

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM
SENSORIAMENTO REMOTO E METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
SENSORIAMENTO REMOTO**

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO GEOLÓGICO
DA BACIA DO CAMAQUÃ – RS, ATRAVÉS
DE MODELAGEM AEROMAGNÉTICA 2,5D**

**Orientador: Sílvia Beatriz Alves Rolim
Co-Orientador: Maximilian Fries**

JANAÍNA GATTERMANN PEREIRA

Porto Alegre, outubro 2011.

JANAÍNA GATTERMANN PEREIRA

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO GEOLÓGICO DA BACIA DO
CAMAQUÃ, ATRAVÉS DE MODELAGEM AEROMAGNÉTICA
2,5D**

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para obtenção do
título de Mestre em Sensoriamento
Remoto.

Orientador: Dra. Sílvia Beatriz Alves Rolim
Co-orientador: Dr. Maximilian Fries

Porto Alegre
2011

JANAÍNA GATTERMANN PEREIRA

**CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO GEOLÓGICO DA BACIA DO
CAMAQUÃ, ATRAVÉS DE MODELAGEM AEROMAGNÉTICA 2,5D**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em
Sensoriamento Remoto.

Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Área de Concentração Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento

Comissão Examinadora:

Prof^a. Dra. Adalene Moreira Silva
Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini
Instituto de Geociências, Unisinos

Porto Alegre
31 de outubro de 2011

*À minha família,
pelo apoio e compreensão
durante o mestrado.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha orientadora Sílvia, pela oportunidade de trabalhar com uma técnica moderna e inovadora como a Geofísica e, principalmente, por proporcionar um treinamento de qualidade para o desenvolvimento do mestrado. Ao meu co-orientador Maximilian, também agradeço pela ajuda e troca de conhecimento nas conversas em Caçapava do Sul.

Agradeço à Geosoft pela disponibilização de *software* de qualidade para o desenvolvimento do trabalho e pelo treinamento oferecido. Agradecimento especial ao Thiago Gomes, pelo ótimo treinamento, pelas infinitas ajudas durante o desenvolvimento do trabalho e pela companhia durante suas vindas a Porto Alegre.

Agradeço também a todos que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho. Meu colega de projeto, Rogério e a todos os colegas de pós-graduação do CEPSRM.

Um agradecimento especial aos meus pais, Paulo e Maristela, a minha irmã Thainá e ao meu namorado Leonardo, por todo o apoio, paciência e, principalmente, compreensão durante o mestrado.

Por fim agradeço a CAPES, pelo suporte financeiro através da bolsa de Mestrado, ao Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto (CEPRSRM) e UFRGS, pelo ensino de pós-graduação, oportunidade de estágio docência e investimento no trabalho de mestrado, e à Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA), pelo empréstimo do susceptímetro.

RESUMO

A Bacia do Camaquã (BC) é uma unidade geológica fundamental no esclarecimento da evolução geotectônica do Rio Grande do Sul. Ela agrupa e preserva, em parte, diferentes associações vulcano-sedimentares representativas do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana. Depositada sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-riograndense, sua evolução estratigráfica e geocronológica tem sido pesquisada por diversos autores. Por outro lado, a geofísica tem contribuído pouco nestes estudos, apesar de seu grande potencial como ferramenta exploratória. Por esse motivo, e mediante o avanço das técnicas de processamento de dados, uma nova abordagem foi aplicada ao levantamento aeromagnético realizado em 1972 pelo Serviço Geológico do Brasil, com o objetivo de contribuir para o conhecimento geológico e tectônico da área. O reprocessamento destas variáveis permitiu a reinterpretação da BC e a geração de uma proposta de modelo para o seu arcabouço estrutural. Foram gerados mapas temáticos da BC e realizada a modelagem 2,5D de dados aeromagnéticos de um perfil NW-SE, com 40Km de extensão, localizado ao sul da área. Os mapas temáticos aeromagnéticos, além de delimitar os principais corpos e estruturas da região, permitiram dividir a área de estudo em três grandes domínios geofísicos: Oeste, Central e Leste, separados pela Anomalia Magnética de Caçapava do Sul e pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, respectivamente. A modelagem aeromagnética 2,5D ilustrou anomalias entre -40 e -110nT associadas às rochas vulcânicas e metamórficas aflorantes e à ocorrência do embasamento cristalino em subsuperfície, modelado a uma profundidade máxima de 7000m na parte NW do perfil. Em termos geotectônicos, o modelo obtido para o perfil evidenciou falhas extensionais, sugerindo uma configuração que se assemelha a um arranjo composto por horsts e grábens, característico de um sistema de riftes, atribuindo um regime distensivo para evolução da BC. O modelo também ilustrou dois altos do embasamento nas bordas do perfil, relacionados aos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas. Esse soerguimento do embasamento nos flancos do perfil e o comportamento flexural que o mesmo assume na porção central, podem ser indicativos de um regime compressivo ocorrido anteriormente ao processo de rifteamento e à deposição da BC. A baixa susceptibilidade dos sedimentos que preenchem a bacia é um indicativo de que as áreas fonte podem ser os altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas, compostos por rochas graníticas e gnáissicas de baixa susceptibilidade magnética. O reprocessamento das variáveis geofísicas, os filtros aplicados no perfil estudado e a modelagem geofísica, mostraram-se técnicas eficientes para mapeamento geológico e delimitação do arcabouço estrutural, gerando um modelo geológico representante de uma porção da BC e permitindo assim, um avanço no entendimento de sua arquitetura e evolução geotectônica.

Palavras-chave: modelagem geofísica, aeromagnetometria, Bacia do Camaquã

ABSTRACT

The Camaquã Basin (CB) is an important geologic unit and the knowledge of these rocks helps to clarify the geotectonic evolution of Rio Grande do Sul State. It has partially preserved different volcano-sedimentary associations representing the transition stage of South American Platform. The rocks of the basin overlays the igneous and metamorphic terrains of the Sul-riograndense Shield and its stratigraphic and geochronologic evolution have been widely studied by several authors. On the other hand, the geophysics has a small contribution to these studies, in despite of its great potential as an exploratory tool. Therefore, with the improvement of the data processing techniques, a new approach was applied in the aeromagnetic survey, acquired in 1972 by Brazilian Geological Survey. In this context, this research aims to contributes to the geologic and tectonic knowledge of the basin. The reprocessing of these variables led to the reinterpretation of the CB and to the production of a suggested model for its structural framework. Thematic maps and a 2,5D model of the CB were made from aeromagnetic data of a NW-SE section, with 40 km long, located in the south of the basin. These thematic aeromagnetic maps set out the main bodies and structures inside the basin and also provide a division of the study area into three main geophysics domains: West, Central and East, separated by the Magnetic Anomaly of Caçapava do Sul and the Dorsal de Canguçu Shear Zone, respectively. The 2,5D aeromagnetic modeling shows anomalies between -40 e -110nT, associated with volcanic and metamorphic outcropping rocks and the crystalline basement in subsurface, modeled at a maximum deep of 7000m in the NW portion of the section. In terms of geotectonic, the model obtained for this section revealed extensional faults, suggesting a sketch that resembles a horst and graben structure. This structure is typical for a rift system, assigning a distensive strain event in the evolution of the CB. The model also displayed two basement uplifts on the section borders, related with Caçapava do Sul and Serra das Encantadas uplifts. This uplift of the basement on section borders and its flexural behavior in the central portion can be an evidence of a compressive regime that occurred before the rift process and the sedimentation of the Camaquã Basin. The low susceptibility of the sediments that fill the basin is an indicative that the source areas can be the highs of Caçapava do Sul and Serra das Encantadas, composed mainly by low susceptibility granitic and gneissic rocks. The reprocessing of the geophysical variables, together with the frequency filters applied and the geophysical modeling, proved to be an efficient technique to the geologic mapping and to define the structural framework of the area. Based on this, a geologic model was created, which represents a specific portion of the basin and introduced an important knowledge of the structural framework and geotectonic evolution of the Camaquã Basin.

Key-words: geophysical modeling, aeromagnetic survey, Camaquã Basin

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, correspondente a área da Bacia do Camaquã, e área do levantamento aeromagnetométrico. (Modificado de CPRM, 2006).....	20
Figura 2: Mapa geológico e de localização da área de estudo, com indicação (detalhe) do perfil 1-1' modelado e dos pontos descritos em campo. (Modificado de: CPRM, 2006b e Preissler, 2009).....	22
Figura 3: Localização das principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. (Fonte: Hartmann <i>et al.</i> , 2007).....	26
Figura 4: Domínios geofísicos identificados por Costa (1997) na região do ESRG. (Fonte: Hartmann <i>et al.</i> , 2007).	28
Figura 5: Mapa geológico da Bacia Camaquã, evidenciando suas unidades e as unidades do Escudo Sul-riograndense. A linha em vermelho indica a localização aproximada do Perfil 1-1' modelado neste trabalho. (Fonte: Oliveira, 2010, modificado de CPRM, 2006b).	35
Figura 6: Compilação das principais propostas estratigráficas para as unidades da Bacia do Camaquã, a partir da proposta feita por Paim <i>et al.</i> , 2000. (Modificado de: Oliveira, 2010).....	36
Figura 7: Modelo Evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano. Orógeno formado pela convergência entre os crátons Rio de La Plata (América do Sul) e Kalahari (sul da África), e responsável pela configuração do Escudo Sul-riograndense. (Modificado de: Chemale, 2000 e Borba, 2006).	45
Figura 8: Classificação da Bacia do Camaquã baseada na Tectônica de Placas, como proposto por Paim <i>et al.</i> (2000) e complementado por Oliveira (2010).(Fonte: Oliveira, 2010).	48
Figura 9: Representação esquemática do dipolo cujo campo é uma aproximação do campo magnético terrestre (Modificado de: Luiz & Silva, 1995).....	53
Figura 10: Componentes do campo magnético terrestre (Fonte: Kearey <i>et al.</i> , 2009).	54

Figura 11: Variação da inclinação I do campo magnético total com a latitude. (Fonte:Kearey <i>et al.</i> , 2009).....	54
Figura 12: Esquerda: modelo IGRF-11 de intensidade do campo total (nT) da Terra para o ano de 2010. Direita: variação (nT/ano) na intensidade do campo total para 2010-2015 (Fonte: IAGA, 2010).	55
Figura 13: Comportamento magnético dos materiais. (Fonte: Borradaile, 1987).	59
Figura 14: Efeito da altura de voo nas anomalias magnéticas (Fonte: Luiz & Silva, 1995).	62
Figura 15: Relação entre a orientação do corpo θ e a latitude magnética I (Fonte: Luiz & Silva, 1995).	63
Figura 16: Quando a latitude I aumenta ($I = 30$ e 45°), o problema criado pelo ângulo entre a direção do corpo e a do NM torna-se menos crítico (Fonte: Luiz & Silva, 1995).	63
Figura 17: Seção transversal de uma bacia, ilustrando unidades e estruturas que podem causar respostas magnéticas observáveis em uma bacia sedimentar. (1) Lavas basálticas pré-existentes. (2) Alto de embasamento magnético formado como resultado de intrusão, erosão ou estruturação. (3) Minerais magnéticos química ou detriticamente precipitados em paleocanais. (4) Embasamento magnético ligado à bacia sedimentar. (5) Intrusão no centro da bacia. (6) Unidade sedimentar magnética. (7) Minerais magnéticos depositados em plano de falha. (8) Vulcânicas intra-sedimentares. (9) Crosta oceânica. (10) Sill ígneo. (11) Diápiro de sal. (12) Centro vulcânico soterrado. (13) Magnetita diagenética ou pirrotita formada por plumas de hidrocarbonetos. (14) Diques ígneos. (15) Minerais magnéticos detriticos em sistemas fluviais. (16) corpos magnéticos intra-embasamento. (17) depósitos de sulfetos maciços magnéticos (ouro, cobre, prata, chumbo e zinco). (18) Intrusões de kimberlitos e lamproitos. (Fonte: Gunn, 1997).....	67
Figura 18: Em a uma série de seções transversais ilustrando os estágios de uma extensão crustal. Em b vista em planta dos mesmos estágios. Em c as possíveis respostas magnéticas dos estágios pré-rift e sin-rift das seções ilustradas em b . (I) é Estágio pré-rift; (IIa e IIb) são Estágios sin-rift e (III, IV e V) são Estágios pós-rift. (Modificado de Gunn, 1997b).	69

Figura 19: Atenuação do Filtro de <i>Butterworth</i> (Fonte: Geosoft, 2009).	71
Figura 20: Atenuação do Filtro Cosseno Direcional. (Fonte: Geosoft, 2009).	72
Figura 21: Atenuação do Filtro de Continuação para cima. (Fonte: Geosoft, 2009)..	73
Figura 22: Respostas das intrusões magnéticas em diferentes latitudes (Fonte: Geosoft, 2009).....	76
Figura 23: Linhas de voo do levantamento aeromagnetométrico, do Projeto Camaquã – Área I (1010), localizadas no centro do estado do Rio Grande do Sul, com direção <i>strike</i> às feições geológicas da região.	82
Figura 24: Fluxograma simplificado da sequência de processamento dos dados aerogeofísicos aliado ao trabalho de campo.	87
Figura 25: Mapa do Campo Magnético Anômalo da área do levantamento aeromagnetométrico, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.	95
Figura 26: Mapa Geológico sobreposto ao Mapa de Anomalia Magnética da área de estudo, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2. A legenda das unidades geológicas pode ser visualizada no Apêndice 1. (Modificado de CPRM, 2006b).....	97
Figura 27: Mapa de Derivada Vertical, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo	

Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.....99

Figura 28: Mapa de Gradiente Horizontal, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2..... 100

Figura 29: Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2..... 102

Figura 30: Mapa de Fase do Sinal Analítico, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2..... 103

Figura 31: Mapa Geológico da área de estudo, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2. A legenda das unidades geológicas pode ser visualizada no Apêndice 1. (Modificado de CPRM, 2006b). 105

Figura 32: Mapa Digital de Elevação (SRTM) da área de estudo, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.	106
Figura 33: Perfis de Anomalia Magnética (A), de Amplitude do Sinal Analítico (B), de Derivada Vertical (C) e de Gradiente Horizontal (D) do Perfil 1-1', e Soluções da Deconvolução de Werner (E) obtidas para o Perfil 1-1', utilizados como auxílio para a modelagem 2,5D do mesmo perfil.....	111
Figura 34: Modelagem 1 do Perfil 1-1', com apenas duas litologias: embasamento e bacia sedimentar.	113
Figura 35: Modelagem 2 do Perfil 1-1', ainda com duas litologias, porém com embasamento diamagnético.	115
Figura 36: Modelagem 3 do Perfil 1-1', com embasamento diamagnético e litologias existentes em superfície.....	118
Figura 37: Modelagem 3 do Perfil 1-1', ilustrando as falhas de caráter extensional identificadas no perfil.....	122

LISTA DE APÊNDICES

Apêndice 1: Mapa geológico e de localização da área de estudo, com indicação (detalhe) do perfil 1-1' modelado e dos pontos descritos em campo. (Modificado de: CPRM, 2006b e Preissler, 2009).....	139
Apêndice 2: Mapa geológico e estrutural da área de estudo. (Modificado de: CPRM, 2006b e Preissler, 2009).	140

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Susceptibilidade magnética das principais rochas e minerais (Compilado de: Telford, 1976).....	60
Tabela 2: Susceptibilidade magnética dos principais minerais formadores de rochas graníticas. (Modificado de Melo, 2002 e de Bleil & Petersen, 1982 <i>apud</i> Clark, 1997).	61
Tabela 3: Parâmetros do levantamento aeromagnetométrico do Projeto Camaquã – Área I (1010). (Fonte: CPRM, 1995).	80
Tabela 4: Principais informações dos pontos descritos no trabalho de campo. A Unidade Geológica está de acordo com CPRM (2006b).....	83
Tabela 5: Valores de susceptibilidade magnética iniciais (Modelos 1 e 2) para os dois tipos litológicos principais presente no perfil 1-1'	91
Tabela 6: Valores de susceptibilidade magnética finais (Modelo 3) para cada litologia presente no modelo magnético do perfil 1-1'.....	91

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMCS – Anomalia Magnética de Caçapava do Sul

BC – Bacia do Camaquã

DMC – Domínio Magnético Central

DML – Domínio Magnético Leste

DMO – Domínio Magnético Oeste

ESRG – Escudo Sul Rio-grandense

GC – Granito Caçapava

LI – Lineamento Ibaré

L1 – Lineamento 1

L2 – Lineamento 2

SI – Système International

SIG – Sistema de Informações Geográficas

SP – Sienito Piquiri

nT – nanoTesla

ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu

SUMÁRIO

1	– INTRODUÇÃO.....	15
1.1	INTRODUÇÃO	16
1.2	RELEVÂNCIA DO TEMA	17
1.3	OBJETIVOS	18
1.4	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	19
1.5	MATERIAIS E MÉTODOS.....	20
2	– CONTEXTO GEOLÓGICO.....	23
2.1	INTRODUÇÃO	24
2.2	ESCUDO SUL RIO-GRANDENSE	25
2.3	BACIA DO CAMAQUÃ	33
2.4	TECTÔNICA DA BACIA DO CAMAQUÃ.....	44
3	– MAGNETOMETRIA	49
3.1	INTRODUÇÃO	50
3.2	PRINCIPAIS FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	51
3.3	MAGNETISMO DOS MATERIAIS	57
3.4	LEVANTAMENTOS AEROMAGNETOMÉTRICOS.....	62
3.5	RESPOSTA MAGNÉTICA DE BACIAS SEDIMENTARES	64
3.6	CARACTERIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS FILTROS UTILIZADOS	70
4	– NATUREZA E PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS.....	79
4.1	CARACTERÍSTICAS DA BASE DE DADOS AEROMAGNÉTICOS...80	
4.2	AQUISIÇÃO DE VALORES DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	83
4.3	PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS	85
4.4	MODELAGEM 2,5D NA REGIÃO CENTRAL DA BC	90
5	– RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	92
5.1	AEROMAGNETOMETRIA.....	93
5.2	MODELAGEM 2,5D.....	107
6	– CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	123
7	– REFERÊNCIAS	126
8	– APÊNDICES	138

1 – INTRODUÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

O conhecimento científico, assim como a consolidação de teorias, não é adquirido e consolidado apenas com um número de estudos ou observações acerca de um determinado objetivo ou proposição inicialmente postulada. Informações obtidas e consequentes explicações progridem muitas vezes de forma irregular e, às vezes, de forma empírica, com sucessivas tentativas e reformulações, podendo até voltar ao ponto de partida. Nas diversas áreas de conhecimento, assim como no campo das geociências, os estudos realizados e as técnicas utilizadas podem ser revistos, reavaliados ou até mesmo refeitos sob uma nova ótica e metodologia científica.

Nos últimos anos, em especial na última década, a geofísica e outras técnicas de sensoriamento remoto vêm experimentando grande expansão em virtude do avanço tecnológico na área da informática. A velocidade dos microprocessadores, avançados *softwares* de processamento de dados, modernos equipamentos para aquisição de dados e o uso de Sistema de Informação Geográfica (SIG), são exemplos desse avanço na área. Alguns autores como Castro (2007), Silva (1999), Rolim (2001), Xavier (2010) e Bongioiolo (2011) realizaram trabalhos nessa área, durante a última década, que evidenciam alguns desses avanços.

Levando em conta essas evoluções qualitativas e quantitativas, considerou-se no presente trabalho que um levantamento geofísico reanalisado com novas metodologias e ferramentas de processamento, pode oferecer resultados satisfatórios e, de certa forma, elucidativos a um determinado problema ou modelo geológico proposto. Fornece também a obtenção de resultados em determinada região onde uma escala de detalhamento é ainda inexistente, devido à falta de informações como testemunhos de sondagem e análises estruturais e geoquímicas.

