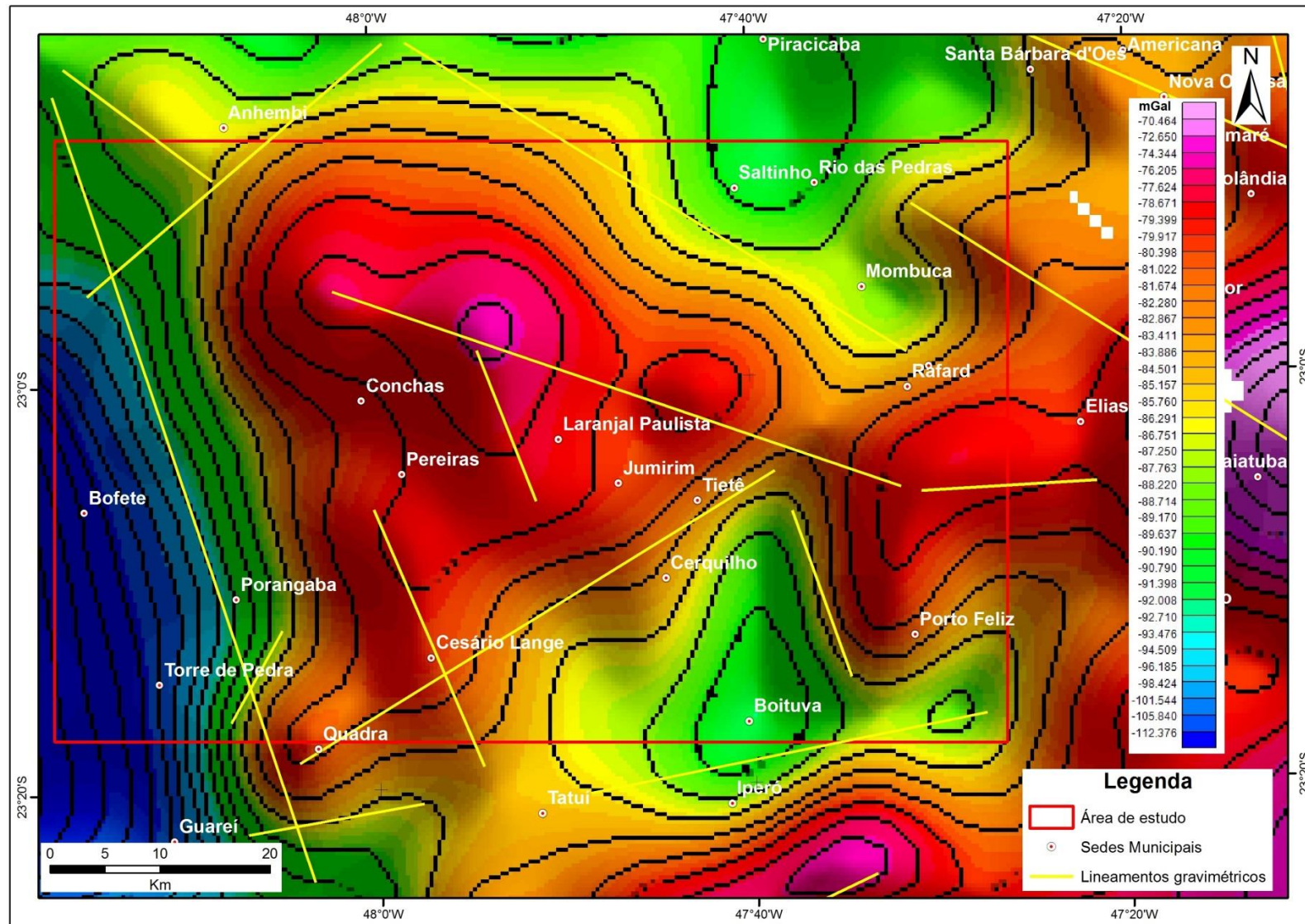


Figura 70. Mapa sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, resultado da aplicação do filtro Butterworth para fontes com profundidades maiores que 1500 metros. Em amarelo encontram-se os traçados dos lineamentos gravimétricos.

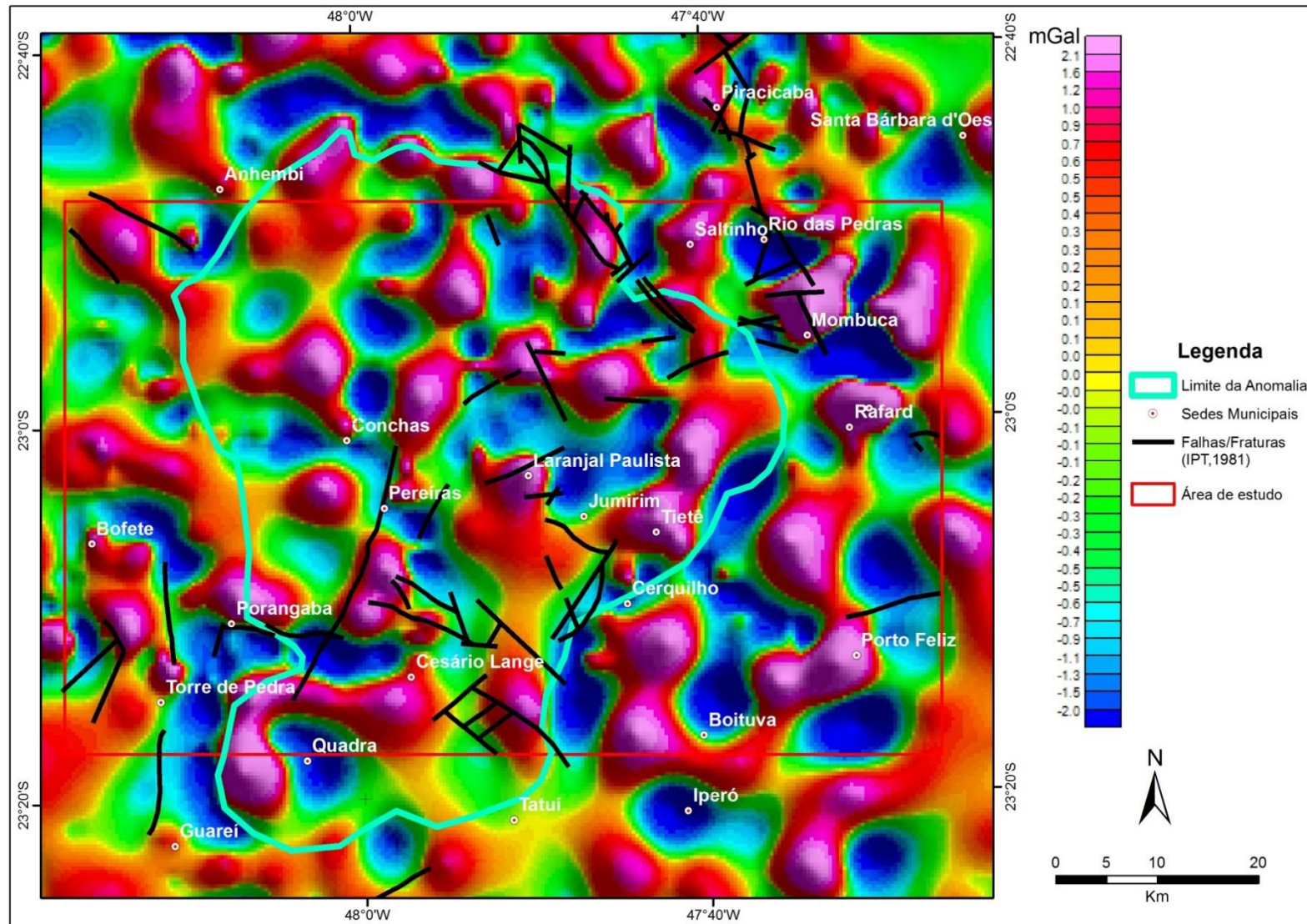


Figura 71. Mapa sombreado, com iluminação de 45°, elevação de 45°, resultado da aplicação do filtro Butterworth para fontes com profundidades menores que 1500 metros.

7.5. Continuação para Cima

A continuação para cima ou ascendente também é usada para a separação regional/residual e é considerada uma ferramenta muito útil na análise das estruturas profundas, uma vez que elimina os pequenos comprimentos de onda, mantendo apenas as baixas frequências, possibilitando inferir a continuidade das estruturas em profundidade ou a estruturação mais profunda da crosta através do embasamento.

Sobre o mapa da Anomalia Bouguer foram aplicados os filtros de continuação ascendente para 3000, 10000, 20000, 30000, 50000 e 60000 m (Figura 72), visando atenuar as altas frequências e verificar a propagação das estruturas em profundidade.

Com isso foi possível verificar que, já na primeira filtragem, com h (altura da continuação) de 3000 metros, as altas frequências foram suprimidas e permaneceram somente as fontes profundas. A anomalia gravimétrica regional manteve sua forma completa com h igual a 10000 metros, porém, a partir de 20000 metros a anomalia foi atenuando até 60000 metros, onde foi totalmente suavizada, desaparecendo a feição anômala semicircular inicial.

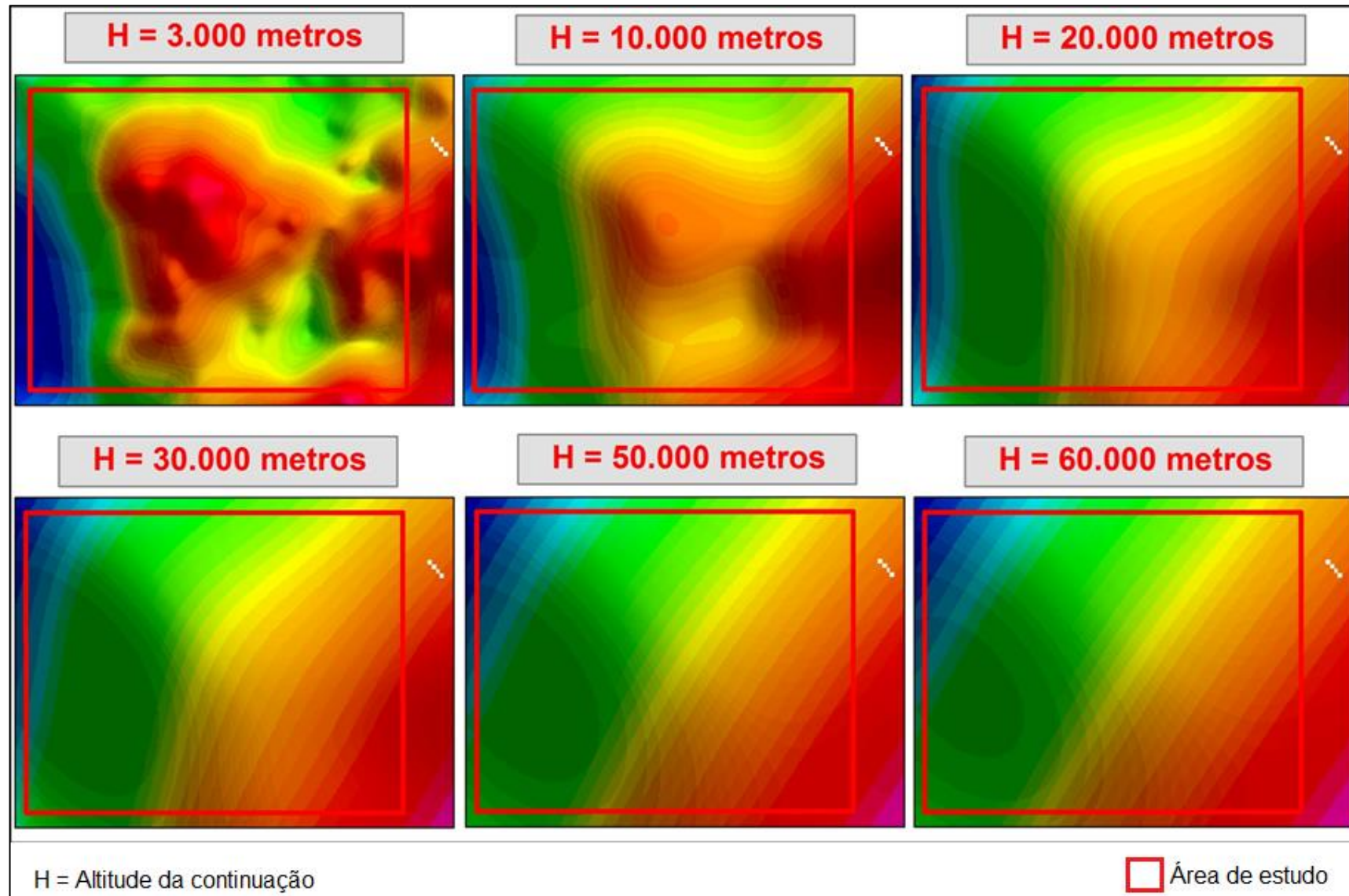


Figura 72. Resultado da aplicação do filtro Continuação para Cima, com diferentes valores de H .