A motivação desse estudo, leva em conta as premissas acima citadas, compreendendo basicamente a utilização das técnicas de processamento e análise amplamente utilizadas atualmente em diversas áreas de pesquisa, em uma área de grande importância geológica no centro do Estado do Rio Grande do Sul, a Bacia do Camaquã (BC).

1.2 RELEVÂNCIA DO TEMA

Mapeamento geológico, métodos geofísicos, sensoriamento remoto e estratigrafia de sequências são algumas das técnicas mais modernas e mais utilizadas na área de análise de bacias sedimentares. Elas são utilizadas para aprimorar o conhecimento geológico (estrutural, tectônico, sedimentar e geofísico) auxiliando assim na caracterização e no entendimento da evolução dessas bacias (geometria e espessura da bacia, relação bacia-embasamento, arcabouço estrutural e arcabouço estratigráfico). Entender a evolução de uma bacia sedimentar é fundamental, não apenas para expandir o conhecimento geológico sobre ela, mas também para auxiliar na sua exploração contribuindo para um melhor aproveitamento dos recursos potenciais.

A área correspondente a Bacia do Camaquã está situada na região centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul (Figura 2 e Figura 5). Ela tem sido muito estudada quanto a sua evolução estratigráfica e geocronológica. No entanto, trabalhos com uma abordagem em geofísica e em sensoriamento remoto abrangem uma área bem mais ampla do que a correspondente à BC, envolvendo praticamente todo o Escudo Sul-riograndense.

A BC é uma unidade importante para esclarecer a evolução geotectônica do Rio Grande do Sul. Ela agrupa e preserva, em parte, diferentes associações vulcano-sedimentares representativas do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1969). Esta unidade assenta-se sobre terrenos ígneos e metamórficos e tem idade que varia de 620-540Ma (Paim *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2009, Oliveira, 2010).

Inúmeros trabalhos científicos foram desenvolvidos e publicados, focalizando a Bacia do Camaquã, ao longo da evolução das geociências no Rio Grande do Sul e no Brasil. Os trabalhos clássicos, escritos até a década de 1960, sob a influência da teoria geossinclinal, são de fundamental importância pela clareza e precisão das descrições ali contidas. Os trabalhos gerados no final da década de 1970 e na de 1980, já sob a influência da tectônica de placas, tiveram ênfase na sedimentologia, na proposição de modelos deposicionais e na interpretação da tectônica. Tais trabalhos concebiam a Bacia do Camaquã como uma calha única, uma antefossa relacionada à orogênese Brasileira e preenchida por sedimentos “molássicos”. Os

trabalhos de 1990 figuram como marcos iniciais da aplicação de novos conceitos e ferramentas de estratigrafia, notadamente a alostratigrafia e a estratigrafia de sequências. À subdivisão da BC em Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas (Fragoso-César *et al.*, 2003), somaram-se as tentativas de estabelecer modelos evolutivos para os depósitos sedimentares e vulcânicos. Durante esse período, já não se pensava mais em uma Bacia do Camaquã, mas em uma série de bacias que se sucederam no tempo ocupando um mesmo *locus* de deposição (Borba, 2006).

Ao final de trabalhos como o de Paim *et al.* (2000), que sintetiza e integra as informações geradas por diversos autores nas diferentes fases referidas acima, e o de Borba (2006), que ilustra diversas informações estratigráficas e geocronológicas, os autores listam uma série de carências na pesquisa científica relativa à BC, e entre elas está a precariedade de informações de subsuperfície, gerando dúvidas quanto às relações de contato entre as rochas em profundidade, e com o próprio embasamento.

É justamente a necessidade de dados de subsuperfície da BC que promoveu o desenvolvimento deste trabalho. Esta dissertação reúne, além dos resultados obtidos, dados relevantes para o entendimento do contexto geológico da Bacia do Camaquã e do método magnetométrico (metodologia utilizada).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar, através de método geofísico aeromagnetometria, superfície e subsuperfície, de uma área específica da Bacia do Camaquã, de forma a contribuir para o conhecimento geológico e tectônico da área. Foi empregado o método geofísico de magnetometria aérea que, associado a informações geológicas, forneceu subsídio para a formulação ou o refinamento de modelos geológicos que delimitassem a BC, suas principais estruturas e seu embasamento. Partindo deste objetivo principal e de acordo com as características da região, têm-se como objetivos específicos para o trabalho:

- A interpretação dos produtos derivados dos dados geofísicos (mapas temáticos), como auxílio ao mapeamento geológico da área.

- A análise do arcabouço estrutural da Bacia do Camaquã através do mapeamento em mapas temáticos e, posteriormente a modelagem 2,5D;
- A modelagem geofísica 2,5D de um perfil de 40km, para a caracterização da geometria do embasamento (limites e profundidade) e delimitação da bacia; e
- A caracterização da resposta de domínios e sub-domínios geofísicos associados a diferentes ambientes geológicos.

Assim, com este projeto, pretendeu-se gerar produtos que contribuíssem para o conhecimento da Bacia do Camaquã, no sentido de caracterizar domínios e sub-domínios em superfície e subsuperfície, associados à sua arquitetura geológica, através da resposta geofísica.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se na região centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, distante cerca de 220km a oeste da capital Porto Alegre. É compreendida pelas Cartas Topográficas (Escala 1:50.000) de: Durasnal, Passo do Salsinho, Vila Nova, Arroio América, Arroio Santa Bárbara, Caçapava do Sul, Rodeio, Minas do Camaquã, Santana da Boa Vista, Arroio Carajá, Lavras do Sul, Passo do Tigre, Aberto do Cerro, Torrinhas e Seival (Figura 1).

As principais cidades inseridas na área de estudo são Caçapava do Sul e Santana da Boa Vista, e quatro rodovias federais cortam a área: BR-290, BR-153, BR-392 e BR-293 (Figura 2). A cidade de Santana da Boa Vista é uma das mais próximas ao perfil, que será modelado neste trabalho, e dista cerca de 300 km de Porto Alegre. As cartas topográficas que cobrem a área do perfil modelado são: Arroio Santa Bárbara, Minas do Camaquã, Santana da Boa Vista, Rodeio, Caçapava do Sul e Arroio Carajá (Figura 2).

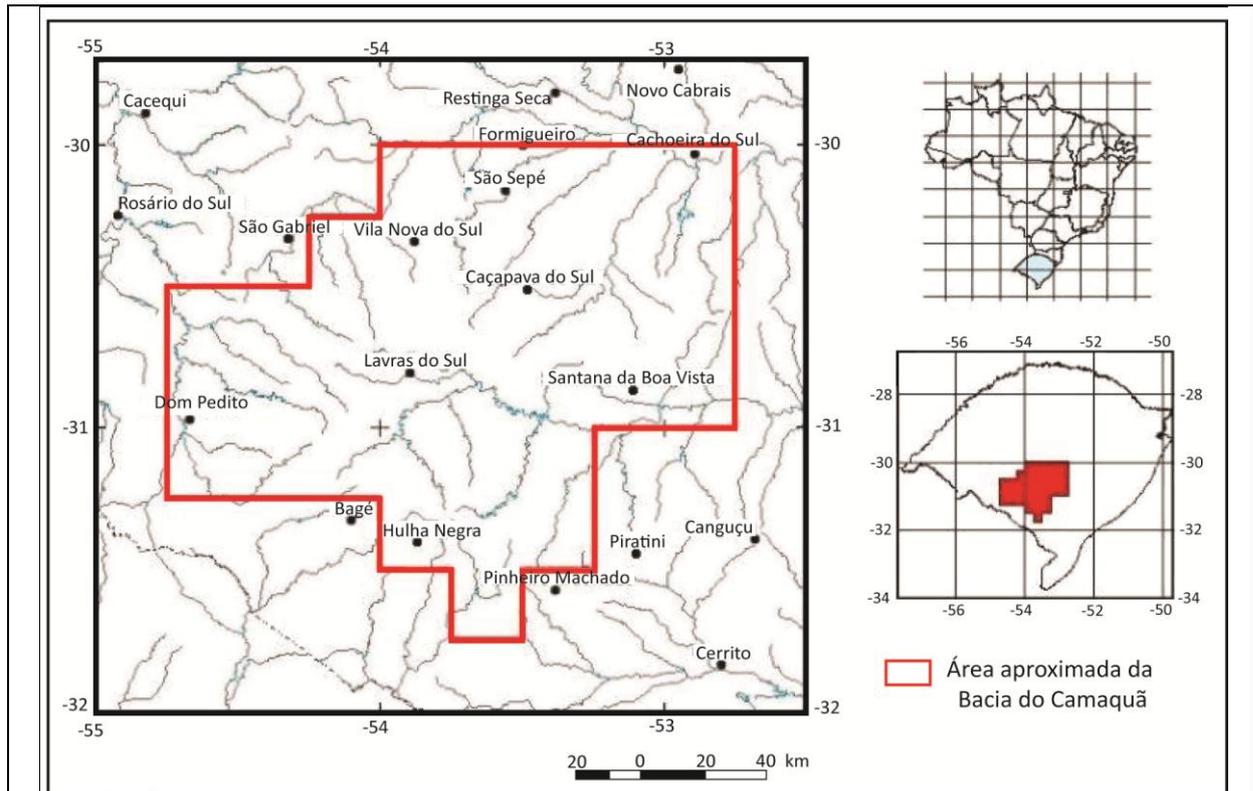


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, correspondente a área da Bacia do Camaquã, e área do levantamento aeromagnetométrico. (Modificado de CPRM, 2006).

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho foi desenvolvido basicamente a partir de duas etapas, que integradas permitiram a obtenção dos resultados finais: laboratório e trabalho de campo. A primeira envolve revisão bibliográfica, tratamento dos dados geofísicos e modelagem 2,5D; e a segunda envolve um trabalho de campo para descrição da geologia da área correspondente ao perfil que será modelado, e aquisição de medidas de susceptibilidade magnética das rochas também presentes na área do perfil. A Figura 2, que pode ser visualizada também no Apêndice 1, mostra a localização e a geologia da área de estudo, a localização do perfil 1-1', de direção NW-SE, que será modelado neste trabalho e a localização dos pontos descritos em campo. As etapas do processamento e os principais produtos gerados estão apresentados nos Capítulos 4 e 5, respectivamente.

A caracterização e a modelagem geofísica foram desenvolvidas a partir de dados de um levantamento aeromagnetométrico. Esses dados são do Projeto Camaquã – Área I (1010), executado em 1972 pela CPRM – Serviço Geológico do

Brasil a pedido do DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral (CPRM, 1995). A área do levantamento aeromagnetométrico corresponde à área em destaque na Figura 1. A partir desses dados foram elaborados mapas temáticos, que foram integrados às informações geológicas, estruturais e tectônicas da área e ao modelo, e o próprio modelo 2,5D do perfil 1-1' de direção NW-SE (Figura 2).

A fim de complementar os dados do trabalho foi realizado também um trabalho de campo, com a descrição de aproximadamente 30 (trinta) pontos. Os objetivos deste campo foram: (i) mapeamento geológico local, com descrição das rochas presentes na área do perfil que será utilizado para o modelamento magnético, (ii) medidas de susceptibilidade magnética dessas rochas *in situ*, e (iii) coleta de amostras de rochas, para eventuais medidas de susceptibilidade e descrição mineralógica em laboratório.

Os materiais e a metodologia desenvolvida neste trabalho, assim como os softwares utilizados para cada etapa, estão detalhadamente descritos no Capítulo 4.

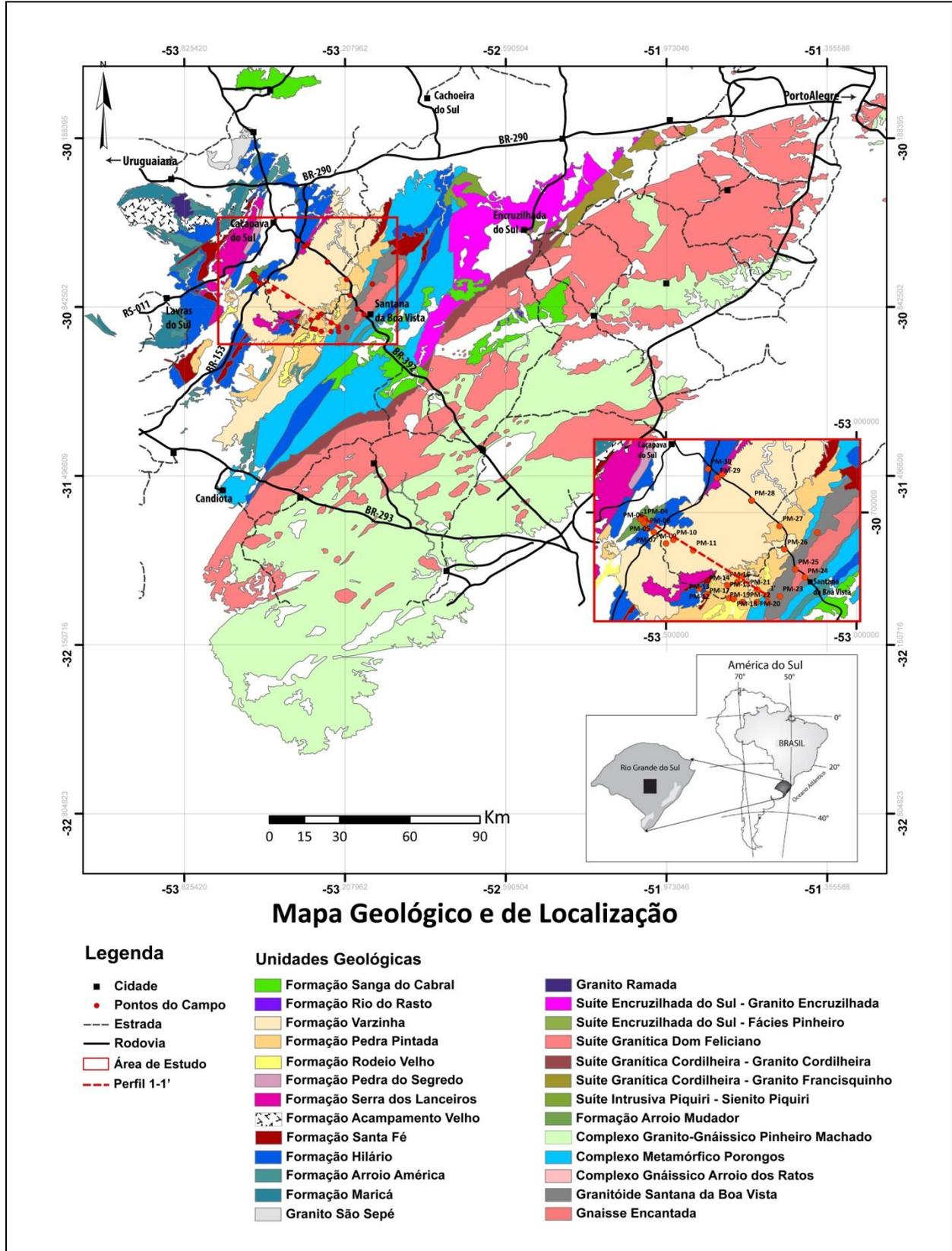


Figura 2: Mapa geológico e de localização da área de estudo, com indicação (detalhe) do perfil 1-1' modelado e dos pontos descritos em campo. (Modificado de: CPRM, 2006b e Preissler, 2009).

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 INTRODUÇÃO

Entre o sudeste do Brasil e o Uruguai há um cinturão de rochas, de idade pré-cambriana, que envolvem terrenos de origens variadas, como crátons e faixas móveis (Figura 3). Ao longo desta faixa de afloramentos há diversas ocorrências isoladas de depósitos de origem sedimentar e vulcânica, que não apresentam metamorfismo expressivo e possuem deformação essencialmente rúptil. Isso indica que são posteriores aos eventos de deformação dúctil regional ocorridos no Neoproterozóico, além de serem recobertas pelos depósitos sedimentares da Bacia do Paraná, o que situa a geração desses depósitos sedimentares como ocorridos entre os eventos orogênicos Brasileiros e o surgimento das grandes bacias intracratônicas no Fanerozóico (Hartmann *et al.*, 2007).

A ocorrência desses depósitos sedimentares é aparentemente condicionada por falhas de direção NE e NNE e são preenchidos por conglomerados e arenitos de ambientes continentais e marinhos costeiros, além de importantes volumes de rochas vulcânicas correlatas a corpos graníticos (Borba, 2006). Destas ocorrências, a **Bacia do Camaquã (BC)**, que está localizada na região centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul Rio-grandense (ESRG), é reconhecida como a que detém a maior exposição em área destes depósitos, além de apresentar a coluna sedimentar mais completa (Fragoso-César *et al.*, 2003; Fambrini, 2003; Janikian, 2004; Pelosi, 2005).

A Bacia do Camaquã é uma unidade importante para esclarecer a evolução geotectônica do Rio Grande do Sul, uma vez que agrupa e preserva, em parte, diferentes associações vulcano-sedimentares representativas do estágio de transição da plataforma Sul-americana (Almeida, 1969). Seu contexto geológico é marcado pela complexidade, onde seu registro estratigráfico compreende rochas sedimentares de origem marinha, aluvial e eólica, bem como rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composições variadas. Os sucessivos eventos tectônicos, responsáveis pela formação e deformação das bacias deposicionais, onde se acumularam as rochas sedimentares, contribuem para esta complexidade (Borba, 2006).

Geotectonicamente, a BC é uma das últimas unidades geradas do Cinturão Dom Feliciano e sua formação ocorreu no intervalo temporal entre 620 e 540Ma (Paim *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2008). Ela tem suas ocorrências controladas por falhas de direção NNE, que dividem a mesma em três partes, Ocidental, Central e Oriental, separadas pelos altos de Caçapava do Sul e pela Serra das Encantadas (Fragoso-César *et al.*, 2003; Fambrini, 2003; Janikian, 2004; Pelosi, 2005).

Geograficamente, a BC está delimitada pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná ao norte e pelas unidades metamórficas do Terreno São Gabriel a oeste e noroeste. À leste faz limite tectônico com os granitóides do Batólito Pelotas e com os Complexos Porongos e Encantadas (Terreno Tijucas) e, ao sul, recobre as unidade do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, no Terreno Taquarembó (Figura 3).

2.2 ESCUDO SUL RIO-GRANDENSE

O ESRG é o resultado dos processos de geração e deformação de crosta continental, cuja contribuição maior ocorreu em dois ciclos orogênicos, o **Transamazônico** (2,26-2,00Ga – Paleoproterozóico) e o **Brasiliano** (900-535Ma – Neoproterozóico) (Hartmann *et al.*, 2007). Ao longo do Neoproterozóico esta área configurou-se como importante zona de acreção e retrabalhamento crustal, correspondendo ao chamado Cinturão Dom Feliciano (Borba, 2006).

As rochas paleozóicas da Bacia do Camaquã repousam em contato de não-conformidade sobre as rochas ígneas e metamórficas do embasamento pré-cambriano do Escudo Sul-riograndense (Almeida & Hasui, 1984; Paim *et al.*, 2000). Uma discussão aprofundada da evolução geotectônica do embasamento está além do propósito deste trabalho, no entanto, será apresentada a seguir uma breve discussão sobre o embasamento da Bacia do Camaquã e as unidades presentes no Escudo, uma vez que as estruturas e rochas, geradas em diferentes eventos tectono-metamórficos e magmáticos, desempenharam um papel importante no desenvolvimento da Bacia.

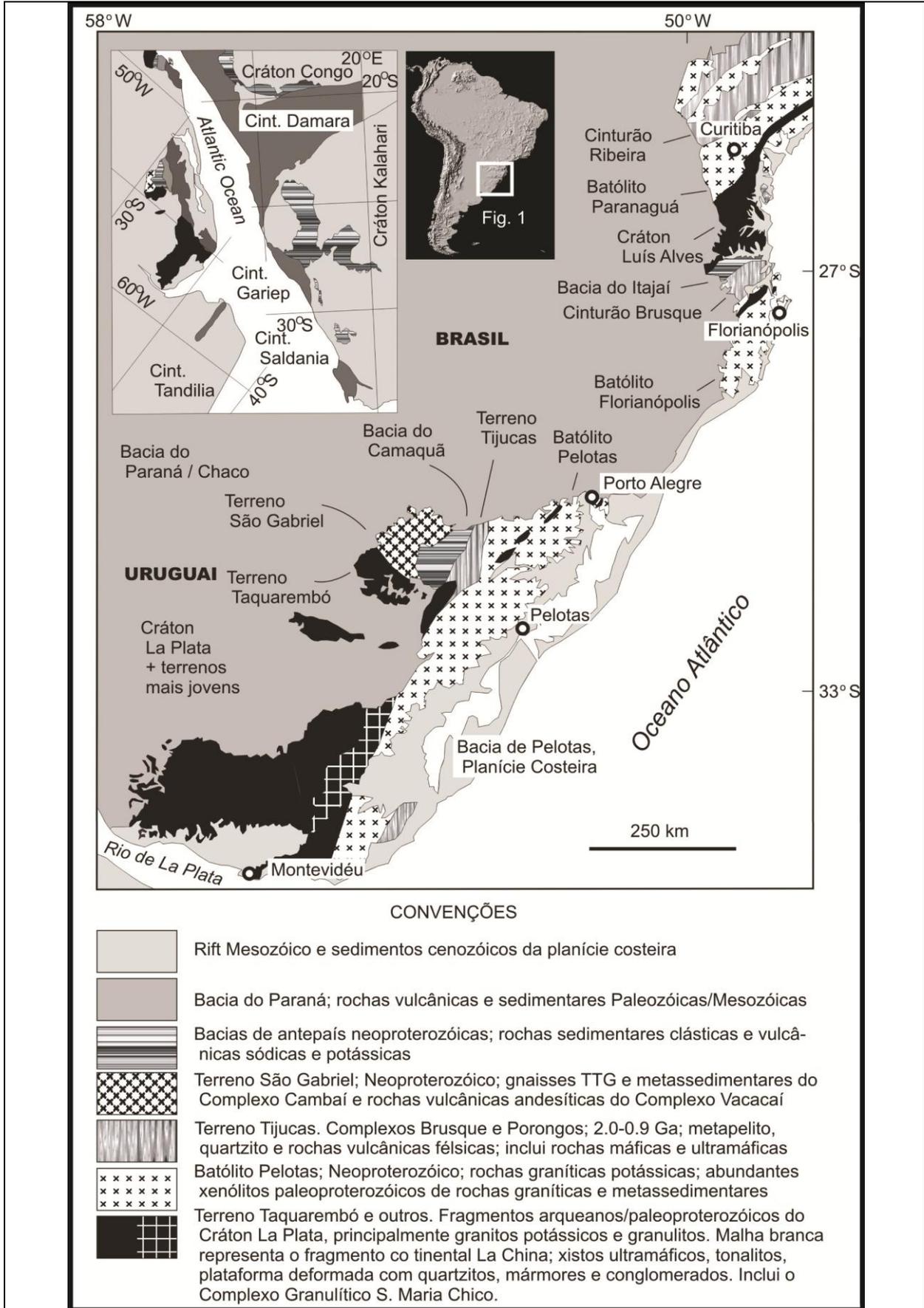


Figura 3: Localização das principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. (Fonte: Hartmann *et al.*, 2007).

A porção sul do Escudo Brasileiro contém, no Estado do Rio Grande do Sul, várias unidades tectono-estratigráficas, que apresentaram evolução estrutural distinta durante o Ciclo Brasileiro (de idade Neoproterozóica). O Ciclo Brasileiro compreende três eventos tectônicos principais (Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2007): **(1)** início de atividade de subducção marcada pelo metadiorito Passinho (880Ma), que é o evento tectônico neoproterozóico mais velho do sul do Brasil (evento Passinho); **(2)** a Orogênese São Gabriel, que é o evento de desenvolvimento do arco magmático do Terreno São Gabriel (753-680Ma), com a formação dos Complexos Cambaí e Palma/Bossoroca e **(3)** a Orogênese Dom Feliciano, que representa a extensa fusão dos remanescentes crustais antigos presentes no Batólito Pelotas, seguido da intrusão amplamente distribuída de granitos sin, tardi e pós-colisionais. O Cinturão Dom Feliciano por sua vez, com base nos dados geológico-estruturais, elementos-traços e dados isotópicos (Sm-Nd, Rb-Sr), é subdividido em quatro unidades distintas (Hartmann *et al.*, 2007): **Terreno Taquarembó, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito Pelotas** (Figura 3).

Três domínios geofísicos foram reconhecidos no ESRG por Costa (1997) e Preissler (2009), com base em dados magnéticos e gravimétricos: **Domínio Geofísico Leste, Domínio Geofísico Central e Domínio Geofísico Oeste** (Figura 4). A anomalia magnética de Caçapava marca o limite entre os Terrenos São Gabriel e Tijucas, sendo muito significativa por colocar em contato duas unidades geotectônicas com afinidade estrutural e geoquímica muito distintas. A anomalia magnética de Porto Alegre apresenta embasamento semelhante nos seus dois lados e deve representar uma feição intracontinental de grande escala. Costa (1997) subdividiu o ESRG em três domínios geofísicos: Oeste, Central e Leste, limitados entre si pelas suturas de Caçapava e de Porto Alegre (Figura 4). Paim *et al.* (2000), comparando os dados geológicos de superfície com as informações geofísicas observaram que:

- O **Domínio Geofísico Leste** corresponde à porção leste do Cinturão Dom Feliciano e tem como limite oeste a Anomalia Magnética Leste.
- O **Domínio Central** compreende a região entre a Anomalia Magnética Leste e a Central e contém a parte oeste do Cinturão Dom Feliciano e o Cinturão Tijucas.

- O **Domínio Oeste** é subdividido em duas partes: (i) porção norte, com idade neoproterozóica e compreendendo o Cinturão Vila Nova, sendo limitada pela Anomalia Magnética Central e pelo Lineamento de Ibaré; (ii) porção sul, que compreende, segundo Costa (1997), a região dos gnaisses granulíticos e é limitada ao leste pela Anomalia Gravimétrica oeste.

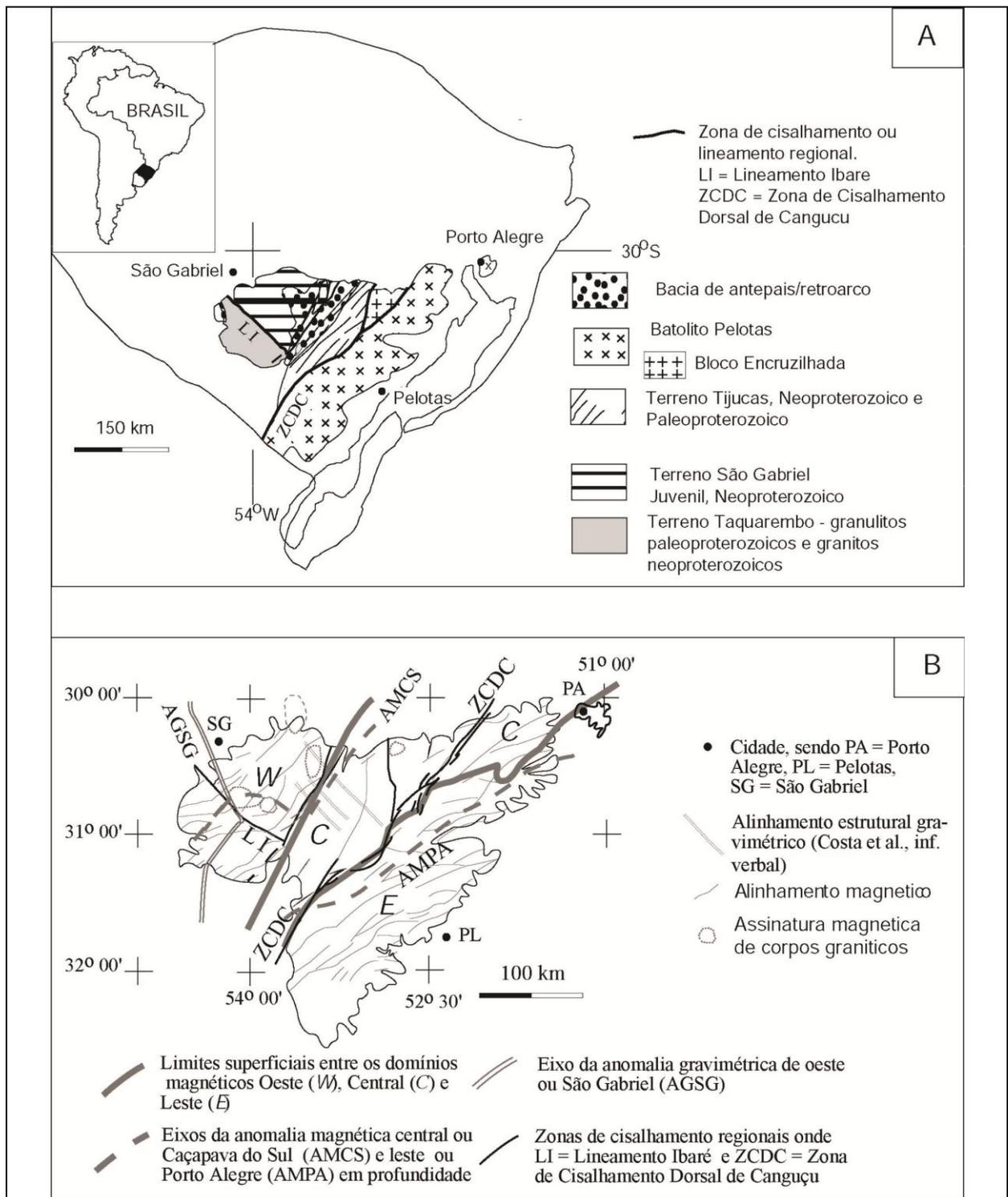


Figura 4: Domínios geofísicos identificados por Costa (1997) na região do ESRG. (Fonte: Hartmann et al., 2007).

2.2.1 Terreno Taquarembó

O Terreno Taquarembó está localizado na porção sudoeste do ESRG. Está limitado ao norte pelo Lineamento de Ibaré, ao leste pela anomalia magnética e Sutura de Caçapava do Sul e, à oeste e ao sul, é recoberto pelos sedimentitos da Bacia do Paraná.

Este terreno é composto pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico, que ocorre no extremo oeste do escudo (Figura 3) como um fragmento do Cráton La Plata, com intrusão de granitos Brasileiros, félsicos e máficos, e sequências vulcano-sedimentares relacionadas (Hartmann *et al.*, 2007). As rochas foram afetadas intensamente por retrometamorfismo de contato devido à intrusão de grande volume de magmas graníticos Neoproterozóicos. A datação SHRIMP de zircões mostra idades variadas de acreção dos magmas do complexo granulítico, entre 2.43-2.35Ga, tendo o evento colisional como gerador dos granulitos ocorrido em 2,02Ga (Hartmann *et al.*, 2000).

2.2.2 Terreno São Gabriel

O Terreno São Gabriel está situado na parte oeste do escudo e consiste de remanescentes de dois arcos magmáticos Brasileiros, sendo um arco intra-oceânico e um arco mais jovem de natureza continental ou de margem continental ativa (Hartmann *et al.*, 2007). Constituí-se em um prisma acrescionário gerado durante o Neoproterozóico, com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retroarco, ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos. O Terreno São Gabriel possui gnaisses cálcico-alcálicos juvenis (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2007) cortados por metagranitóides, ambos englobados no **Complexo Cambaí**, intrusivos em uma sequência vulcano-sedimentar – os **Complexos Palma/Bossoroca**.

As rochas cálcico-alcálicas médio a alto-K (гнаisses tonalíticos e dioríticos, meta-dioritos, metatonalitos, dioritos, tonalitos e granodioritos) do **Complexo Cambaí** têm idades de zircão (TIMS e SHRIMP) em torno de 735-680Ma (Hartmann *et al.*, 2011), e assinalam o desenvolvimento de um arco magmático de margem continental (Orogênese São Gabriel).

O **Complexo Bossoroca** compõe a porção superior da sequência meta-vulcano-sedimentar e apresenta vulcânicas e vulcanoclásticas metamorfizadas, de composição andesítica e dacítica, e também tufos intermediários e rochas tuffíticas, além de xistos pelíticos e psamíticos. Este complexo representa a parte vulcânica principal do arco magmático. Essa relação é corroborada pelas idades de cristalização de metadacitos (U-Pb zircão, TIMS e SHRIMP) em torno de 753 ± 2 Ma, próximas das idades dos granitóides (Hartmann *et al.*, 2007).

O **Complexo Palma** representa a parte inferior da sequência meta-vulcano-sedimentar e consiste de rochas meta-vulcânicas máficas e ultramáficas, intercaladas com xistos e paragneisses pelíticos e quartzíticos. A idade-modelo Nd das rochas metassedimentares e das rochas meta-vulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Palma, de acordo com Hartmann *et al.*, 2007, é Neoproterozóica (~1,3-0,6 Ga).

O Terreno São Gabriel é composto, portanto, por rochas juvenis Meso- a Neoproterozóicas, que incluem rochas plutônicas, cálcico-alcálicas de arco (Complexo Cambaí) e também rochas meta-vulcânicas máficas e meta-sedimentares associadas (Complexos Palma/Bossoroca).

2.2.3 Terreno Tijucas

O Terreno Tijucas apresenta forma alongada segundo NE-SW e ocorre à leste do Terreno São Gabriel (Figura 3). O contato entre os dois terrenos está coberto por rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Camaquã, de idade Ediacarana a Paleozóica. Ele pode ser dividido em porções leste e oeste, separadas por estreitos *grábens* delimitados por falhas rúpteis, e preenchidos por sedimentos siliciclásticos da Bacia do Camaquã ou truncados por rochas gnáissicas pré-Brasilianas (Hartmann *et al.*, 2007). É composto por duas associações principais: (i) um Complexo granítico-gnáissico de idade paleoproterozóica (Complexo Encantadas) e (ii) unidades litotectônicas de uma margem passiva e ativa (Complexo Porongos).

De uma forma abrangente esta unidade é composta por unidades gnáissicas, graníticas e anfibolíticas de idade paleoproterozóica (2.3-2.0Ga), recobertas por uma sequência meta-vulcano-sedimentar de idade Neoproterozóica. O limite leste do Terreno Tijucas ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu

(Figura 4). Esta zona de cisalhamento tem movimentação transcorrente e grande escala, apresentando disposição alongada segundo a direção N30-60E, e movimentação sinistral (Fernandes & Koester, 1999; Philipp & Machado, 2005), colocando em contato o Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas, a leste (Figura 3).

O **Complexo Encantadas**, que representa um dos fragmentos do Cráton La Plata, é uma unidade definida por ortognaisses, metagranitos, anfibolitos e hornblenditos de idade paleoproterozóica (2.26-2.00Ga, Ciclo Transamazônico) (Hartmann *et al.*, 2000, 2007). Este complexo apresenta gnaisses dioríticos, tonalíticos, trondhjemiticos e anfibolitos lensóides com 10 a 600m de tamanho (Gnaisses Encantadas), além de sienogranitos e monzogranitos miloníticos intrusivos. Os gnaisses Imbicuí ocorrem ao sul de Lavras do Sul, e incluem dioritos, tonalitos e trondhjemitos e fazem parte do Complexo Encantadas, com idades ígneas paleoproterozóicas de zircões datados por SHRIMP, ao passo que as porções metamórficas dos zircões foram formadas pela atividade das zonas de cisalhamento em torno de 750-700Ma (Hartmann *et al.*, 2007). Este complexo constitui, provavelmente, o embasamento da Bacia do Camaquã.

O **Complexo Porongos**, que recobre os ortognaisses do Complexo Encantadas, é formado por uma associação de rochas metasedimentares e metavulcânicas de fácies xisto verde a anfibolito, com idade possivelmente mesoproterozóica a neoproterozóica (Hartmann *et al.*, 2007; Philipp & Machado, 2005). Os metassedimentos desse complexo apresentam contraste com as unidades litoestratigráficas que compõem o Terreno São Gabriel, pois suas unidades foram em parte geradas entre 780-770Ma (Chemale Jr., 2000). Nos metassedimentos, os zircões detríticos mais jovens de quartzitos têm idade de 1998Ma, delimitando a idade máxima possível do preenchimento da bacia, que é, portanto, pós-Ciclo Transamazônico. As idades de 780-770Ma (zircão de metariolito, SHRIMP e TIMS) obtidas por Chemale Jr. (2000) e Hartmann *et al.* (2000) são consideradas idades ígneas.

2.2.4 Batólito Pelotas

O Batólito Pelotas constitui a porção leste do ESRG, sendo composto por um expressivo complexo plutônico multi-intrusivo ocupando cerca de 400km de

extensão por 80 a 120km de largura (Figura 3). Consiste de um conjunto de suítes graníticas geradas durante processos sin a pós-colisionais ocorridos entre 650 e 550Ma (Hartmann *et al.*, 2007 e Philipp *et al.*, 2007).

Philipp & Machado (2005) e Philipp *et al.* (2003 e 2007) caracterizaram o Batólito por um conjunto contendo um complexo granítico (Complexo Pinheiro Machado), com idade entre 625-635Ma, e sete suítes intrusivas (Cordilheira, Erval, Viamão, Piquiri, Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano e Itapuã), de idades mais novas entre 575-600Ma, geradas durante extenso retrabalhamento crustal neoproterozóico dos ganisses do embasamento paleoproterozóico, e também relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento no Batólito. Esses autores também sugerem que a geração do magmatismo do Batólito Pelotas ocorreu em ambiente pós-colisional, como sugerido também por Bitencourt & Nardi (2000). O Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas possuem embasamento de características similares (Complexo Encantadas) e fazem parte, portanto, do mesmo Cráton La Plata. Tectonicamente, de acordo com Philipp *et al.* (2007) e Hartmann *et al.* (2007), três eventos principais ocorreram no Batólito Pelotas:

- D1, evento dúctil precoce marcado pelo Granito Quitéria e Suíte Cordilheira, caracterizado por zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo de extensão continental;
- D2, evento regional de deformação registrado pelo Complexo Pinheiro Machado e pela suítes Viamão e Erval, com a formação de zonas de cisalhamento direcionais de alto ângulo, e
- D3, período de ativação tectônica, associado com o posicionamento das suítes Encruzilhada do Sul, Piquiri, Dom Feliciano e Itapuã, resultando na formação de zona de cisalhamento direcionais de alto ângulo, dúctil-rúpteis a rúpteis.

As unidades mais antigas, representadas pelo Metagranito Quitéria e pelos granitóides da Suíte Cordilheira são posicionadas na fase final do processo de colisão entre os Crátons do Rio de La Plata e Kalahari. Posteriormente, posicionam-se os granitóides do Complexo Pinheiro Machado e as suítes Erval, Viamão, Piquiri, Encruzilhada do Sul, Dom Feliciano e, por fim, já no Cambriano, da Suíte Itapuã (Philipp *et al.*, 2007). Apesar da ocorrência de rochas básicas a intermediárias, os

dados isotópicos indicam que os granitóides foram gerados essencialmente pelo retrabalhamento de uma crosta Paleoproterozóica (2.3-2.0Ga). O resultado da colagem entre estas diversas unidades foi a construção do denominado Cinturão Dom Feliciano, cuja área cobre a quase totalidade do que conhecemos hoje como ESRG.

2.3 BACIA DO CAMAQUÃ

O final do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano no Sul do Brasil está marcado pelo desenvolvimento de espessos depósitos sedimentares, associados a expressivos volumes de rochas vulcânicas, confinados espacialmente a bacias tardi a pós-tectônicas no Rio Grande do Sul (Wildner & Nardi, 2002). Uma dessas Bacias é denominada Camaquã, que está assentada sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul Rio-grandense (Figura 3 e Figura 5), distando cerca de 250km da cidade de Porto Alegre.