7.6. Deconvolução de Euler

Outra técnica empregada para estimativa das fontes gravimétricas, na qual são adotadas as derivadas horizontais e vertical, foi a Deconvolução de Euler. Tal procedimento foi aplicado no mapa de anomalia Bouguer total com intuito de estimar a profundidade das principais fontes gravimétricas de maior número de onda.

Como já havia sido observado, a partir da análise dos alinhamentos regionais, perfis de poços e estratigrafia local, na região é comum a ocorrência de diques e *sills* de diabásio associados às falhas e fraturas. Sendo assim, como o índice estrutural indica a forma geométrica da fonte, foi escolhido para a região o índice estrutural 0 (zero) na tentativa de associar a feição geológica responsável pela anomalia gravimétrica às estruturas tectônicas atuantes na área.

Ainda assim, tendo em vista que o grau de alinhamento das soluções sugere resultados satisfatórios, foram aplicados os três índices estruturais, buscando assim, reconhecer a possibilidade de ocorrência de outras formas associadas à anomalia. Para os índices 0 e 1 (soleira, dique, degrau; e cilindros e *pipes*, respectivamente), observou-se nas Figuras 73 e 74 soluções alinhadas, enquanto que para o índice 2 (esfera), na Figura 75, as soluções ficaram dispersas, indicando que as formas esféricas não estão contidas no cenário geológico local.

Com isso, os resultados mostram nuvens de soluções no intervalo de 0 a 15000 metros de profundidade para o índice 0, corroborando aquilo que já havia sido observado no espectro de potência no domínio do espaço e número de onda. Já para o índice 2, as profundidades variam de 1000 a 12700 metros, aproximadamente.

Levando em consideração o mapa gerado a partir do índice 0, têm-se nos limites da anomalia as soluções alinhadas delineando quase que perfeitamente o alto gravimétrico. As direções principais são coincidentes com os *trends* regionais, NW-SE e NE-SW e as profundidade das fontes estão divididas ao longo da anomalia: a oeste e porções a norte e sul apresentam profundidades de até 15000 metros, enquanto que a leste atingem no máximo de 2500 a 5000 metros.

Nas áreas onde se têm informações do contato entre os sedimentos da Bacia do Paraná e o embasamento cristalino, a sudoeste da anomalia gravimétrica, o mesmo encontra-se variando de 1355 a 1686 metros, corroborando com as soluções alinhadas em profundidades superiores associadas ao embasamento, cujas

estruturas podem estar relacionadas às descontinuidades ou falhas reativadas do mesmo.

No mapa onde estão expressas as fontes ligadas a *pipes* e cilindros, ocorrem soluções alinhadas apenas a oeste e noroeste da área. Fazendo associação aos elementos estruturais conhecidos para a região de estudo, não existem informações de corpos cilíndricos, conferindo incerteza ao índice estrutural 1.

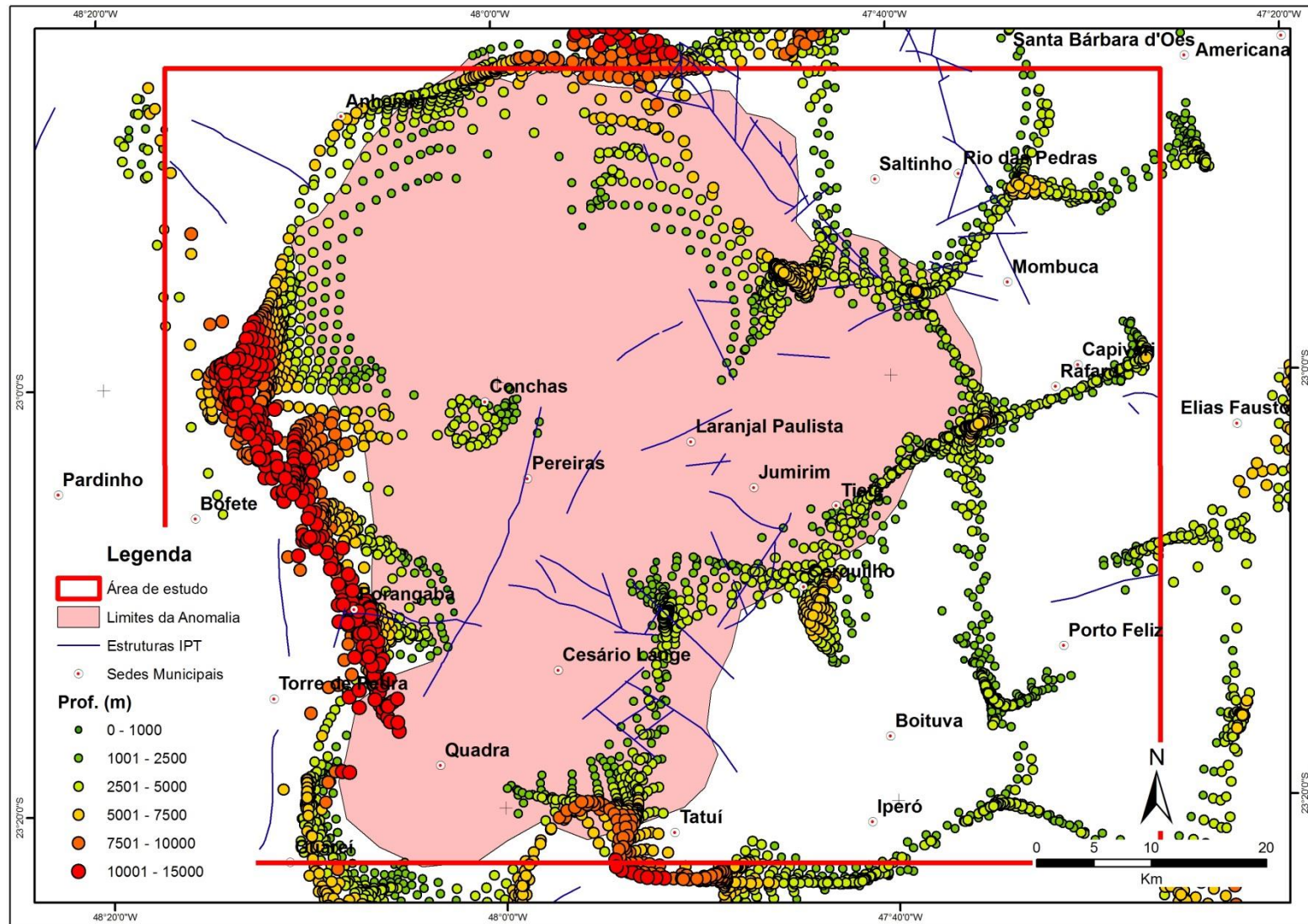


Figura 73. Deconvolução de Euler, com índice estrutural 0, e as principais estruturas tectônicas interpretadas (IPT, 1981).

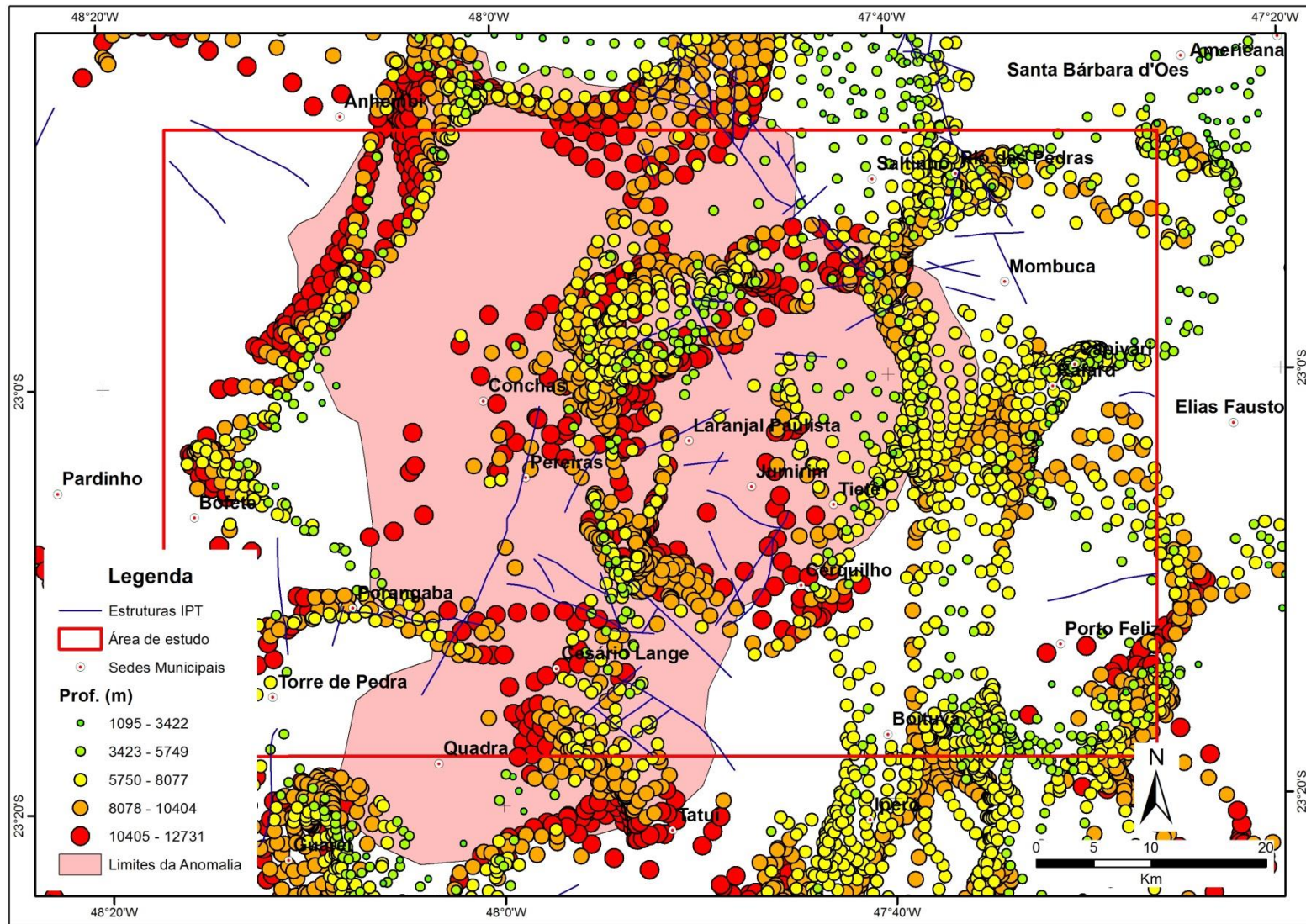


Figura 74. Deconvolução de Euler, com índice estrutural 1, e as principais estruturas tectônicas interpretadas (IPT, 1981).

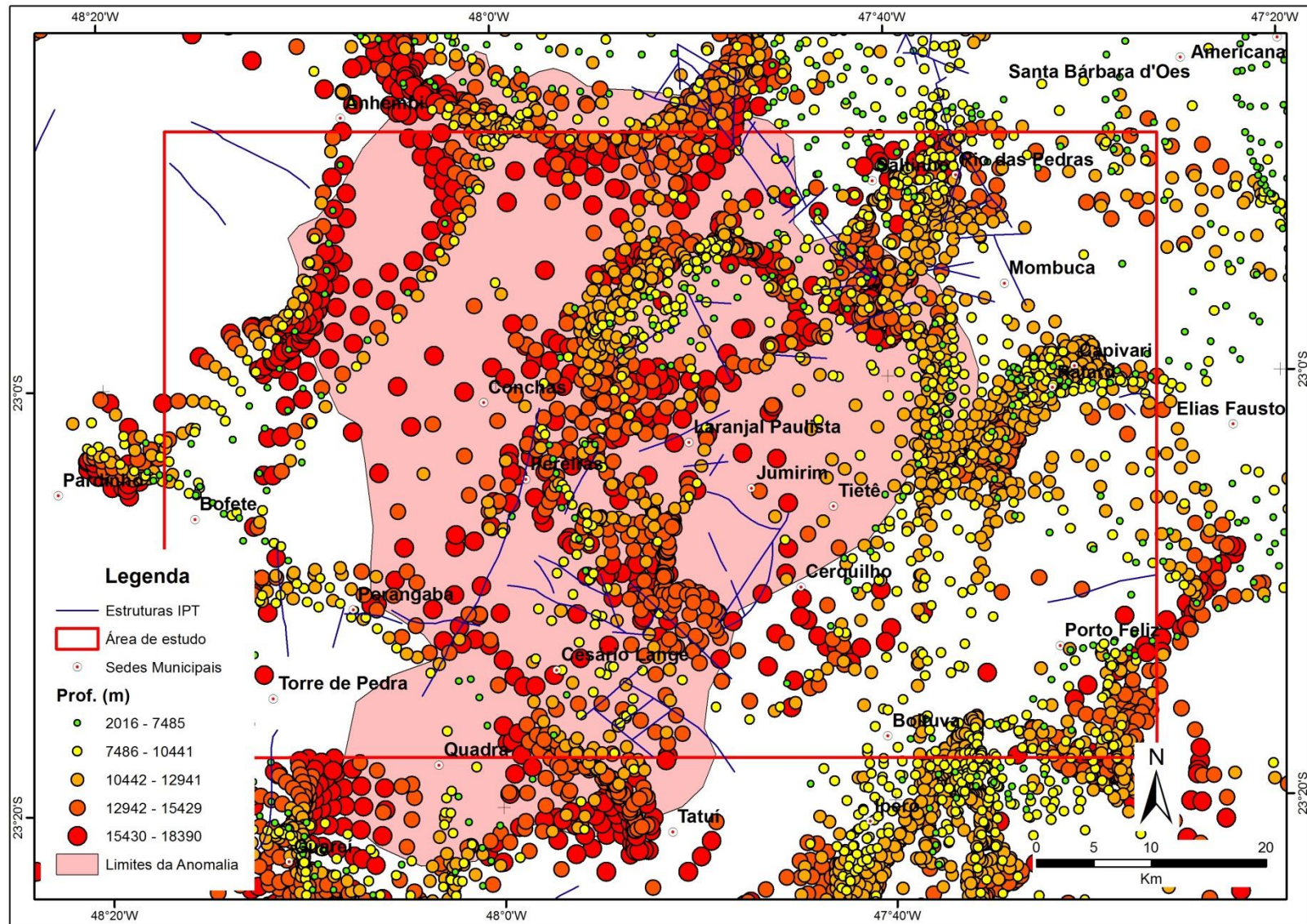


Figura 75. Deconvolução de Euler, com índice estrutural 2, e as principais estruturas tectônicas interpretadas (IPT, 1981).

8. INTEGRAÇÃO DOS DADOS: MODELAGEM GRAVIMÉTRICA

As estruturas do embasamento do tipo arqueamentos, flexuras, depressões, altos estruturais e lineamentos tiveram papel relevante na configuração da Bacia do Paraná no decorrer de sua história tectono-sedimentar, como já descrito anteriormente.

A atuação relativamente prolongada e intensa, sucessiva ou intermitente desses elementos tectônicos localizados às margens ou transversalmente às bordas da bacia, foi responsável pela delimitação e compartimentação desta sinéclise e influenciaram nos processos deposicionais das unidades estratigráficas.

De um modo geral, na área de estudo, o desenvolvimento da feição associada à anomalia gravimétrica foi fortemente influenciado pelas estruturas de direção NW e NE como expresso na Figura 76, e já observado nos mapas gravimétricos e levantamentos geológico-estruturais elaborados para a região de interesse. Ambas as direções foram determinantes na orientação das estruturas positivas e negativas de maior ordem e indicam a influência de feições muito antigas contidas no embasamento atuando na configuração das camadas sedimentares aflorantes.

Zalán et al. (1990) observaram que as falhas ou zonas de falhas de direção NW, em geral, são intrudidas por diabásio e têm sua origem ligada, principalmente, ao embasamento com eventos de reativações intensas durante a fase de extensão juro-cretácea (Figura 77). Já aquelas de direção NE, apenas uma minoria encontra-se preenchida por diabásio e apresentam intensidade de reativação menor quando comparada à direção NW.

Sendo assim, conhecendo o quadro de estruturas da área abrangida pelos levantamentos e diante da proximidade, história evolutiva e direções dos alinhamentos expressos na Figura 76, associou-se o Lineamento Tietê, o Lineamento Sorocaba e a Zona de Falha de Jacutinga à origem da feição expressa a partir da anomalia gravimétrica fortemente positiva delimitada nos mapas gravimétricos apresentados no Capítulo 7.

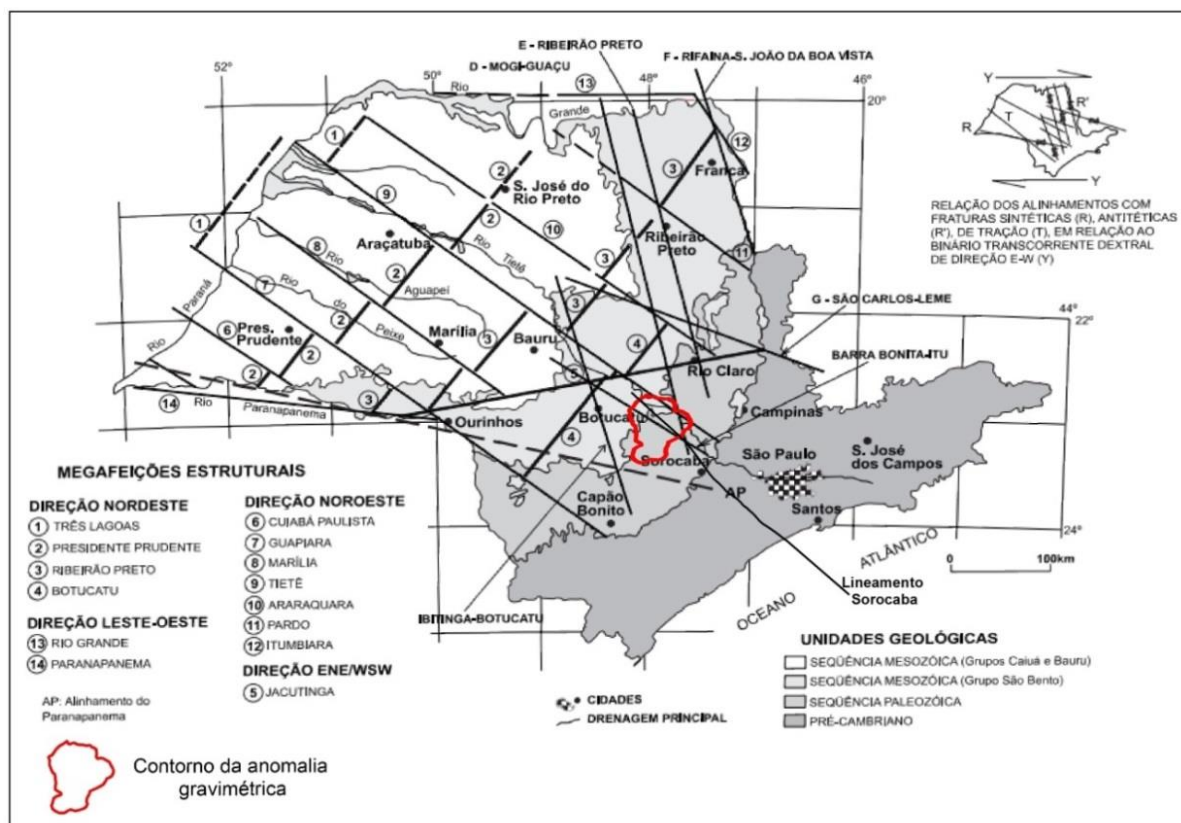


Figura 76. Alinhamentos tectônicos associados à anomalia gravimétrica (modificado de SAAD, 1997 e RICCOMINI, 1997).

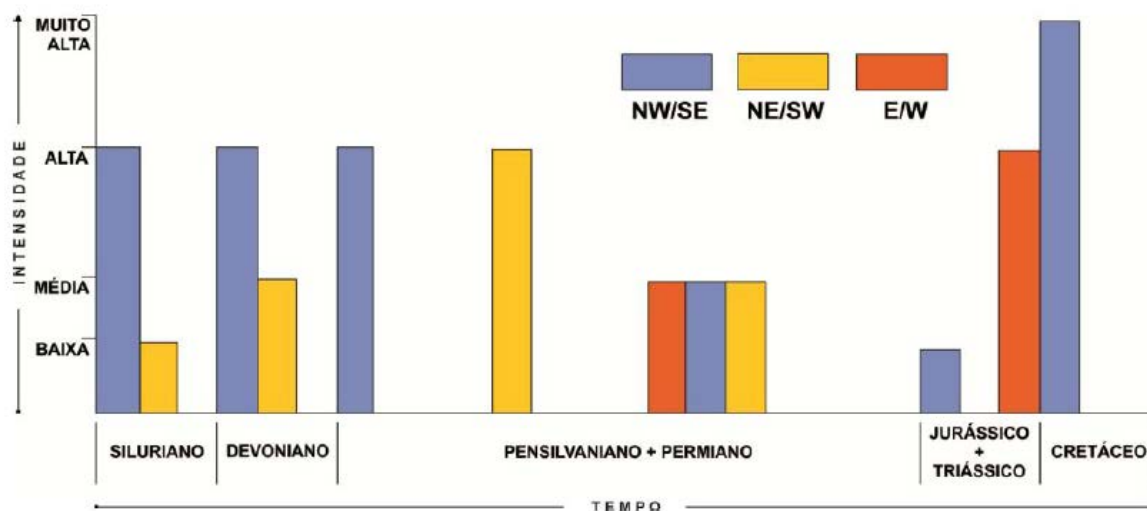


Figura 77. Predomínio e intensidade de cada direção estrutural na Bacia do Paraná ao longo do tempo geológico. Fonte: Modificado de Zalán et al. (1990) por Lúcio (2015).