Ao longo dos anos, a Bacia do Camaquã, e suas associações de rochas, têm sido alvo de muitos estudos. Esses estudos geraram diferentes propostas de interpretação litoestratigráfica, em parte relacionadas à evolução do conhecimento da geotectônica global e da evolução estrutural e tectônica de bacias. Os trabalhos da década de 1990 foram marcos iniciais da aplicação de novos conceitos e de ferramentas de estratigrafia como a aloestratigrafia e a estratigrafia de sequências.

Os estudos nesta bacia tiveram início ainda na década de 1930, com Carvalho (1932) que a divide em Série Camaquã e Erupções de Andesitos e Tufos Vulcânicos. Leinz *et al.* (1941) foi importante na definição da Formação Maricá, unidade mais antiga desta sucessão. Na década de 1960, Robertson (1966) sugere uma ordenação estratigráfica mais dividida e define a Formação Santa Bárbara. E Ribeiro *et al.* (1966) introduziu o Grupo Bom Jardim na sequência sedimentar.

Também se destacam os trabalhos sistemáticos mais recentes executados por três grupos de pesquisadores: (i) o detalhamento dos processos e ambientes de sedimentação, resultantes das pesquisas do professor Paulo Paim e colaboradores (UNISINOS); (ii) os trabalhos de mapeamento, sedimentologia, geologia estrutural e geocronologia, desenvolvido pelo professor Antonio Romalino Fragoso César (IG-

USP) e orientandos (Heitor Sayeg, Gelson Frambrini, Liliane Janikian, Ana Paula Pelosi, Renato Paes de Almeida) e (iii) os levantamentos de sedimentologia, geologia isotópica e geocronologia, desenvolvidos pelo pesquisador André W. Borba e pela professora Ana Maria Misuzaki (IG-UFRGS). Oliveira (2010) faz, em seu trabalho, uma síntese dos trabalhos desses principais autores para cada unidade da Bacia do Camaquã.

Janikian *et al.* (2003) e Almeida *et al.* (2009) dividem a BC em três sub-bacias chamadas de Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental, separadas pelos altos do embasamento Caçapava do Sul e Serra das Encantadas. Esses dois altos do embasamento são limitados por dois grandes falhamentos de direção NNE que, segundo Almeida *et al.* (2009), foram formados durante a extensão tectônica e reativados mais tarde por movimento *strike-slip*.

A BC apresenta uma espessura total de aproximadamente 6.000 a 7.000m. É composta por unidades que possuem características próprias e que foram geradas por processos tectônicos distintos, limitando-se umas das outras por discordâncias angulares ou erosivas de caráter regional. Devido a isso, receberam interpretação e nomenclatura aloestratigráfica distintas Paim *et al.* (1995 e 2000). No presente trabalho optou-se pelas designações litoestratigráficas atualmente mais aceitas de acordo com os modelos evolutivos propostos por Paim *et al.* (1995 e 2000) e por Frago Cesar *et al.* (2003) (Figura 5): **Grupo Maricá** (siliciclástica inferior), **Grupo Bom Jardim** (vulcânicas básicas, intermediárias e ácidas, depósitos siliciclásticos e vulcanoclásticos), **Formação Acampamento Velho** (vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas), **Grupo Santa Bárbara** (siliciclástica) e **Grupo Guaritas** (siliciclásticas sobre discordância angular). O quadro da Figura 6 cita alguns dos principais trabalhos desenvolvidos na Bacia do Camaquã, e a divisão litoestratigráfica feita pelos autores para a bacia, a partir da divisão feita por Paim *et al.* (2000) e após a introdução da estratigrafia de sequências.

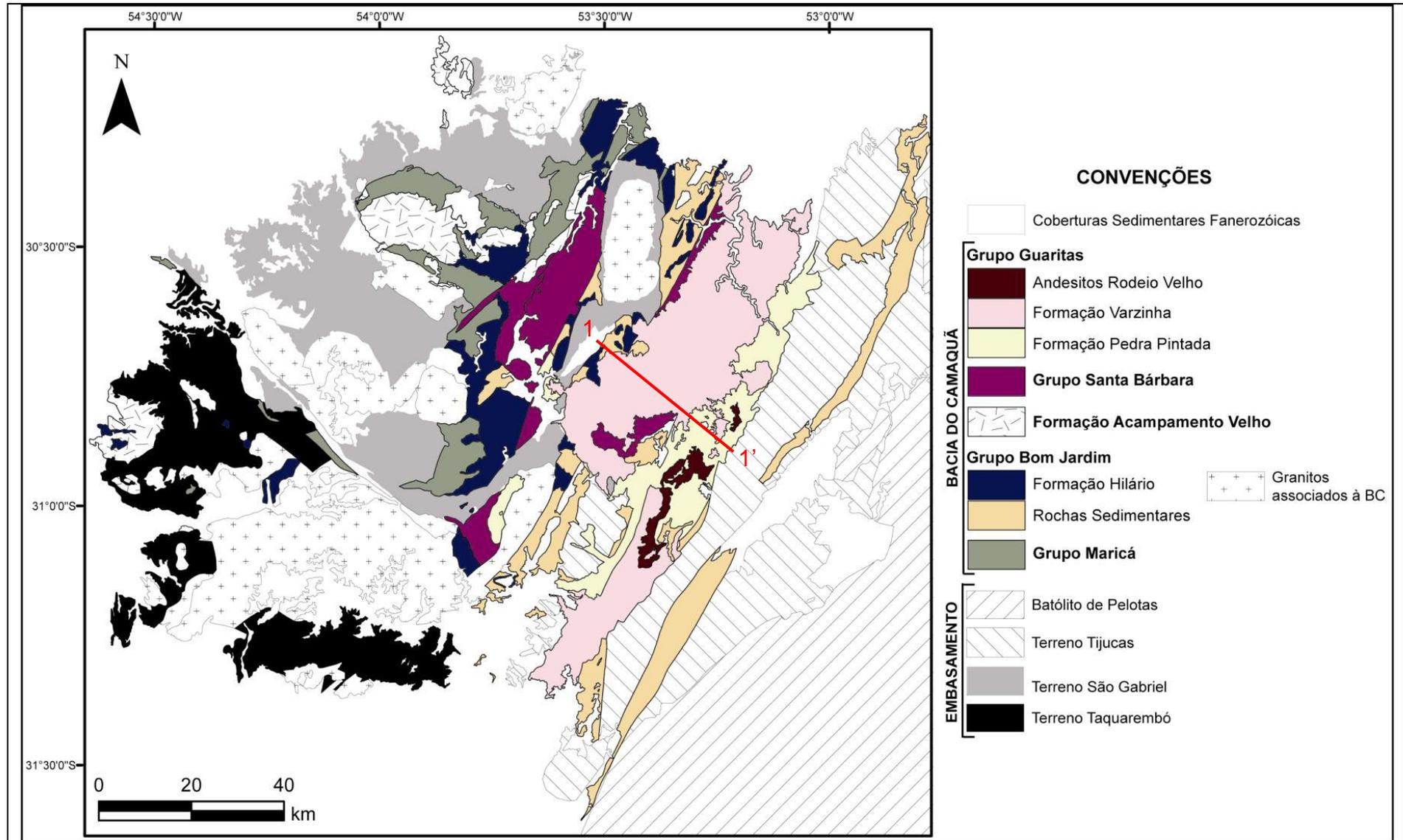


Figura 5: Mapa geológico da Bacia Camaquã, evidenciando suas unidades e as unidades do Escudo Sul-riograndense. A linha em vermelho indica a localização aproximada do Perfil 1-1' modelado neste trabalho. (Fonte: Oliveira, 2010, modificado de CPRM, 2006b).

2.3.1 Grupo Maricá

A porção inferior da Bacia do Camaquã é composta pelas rochas do Grupo Maricá, que repousam em contato de não-conformidade sobre as rochas ígneas e metamórficas do embasamento pré-cambriano do ESRG (Figura 5). Suas exposições limitam-se à parte oeste da BC (Camaquã Ocidental), destacando-se as regiões do Passo do Salsinho e Vila Nova, localizadas a leste e norte do Platô da Ramada, e as regiões de Lavras do Sul, Cordilheiras e Serra do Maricá, a sul do platô, abrangendo os municípios de Caçapava do Sul, Lavras do Sul, São Sepé, Bagé e Vila Nova do Sul (Oliveira, 2010). Mais especificamente, este grupo recobre as unidades metamórficas do Terreno São Gabriel, cuja idade mínima é 680Ma (Hartmann *et al.*, 2011). Remus *et al.* (1997), através do método SHRIMP, mostra que o topo do grupo é mais jovem que 592 ± 5 Ma, e Paim *et al.* (2000) sugerem que o Grupo Maricá tenha sido depositado entre 620 e 592Ma.

O Grupo Maricá é constituído por arenitos arcoseanos, localmente conglomeráticos, e por pelitos, de forma subordinada, que ocorrem em camadas de geometrias e dimensões variadas, de acordo com o processo gerador. Estas rochas apresentam colorações ora amarela, bege, marrom claro ou esverdeada, com presença comum de níveis de minerais pesados que proporcionam à rocha um aspecto de mistura denominado “sal e pimenta”, que é apontado como aspecto marcante por Leinz *et al.* (1941) e Ribeiro *et al.* (1966). A intensa litificação, compactação e fraturamento são típicas deste grupo e, muitas vezes, mascaram texturas e estruturas primárias, onde camadas de arenitos muito finos rítmicos frequentemente assumem um aspecto ardosiano e os arenitos apresentam aparência maciça.

As rochas do Grupo Maricá encontram-se dobradas e afetadas por falhas inversas de alto e baixo ângulo, falhas transcorrentes e normais (Paim *et al.*, 2000). Seus depósitos possuem cerca de 2.000m a 2.500m, onde inicialmente ocorreu uma sedimentação aluvial que evoluiu para condições marinhas, em uma tendência retrogradacional. Os depósitos desta unidade foram intrudidos por rochas subvulcânicas intermediárias a ácidas do Grupo Bom Jardim e pelos granitos de Lavras do Sul, São Sepé, Ramada e Cerro da Cria. Seu contato com o embasamento metamórfico é por falhas normais com componentes laterais, exceto

na região de Lavras do Sul, onde o contato é por discordância angular e litológica. Seu contato superior com o Grupo Bom Jardim dá-se na forma de uma discordância angular, que localmente se assemelha à uma desconformidade (Paim *et al.*, 2000).

Os estudos de proveniência, paleocorrentes, petrográficos e geocronológicos desenvolvidos por Pelosi (2005), revelaram que as principais áreas-fonte do Grupo Maricá compunham-se de granitos, tonalitos e milonitos graníticos de idade Arqueana e Paleoproterozóica, além de contribuição pouco significativa de quartzo de veio, quartzitos e rochas vulcânicas ácidas e intermediárias. De acordo com o quadro da Figura 6, Borba (2006), à semelhança do proposto por Pelosi (2005), subdivide a Formação Maricá em três sucessões (inferior, intermediária e superior) e, com dados petrográficos de contagem estatística pelo método Gazzi-Dickinson e de geologia isotópica Sm-Nd, também indicou fonte Paleoproterozóica. Os arenitos da sucessão inferior têm proveniência de bloco crustal do Paleoproterozóico, já para a sucessão intermediária, de origem marinha, os estudos de proveniência indicaram arco dissecado, pela adição de fragmentos vulcânicos, e a sucessão fluvial superior, que também possui fragmentos vulcânicos (até 22%) tem proveniência de arco dissecado e de reciclagem orogênica (Borba, 2006).

2.3.2 Grupo Bom Jardim

O Grupo Bom Jardim constitui uma unidade vulcano-sedimentar, gerada em ambientes continentais lacustre e aluvial, e composta em sua área-tipo por espessa sucessão (mais de 4.000m) de rochas sedimentares e extrusivas (latitos, andesitos e dacitos), além de rochas vulcanoclásticas associadas, como tufos grossos ricos em cristal e vítreos, *lapilli* tufos e brecha tufos (Janikian, 2005). Este grupo é constituído, a partir da base, pelas formações **Cerro da Angélica, Hilário e Picada das Graças** (Figura 6), tendo sido diagnosticadas seis sequências deposicionais, denominadas como Sequência Bom Jardim 1, 2, 3, 4, 5 e 6 (Janikian, 2004).

De acordo com Janikian (2005), as sequências 1, 2 e 3 correspondem à Formação Cerro da Angélica, que ocorre somente na área central da BC, e são sucessões geradas junto à bordas de falhas ativas, em regimes distensivos, e represem estágios de rifteamento da bacia. A sequência 4 correlaciona-se à Formação Hilário e registra o início da expansão da área da bacia na direção oeste,

e ocorre na área oeste da Bacia Camaquã, sobre os litotipos do Grupo Maricá. As sequências 5 e 6 correspondem à Formação Picada das Graças, diagnosticadas por Janikian (2004) nas regiões central e oeste da BC, e representam os últimos estágios de rifteamento e início da subsidência termal.

Em termos gerais o Grupo Bom Jardim é caracterizado por uma sucessão granocrescente e estratocrescente, relacionada à progradação de deltas de planície entrelaçada longitudinais, representada na base por ritmitos pelíticos e areno-pelíticos (turbiditos distais) que gradam verticalmente para ritmitos arenosos (turbiditos proximais), esparsos corpos arenosos sigmoidais (frente deltaica) e níveis pelíticos com gretas de contração (Paim *et al.*, 1995). Seus contatos são limitados por falhas com unidades do Grupo Santa Bárbara a leste, e com rochas do embasamento metamórfico a oeste. Unidades paleozóicas da Bacia do Paraná são também encontradas nesta região, em discordância erosiva ou, localmente, justapostas ao Grupo Bom Jardim por falhas. Em outras localidades, constata-se discordâncias angulares com o Grupo Maricá (sotoposto) e com a Formação Acampamento Velho (sobreposta). As rochas do Grupo Bom Jardim encontram-se dobradas e são afetadas por falhas inversas de alto e baixo ângulo, falhas transcorrentes e falhas normais (Paim *et al.*, 2000).

A **Formação Cerro da Angélica**, com até 1700m de espessura, é constituída por intercalações rítmicas de arenitos, siltitos e argilitos, além de arenitos conglomeráticos e rochas vulcanoclásticas subordinadas (peperito), depositados em leques sub-lacustres e sistemas deltaicos, representando os estágios iniciais do rifteamento da bacia (Janikian, 2004). Datações radiométricas em zircão de apófise granítica que corta o topo da Formação Cerro da Angélica, na região da Casa de Pedra, geraram idade mínima de 593 ± 3 Ma e sugerem idade máxima de 600Ma desta sucessão (Janikian *et al.*, 2003).

Na região da Ramada/Taquarembó e Santa Bárbara/Caçapava, o Grupo Bom Jardim tem espessura estimada em cerca de 2000m, e está dominado por depósitos de natureza vulcânica, conhecidos regionalmente como Andesito Hilário ou **Formação Hilário** (Figura 5). Estes depósitos foram acumulados tanto em ambientes subaéreos como subaquáticos e são representados por derrames de composição andesítica, de afinidade shoshonítica e idade U-Pb em zircão em torno de 580Ma (Remus *et al.*, 1997; Janikian, 2004) e 590 ± 6 Ma pelo método Ar-Ar

(Janikian, 2004). Os derrames e as rochas tufáceas desta unidade estão intercalados com rochas sedimentares alúvio-lacustres.

A **Formação Picada das Graças**, com cerca de 1.800m de espessura, inicia com camadas rítmicas de arenitos finos, siltitos e argilitos de ambiente de pró-delta lacustre, sobrepostas por espessos pacotes conglomeráticos e areno-conglomeráticos de frente deltaica, que caracterizam o fim da fase rift do Grupo Bom Jardim (Janikian, 2004). A análise geocronológica realizada em uma camada de tufo próxima à porção basal da unidade permitiu identificar uma idade máxima de 580Ma para a Formação Picada das Graças (Janikian *et al.*, 2003).

Segundo Oliveira (2010), próximo aos altos topográficos que hoje subdividem as sub-bacias Guaritas e Santa Bárbara, é comum a ocorrência de conglomerados desorganizados a incipientemente organizados, contendo abundantes clastos de derivação local os quais indicam que a compartimentação da BC e diversas sub-bacias ocorreu previamente à deposição desta unidade. As rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim apresentam-se normalmente basculadas, limitadas por falhas inversas e transcorrentes geradas sob condição rúptil a rúptil-dúctil ou ainda caracterizadas pela presença de dobras abertas a fechadas de disposição regional e orientadas segundo NE-SW (N30-50E). A posição geográfica das ocorrências do Grupo Bom Jardim, preferencialmente sobre o limite entre o Cinturão Dom Feliciano e o Terreno Rio Vacacaí, levou diversos autores a interpretar estas sucessões vulcano-sedimentares como o registro de bacias tectônicas relacionadas às orogenias neoproterozóicas.

2.3.3 Formação Acampamento Velho

Com cerca de 700m de espessura, a Formação Acampamento Velho, que ocorre apenas na região oeste da Bacia Camaquã, recobre tanto os depósitos do Grupo Maricá (na parte norte do Platô da Ramada) quanto os depósitos do Grupo Bom Jardim (no flanco W da Serra do Espinilho), realçando a discordância angular desta formação com as unidades sotopostas, e está recoberta, em discordância erosiva, pelos depósitos conglomeráticos do Grupo Santa Bárbara. (Janikian, 2005). Esta unidade encontra-se bem exposta nas regiões dos cerros de Bugio e Perau, serras de Santa Bárbara e Espinilho e platôs da Ramada e Taquarembó.

Esta formação é constituída por sucessões de rochas extrusivas riolíticas a basálticas e por rochas piroclásticas (tufos, lapilli tufos e brecha tufos), geradas em um paleoambiente exclusivamente subaéreo, o que indica a brusca passagem do ambiente flúvio-lacustre para o subaéreo. No Platô da Ramada e na Serra de Santa Bárbara a Formação Acampamento Velho apresenta-se intensamente falhada, com atitudes das camadas variando entre N15-60E e N40-50W, e mergulhos de 20° a 50° (Janikiam, 2005).

Segundo Janikian (2004) as sucessões vulcânicas e vulcanoclásticas subaéreas têm espessura superior a 600m, e se iniciam com tufos grossos, gerados por fluxos piroclásticos (ignimbritos). Estes tufos transicionam para camadas tabulares e maciças de *lapilli* tufos e estes para brecha tufos, predominantes na sucessão, que é composta por fragmentos de rochas vulcânicas ácidas, principalmente rochas piroclásticas (tufos). Estes depósitos estão cobertos por riolitos e no topo ocorrem *lapilli* tufos retrabalhados e andesitos.

Essa atividade ígnea na Formação Acampamento Velho se caracterizou por um magmatismo de composição predominantemente ácida, de afinidade alcalina comendítica e caráter peralcalino, que está relacionado com um ambiente tectônico extensional pós-orogênico (Wildner *et al.*, 1997; Sommer *et al.*, 1999, Wildner & Nardi, 2002). Rochas vulcânicas de composição mais básica (basaltos e andesitos) também têm sido referidas como associadas a essa fase de atividade ígnea da Bacia do Camaquã (Zerfass *et al.*, 2000). Dados de U-Pb em zircões, obtidos através do método SHRIMP, deram idades para a Formação Acampamento Velho de 549,3±5Ma (Sommer *et al.*, 2003) e 574±7Ma (Janikian, 2004).