O Lineamento Tietê, cuja direção é NW-SE, estende-se pelo baixo curso do rio de mesmo nome, passando por Ibitinga, pela região de Rio Claro, São Carlos e Piracicaba, atingindo por fim a Ilha de São Sebastião, todos no Estado de São Paulo (COIMBRA, 1977). Esta estrutura limita a anomalia geofísica aqui estudada a

nordeste, onde no encontro com o Alinhamento do Rio Mogi-Guaçu, originaram-se os domos de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia. Além disso, considerando que Soares (1974) caracterizou o Domo de Jibóia como um bloco soerguido distante vinte quilômetros a sudoeste de Piracicaba, fica evidente a ocorrência de uma estrutura tectônica positiva nesta região, colocando formações de diferentes idades no mesmo nível.

As várias reativações do Lineamento Tietê ocorreram do Paleozoico até o Cenozoico, quando no Permo-Carbonífero deixou de ser um alto, transformando-se em calha deposicional para os sedimentos do Grupo Itararé (SAAD, 1977). Cavallaro (2013) identificou a partir de dados magnetométricos levantados na região do Alto Estrutural de Anhembi uma anomalia positiva de direção NW-SE, sobreposta ao rio Tietê, a qual o autor associou ao Lineamento Tietê, considerando desta forma, um alto estrutural na região, o que demonstra a atuação de eventos tectônicos ao longo do tempo, resultando em soerguimento e abatimento da faixa de influência deste lineamento.

Passando pela cidade de Sorocaba-SP e adentrando na Bacia do Paraná, tem-se o Lineamento homônimo à cidade, como descrito por Lúcio (2015). Também com atuação no Mesozoico, segundo o mesmo autor, esta feição geomorfológica de aspecto negativo pode ter influenciado na configuração da porção centro-sul da anomalia gravimétrica, atuando no contexto de bloco baixo e bloco alto neste limite.

A borda noroeste associa-se à Zona de Falha de Jacutinga, de direção NE-SW, a qual está presente no embasamento aflorante a leste e coincidente com o alinhamento PT3 de Soares (1991). Entre as estruturas reativadas, a Zona de Falha de Jacutinga indica a atividade mais intensa. Ao contrário do que Zalán et al. (1990) descreve dos lineamentos de direção NE-SW, alegando que os mesmos não foram reativados no Mesozoico, Riccomini et al. (2005) associaram a injeção de diques clásticos arenosos injetados por fraturas à reativação da zona de falha no Permotriássico, sugerindo sua atividade no início do Mesozoico.

Também no limite noroeste da anomalia gravimétrica ocorre o Alto Estrutural de Anhembi (denominado Domo de Anhembi por Soares, 1974), uma estrutura do Jurássico-Cretáceo relacionada à reativação de falhas preexistentes do embasamento, onde lamitos permianos afloram em uma região de arenitos triássicos.

Outro fator relevante no entendimento do arcabouço geológico da região são os aspectos das camadas aflorantes, cuja disposição das unidades no mapa geológico (IPT, 1981) sugere um controle estrutural, ou seja, evidências tectono-estratigráficas ao longo da área abrangida pela anomalia gravimétrica sugerindo que a atuação de falhas esteja associada à origem da estrutura. Este fato pode ser observado na Figura 78, que exhibe a faixa de afloramentos deslocada para NW, cujas reentrâncias ao longo dos contatos, principalmente entre a Formação Tatuí e o Grupo Itararé podem sugerir a incidência de altos e baixos, dentro de um contexto soerguido, modificando a disposição original das camadas.

Sendo assim, para a elaboração do modelo gravimétrico foi levado em conta o fato de que nos principais alinhamentos da região ocorreram reativações com atuação de falhamentos do embasamento modificando a paisagem original.

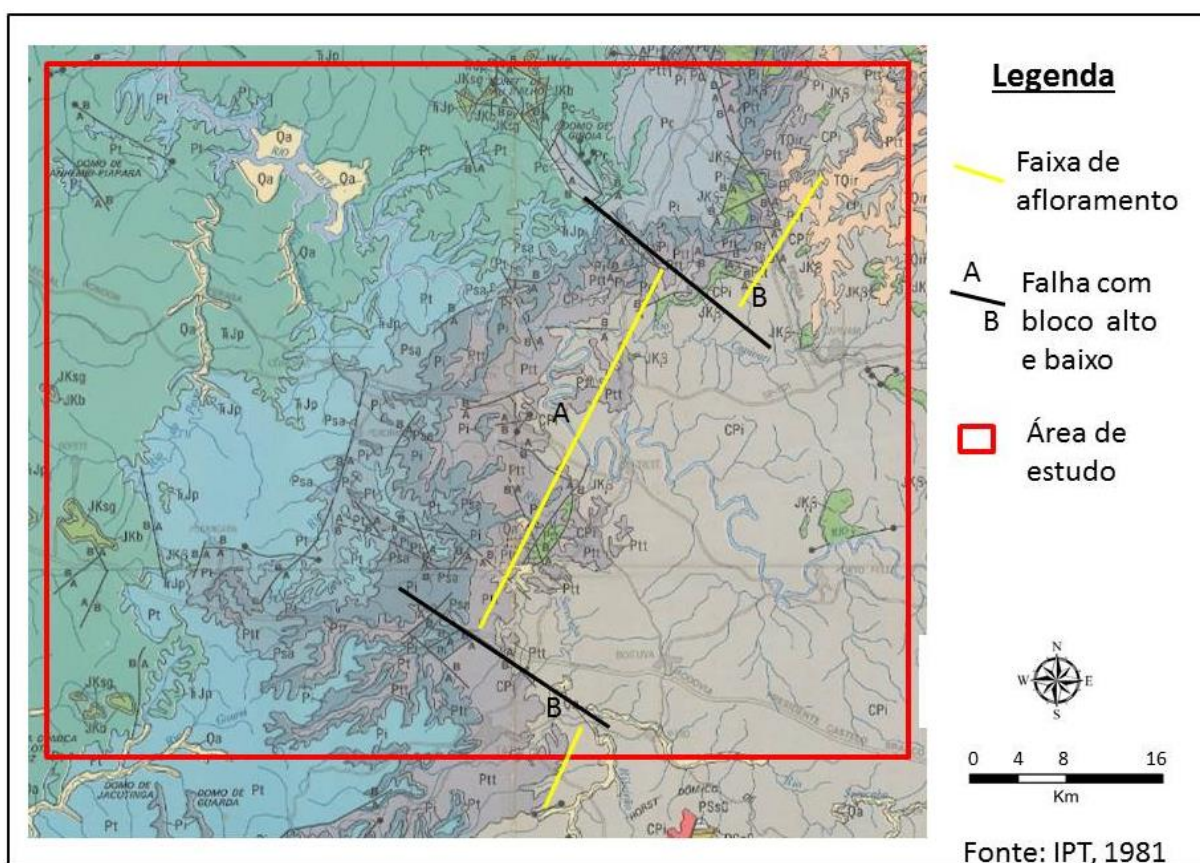


Figura 78. Deslocamentos na faixa de afloramentos como indicativos de estrutura em subsuperfície atuando na configuração das camadas sedimentares.

Foram escolhidas quatro seções para modelagens gravimétricas (Figura 79), sendo três delas baseadas no parâmetro regional do filtro Butterworth e uma nas

fontes residuais do mesmo filtro. A primeira secciona o Alto Estrutural de Anhembi e a Zona de Falha de Jacutinga, na direção NW (AB), duas são perpendiculares às estruturas NW, interceptando as falhas de maior relevância na implantação da estrutura anômala (CD e EF) e a quarta, também de direção NE, envolve as fontes rasas associadas aos diques (GH).

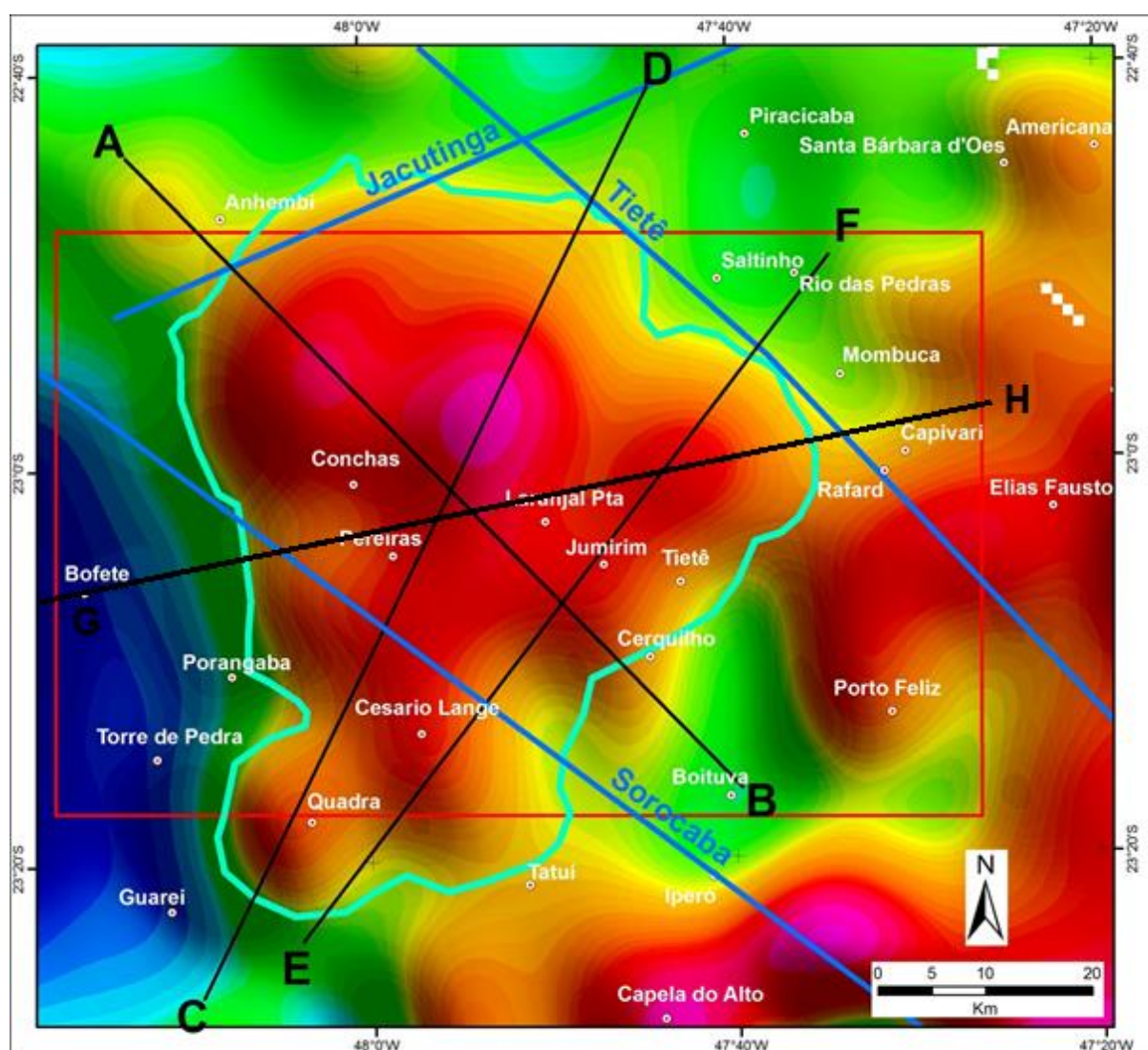


Figura 79. Localização das seções escolhidas para elaboração de modelos gravimétricos. Os traços azuis representam os lineamentos estruturais que incidem na área de estudo.