2.3.4 Grupo Santa Bárbara

O Grupo Santa Bárbara, que tem suas exposições na área central da BC (excelentes nas regiões das Minas do Camaquã e Bom Jardim), possui aproximadamente 2000m de espessura, e apresenta uma base erosiva sobre a Formação Acampamento Velho, estando limitado no topo por uma discordância angular com o Grupo Guaritas. Este Grupo é caracterizado por uma sucessão de depósitos arenosos e rítmicos marinhos/transicionais e depósitos conglomeráticos de leques aluviais, que compõem ciclos progradacionais-retrogradacionais

(Fambrini, 2005). O Grupo Santa Bárbara, segundo Fambrini (2003), pode ser dividido nas seguintes formações, a partir da base: **Estância Santa Fé, Passo da Capela, Seival, Rincão dos Mouras e João Dias.**

A **Formação Estância Santa Fé** (até 1200m) é formada por conglomerados e arenitos gerados por sistemas de leques aluviais proximais e medianos, que passam para arenitos grossos mal selecionados de sistemas fluviais entrelaçados associados aos leques (Almeida, 2001). A Formação Santa Fé também apresenta clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida (CPRM, 2006b). A **Formação Passo da Capela** (até 4.000m) é uma unidade areno-siltítica subdividida em turbiditos de franjas externas de leque submarino, e turbiditos de franjas internas a externas de leque submarino. A **Formação Seival** (até 1.000 m) constitui-se de arenitos médios a muito finos, e de siltitos com espessura centimétrica. Compreende depósitos de: (i) baía estuarina e planície litorânea, (ii) tempestitos de costa-afora e (iii) planície de maré. A **Formação Rincão dos Mouras** é uma unidade conglomerática formada por depósitos de leques aluviais e de rios entrelaçados. Esta unidade atinge espessura superior a 2000m na parte leste da BC. A **Formação João Dias** (mais de 500m) é uma unidade composta por depósitos litorâneos de antepraia e de face litorânea e de tempestitos de face litorânea, onde há predomínio de arenitos médios e finos contendo grãos de glauconita.

Para Fambrini (2003; 2005), a sucessão aluvial-marinho-aluvial do Grupo Santa Bárbara foi gerada em um sistema de rifts em contexto anorogênico, possivelmente a partir de distensões na direção NW-SE, com a deposição de rochas siliciclásticas em ambientes aluviais, costeiros e deltaicos. Este também apresenta dobras abertas e encontra-se basculado, apresentando mergulhos que variam de poucos graus até subverticais junto ao contato com algumas falhas regionais, refletindo a movimentação dos sistemas de falhas, que são predominantemente normais e direcionais (Paim *et al.*, 2000).

A idade de 562 ± 8 Ma, obtida por Remus *et al.*, (2000) para a idade de cristalização do Complexo Granítico Caçapava do Sul, é aqui proposta como a idade que representa o evento deformacional gerador da discordância que separa o Grupo Santa Bárbara do Grupo Guaritas. Marconato (2010) confirmou, através de análises sistemáticas de proveniência sedimentar e isotópica em zircões detríticos, que o soerguimento do Alto Estrutural de Caçapava do Sul serviu como área fonte apenas

para as unidades superiores do Grupo Santa Bárbara. Com base nos dados disponíveis, a deposição do Grupo Santa Bárbara ocorreu em torno de 560Ma.

2.3.5 Grupo Guaritas

O Grupo Guaritas, com mais de 1200m de espessura, está disposto em discordância angular sobre as demais sucessões (Almeida, 2009) e representa o último episódio deposicional da Bacia do Camaquã (Fragoso-César *et al.*, 2003). É formado por arenitos conglomeráticos, conglomerados, ritmitos psamo-pelíticos e arenitos finos a médios com séries métricas de estratificação cruzada ou plano-paralela, interpretados como registro de sistemas deposicionais de leques aluviais, fluviais e eólicos (Almeida, 2005). O Grupo Guaritas compreende as formações **Pedra Pintada**, na base, e **Varzinha** no topo, que estão limitadas por uma desconformidade.

Além de rochas ígneas e metamórficas, o Grupo Guaritas sobrepõe-se a sucessões não-metamórficas com mais de 10km de espessura das unidades mais antigas da Bacia do Camaquã, as quais foram deformadas de modo rúptil e dispostas em camadas com direções em torno de NNE-SSW e mergulhos entre 20° e 50° ou localmente sub-verticais (Almeida, 2005). Segundo Paim *et al.* (2000), este grupo apresenta-se predominantemente horizontal, sendo afetado por uma deformação rúptil de caráter direcional e gravitacional e amplas dobras. A formação deste Grupo pode representar o rifteamento inicial e a instalação da Bacia do Paraná sobre a plataforma Sul- Americana.

A **Formação Pedra Pintada** possui arenitos finos com estratificação cruzada interpretados como fácies de dunas eólicas e raramente interdunas (arenitos finos com estratificação plano-paralela), além de arenitos finos a grossos e arenitos conglomeráticos fluviais. Suas fácies eólicas apresentam rumo de paleoventos para NE. (Nóbrega *et al.*, 2008). Almeida (2005) classifica o sistema deposicional como eólico – associação de fácies de campo de dunas.

Basicamente, a **Formação Varzinha** apresenta ritmitos psamo-pelíticos interpretados como fácies fluviais e deltaicas, e é predominantemente composta por arenitos finos, com estratificação plano-paralela e laminação heterolítica, associados à planície de inundação (Nóbrega *et al.*, 2008), além de arenitos muito grossos, com

estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte. Os níveis mais superiores da Formação Varzinha correspondem a vários conjuntos de parasequências progradacionais, de origem deltaica, desenvolvidos no interior de uma bacia lacustre rasa. Tais depósitos deltaicos foram associados a um sistema de leques deltaicos tributários, marcando um aporte lateral na borda leste da Sub-Bacia Guaritas, com um sistema de deltas de planície entrelaçada (aporte longitudinal), progradando para SW, na borda oeste desta sub-bacia (Paim *et al.*, 2000). Almeida (2005) indica um sistema fluvial entrelaçado para os depósitos desta formação.

Intercalados à base do Grupo Guaritas, encontram-se derrames de rochas basálticas alcalinas, referidas como Andesito Rodeio Velho e datadas em $547\pm 6,3$ Ma pelo método U-Pb em zircão (Almeida *et al.*, 2008). Esses basaltos, estudados através de parâmetros geoquímicos e dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd (Almeida, 2005), revelam uma origem a partir de um manto modificado por metassomatismo ou fluidos derivados de subducção, mas pequena contaminação crustal.

2.4 TECTÔNICA DA BACIA DO CAMAQUÃ

O ambiente tectônico da região onde está situada a BC é caracterizado como um período pós-colisional, ou seja, um período posterior ao ápice da colisão continental entre as duas principais unidades cratônicas que viriam a constituir o segmento sul do Gondwana: os Crátons do Rio de La Plata (América do Sul) e Kalahari (África do Sul) (Hartmann *et al.*, 2007). Esta colisão caracterizou a etapa final do Ciclo Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano e está materializada por associações de rochas metamórficas de alto grau com idades entre 650-640Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2011). A Figura 7 ilustra o modelo evolutivo tectônico proposto por Borba (2006).

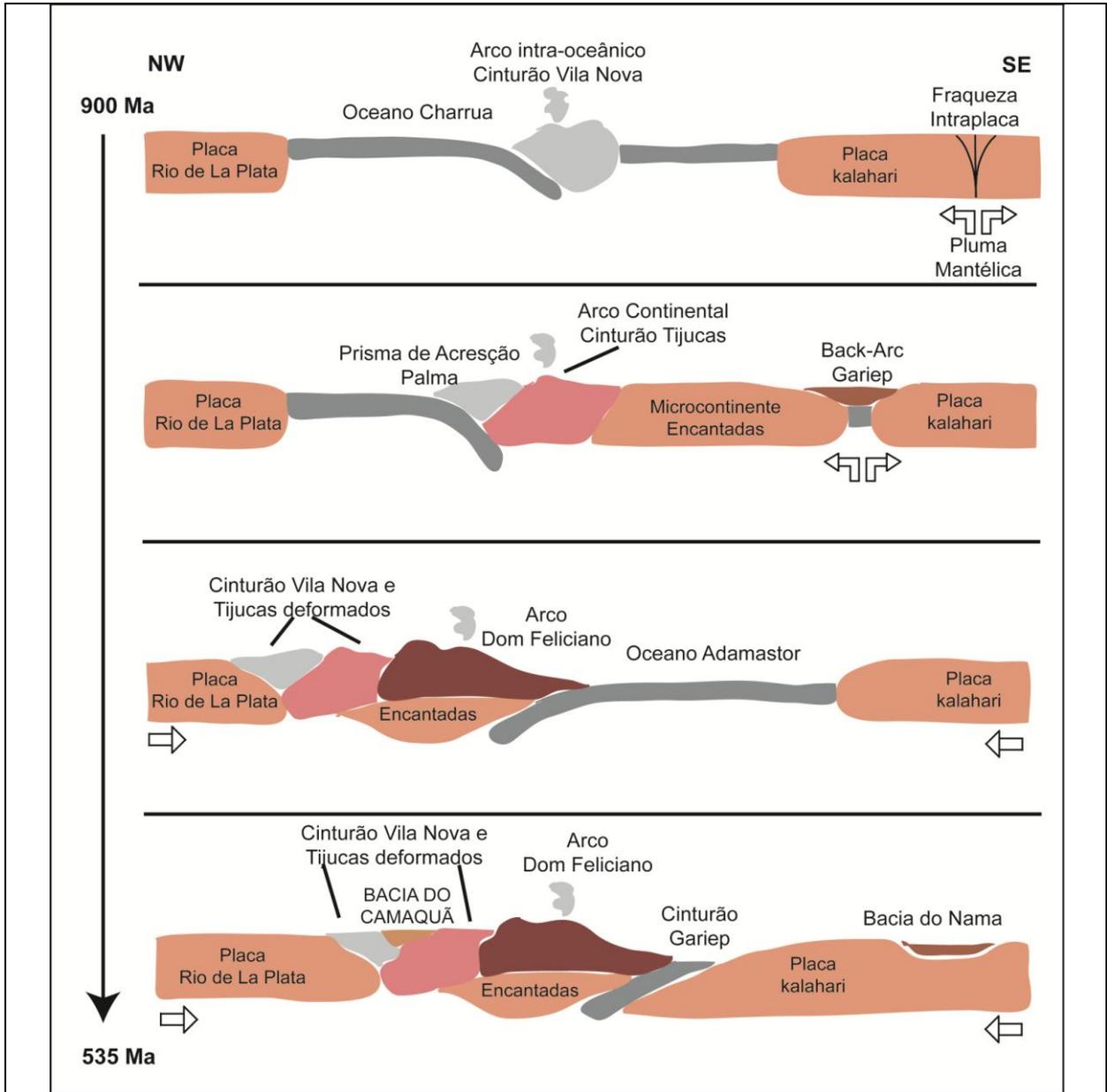


Figura 7: Modelo Evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano. Orógeno formado pela convergência entre os crátons Rio de La Plata (América do Sul) e Kalahari (sul da África), e responsável pela configuração do Escudo Sul-riograndense. (Modificado de: Chemale, 2000 e Borba, 2006).

O período pós-colisional se caracterizou pela intensa geração e movimentação de zonas de cisalhamento de escala continental (Philipp *et al.*, 1993; Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp & Machado, 2005; entre outros). A idade das diversas etapas de movimentação deste período pós-colisional está registrada principalmente pela geração e posicionamento de diversas suítes e corpos graníticos encontrados na porção leste e oeste do Cinturão Dom Feliciano, bem como pela geração de associações vulcano-sedimentares que caracterizam a BC (Philipp *et al.*, 2002, 2003).

Até meados da década de 1990, o preenchimento da Bacia do Camaquã foi interpretado como molássico, depositado em bacia de antepaís, durante a Orogenia Brasileira (Almeida, 1967; Almeida, 1969; Fragoso-César, 1984; Fragoso-César *et al.*, 1985; Fragoso-César, 1991). Porém, ao longo da década de 1990, com o avanço nos estudos dos depósitos da bacia e o aperfeiçoamento de modelos tectônicos, as sucessões da Bacia do Camaquã passaram a ser consideradas como depositadas em grábens durante toda a sua atividade, ou ao menos durante seus estágios finais. Dessa forma, foram propostos modelos que descreveram as bacias como transcorrentes tardi a pós-orogênicas (Oliveira & Fernandes, 1992), e modelos que consideram as bacias como rifts continentais, posteriores aos eventos orogênicos (*e.g.* Fragoso-César *et al.*, 2000; Janikian *et al.*, 2003; Fambrini, 2003 e Almeida, 2005).

Paim *et al.* (2000) apresentam uma síntese do conhecimento das propostas de evolução geológica da Bacia do Camaquã até então disponíveis, expostas no quadro da Figura 8, e propõem um modelo geral da sua evolução. Oliveira (2010) complementa este quadro em seu trabalho com as propostas mais recentes de autores como Fragoso-César *et al.*, (2003); Janikian (2004); Almeida (2005); Pelosi (2005), entre outros.

Segundo Paim *et al.* (2000), a bacia foi preenchida e deformada durante as fases tardias da Orogenia Brasileira, representando a superposição de cinco eventos distintos, cujos registros estratigráficos foram preservados em cinco unidades, limitadas por discordâncias (*unconformity-bounded*), e passíveis de serem individualizadas em termos tectônicos, termo-mecânicos e geocronológicos. Os autores conjecturam que a deposição subaquática registrada no interior da Bacia do

Camaquã evoluiu desde ambiente marinho (Alogrupo Maricá), passando por condições transicionais entre marinho a lacustre (Alogrupos Bom Jardim, Cerro do Bugio e Santa Bárbara), até ambiente lacustre (Alogrupo Guaritas).

No entanto, um modelo diferente foi proposto nos últimos anos por Fragoso-César *et al.*, (2003): a Bacia do Camaquã teria sua evolução vinculada a um sistema de rifts extensionais anorogênicos. Para os autores, a proximidade das rochas sedimentares com suas principais áreas-fonte se contrapõe à idéia de que a transcorrência seja o principal mecanismo de formação das bacias. A transcorrência, para Fragoso-César *et al.* (2003), foi posterior à maior parte da sedimentação, e teria provocado a deformação de toda a sucessão de bacias anorogênicas.

Mais recentemente, Borba (2006) integrou, sob o enfoque da estratigrafia de sequências, dados de petrografia e geologia isotópica Sm-Nd e datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ da Bacia do Camaquã, sugerindo então a superposição de três bacias distintas, separadas por hiatos de cerca de no mínimo 80Ma, onde ocorreram dois eventos tectono-magmáticos importantes. O primeiro durante a colisão dos blocos crustais Rio de La Plata e Encantadas com os terrenos juvenis Neoproterozóicos e o segundo durante a justaposição do Domínio Pelotas ao restante do ESRG. A primeira bacia, Maricá, é anterior à colisão do Ciclo Brasileiro e interna a um bloco crustal Paleoproterozóico. A segunda, Bom Jardim, do final do Neoproterozóico (600Ma) resultou de tectônica compressional e vulcanismo associado, e, a terceira, Camaquã do tipo rift ou *pull-apart*, sobre o ESRG já completamente amalgamado (Figura 7).

Evolução	Esforços Envolvidos	Classificação da Bacia	Autores
Simples	Transcorrência	<i>Strike-slip</i>	Wernick <i>et al.</i> (1978) Almeida <i>et al.</i> (1976, 1981) Machado e Fragoso César (1987) Brito Neves & Cordani (1991) Oliveira & Fernandes (1991, 1992) Fernandes <i>et al.</i> (1992) Machado & Sayeg (1992)
	Empurrão	Periférica Sucessória de retroarco Antepaís de retroarco	Issler (1982, 1983, 1985) Jost (1984) Gresse <i>et al.</i> (1996)
	Extensão	<i>Rift</i> Intracontinental Anorogênico	Fragoso César <i>et al.</i> (2003) Janikian (2004) Pelosi (2005)
	Extensão (sem vinculação orogênica) Transcorrência (posterior à deposição)	<i>Rift</i>	Almeida (2005)
Complexa	Empurrão Extensão	Antefossa Molassa Sinclínoria Molassa Graben	Fragoso César <i>et al.</i> (1982)
	Empurrão Extensão	Antefossa Antefossa (molassa precoce) Grabens a hemo-grabens	Fragoso César <i>et al.</i> (1984)
	Empurrão Empurrão Transcorrência Extensão	Antepaís <i>Piggy-back</i> <i>Strike-slip</i> Graben intramontano	Beckel (1984)
	? Empurrão Transcorrência	Molassa Maricá Retroarco Santa Bárbara e Antefossa Arroio dos Nobres <i>Pull-apart</i> (Camaquã)	Fragoso César <i>et al.</i> (1992)
	Empurrão Transcorrência	Antefossa Arroio dos Nobres (<i>Flysch</i> do Vale do Piquiri) <i>Strike-slip</i> (molassa Vargas)	Sayeg <i>et al.</i> (1992)
	Transtração Transpressão	Antepaís Periféricas Antepaís de Retroarco <i>Pull-apart</i> Colapso orogênico Riftes extensionais	Chemale Jr. (1993)
	Empurrão Transcorrência Extensão	Bacia de Antepaís de Retroarco <i>Strike-slip</i> de Retroarco Hemi-Graben Transtracional	Paim <i>et al.</i> (2000)
	Transcorrência Extensão		Menegat & Fernandes (2001)
Extensão/Empurrão Compressional Extensão/Transcorrência	Intracratônica Foreland Rifte ou <i>Pull-apart</i>	Borba (2006)	

Figura 8: Classificação da Bacia do Camaquã baseada na Tectônica de Placas, como proposto por Paim *et al.* (2000) e complementado por Oliveira (2010). (Fonte: Oliveira, 2010).

3 – MAGNETOMETRIA

3.1 INTRODUÇÃO

O planeta Terra está contido em um campo magnético que varia conforme a coordenada observada e é dependente da natureza mineral local e da interação das partículas carregadas provindas do Sol. O método magnetométrico mede as variações do campo magnético da Terra, que são atribuídas às variações na estrutura da crosta ou na susceptibilidade magnética de certas rochas próximas à superfície (Telford *et al.*, 1976).

A magnetometria explora o fato de que perturbações no campo magnético da Terra são causadas por variações nas propriedades magnéticas das rochas *in situ*. Essas perturbações, também chamadas de anomalias magnéticas, são a diferença entre a intensidade do campo magnético em um ponto e a intensidade média do campo regional (podendo ser positivas ou negativas) (Telford *et al.*, 1976). Essas anomalias são interpretadas de acordo com a sua geometria, propriedades magnéticas dos possíveis corpos causadores e profundidade desses corpos. Com isso, o objetivo de uma campanha de medidas de campo magnético é individualizar as anomalias do mesmo campo, que são causadas pela presença de corpos ou estruturas presentes na crosta terrestre, fornecendo informações rápidas sobre a geologia regional e estrutural (Telford *et al.*, 1976).

O método magnetométrico é um método geofísico potencial e possui aplicações variadas no campo das geociências e meio ambiente. As variações do campo geomagnético principal, como dito anteriormente, são produzidas em maior ou menor grau em função da presença de minerais magnéticos nas rochas (Telford *et al.*, 1976). Os principais minerais magnéticos são: magnetita, pirrotita, ilmenita e hematita. Além de permitir a localização de minerais economicamente importantes, as medidas magnéticas podem ser aplicadas na identificação de contatos geológicos e estruturas geológicas como falhas e dobras (Kearey *et al.*, 2009).

3.2 PRINCIPAIS FUNDAMENTOS TEÓRICOS

De acordo com Telford *et al.* (1976), a teoria do magnetismo clássica e a moderna diferem em alguns conceitos básicos. O conceito principal da teoria clássica diz que polos magnéticos são semelhantes a cargas elétricas e corpos, de forma semelhante à lei do quadrado inverso das forças entre os polos, cargas ou corpos. As unidades hoje usadas e denominadas de *centimeter–gram–second* e *electromagnetic units* (cgs e emu respectivamente) são oriundas desse conceito.

Já as unidades do Sistema Internacional (*Système International*) ou simplesmente SI, originam-se da idéia de que um campo magnético é de origem elétrica. A unidade básica é o dipolo, o qual é criado por uma corrente elétrica circular, ao contrário do sistema cgs – emu que derivam de um monopolo isolado fictício. Todas as unidades, cgs, emu e SI, são atualmente utilizadas.