A escolha da seção de direção NW-SE (AB) para a elaboração do modelo gravimétrico foi justamente para haver um comparativo entre a magnitude da anomalia geofísica e o adelgaçamento das camadas sedimentares na região do Alto Estrutural de Anhembi, como verificado por Cavallaro (2013). Este autor constatou em seus modelos gravimétricos e magnetométricos a ocorrência de um alto do embasamento em Anhembi-SP, acarretando num afinamento da espessura

sedimentar de aproximadamente 200 metros em relação ao poço perfurado pela Petrobras naquela região.

O gradiente entre os valores anômalos do Alto Estrutural de Anhembi em relação à estrutura, objeto deste estudo, justifica-se pelo desnível observado na topografia do embasamento (Figura 80), ou seja, os valores de anomalia, observados nos mapas gravimétricos, do Alto de Anhembi são em torno de - 86 mGals, enquanto que no centro da feição estudada chega a atingir por volta de - 72 mGals, o que explica a ocorrência do embasamento em profundidades menores quando comparada à anomalia de Anhembi, sugerindo uma menor espessura da camada de sedimentos na região de Laranjal Paulista.

A Figura 80 expressa a ocorrência dos altos estruturais no âmbito da Zona de Falha de Jacutinga. O modelo gravimétrico gerado representa o alto do embasamento acentuado, ocasionando um afinamento da coluna sedimentar nesta região, cuja espessura chega a 1000 metros, aproximadamente. Neste mesmo modelo, porém na porção sudeste (B), a seção intercepta, na região de Boituva-SP, um baixo gravimétrico proeminente, indicando uma espessura anômala do Grupo Itararé.

Já os modelos de direção NE-SW interceptam as estruturas de direção noroeste que influenciaram na disposição do alto do embasamento (Figuras 81 e 82). Ambos representam a atuação do Lineamento Sorocaba (LÚCIO, 2015) e Lineamento Tietê (SAAD, 1977) limitando a estrutura a sul e nordeste, respectivamente, evidenciando a ocorrência de desníveis nestas posições. O modelo CD representa os blocos altos e baixos condicionados aos falhamentos existentes no embasamento, responsáveis pelos pequenos deslocamentos na faixa de afloramentos das rochas sedimentares nesta região.

As Figuras 81 e 82 também refletem o adelgaçamento da coluna sedimentar ocasionado pela subida do embasamento devido à reativação de falhas preexistentes, corroborando o que havia sido observado no modelo gravimétrico de direção NW-SE da Figura 80, cuja espessura das camadas de sedimentos também soma aproximadamente 1000 metros.

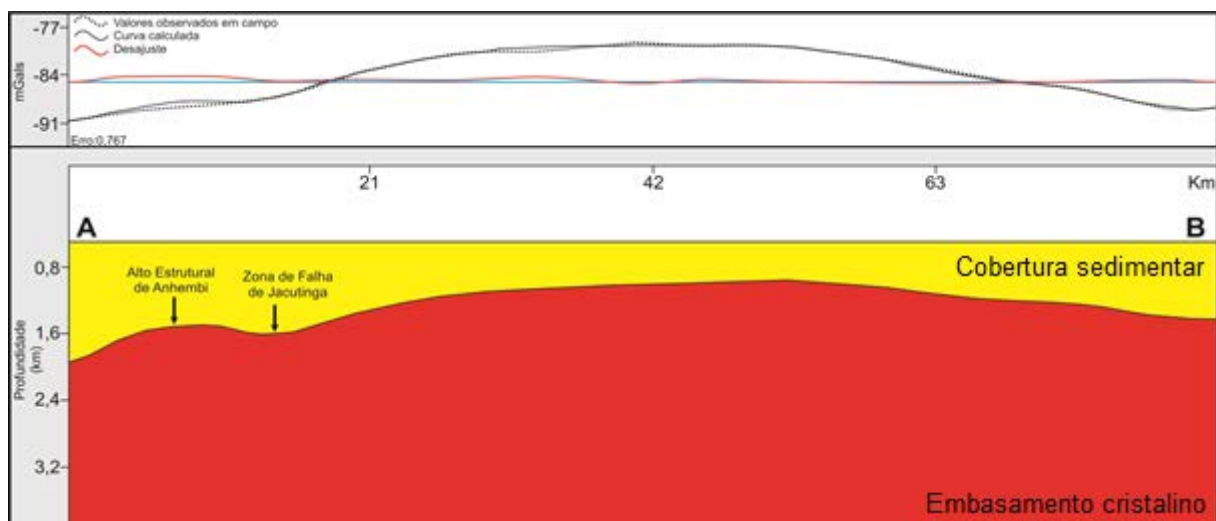


Figura 80. Modelagem gravimétrica da seção AB (NW-SE).

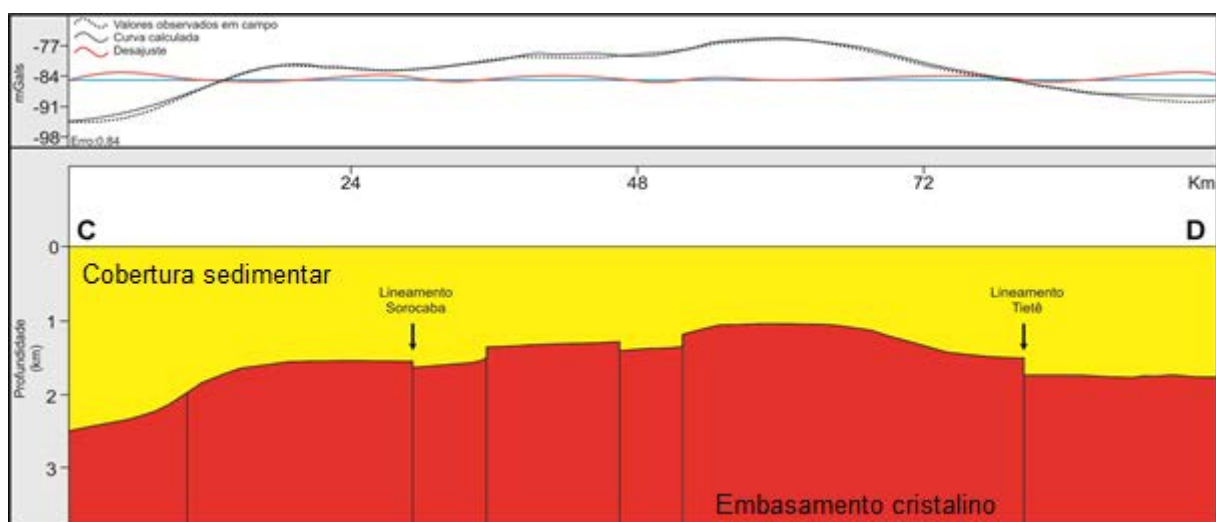


Figura 81. Modelagem gravimétrica da seção CD (NE-SW).

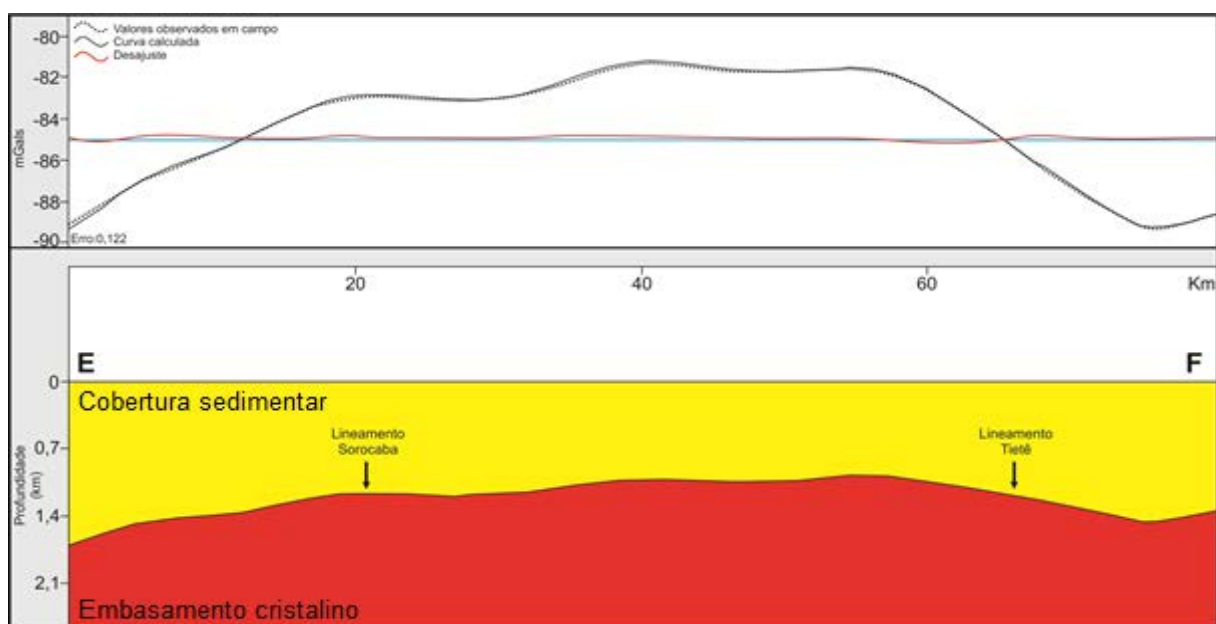


Figura 82. Modelagem gravimétrica da seção EF (NE-SW).

Para caracterizar a disposição dos diques na região estudada foi elaborado um modelo gravimétrico seccionando as fontes rasas como representado na Figura 83. A ocorrência dos lineamentos estruturais de Tietê e Sorocaba é evidenciada pelas falhas preenchidas por diabásio originadas no embasamento que avançam pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

Com isso, pode-se dizer que as falhas do embasamento representadas na Figura 83 encontram-se preenchidas por diabásio, servindo como conduto do magma básico no evento de reativação.

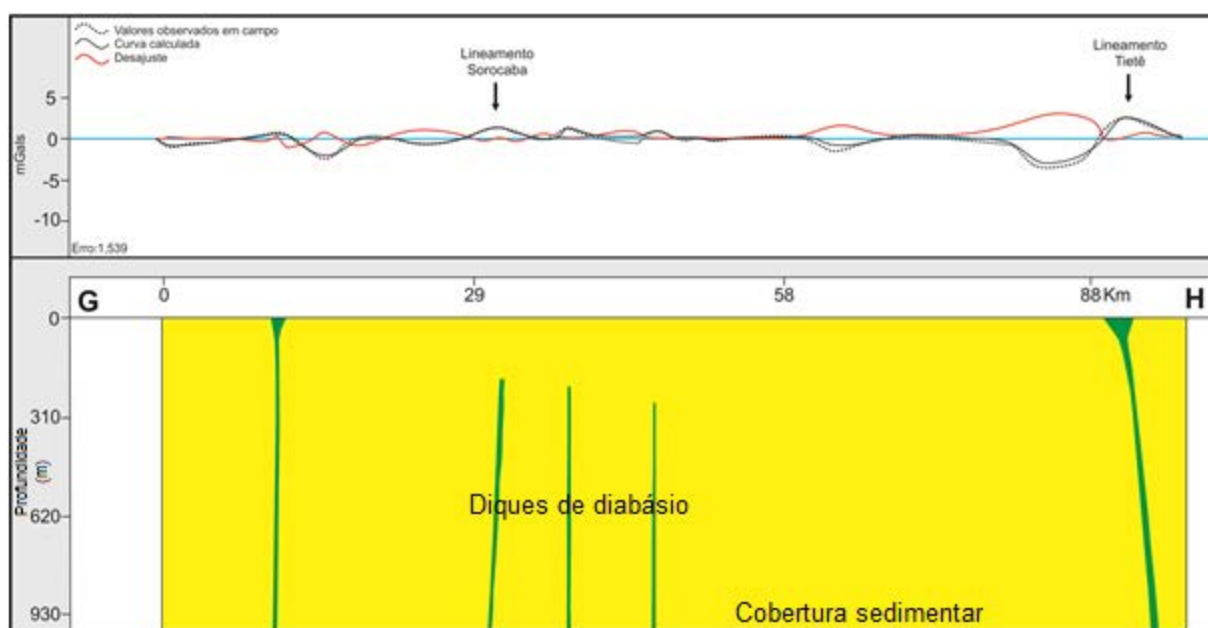


Figura 83. Modelagem gravimétrica da seção GH (NE-SW).

9. CONCLUSÕES

Inicialmente é importante destacar, diante dos resultados satisfatórios alcançados neste trabalho, a relevância da gravimetria em estudos de bacias sedimentares. A geometria e a disposição das massas com diferentes densidades em subsuperfície permitiram a interpretação do arcabouço estrutural que em conjunto com dados de perfis litológicos de poços e de geologia de superfície possibilitou a elucidação do cenário geológico-estrutural da área de estudo. Os dados gravimétricos processados e posteriormente interpretados delimitaram a anomalia gravimétrica positiva proeminente permitindo associá-la com elementos tectônicos que estariam ligados à sua origem.

O primeiro resultado geofísico obtido, o mapa da Anomalia Bouguer, isento de qualquer tipo de filtragem ou técnicas de realce, evidenciou claramente os limites de um alto gravimétrico delimitado por feições contrastantes e lineares, passíveis de serem associadas às falhas conhecidas, tendo em vista o comportamento alongado dos contornos isogálicos e a variação no gradiente horizontal, resultante do contraste de densidade entre as rochas sedimentares e o embasamento cristalino.

Preliminarmente, diante do mapa Bouguer gerado, já foi possível prever a atuação de estruturas tectônicas de direções principais NW-SE e NE-SW, as quais foram determinantes na distribuição das unidades sedimentares e de altos estruturais da região de estudo.

Embora tenham tido resultados similares, a aplicação das diferentes técnicas de separação e realce das anomalias permitiu verificar a consistência dos dados gravimétricos utilizados, tendo sido observada a delimitação da anomalia positiva em todos os mapas gravimétricos regionais elaborados. Além disso, a técnica de separação regional/residual, possibilitou analisar qualitativa/semi-quantitativamente os dados a partir da separação de fontes rasas, intermediárias e profundas, permitindo observar na configuração da anomalia gravimétrica a contribuição tanto dos corpos básicos intrusivos, comuns de ocorrerem na região estudada, quanto do embasamento.

As soluções de Euler para o índice estrutural zero apresentaram-se alinhadas demonstrando a consistência e a confiabilidade dos resultados obtidos com a aplicação desta técnica, validando a interpretação do arcabouço estrutural que indicou profundidades de até 15000 metros para as fontes gravimétricas. Tais

profundidades corroboram aquilo que já havia sido apontado no espectro de potência e se relacionam com a crosta continental superior da região nordeste da Bacia do Paraná, sugerindo que a feição geológica refletida pela anomalia gravimétrica seria fruto de reativações de feições profundas.

Com isso, conclui-se que os falhamentos atuantes no embasamento, reativados ao longo do tempo deram origem a um alto estrutural representado pela anomalia positiva na região de estudo.

Os mapas gerados, tanto os residuais quanto os regionais apontaram a atuação destas zonas de falhas de direção principal NW-SE e NE-SW, fato este que já havia sido observado nos lineamentos rúpteis extraídos para a área. Diante disso, foi possível associar os limites da anomalia aos alinhamentos regionais, dos quais atuaram na gênese da estrutura (Figura 84) o Lineamento Tietê, o Lineamento Sorocaba e a Zona de Falha de Jacutinga.

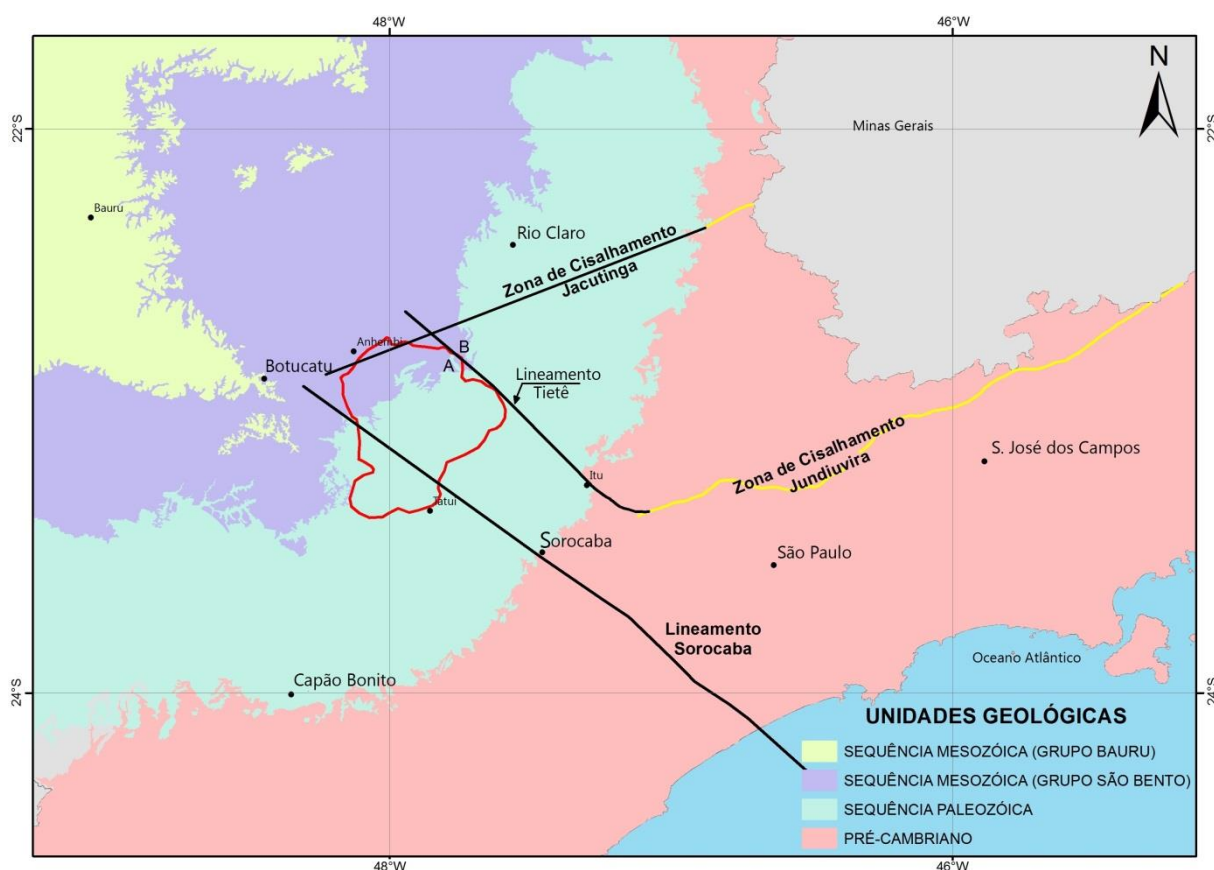


Figura 84. Relação entre os alinhamentos locais e o alto estrutural interpretado para a área de estudo.

Os eventos de reativações destas zonas de falha no Mesozoico foram responsáveis pela implantação deste alto do embasamento. Esta hipótese se sustenta no fato de que a disposição das unidades em mapa sugere um controle estrutural, ou seja, o alto é posterior às unidades paleozoicas aflorantes, uma vez que estão estruturadas por ele. Estes falhamentos foram responsáveis pela geração de blocos soerguidos e abatidos dentro do contexto de um alto estrutural limitado pelos lineamentos atuantes na área.

A confirmação da existência de um alto do embasamento na área estudada se deu com a elaboração dos modelos gravimétricos, onde foram introduzidos os valores de densidade das rochas sedimentares e do embasamento cristalino juntamente com os lineamentos regionais que constituem as falhas pré-cambrianas reativadas, as quais foram responsáveis pela origem do alto estrutural sob uma camada de sedimentos de aproximadamente 1000 metros de espessura na região central da estrutura anômala.

Vale ressaltar que nos mapas de realce das anomalias regionais o centro da anomalia é representado por valores anômalos aproximados àqueles observados na região do município de Indaiatuba, onde o Grupo Itararé apresenta-se adelgado, dando espaço ao embasamento cristalino. Isto sugere, mais uma vez, a ocorrência de um alto estrutural, com afinamento da coluna sedimentar na região central da anomalia gravimétrica, trazendo para porções menos profundas, o embasamento da bacia.

Do ponto de vista da atuação dos alinhamentos, tem-se a nordeste da estrutura a comprovação de uma barreira geográfica dentro do contexto do Lineamento Tietê, com bloco soerguido a sul e abatido a norte, corroborando aquilo que IPT (1981) já havia mencionado ao posicionar o limite da ocorrência da Formação Teresina na zona de influência do Lineamento Tietê, onde a partir de então se caracteriza como Formação Corumbataí. Além disso, ao prolongar o lineamento em direção ao embasamento cristalino aflorante, tendo como referência o limite nordeste da anomalia, encontra-se a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira e a Zona de Falha de Itu, apoiando o que Coimbra (1977) considerou ao expressar a possibilidade destas zonas estarem associadas ao Lineamento Tietê, adentrando na Bacia do Paraná, sob os sedimentos, formando alinhamentos retilíneos, como observado neste caso.

Já o limite noroeste-oeste, é marcado pela atuação da Zona de Falha de Jacutinga, cuja localização geográfica demonstra o que foi descrito por Soares et al. (1996), os quais consideraram que esta zona atinge a região sul de Minas Gerais, passando pelo município de Anhembi (SP). Justamente nesta região encontra-se o Alto Estrutural de Anhembi, cuja estruturação foi associada por Cavallaro (2013), ao cruzamento da Zona de Falha de Jacutinga com o Lineamento Tietê.

Por fim, a porção sul do alto estrutural está sob os domínios do Lineamento Sorocaba, onde foi identificada em escala macro, uma zona estruturada segundo NW-SE passível de ter condicionado a existência de um desnivelamento de blocos no limite sul do alto. Este autor identificou a estruturação do Lineamento Sorocaba passando na altura de Laranjal Paulista-SP, porém, o contraste de anomalia identificado nos mapas permite associar a ocorrência do mesmo, deslocado a sul, na região de Pereiras, também no Estado de São Paulo.

A proposta de relocação e ajustes dos lineamentos que incidem no alto estrutural, conforme a Figura 84, foi fundamentada nos limites da anomalia gravimétrica delimitada, que do ponto de vista da escala de trabalho, representa a ocorrência local das estruturas tectônicas, ou seja, os alinhamentos delineados pelos autores foram baseados, na sua maioria, em traçados regionais, carecendo de ajustes locais, como estes propostos no presente estudo.

Como há manifestações de feições tectono-estratigráficas em superfície que indicam a existência de um alto em subsuperfície, entende-se que o mesmo tenha se instalado posteriormente à deposição das unidades paleozoicas, ou seja, pelo menos no Mesozoico, uma vez que estas unidades estão estruturadas por ele.