Os resultados de experimentos eletromagnéticos demonstram que campos magnéticos podem ser observados sempre que correntes elétricas fluem através de condutores (um cabo elétrico, por exemplo). Esta parece ser a única fonte dos campos magnéticos. Nesse caso, a unidade magnética fundamental é denominada de momento dipolo magnético \mathbf{m} e definida por:

$$\mathbf{\bar{m}} = \frac{\mathbf{I} \mathbf{a} \mathbf{\bar{n}}}{c} \quad (3.1)$$

Sendo \mathbf{I} a corrente que flui na espira (*loop*) que limita a área \mathbf{a} , c a velocidade da luz e \mathbf{n} o vetor unitário normal a área limitada pela espira (Fries, 2008).

3.2.1 Campo Magnético Terrestre

O campo magnético terrestre é gerado no núcleo externo da Terra, que é composto por Fe-Ni em estado de fusão – Teoria do Dínamo. Os materiais condutores de eletricidade deste fluido são atraídos pela força gravitacional, adquirindo movimentos convectivos e criando correntes elétricas responsáveis pela formação do campo magnético terrestre. Convencionalmente, representa-se o

campo magnético por um vetor, com direção e intensidade, que pode ser subdividido em três componentes, segundo Telford *et al.* (1976):

- Campo Magnético principal (originado no interior da Terra).
- Anomalias Regionais (originadas pelas heterogeneidades da crosta, que correspondem às variações do campo magnético principal).
- Campo Magnético externo (produzido por fontes magnéticas externas à crosta, por efeitos indutivos de circulação de corrente elétricas na ionosfera e magnetosfera).

Medidas efetuadas na superfície da Terra sugerem que o campo magnético terrestre pode ser aproximado pelo campo produzido por um momento de dipolo localizado no seu centro. Este momento aponta para o polo sul geográfico e se localiza sobre um eixo que forma um ângulo de aproximadamente $11,5^\circ$ com o eixo de rotação da Terra (Figura 9).

Esse eixo do dipolo terrestre intercepta a superfície da Terra nas coordenadas aproximadas de $78,5^\circ\text{N}-69^\circ\text{W}$ e $78,5^\circ\text{S}-111^\circ\text{E}$, e determina o que se chama de polos geomagnéticos. Estes polos não devem ser confundidos com os verdadeiros polos magnéticos, definidos nas posições onde uma agulha magnetizada inclina-se com ângulo de 90° em relação à superfície da Terra. As coordenadas dos polos magnéticos verdadeiros são de aproximadamente $75^\circ\text{N}-101^\circ\text{W}$ e $67^\circ\text{S}-143^\circ\text{E}$, o que significa que eles não são diametralmente opostos (Luiz & Silva, 1995).

3.2.1.1 Elementos do Campo Magnético Terrestre

As anomalias magnéticas causadas por rochas são efeitos localizados que se superpõem ao campo magnético normal da Terra. Conseqüentemente, o conhecimento do comportamento do campo magnético é necessário, tanto para a redução de dados magnéticos para um *datum* apropriado, quanto para a interpretação das anomalias resultantes. O campo magnético é geometricamente mais complexo que o campo gravitacional da Terra, e exhibe variações irregulares em orientação e magnitude com a latitude, a longitude e o tempo.

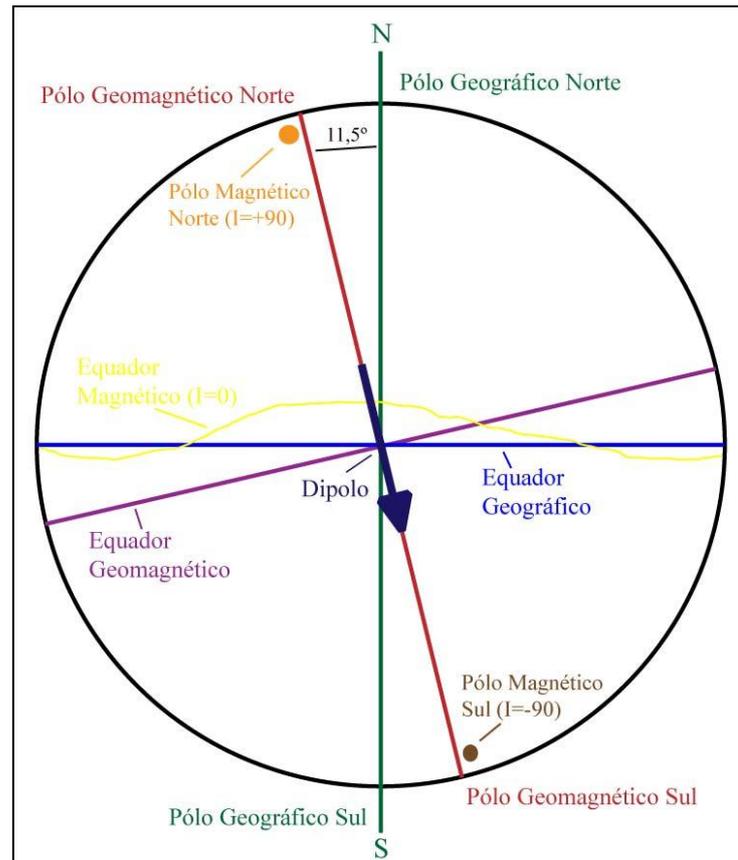


Figura 9: Representação esquemática do dipolo cujo campo é uma aproximação do campo magnético terrestre (Modificado de: Luiz & Silva, 1995).

O campo magnético da Terra pode ser representado por um vetor em um ponto de observação qualquer. Para se descrever o vetor do campo magnético, são usados descritores conhecidos como componentes geomagnéticos (Figura 10). Segundo Kearey *et al.* (2009), o vetor campo total B tem uma componente vertical Z e uma componente horizontal H na direção do norte magnético, o mergulho de B é a inclinação I do campo e o ângulo horizontal entre o norte geográfico e o magnético é a declinação D .

A direção do campo magnético tem como referência, coordenadas geográficas e ângulo de inclinação em relação ao plano horizontal. A intensidade deste campo é mínima nas regiões equatoriais, onde o vetor B é horizontal, e máxima nos polos, onde B é vertical (Fernandes, 1984). O B varia, em intensidade, de cerca de 25.000 nT nas regiões equatoriais a cerca de 70.000 nT nos polos (Kearey *et al.*, 2009).

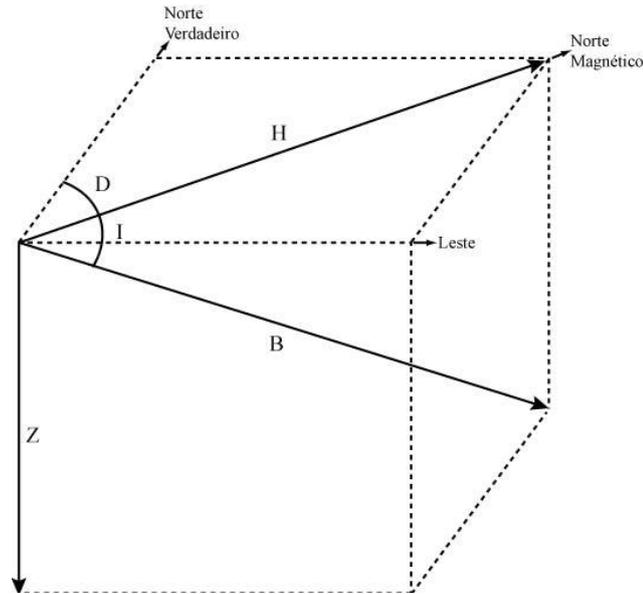


Figura 10: Componentes do campo magnético terrestre (Fonte: Kearey *et al.*, 2009).

No hemisfério norte, o campo magnético geralmente está inclinado e para baixo, em direção ao norte, e torna-se vertical no polo norte magnético (Figura 11). No hemisfério sul, a inclinação é geralmente para cima, em direção ao norte. A linha de inclinação zero aproxima-se do equador geográfico e é conhecida como o equador magnético.

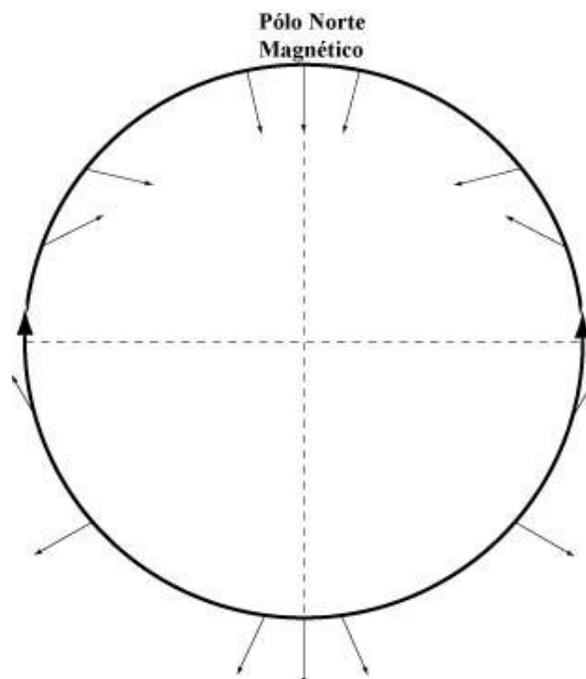


Figura 11: Variação da inclinação I do campo magnético total com a latitude. (Fonte: Kearey *et al.*, 2009).

3.2.2 O IGRF e Perturbações do Campo Magnético Terrestre

A representação teórica do campo magnético normal da Terra, para um dado intervalo de tempo e sem a influência dos materiais magnéticos da crosta e dos campos externos ao planeta, é denominada IGRF – *International Geomagnetic Reference Field* (Figura 12) (IAGA 2010). Esse modelo teórico é originado de um somatório de harmônicos esféricos, cujos coeficientes são balizados por medidas magnéticas realizadas em todo o planeta, provenientes de levantamentos de satélite, aéreos, marinhos, terrestres e observatórios geomagnéticos. O IGRF é utilizado como referência para se definir perturbações no campo magnético normal da Terra, causadas pelas rochas e estruturas geológicas (Telford *et al.*, 1976). Serve como *background* da magnetometria para qualquer região do planeta, sendo possível, assim, a definição das anomalias magnéticas.

O primeiro IGRF foi adotado em 1968 (IGRF – 1965) pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA). Desde então, já foram realizadas várias atualizações que permitem gerar os valores dos elementos magnéticos do campo entre 1945 e 2003. Cada IGRF prevê uma variação secular do campo, permitindo extrapolações para os cinco anos seguintes. Em 2010 foi lançada a 11ª geração do IGRF (Finlay, *et al.*, 2010 e IAGA, 2010).

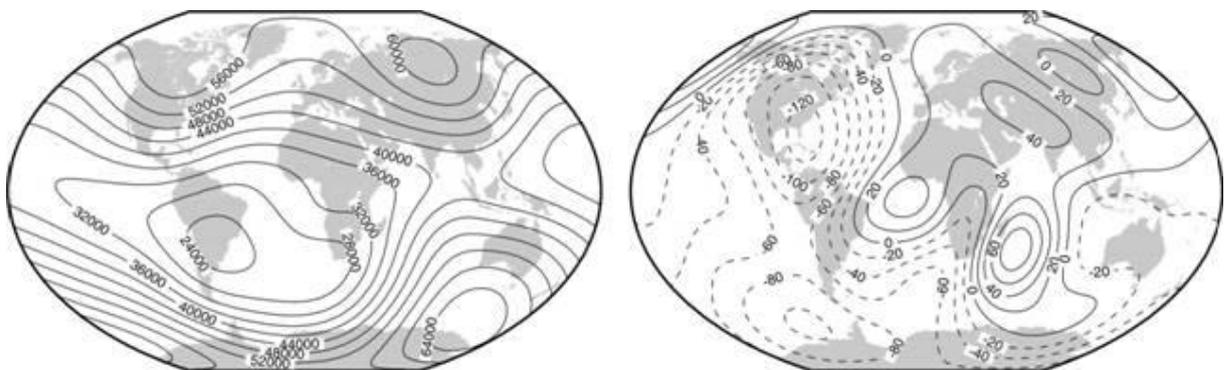


Figura 12: Esquerda: modelo IGRF-11 de intensidade do campo total (nT) da Terra para o ano de 2010. Direita: variação (nT/ano) na intensidade do campo total para 2010-2015 (Fonte: IAGA, 2010).

A Terra possui uma região envoltória constituindo a parte exterior da atmosfera chamada de magnetosfera. O campo magnético dessa região controla os processos eletrodinâmicos da atmosfera ionizada e de plasmas. Ela também protege a superfície terrestre das partículas carregadas de vento solar e caracteriza-se por ser comprimida no lado diurno (Sol), devido à força das partículas, e estendida no lado noturno. A eletrodinâmica da magnetosfera afeta não somente o ambiente espacial em torno da Terra, como também a sua atmosfera mais baixa e a própria superfície. Essa influência externa é causa de dois efeitos de grande importância na magnetometria: a variação diurna e as tempestades magnéticas (Fernandes, 1984).

A variação diurna é um fenômeno cíclico de aproximadamente 24 horas de duração, que causa flutuações magnéticas devido ao aquecimento da ionosfera no lado exposto ao sol (Fernandes, 1984). Essa variação é da ordem de 50 a 80nT e atinge seu valor máximo próximo ao meio-dia. Esse fenômeno não impede os levantamentos magnetométricos, uma vez que pode, e deve ser monitorado e corrigido dos dados.

As tempestades magnéticas são relacionadas com intensas emissões de plasma solar que interagem com o campo magnético da Terra, causando turbulências. A duração dessas tempestades é aleatória, podendo durar desde frações de segundos a vários dias, e sua intensidade varia de poucos nanoTeslas (nT) a valores superiores a 1000nT (podendo chegar a valores ainda maiores nos polos, por ocasião do fenômeno das auroras) (Fernandes, 1984). Nos levantamentos magnetométricos, as medidas devem ser suspensas durante uma tempestade magnética, pois é impossível obter-se um bom registro de campo durante esse período.

3.2.3 Principais Correções Aplicadas aos Dados Magnéticos

Os dados magnéticos, após serem coletados, passam por processos de tratamento a fim de melhorar sua qualidade e sua visualização. Esses processos são processos de correção e filtragem dos dados, e podem ser separados em dois grupos principais:

a) Correções para eliminar as variações provocadas por causas não geológicas.

Esse é o caso da correção da Variação Diurna, por exemplo. Onde os valores de campo magnético obtidos, em intervalos de tempo regulares, por um magnetômetro instalado em uma base terrestre, são corrigidos dos valores adquiridos pelo magnetômetro que fez o levantamento da área de estudo.

b) Filtragens para eliminar efeitos geológicos indesejáveis:

Como os produzidos por heterogeneidades próximas da superfície ou a interferência entre fontes rasas e profundas. Essa filtragem possibilita um melhor reconhecimento das anomalias magnéticas.

As descrições dos principais filtros utilizados neste trabalho estão localizadas item 3.6, deste capítulo. Já os procedimentos de utilização desses filtros durante tratamento dos dados aeromagnéticos encontram-se no capítulo 4.

3.3 MAGNETISMO DOS MATERIAIS

Minerais e rochas causam anomalias no campo magnético terrestre porque possuem susceptibilidade magnética. A susceptibilidade magnética é uma grandeza adimensional e é definida pela razão da intensidade de magnetização pela força de magnetização (Luiz & Silva, 1995). Em trabalhos de magnetometria é normal realizar medidas de susceptibilidade magnética em afloramentos e/ou amostras de rochas, para auxiliar na caracterização magnética dos diferentes alvos em estudo.

A imantação adquirida por um corpo segue a seguinte equação:

$$\mathbf{M} = k \cdot \mathbf{H} \quad (3.2)$$

Onde \mathbf{M} é a imantação adquirida por um corpo, em virtude de sua exposição a um campo magnético \mathbf{H} , que terá menor ou maior intensidade dependendo da constante de susceptibilidade k do material.

Essa imantação adquirida poderá ser positiva (materiais paramagnéticos ou ferromagnéticos) ou negativa (materiais diamagnéticos), refletindo assim o sentido da intensidade de magnetização em relação ao campo (Luiz & Silva, 1995). Substâncias que são repelidas são denominadas de diamagnéticas, enquanto as que são atraídas recebem a denominação de paramagnéticas. Estas últimas, sob certas condições, podem apresentar magnetização espontânea e estão associadas aos maiores valores de atração. Neste caso elas passam a ser denominadas de substâncias ferromagnéticas. Kearey *et al.* (2009) descrevem esses três tipos de magnetismo da seguinte forma:

Comportamento Diamagnético: corpos diamagnéticos são magneticamente neutros, porém sob ação de um campo magnético adquirem uma magnetização antiparalela ao campo e de pequena intensidade. A susceptibilidade é fraca e negativa (Figura 13). Exemplos de minerais diamagnéticos são: quartzo, feldspato, zircão e calcita.

Cabe salientar aqui que os principais minerais formadores de rochas, inclusive rochas sedimentares, como quartzo e feldspato são minerais com propriedades diamagnéticas. Este fato foi levado em consideração na modelagem magnética e interpretação dos resultados deste trabalho.

Comportamento Paramagnético: substâncias que possuem momento magnético inerente, devido ao momento de spin e orbitais estarem descompensados (camadas atômicas incompletas), possuem susceptibilidade positiva e de baixa intensidade (Figura 13). Exemplos: ilmenita, rutilo, muscovita, biotita, anfibólios e piroxênios.

Comportamento Ferromagnético: corpos ferromagnéticos apresentam magnetização remanescente mesmo na ausência de um campo magnético externo. Com a aplicação de campo magnético externo, respondem com uma forte intensidade de susceptibilidade (Figura 13). Nesses corpos, o momento magnético é o momento de spin, porém não atua independentemente. Existem três minerais que apresentam magnetismo espontâneo na natureza, são eles: magnetita, titanomagnetita e pirrotita.

A magnetização que se observa nas rochas, como resultado da presença de minerais magnéticos na sua composição, pode ser classificada em dois tipos: a

magnetização induzida e magnetização residual remanescente (ou remanente). A primeira é provocada pelo campo atual da Terra, enquanto que a magnetização remanescente é adquirida ao longo da história geológica da rocha.

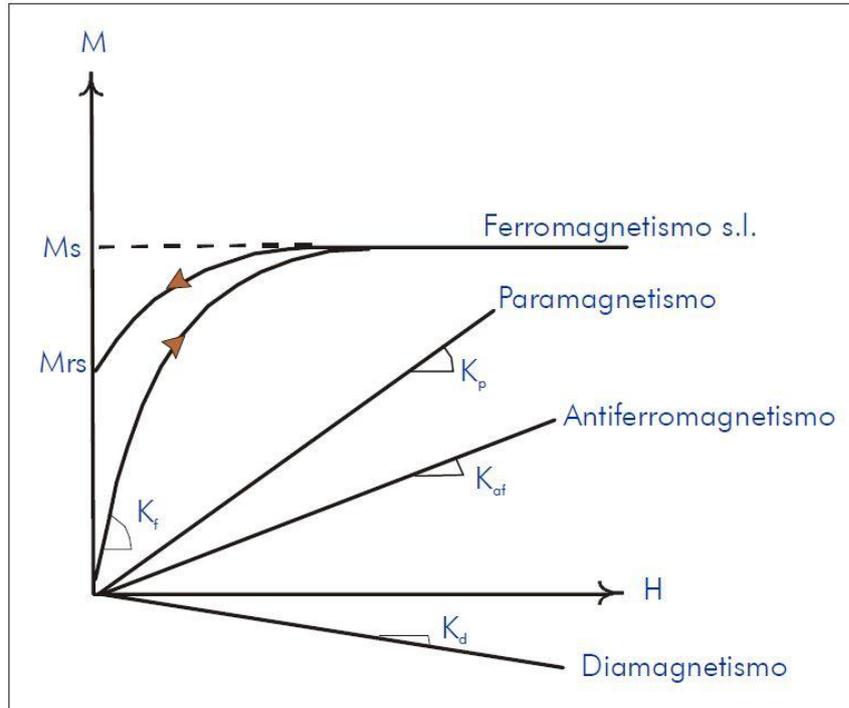


Figura 13: Comportamento magnético dos materiais. (Fonte: Borradaile, 1987).