Além disso, levando em conta o que Zalán et al. (1990) observaram ao considerarem o evento tectônico do Juro-Cretáceo o mais intenso dentre aqueles que afetaram a Bacia do Paraná, reativando vigorosamente as falhas NW preexistentes e criando várias outras paralelas a esta direção, tem-se que, diante do quadro de atuação destas falhas na implantação do alto do embasamento, que o mesmo pode ter sido originado no Jurássico-Cretáceo. Este fato apoia-se nos resultados obtidos com a aplicação da Deconvolução de Euler, onde o alinhamento dos dados referentes aos diques sugere a ocorrência dos mesmos limitando a anomalia gravimétrica positiva, confirmando a idade proposta para o alto estrutural revelado.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. **Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM**. São Paulo, n. 143, 96 p., 1953
- ALMEIDA, F.F.M. de, 1964. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**. São Paulo, v.41, p.169-263.
- ALMEIDA, F. F. M., 1980. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 187 p.
- ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A., 1981. Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozoico. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**, São Paulo: IPT, v.1, p.46-81. Escala 1:500.000.
- ALMEIDA, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SBG/Núcleos São Paulo e Rio de Janeiro, **2º. Simp. Geol. Sudeste**, Atas, 423-428.
- ALMEIDA, S.H.S. **Gravimetria e tectônica do cinturão Ribeira na região limítrofe entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. 201f. Tese (Doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2001.
- ANDRADE, S.M.; SOARES, P.C. Geologia do Centro Leste do Estado de São Paulo. Ponta Grossa: **Petrobras**, 1971. (Relatório DESUL, n. 407).
- ANP, 2010. Acessado em junho/2012. http://www.brazil-rounds.gov.br/round10/portugues/seminarios.asp#Workshop_Academicos

- ARAÚJO-BARBERENA D.C. 1993. Uma interpretação sobre o conhecimento paleoecológico e bioestratigráfico da Formação Irati. In: UNESP, Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1, **Boletim de Resumos**, p. 64-70.
- ARAÚJO, C.C., YAMAMOTO, J.K., ROSTIROLLA, S.P., 2006. Arenitos asfálticos na B. Paraná: estudo das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi. **B. Geo. Petrobrás**, v.14 (1): 47-70.
- ASSINE M.L & SOARES P.C. 1995. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. In: **SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste**, 4, Águas de São Pedro, Boletim de resumos expandidos, p.65.
- BARANOV, W., 1975. **Potencial fields and their transformations in Applied Geophysics**. Berlin, Gebruder Bortraeger, 121 p.
- BARBOSA O. & GOMES F.A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. **Bol. Div. Geol. Mineral. DNPM**, 71:1-40.
- BLAKELY, R. J., 1996. **Potential theory in gravity and magnetic applications**. Cambridge University Press. 464 p.
- BÓRIO, V. J. **Geologia da área de São Pedro, SP**. 1973. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro. 125 p.
- BRIGGS I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, 39(1): 39-48.
- BRIGHAM, E.O. 1974, **The Fast Fourier Transform** (Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall).
- CAETANO-CHANG, M.R. & WU, F.T. As formações Pirambóia e Botucatu no Estado de São Paulo. In: **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 4, 1995, São Pedro. Boletim Resumos... São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995, p. 64.

- CASTRO, P. R. M. **Contribuição ao Estudo da Estrutura do Pau d' Alho (Piracicaba, SP)**. 1973. Tese (Doutorado em Ciências) – Faculdade de Engenharia de Limeira, Universidade de Campinas. 87 p.
- CAVALLARO, F.A., 2013. **Investigação Geofísica do Alto Estrutural de Anhembi – SP**. Instituto de Geociências – USP. Tese de Doutorado. 148 p.
- COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; PETRI, S., 1977. O alinhamento estrutural do Tietê. In: **Simpósio de Geologia Regional**, I, São Paulo. Atas.... São Paulo, SBG. p. 145-152.
- COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J.M.V., 1981. Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: **A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes**, São Paulo. Coletânea de trabalhos e debates... São Paulo, SBG. p.103-115.
- COLLON A., 1897. Le petrole dans les environs du Mont de Bofete et de Porto Martins,dans l'Etat de São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico, Secretaria de Agricultura do Estado de São Paulo, 69 p.
- COOLEY, J.W., TUCKEY, J.W., 1965. An Algorithm for the Machine calculation of Complex fourier series. **Math. of Comp** 45, 297-301.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B., 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, **Petrobras (CENPES/SINTEP)**, 70 p. (Série Ciência –Técnica – Petróleo). Seção: Exploração de Petróleo.
- CORDELL L & GRAUNCH V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. Hinze WJ (ed). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. **Society of**

Exploration Geophysicists, p.181-197.

DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozoico da Bacia do Paraná. In: **Congresso Brasileiro Geologia**, 24., Brasília, 1970. Anais... Brasília, SBG, v.1, p.359-412.

DAEMON, R. F.; FRANÇA, A. B., 1993. Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, 1. Rio Claro. Resumos. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. p. 36.

DAVINO ,A. Geologia da Serra de Araçoiaba, do Estado de São Paulo. **Boletim IG, USP**, v.6: 129-144, 1975.

DOURADO, J.C. 2004. **Estruturação crustal da região de Rio Claro através da sismologia**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Livre-Docência, 104 f.

DIAS, F. ; ASSUMPÇÃO, M. ; BARBOSA, J ; Prado, R. Study of basalt layer in Bebedouro, Paraná Basin with Receiver Function Active seismic triggered by depth wells implications. In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, 2011.

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M., 1993. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. **Revista do Instituto Geológico**, 14(2):19-26.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 2, p. 195-205. 1996.

FERREIRA F.J.F. & ALGARTE J.P., 1979. O comportamento aeromagnetométricocintilométrico das principais rochas alcalinas dos estados

de São Paulo e Paraná. In: **Simp. Reg. Geol.**, 2, Rio Claro. Atas... Rio Claro, SBG. v.2, p.195-208.

FERREIRA, F.J.F., MORAES, R.A.V., FERRARI, M.P., e VIANNA, R.B., 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara: SBG, **Simp. Reg. Geol.**, 3, Curitiba, Atas, (1):226-240.

FERREIRA, F.J.F., 1982. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa**: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 169p.

FRANZINELLI, E., 1973. A estratigrafia e ambiente de sedimentação do arenito Pirambóia (Estado de São Paulo). In: **XXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, n. 27. Aracaju. Anais... Aracaju: SBG, v.1.

FRIES, M., 2008. **Estudo dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia (flanco Nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná) através dos métodos geofísicos da gravimetria e magnetometria terrestres**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro, São Paulo. Tese de Doutorado. 238 p.

FULFARO, V. J., 1971. **A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "trend surface analysis"**. Geologia. São Carlos, n. 14, 112 p.

FULFARO, V.J. 1974. Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. **Bol IG-USP**, 5:129-138.

FULFARO, V. J.; GAMA JR, E.; SOARES, P. C., 1980. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. São Paulo: **PAULIPETRO**. (Consortio IPT/CESP – Relatório 008/80).

- FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 4, p. 590 - 610.
- FULFARO V.J., STEVAUX J.C., SOUZA FILHO E.E., BARCELOS J.H. 1984. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: **SBG, 33 Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro**, Anais, v.2, 711-724.
- GEOSOFT® 2000. 2-D Frequency Domain Processing of Potential Field Data – p.53-57, arquivo em pdf. Disponível em <http://www.geosoft.com>. Acessado em 25 jan de 2014.
- GEOSOFT, 2009. Filtragem montaj MAGMAP: Processamento de dados de campos potenciais no domínio da frequência. V7.1. Geosoft, Inc., Toronto. 77 p.
- GEOSOFT, 2010. Montaj Grav/Mag interpretation: Sistema de Processamento, análise e visualização para inversão 3D de dados de campos potenciais. V7.1. Geosoft, Inc., Toronto. 73 p.
- GEOSOFT, 2010 b. Filtragem montaj MAGMAP. Processamento de campos potenciais no domínio da frequência extensão para Oasis Montaj V7.1. Tutorial e guia do usuário. Toronto: Geosoft.
- GIMENEZ N. L. B. **Estudo Petrológico dos Arenitos da Formação Tatuí no Estado de São Paulo**. São Paulo. 1996. 140 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1991.
- GODOY D. F., 2006. **Termotectônica por Traços de Fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'Álho e Jiboia - Centro do Estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 128 p.

- GORDON Jr., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro nº 38, p.1-20 , 1947.
- GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SMITH, A. G., 2004. **A geologic time scale**. Cambridge: Cambridge University Press. 610 p.
- HACHIRO, J.; COIMBRA, A. M., 1993. Ciclos de Milankovitch nas sequências rítmicas da unidade Irati. In: **Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, 1, Rio Claro. Resumos... Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, p. 72-74.
- HACHIRO, J. 1996. **O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná**. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196p.
- HACKSPACHER, P.C; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. ET AL. Geologia das folhas Cabreúva (SP) e Moreiras, Rio Claro: UNESP; Pró-Minério, 1989. 1 mapa. Escala 1:25.000.
- HAMMERLE, R. P.2014. **Estudo gravimétrico da área situada a sudoeste do Alto Estrutural de Pau D’alho, Nordeste da Bacia do Paraná**. Universidade Júlio de Mesquita Filho-UNESP, Rio Claro. Trabalho de Conclusão de Curso. 68 p.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P.; GALVÃO, C. A. C. F.; GIMENEZ, A. F.; ALMEIDA, M. A. de; MELO, M. S. de; PIRES NETO, A. G. – 1977 - “As grandes falhas do Leste Paulista”. In: **Atas do 1º Simpósio de Geologia Regional**, p. 369 - 380.
- HASUI, Y; TOGNON, A.A.; SOARES, L.; CSORDAS, S.M. Geologia e tectônica da Serra do Japi. **Boletim do Instituto de Geociências**, São Paulo, v.9, p.17-24, 1978.
- HINZE, W. J., 2003. Bouguer reduction density, why 2.67? **Geophysics**, 68, 1559-1560.

- HOLZ, M., FRANÇA, A.B., SOUZA, P.A., IANNUZZI, R., & ROHN, R. 2010. A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, 29, 381-399.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. 1979. Geologia do Alto Estrutural de Anhembi. **Relatório BP-002/79**. 25p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. Sondagens elétricas verticais. São Paulo: IPT. Folhas de campo e curvas originais, blocos 39, 44 e 45. 1980 a.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. Sondagens elétricas verticais. São Paulo: IPT. Folhas de campo e curvas originais, bloco 45. 1981b.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Governo do estado de São Paulo. Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500.000. v1 (texto) e v2 (mapa). Governo do estado de São Paulo. Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT. 2005. Estocagem Subterrânea de Gás Natural - Tecnologia para Suporte ao Crescimento do Setor de Gás Natural no Brasil. Publicação IPT 3002. 226p.
- KEAREY, P., BROOKS, M., 2002. **An introduction to Geophysical exploration**. Boston, Blackwell Sci. Publ. 296 p.

- LA FEHR, T.R., 1991, An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. **Geophysics**, [S. l.], v. 56, n. 8, p. 1179-1184.
- LA FEHR, T. R. & NABIGHIAN, M. N. **Fundamentals of gravity exploration**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2012. 198 páginas. (Geophysical monograph series: number 17).
- LANDIM, P.M.B.; SOARES, P.C. 1979. Mapeamento Faciológico do Grupo Tubarão. São Paulo, Convênio DAEE-UNESP. (Relatório Final).
- LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C.; GAMA JR., E. Estratigrafia do nordeste da Bacia do Rio Paraná. Rio Claro: IPT/UNESP, 1980. 45 P. (Curso de Especialização).
- LONG, L. T., KAUFMANN, R. D., 2013. **Acquisition and Analysis of Terrestrial Gravity Data**. Cambridge, Cambridge University Press. 171 p.
- LONGMAN, I. M. Formulas for Computing the tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. **Journal of Geophysical Research**, Los Angeles, Institute of Geophysics, University of California, , vol 64, n° 12, p. 2351-2355, 1959.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R.; ROSSELLO, E. A., 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in Southern South America. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v. 82, p. 136-147.
- LÚCIO, T. D. G., 2015. **Caracterização do Lineamento Sorocaba**. Rio Claro, IGCE/UNESP, Dissertação de Mestrado, 100p.
- LUIZ, J. G.; COSTA & SILVA, L. M., 1995. **Geofísica de Prospeção**. Belém. Pará, Universidade Federal do Pará. 311 p.
- MAACK, R. 1952. Die Entwicklung der GondwanaSchichten Suedbrasiliens und ihre Beziehungen zur Karroo Formation Suedafrikas. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS OF ALGIERS, 19., 1952. Table de Matières,

Algeries, IUGS, **Proceedings...**, v.19, p.339-372 (Simposium sur les Séries de Gondwana).