A susceptibilidade magnética das rochas depende principalmente, da quantidade e do tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nelas contidos. Os minerais ferromagnéticos ocorrem nas rochas comumente na forma de grãos finos, dispersos em uma matriz de minerais paramagnéticos e diamagnéticos representada pelos silicatos. As rochas sedimentares são, normalmente, as que apresentam os menores valores de susceptibilidade magnética, seguidas pelas rochas metamórficas, e pelas rochas plutônicas e vulcânicas, respectivamente (Luiz & Silva, 1995).

A Tabela 1 apresenta os valores de susceptibilidade magnética dos principais tipos de rocha e minerais, e a Tabela 2 mostra os valores de susceptibilidade para os principais minerais formadores de rochas graníticas. Cabe citar que a gama dos valores citados na bibliografia é bastante ampla, e na prática essa susceptibilidade varia muito. Há inclusive variações na própria bibliografia.

Tabela 1: Susceptibilidade magnética das principais rochas e minerais (Compilado de: Telford, 1976).

ROCHAS	SUSCEPTIBILIDADE ($\times 10^{-6}$ SI)	
	Varição	Média
Rochas Sedimentares		
Dolomito	0 – 0.9	0.1
Calcário	0 – 3	0.3
Arenito	0 – 20	0.4
Folhelho	0.01 – 15	0.6
Média (48 rochas sedimentares)	0 – 18	0.9
Rochas Metamórficas		
Anfibolito		0.7
Xisto	0.3 – 3	1.4
Filito		1.5
Gnaissse	0.1 – 25	
Quartzito		4
Ardósia	0 – 35	6
Média (61 rochas metamórficas)	0 – 70	4.2
Rochas Ígneas		
Granito	0 – 50	2.5
Riolito	0.2 – 35	
Diabásio	1 – 160	55
Gabro	1 – 90	70
Basalto	0.2 – 175	70
Diorito	0.6 – 120	85
Piroxenito		125
Peridotito	90 – 200	150
Andesito		160
Média ígneas ácidas	0 – 80	8
Média ígneas básicas	0.5 – 97	25
Minerais		
Grafite		0.1
Quartzo		-0.01
Calcita	-0.001 – -0.01	
Carvão		0.02
Argilas		0.2
Calcopirita		0.4
Cassiterita		0.9

ROCHAS	SUSCEPTIBILIDADE ($\times 10^{-6}$ SI)	
Pirita	0.05 – 5	1.5
Arsenopirita		3
Hematita	0.5 – 35	6.5
Cromita	3 – 110	7
Pirrotita	1 – 6000	1500
Ilmenita	300 – 3500	1800
Magnetita	1200 – 19200	6000

Tabela 2: Susceptibilidade magnética dos principais minerais formadores de rochas graníticas. (Modificado de Melo, 2002 e de Bleil & Petersen, 1982 *apud* Clark, 1997).

MINERAIS	SUSCEPTIBILIDADE ($\times 10^{-6}$ SI) (Melo, 2002)	SUSCEPTIBILIDADE ($\times 10^{-5}$ SI) (Bleil & Petersen, 1982 <i>apud</i> Clark, 1997)
Diamagnéticos		
Quartzo -1,5	-13,4	-1,5
Plagioclásio (oligoclásio)	-14,0	
Paramagnéticos		
Biotita	1,0 \pm 0,5	90 – 330
Muscovita	0,14 \pm 0,13	4 – 75
Anfibólio (Fe-Mg)	0,9 \pm 0,88	
Anfibólio sódico		340
Clinopiroxênio	0,5 \pm 5	60 – 280
Turmalina	1,69	
Cordierita	0,6	20 – 110
Epidoto	0,64 \pm 0, 3	100
Ferromagnéticos		
Magnetita	2,4	
Titanomagnetita	3 – 2	
Pirrotita	~1,5	
Antiferromagnéticos		
Hematita	6 $\times 10^{-3}$	
Ilmenita	0,1 – 0,2 $\times 10^{-6}$	

3.4 LEVANTAMENTOS AEROMAGNETOMÉTRICOS

No que diz respeito à aquisição de dados magnéticos, ela pode ser realizada por meio de levantamentos terrestres, marinhos, aéreos ou orbitais, decorrendo em diferentes níveis de detalhamento. Quanto mais próximo da fonte (levantamento terrestre), maior é o nível de detalhe. Aqui será detalhado o método de aquisição aéreo, pois os dados utilizados neste trabalho foram adquiridos a partir deste tipo de levantamento (CPRM, 1975 e 1995).

Os levantamentos aeromagnetométricos são realizados com aviões e helicópteros e são muito utilizados, porém não exclusivamente, quando o objetivo é a localização de feições geológicas de grandes dimensões. Isso ocorre normalmente em mapeamentos geológicos regionais e na prospecção de petróleo.

A altura de voo empregada nesses levantamentos é, em média, de 150m. Essa altura, entretanto, deve ser escolhida segundo as dimensões do alvo do levantamento. Por isso, a altura de voo pode variar desde 50m, se o alvo é de pequenas dimensões (corpos de minérios), até cerca de 450m, se o alvo é de grandes dimensões (falhas e dobras regionais, incluindo bacias sedimentares) (Luiz & Silva, 1995). As alturas de voo maiores possibilitam que o efeito magnético das pequenas fontes de anomalia, que são indesejáveis quando se procuram fontes extensas, não seja incorporado às medidas. São observados os seguintes efeitos com o aumento da altura de voo (Figura 14): (i) diminuição da magnitude da anomalia, (ii) alargamento da anomalia e (iii) diminuição da resolução de anomalias individuais.

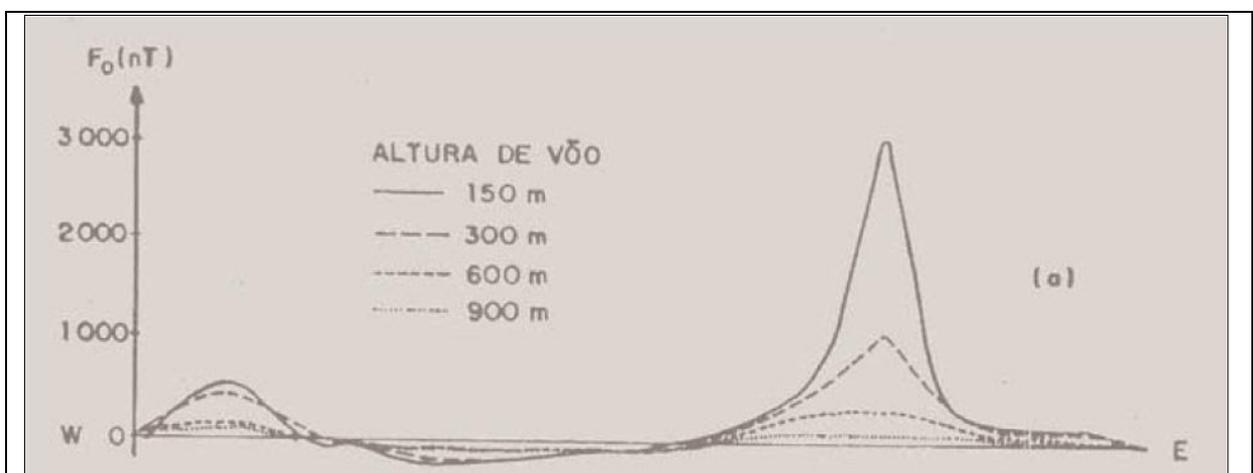


Figura 14: Efeito da altura de voo nas anomalias magnéticas (Fonte: Luiz & Silva, 1995).

As condições de voo são de extrema importância para um levantamento magnetométrico: (i) quanto maior o alvo, maior deve ser a altura de voo, (ii) o espaçamento entre as linhas de voo não deve ser superior a duas vezes a distância entre o sensor e a fonte magnética e (iii) a direção das linhas de voo deve ser estabelecida com base, tanto na latitude magnética da área do levantamento, como na direção (*strike*) geológica regional (Luiz & Silva, 1995).

Observando a Figura 15, se o corpo (alvo de estudo) está localizado no equador magnético ou próximo ($I = 0$ e 15°), não poderá ser detectado no caso de ser aproximadamente paralelo à direção do Norte Magnético (NM) ($\theta = 0$ a 15° em $I=0^\circ$, $\theta = 0^\circ$ em $I = 15^\circ$), por uma linha de voo perpendicular (E-W) a ele. Mas nessa mesma latitude I , quando o corpo for perpendicular à direção do NM ($\theta = 90^\circ$ em $I= 0$ e 15°) e a linha de voo paralela à essa direção, a anomalia produzida será muito bem evidenciada. Portanto, à medida que a latitude I aumenta ($I = 30$ e 45°), o problema criado pelo ângulo entre a direção do corpo e a do NM torna-se menos crítico (Figura 16). Observação: os perfis são perpendiculares à direção do corpo.

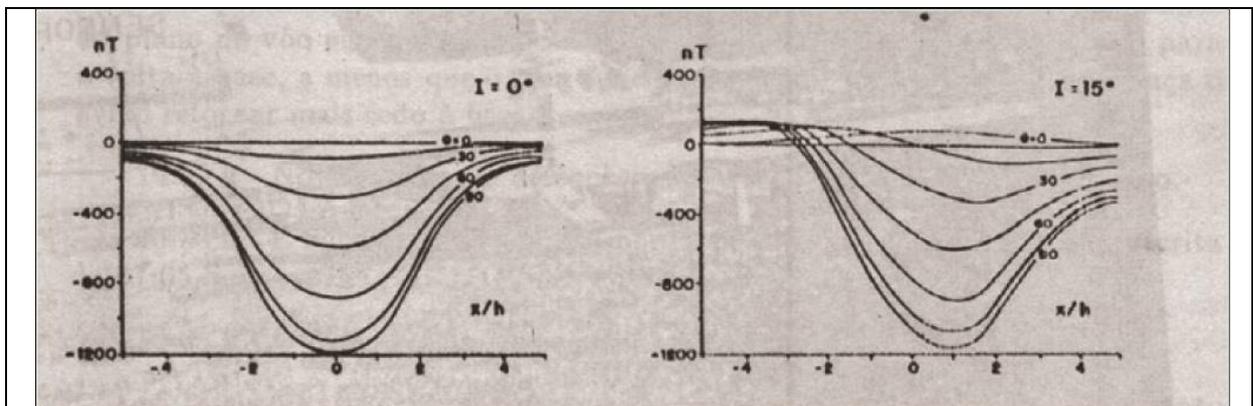


Figura 15: Relação entre a orientação do corpo θ e a latitude magnética I (Fonte: Luiz & Silva, 1995).

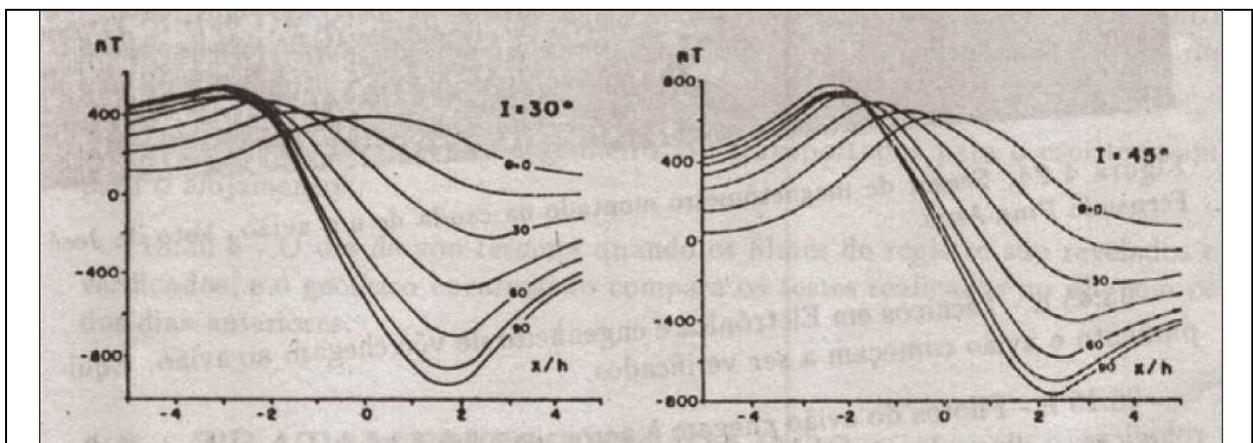


Figura 16: Quando a latitude I aumenta ($I = 30$ e 45°), o problema criado pelo ângulo entre a direção do corpo e a do NM torna-se menos crítico (Fonte: Luiz & Silva, 1995).

São utilizados os magnetômetros de precessão nuclear para medidas do campo total e o de bombeamento ótico para medidas do gradiente do campo total (por ser mais sensível). Estes dois tipos de magnetômetros não necessitam que os seus sensores sejam alinhados com a direção do campo magnético durante as medidas, por isso são mais usados que os magnetômetros de saturação nos aerolevantamentos. Para minimizar a influência da aeronave nas medidas pode-se colocar o sensor dentro de um cilindro (*bird*), suspenso por um cabo de 30 a 150 m de comprimento; e a influência máxima permitida para a aeronave é 2nT (Luiz & Silva, 1995).

3.5 RESPOSTA MAGNÉTICA DE BACIAS SEDIMENTARES

A magnetometria é uma técnica geofísica que oferece bons resultados no estudo de bacias sedimentares. Além de ser possível estabelecer as dimensões e limites de uma bacia, por exemplo, esta técnica também permite avaliá-la geotectonicamente e identificar zonas de cisalhamento através de um padrão de anomalias magnéticas.

Mapas magnetométricos provêm informações para a caracterização estrutural dos domínios e delimitação de unidades litológicas. Segundo Blakely (1995), é assinalada uma mudança brusca no padrão das anomalias magnéticas nos limites entre províncias estruturais quando estas são separadas por suturas. Estas anomalias também evidenciam, além de falhas e lineamentos, corpos magmáticos em profundidade, como diques e *sills*, dando informações sobre suas formas, dimensões e eixo.

Na análise de bacias sedimentares este método é dirigido para a determinação da topografia do embasamento de rochas ígneas e metamórficas que está recoberto por rochas sedimentares. Tendo em vista que o efeito magnético das rochas sedimentares é muito fraco, qualquer anomalia observada sobre uma bacia sedimentar deve estar associada às rochas do embasamento (Luiz & Silva, 1995).

Assim, dois tipos de anomalias são reconhecidos: anomalias de intra-embasamento e anomalias de supra-embasamento. As primeiras estão associadas às concentrações locais de minerais magnéticos no embasamento e podem produzir

amplitudes superiores a 100nT. Já as anomalias de supra-embasamento são devidas aos desníveis na superfície do embasamento (topografia ou soerguimento estrutural) e produzem amplitudes bem mais suaves (Luiz & Silva, 1995).

Na Figura 17, Gunn (1997) ilustra as principais unidades e estruturas que podem causar respostas magnéticas observáveis em bacias sedimentares, incluindo o embasamento, em três seções hipotéticas. Segundo o mesmo autor, dados gerados a partir de levantamentos aeromagnetométricos, podem mostrar com clareza, em superfície, corpos situados em subsuperfície em bacias sedimentares.

Em geral, anomalias magnéticas causadas por fontes não-ígneas dentro de sedimentos são tipicamente muito mais fracas do que as causadas pelas rochas do embasamento ígneo ou metamórfico, as quais geralmente contêm maior concentração de minerais magnéticos (Gunn, 1997). Segundo o mesmo autor, camadas sedimentares podem ser magnéticas se apresentarem pelo menos uma pequena quantidade de minerais magnéticos. Pequenas quantidades de magnetita, pirrotita e ilmenita nos sedimentos também podem produzir uma resposta magnética observável. Alívios estruturais nas camadas sedimentares podem gerar um aumento na anomalia magnética, como quando há presença de falhas, que apresentam anomalias em suas bordas.

Na Figura 18, Gunn (1997b) ilustra em 'a' uma série de seções transversais dos estágios de desenvolvimento de uma bacia extensional, e em 'b' ele apresenta uma perspectiva em planta dos mesmos estágios. Em 'c' o autor mostra as possíveis respostas magnéticas para esses estágios de extensão de uma bacia. Cabe ressaltar que tais bacias sofrem diferentes tipos de extensão ao longo do seu comprimento e do seu desenvolvimento, fazendo com que seja possível que ela manifeste vários dos seus estágios de extensão simultaneamente.

Nas fases iniciais do rifteamento (estágio pré-rift, Figura 18) a ocorrência de anomalias magnéticas é praticamente nula. Entretanto, devido ao processo de extensão e de afinamento crustal, é possível que haja a formação e concentração de magma alcalino de forma intrusiva na crosta inferior (Gunn, 1997b), o que pode causar anomalias magnéticas locais, provavelmente de baixa intensidade devido à grande profundidade.

É durante a fase sin-rift (Figura 18) que ocorrem as atividades que mais causam respostas magnéticas. Neste caso, segundo Gunn (1997b) as principais anomalias magnéticas estão associadas à: (i) formação de magma abaixo da crosta devido à descompressão; (ii) intrusões axiais desenvolvidas ao longo do eixo do rift como precursoras da divisão crustal; e (iii) diques, *sills* e derrames de lavas, os quais se tornam mais toleíticos à medida que a extensão progride.

Após a divisão crustal, ocorrida a partir do eixo do rift já na chamada fase pós-rift (Figura 18), as respostas magnéticas são semelhantes às observadas na fase pré-rift, pois a atividade ígnea cessa com a finalização da extensão e o subsequente resfriamento pela perda de calor condutivo (Gunn, 1997b). Ou seja, a atividade ígnea é a principal responsável pela existência de respostas magnéticas em bacias sedimentares.

Alguns trabalhos sobre modelagem crustal já foram realizados em algumas bacias brasileiras. Costa *et al.* (1996), por exemplo, realizaram uma modelagem 2D e 3D a partir de dados de gravimetria, de quatro perfis localizados na Bacia do Camaquã. O perfil denominado '2' pelos autores é paralelo, e de mesma extensão, ao Perfil 1-1' modelado neste trabalho, porém localizado cerca de 8km ao norte. Este perfil '2' tem seu início e término em altos do embasamento, seccionando as unidades da Formação Guaritas. Os autores identificaram, na modelagem 2D, uma profundidade de embasamento máxima de 6km no centro do perfil '2', de 2 a 5Km na parte oeste e uma profundidade em torno de 2km na parte leste do perfil. Já na modelagem 3D a profundidade máxima do embasamento foi encontrada na parte oeste do perfil '2', não ultrapassando 3km, e nas partes central e leste, a profundidade do embasamento não ultrapassou 1,5km. Tanto a modelagem 2D quanto a 3D indicam a forma de uma bacia sedimentar com blocos escalonados.

Já Nogueira *et al.* (2004), através do método magnetométrico, compartimentaram o relevo magnético da Bacia do Rio do Peixe (oeste do Estado da Paraíba- Brasil) em três domínios estruturais, além de evidenciarem bem o contorno da bacia e estimarem a profundidade do seu embasamento.