MANTOVANI, M. S. M., QUINTAS, M.C.L., SHUKOWSKY, W. & BRITO NEVES, B. B., 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: It's Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. In: **Gondwana Research**, v. 8, n. 3, p. 303-315.

MELO, M.S.; COIMBRA, A.M.; CUCHIERATO, G., 1997. Fáceis sedimentares da Formação Rio Claro, Neocenoico da Depressão Periférica Paulista. São Paulo: **Revista IG**, v.18, n.1/2, p. 49-63.

MILANI, E. J., 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozoica do Gondwana sul – ocidental**. 255 f. Tese (doutorado em geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

MILANI, E.J.; RAMOS, V.A., 1998. Orogenias Paleozoicas no Domínio Sul-Occidental do Gandwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, n.4, p. 473-484.

MILANI E.J. & ZALÁN P.V., 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes** 22:199-205.

MILANI E.J., MELO, J.H.G., SOUZA, P.A., FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B., 2007. Bacia do Paraná. **Bol. Geoc. Petrobras** 15(2): 265-287.

MINEROPAR. Minerais do Paraná S.A., 2001. **Mapa geológico do Estado do Paraná**.

MORELLI C, GANTAR C, HONKASALON T, McCONNEL K, TANNER JG, SZABO B, UOTILA U & WHALEN CT., 1974. The International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71), **IUGG-IAG Publ. Spec. 4**, Int. Union of Geod. and Geophys., Paris. 194 pp.

- O'LEARY, D.W., FREEDMAN, J.D. & POHN, H.A. 1976. Lineament linear lineation: some proposed new standards for old terms. **Geol. Soc. Am. Bull. New York**, 87 (10):1463-69, October.
- OLIVEIRA E.P., 1920. **Rochas petrolíferas do Brasil**. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, p.101-102.
- OLIVEIRA E.P., 1940. **História da pesquisa de petróleo no Brasil**. Rio de Janeiro, Serviço de publicidade agrícola, 208p.
- ORELLANA, E. **Prospección geoelectrica en corriente continua**. Madrid: Paraninfo, 1972. Biblioteca Técnica Philips.
- PATERSON, J.R., and C.V. REEVES, 1985, Applications of gravity and magnetic surveys: the state of the art in 1985: **Geophysics**, v. 50, p.2558-2594.
- PAULIPETRO – CONSÓRCIO CESP/IPT., 1981. Metodologia do Paulipetro para prospecção geofísica na Bacia do Paraná. In: **Seminário sobre Exploração do Petróleo no Brasil**, Rio de Janeiro.
- PERINOTTO J.A.J. 1992. **Análise estratigráfica da formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Tese de Doutorado, Rio Claro, 126 p.
- PERINOTTO, J. A. J. Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná na região de Rio Claro, Limeira e Piracicaba (SP) com base em Soares & Landim (1975). 2008. Não publicado.
- PETRI, S., & COIMBRA, A.M. 1982. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para elucidação dos seus paleoambientes geradores. **5º Congr. Latino Americano de Geologia**, v.2, Buenos Aires, 353-371.

- PRESS, W. H., FLANNERY, B. P., TEUKOLSKY, S. A., and VETTERLING, W. T. 1989. **Numerical Recipes in Pascal**. The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press, New York.
- QUINTAS, M.C.L. **O embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu arcabouço**. Tese. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico (IAG). 213p, 1995.
- RAMOS, V; JORDAN, T.; ALLMENDINGER, R.; MPODOZIS, C.; KAY, S.; CORTÊS, J.; PALMA, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. **Tectonics**, 5:855-880.
- RASMUSSEN, R.; PEDERSEN, L.B. 1979. End corrections in potential field modeling. **Geophys. Prospec.**, 27, 749-760.
- RICCOMINI, C. Estilos estruturais da região do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. **Bol. IG-USP**, Publicação Especial, n. 12, p. 93-94. 1992.
- RICCOMINI, C.; CHAMANI, M.A.C.; AGENA, S.S.; FAMBRINI, G. L.; FAIRCHILD, T. R.; COIMBRA, A. M., 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 64, p. 210,.
- RICCOMINI, C., 1995. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 100 p.
- RICCOMINI, C., 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**; n. 27, v. 2, p. 153-162.
- RICCOMINI, C., ALMEIDA, R. P., TURRA, B. B., CHAMANI, M A. C., FAIRCHILD, T. R., HACHIRO, J., 2005. Reativação de falha do Embasamento Causa

Sismicidade no Permtriássico da Bacia do Paraná. In: X SNET (Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos) **Boletim de Resumos Expandidos**, Curitiba, SBG-Núcleo Paraná, 18-20.

ROBINSON, E.S.; ÇORUH, C., 1988. **Basic exploration geophysics**. EUA, Ed. John Wiley & Sons, Inc. 562 p.

ROHN, R. & LAVINA, E.L. 1993. Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois. In: **1º Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná**, 1993, Rio Claro: UNESP, 1993. v. 1. p. 77-80.

SÁ, N. C., 1994. **Reduções e observações gravimétricas: Teoria e prática**. Universidade de São Paulo – IAG. 90 p.

SAAD, A.R., 1977. **Estratigrafia do subgrupo Itararé no Centro Sul do Estado de São Paulo**, Dissertação de mestrado, Instituto Geociências, USP, 107p.

SAAD, A. R. **Análise da produção técnico-científica**. Texto (Concurso para obtenção do título de Livre- Docente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 150 f, 1997.

SADOWSKI, G.R.; DIAS NETO, C. DE M. 1981.0 Lineamento Tectônico de Cabo Frio. **Revista Brasileira de Geociências**, 11 (4): 209-212.

SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 44, p.1316-1370 , 1960.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais do... São Paulo: **Sociedade Brasileira de Geologia**, 1974. v. 1, p. 41-65.

SHERIFF, R.E., 1989. **Geophysical Methods**. New Jersey: Prentice Hall, 605p.

- SIMÕES, M.G. & FITTIPALDI, F.C. 1992. Fósseis da região de Rio Claro. Rio Claro, Arquivo do Município. 77p.
- SMITH, S. W. **Digital signal processing: a practical guide for engineers and scientists**. Boston : Newnes, 2003. 650 p.
- SOARES P.C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: **Congr. Bras. Geol.**, SBG, n. 28, 1971, Porto Alegre, Anais..., n.1, p. 107 - 121.
- SOARES P.C. 1972. O limite glacial - pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. **Anais Acad. Bras. Ciências**, 44:333-341.
- SOARES, P. C., 1973. **O Mesozoico Gonduânico no Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro. 152 p.
- SOARES P.C., 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: **Congr. Bras. Geol.**, SBG, n. 28, Porto Alegre, Anais..., n.1, p. 107 - 121.
- SOARES, P. C. & LANDIM, P. M. B., 1973. Aspectos Regionais da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: **Congr. Bras. Geol.** n. 27, Salvador. Anais...Aracaju: SBG, v. 1, p. 243 – 256.
- SOARES, P. C; LANDIM, P.M.B., 1975. Divisão estratigráfica do mesozoico no estado de São Paulo – **Rev. Bras. Geoc.**, 5 (4): 229-251.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; SINELLI, O.; WERNICK, E.; FU-TAI, W.; FIORI, A.P. 1977. Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. **Rev. Bras. Geoc.**, 7(2):131-149.
- SOARES, P.C. BARCELLOS, P.E. CSORDAS, S.M., 1982. Lineamentos em imagens de landsat e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da

Bacia do Paraná. In: INPE/CNPq. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Anais....p. 143-167.

SOARES P.C., 1991. **Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná**. Tese de Titular. UFPR, Curitiba, PR. 148 p.

SOARES P.C., ROSTIROLLA S.P., FERREIRA F.J.F., STEVANATO R., 1996. Alto Estrutural Pitanga-Quatingá-Jacutinga na Bacia do Paraná: uma estrutura litosférica. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 39, Salvador, SBG, Anais, 5: 411-415.

SOUZA FILHO, E. E. Tectônica da região de Rio Claro-Piracicaba, Domo de Pitanga. In: **Simpósio Regional e Geologia**, n. 4, 1983, São Paulo, Atas...SBG/ Núcleo São Paulo, São Paulo, p. 191-196.

SOUSA, M. O. L., 1997. **Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga – SP**. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 116 p.

SOUSA, M. O. L., 2002. **Evolução Tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau D' Alho, e Jibóia – Centro do Estado de São Paulo**. Tese de Doutorado (pós Graduação em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 206 p.

SPECTOR, A. GRANT, F.S., 1970 Statistical Models for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, Vol. 35, N.2, p. 293-302.

STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province., 1996. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 143, p.95 - 109.

- TALWANI, M.; WORZEL, J.L. & LANDISMAN, N.M. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. **J. Geophys. Res.** v. 64, p. 49-59. 1959.
- TALWANI, M.; HEIRTZLER, J.R. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape. In: Parks, G.A., Ed., Computers in the mineral industries, Part I: Stanford Univ. Publ., **Geological Sciences**, 9, 464-480. 1964.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. 1990. **Applied Geophysics**. Cambridge Univ. Press, 2nd edition, 770 p.
- THOMPSON D.T. 1982. EULDPH: A new technique for making computerassisted depth estimates from magnetic data. **Geophysics**, 47(1): 31–37.
- TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, p. 333-348.
- ULIANA, M. A.; BIDDLE, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, p. 172-190.
- USSAMI, N., KOLISNYK, A., RAPOSO, M.I.B., FERREIRA, F.J.F., MOLINA, E.C., ERNESTO, M., 1991. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha: **Rev. Bras. Geociências**, 21(4): 317-327.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, Jr. R.M.; THOMPSON, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON CE (Ed.). Seismic Stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists**. Tulsa, Oklahoma. U.S.A. p. 83-96.

- VIDAL, A.C. 2002. **Estudo hidrogeológico do Aquífero Tubarão na área de afloramento da porção central do Estado de São Paulo**. Rio Claro, 109p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.
- WASHBURN, C.W. 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo - Brazil. São Paulo, **Com. Geog. Geol. do Est. S. Paulo**, 282 p. (Boletim 22)
- WON, I.J. AND BEVIS, M.G., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. **Geophysics**, 52, 232-238.
- YAMAMOTO, J.K., FAIRCHILD, T.R., BOGGIANI, P.C., MONTANHEIRO, T.J., ARAÚJO, C.C., KIYOHARA, P.K., MATOS, S.L.F., SOARES, P.C. 2005. A Record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. **Nature**, 438: 205-207.
- ZAINE, M. F. 1980. **Uma barreira geográfica no Paleozoico Superior na região de Fartura, SP**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de mestrado, 89 p.
- ZAINE, J. E. **Geologia da formação Rio Claro na folha de Rio Claro (SP)**. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 1994. 90f. (Dissertação de Mestrado).
- ZALÁN, P.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T; ZANOTTO, O.A.P., 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná In: **SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 3, Curitiba. Atas....Curitiba: SBG. 441 p.
- ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O., 1990. A Bacia do Paraná in: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (coord.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: **Petrobras**. p. 135 – 168.

ZALÁN, P. V., 1991. Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: **Simpósio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas**, 4. Bogotá. Memórias. Bogota: Asociacion Colombiana de Geologos y Geofisicos del Petroleo. Trabalho 7.