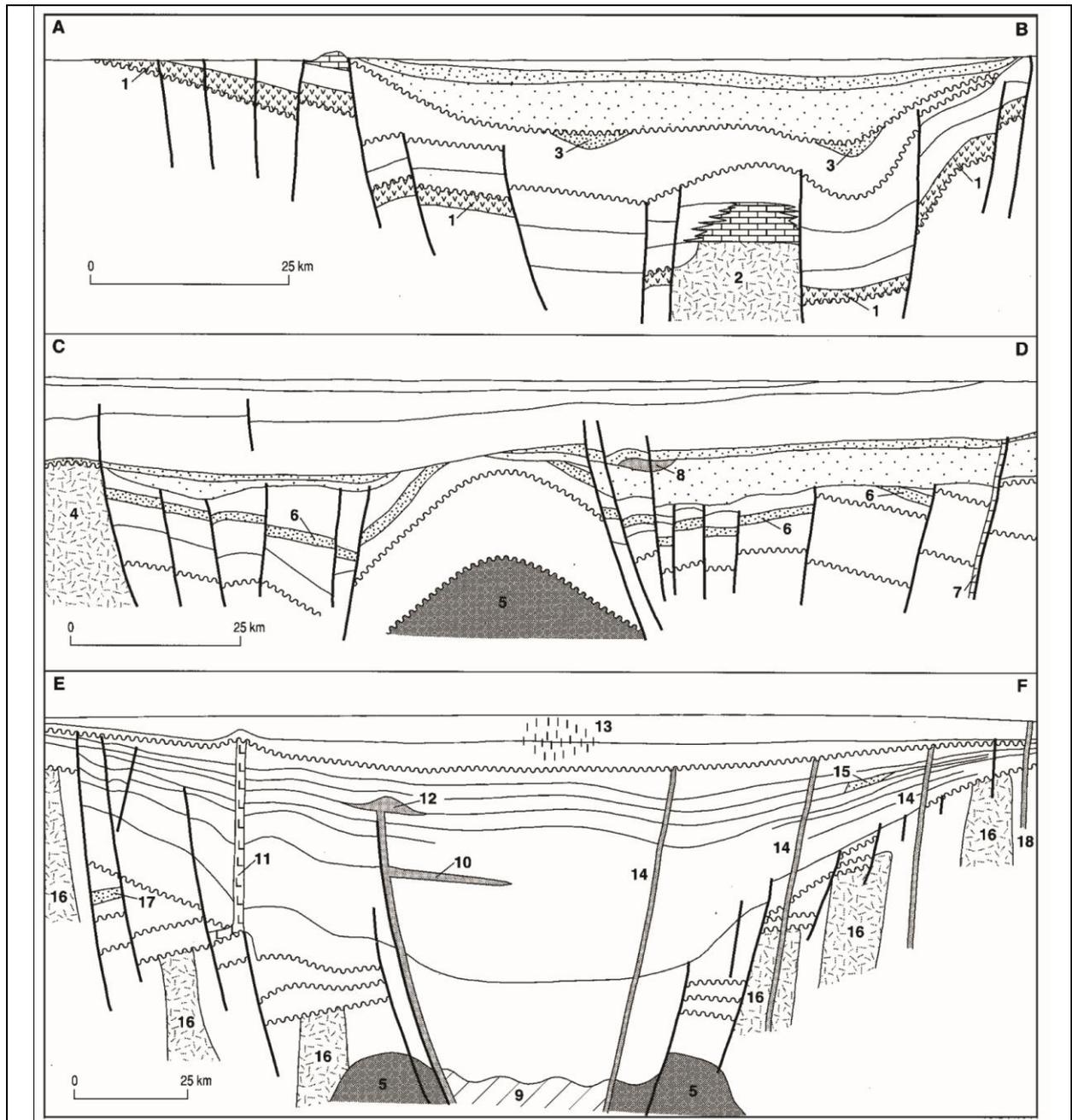


Figura 17: Seção transversal de uma bacia, ilustrando unidades e estruturas que podem causar respostas magnéticas observáveis em uma bacia sedimentar. (1) Lavas basálticas pré-existentes. (2) Alto de embasamento magnético formado como resultado de intrusão, erosão ou estruturação. (3) Minerais magnéticos química ou detriticamente precipitados em paleocanais. (4) Embasamento magnético ligado à bacia sedimentar. (5) Intrusão no centro da bacia. (6) Unidade sedimentar magnética. (7) Minerais magnéticos depositados em plano de falha. (8) Vulcânicas intra-sedimentares. (9) Crosta oceânica. (10) Sill ígneo. (11) Diápiro de sal. (12) Centro vulcânico soterrado. (13) Magnetita diagenética ou pirrotita formada por plumas de hidrocarbonetos. (14) Diques ígneos. (15) Minerais magnéticos detriticos em sistemas fluviais. (16) corpos magnéticos intra-embasamento. (17) depósitos de sulfetos maciços magnéticos (ouro, cobre, prata, chumbo e zinco). (18) Intrusões de kimberlitos e lamproitos. (Fonte: Gunn, 1997).

Mio *et al.* (2005) utilizaram métodos geofísicos (magnetometria, gravimetria e sísmica de reflexão), além do filtro de Deconvolução de Werner, para modelagem crustal da Bacia de Santos. Os resultados da modelagem evidenciaram feições tectono–estruturais importantes, recorrentes em toda bacia, em especial a assimilação da deformação decorrente do evento de abertura sob a forma de estiramento crustal além da deformação rúptil na fase inicial de abertura, com a geração de calhas profundas, limitadas por falhas normais, preenchidas pelo vulcanismo sin–rifte.

Mais recentemente, Soares (2011), realizou modelagem gravimétrica 2,5D do mesmo perfil modelado neste trabalho. O autor identificou duas estruturas deposicionais de grande magnitude: a primeira, localizada no extremo oeste do perfil, onde ocorre a maior profundidade do embasamento, atingindo quase 6km, com uma configuração semelhante a um arranjo composto de horst e gráben; e a segunda estrutura se refere a uma extensa área, que envolve a porção central e leste do perfil modelado, onde o embasamento possui profundidades que chegam a no máximo 3km. O autor também identificou falhas distensivas na bacia.

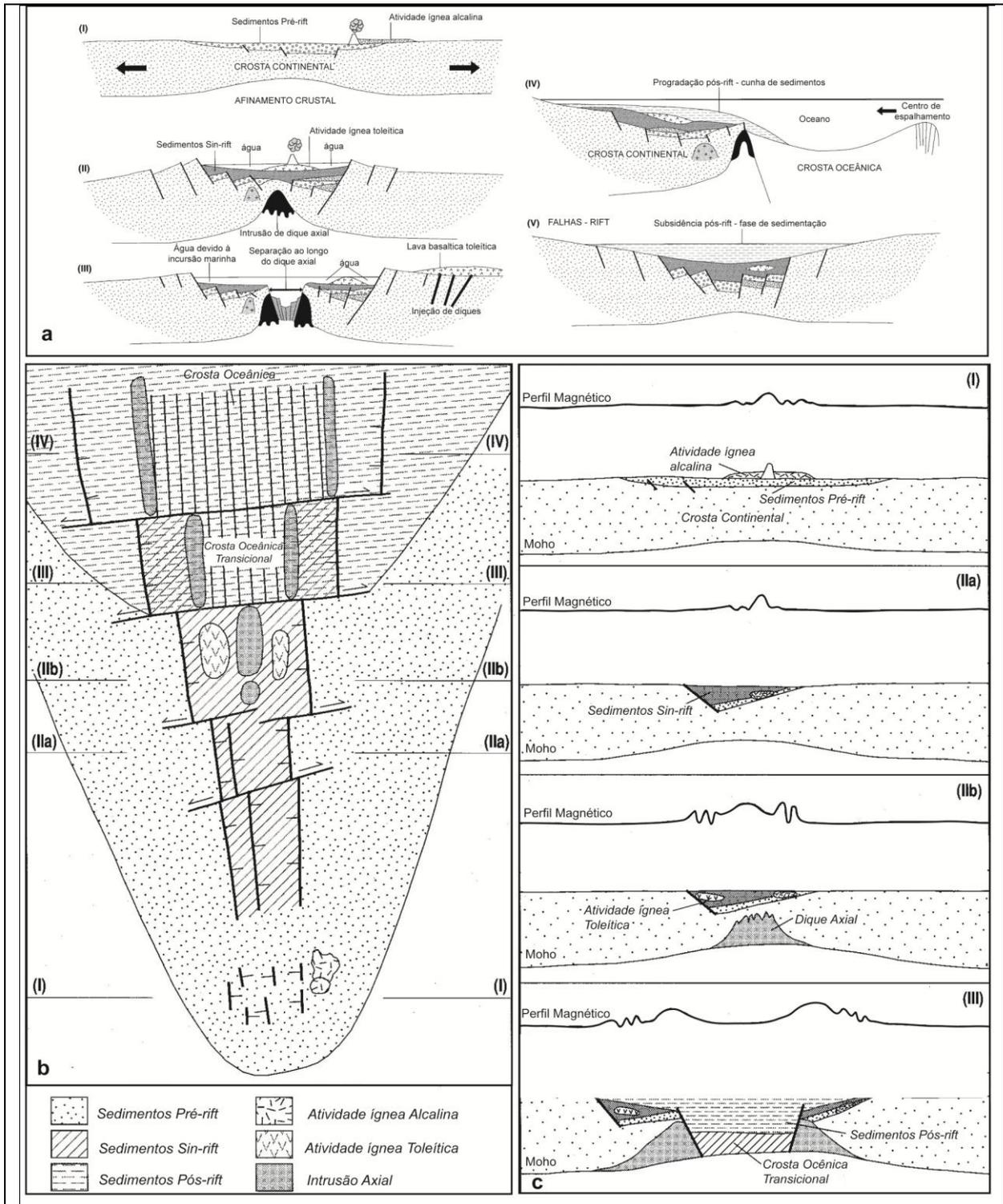


Figura 18: Em **a** uma série de seções transversais ilustrando os estágios de uma extensão crustal. Em **b** vista em planta dos mesmos estágios. Em **c** as possíveis respostas magnéticas dos estágios pré-rift e sin-rift das seções ilustradas em **b**. (I) é Estágio pré-rift; (IIa e IIb) são Estágios sin-rift e (III, IV e V) são Estágios pós-rift. (Modificado de Gunn, 1997b).

3.6 CARACTERIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS FILTROS UTILIZADOS

Este subcapítulo expõe brevemente os principais filtros utilizados neste trabalho para o tratamento dos dados geofísicos. Os filtros foram utilizados para amplificação dos sinais contidos nos dados aeromagnéticos, com o intuito de revelar as estruturas geológicas. Todos os filtros foram aplicados utilizando o software Oasis montaj 7.2, da Geosoft, e seguindo as recomendações de alguns autores como Milligan & Gunn (1997); Roest *et al.* (1992) e Blum (1999), e dos manuais do usuário da própria Geosoft (Geosoft, 2009 e 2009b).

3.6.1 Filtros *Butterworth* e Cosseno Direcional

Na magnetometria, os filtros de *Butterworth* e o Cosseno Direcional são utilizados para “limpar” os dados no processo de nivelamento através da decorrução ou micronivelamento (Geosoft, 2009). Neste trabalho, eles foram aplicados nos dados brutos de magnetometria (apenas corrigidos da variação diurna) para a remoção dos ruídos de alta frequência gerados devido ao desnivelamento das linhas de voo, que gera padrões com anomalias alongadas seguindo tais orientações. Ambos os filtros foram aplicados no domínio da frequência, através da transformada rápida de Fourier (Minty, 1991).

O filtro *Butterworth* é indicado para a filtragem (passa-baixa ou passa-alta) de feições lineares, porque, pode-se facilmente controlar o grau de corte do filtro enquanto deixa o número de onda central fixo. Isso elimina o fenômeno de Gibbs (anelamento), que comumente ocorre quando se passa filtros corta-baixa ou corta-alta com frequências de corte abruptas, pré-definidas (Geosoft, 2009).

O corte é dado pela seguinte equação:

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_0}\right)^n\right]} \quad (3.3)$$

Onde,

K_0 = número de onda central do filtro;
n = grau da função do filtro de Butterworth;

A Figura 19 mostra o comportamento do filtro, onde “ K_0 ” é a frequência central e, quanto maior for o valor de “ n ”, mais fechada é a banda que se deseja cortar.

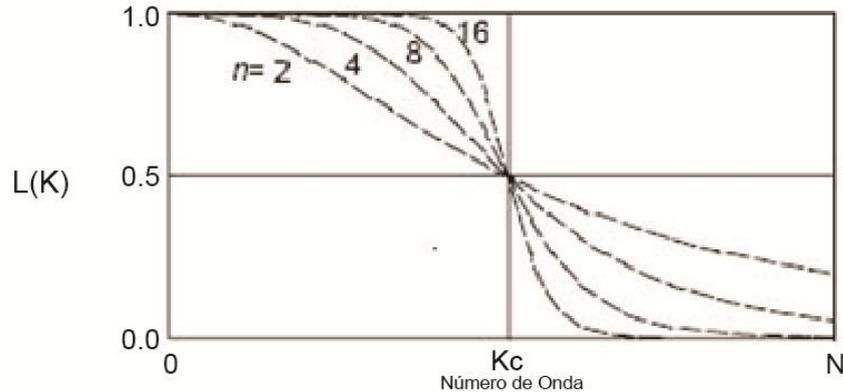


Figura 19: Atenuação do Filtro de *Butterworth* (Fonte: Geosoft, 2009).

O filtro Cosseno Direcional é indicado para a remoção de feições direcionais a partir de um *grid*. A função cosseno faz um filtro suave, onde efeitos de *ringing* (ou anelamento) direcionais, usualmente, não causam problemas. A rejeição (ou “passagem”) de encaixe pode ser estreitada ou alargada pelo estabelecimento do grau da função cosseno, tal que feições altamente direcionais possam ser isoladas. A decorrução de dados magnéticos pobremente nivelados é uma aplicação comum para este filtro. A Figura 20 mostra o comportamento do filtro.

Este filtro é definido por:

$$L(\theta) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right|, \text{ para rejeitar a direção } \alpha \quad (3.4)$$

$$L(\theta) = 1 - \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right|, \text{ para passar a direção } \alpha \quad (3.5)$$

Onde,

α = direção do filtro em graus;
 n = grau da função cosseno.

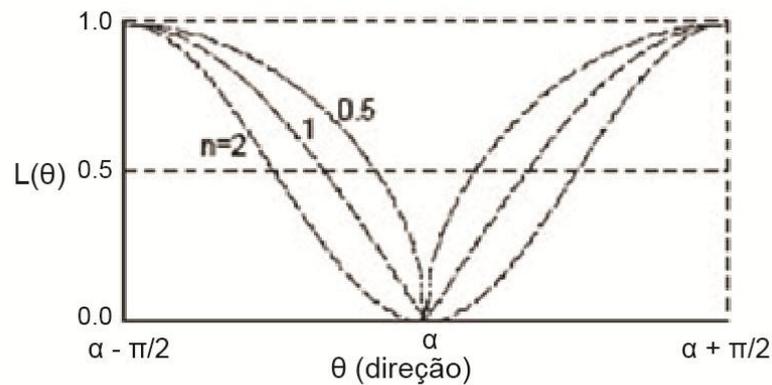


Figura 20: Atenuação do Filtro Cosseno Direcional. (Fonte: Geosoft, 2009).

3.6.2 Filtro de Continuação para Cima

Este filtro é utilizado 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. Ele transforma um campo medido em uma determinada altitude para outra maior, mais distante da fonte causadora. Sua aplicação atenua todas as frequências, porém com maior intensidade as altas frequências. Neste trabalho, o filtro de continuação para cima foi aplicado nos dados de campo magnético anômalo (já descontado o valor do IGRF).

A continuação para cima é considerada um filtro “limpo” porque quase não produz efeitos de borda, que podem exigir a aplicação de outros filtros ou processos para corrigi-los. Devido a isto, este filtro é frequentemente utilizado para remover ou minimizar os efeitos de fontes rasas e ruídos em *grids*. A Figura 21 mostra a variação desse filtro de acordo com a frequência.

Este filtro é expresso por:

$$L(r) = e^{-hr} \quad (3.6)$$

Onde,

h =a distância, em unidades de medição, para continuar para cima relativamente ao plano de observação;

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

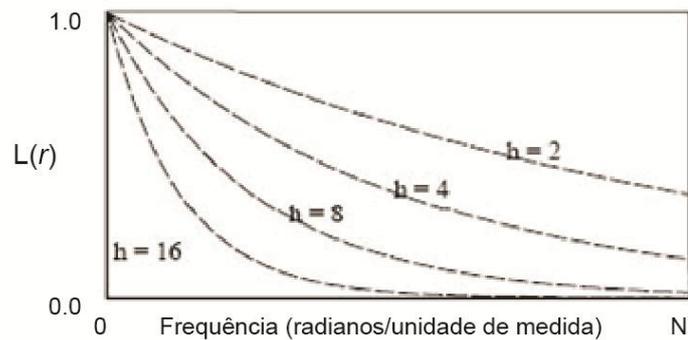


Figura 21: Atenuação do Filtro de Continuação para cima. (Fonte: Geosoft, 2009).

3.6.3 Derivadas e Sinal Analítico

As derivadas de uma função potencial (campo magnético) são de grande utilidade na interpretação dos dados, pois realçam as altas frequências (fontes mais rasas), como é o caso da derivada vertical ($\partial f / \partial z$), que é comumente aplicada a dados de campo magnético total para melhorar as fontes geológicas mais rasas nos dados (Milligan & Gunn, 1997), uma vez que dá a variação do sinal em profundidade (Z).

Além disso, as derivadas marcam estruturas e delimitam os limites ou contatos entre corpos com diferentes suscetibilidades magnéticas, como é o caso da derivada horizontal ($\partial f / \partial x$) + ($\partial f / \partial y$), que mostra a variação do sinal em X e Y. Mapas em relevo sombreado também empregam as derivadas horizontais. Considerando que, em geral, existem ruídos de alta frequência nos dados coletados, muitas vezes é necessária uma filtragem prévia com filtros passa-alta, como o *Butterworth* por exemplo.

O vetor resultante das derivadas horizontais, tomadas nas direções X e Y, é denominado de gradiente horizontal. O gradiente horizontal de uma anomalia de campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedades físicas, melhorando a visualização de contatos e estruturas magnéticas.

A derivada vertical é calculada no domínio da frequência, e as horizontais, mais facilmente obtidas, no domínio do espaço, podendo também ser computadas no domínio da frequência. No domínio da frequência, as derivadas horizontais X e Y, e a derivada vertical Z, são definidas, respectivamente por:

$$L(\mu) = (\mu i)^n \quad \text{Derivada na direção X} \quad (3.6)$$

$$L(v) = (v i)^n \quad \text{Derivada na direção Y} \quad (3.7)$$

$$L(r) = r^n \quad \text{Derivada na direção Z} \quad (3.8)$$

Onde,

n = ordem de diferenciação;
 μ = componente X do número de onda,
 $i = i = \sqrt{-1}$;
 v = componente Y do número de onda;
 r = número de onda (radianos por unidade de medição): $r=2\pi k$, onde k está em ciclos por unidades de medição.

O sinal analítico, ou amplitude do sinal analítico, é a soma dos quadrados das derivadas nas direções X, Y e Z (Geosoft, 2009). É uma técnica eficiente de determinação de parâmetros geométricos, como localização de limites (geológicos e estruturais) e profundidades de corpos quando em baixas latitudes magnéticas ou quando há presença de magnetização remanescente (Nabighian, 1972, 1974). Na verdade, não é uma técnica única, são diversos métodos automáticos ou semi-automáticos baseados no uso de derivadas horizontais e verticais de um campo potencial. A principal vantagem deles é o fato de seu resultado não depender dos parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização da fonte (Milligan & Gunn, 1997; Roest *et al.*, 1992 e Blum, 1999).

Para anomalias de campo potencial em 2D e 3D, os gradientes horizontal (derivadas horizontais X e Y) e vertical (derivada vertical Z) formam os sinais analíticos. Uma das características mais importantes desses gradientes ortogonais é o posicionamento da amplitude do sinal analítico resultante imediatamente acima dos limites da estrutura (Nabighian, 1974). A amplitude do sinal analítico é definida como a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas parciais:

$$ASA = \left(\left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)^2 \right)^{1/2} \quad (3.12)$$

O método conhecido como *tilt derivative*, também chamado de fase ou inclinação do sinal analítico, é muito utilizado em interpretações magnéticas, realçando sinais de fontes mais rasas, como também de grandes lineamentos

profundos. Segundo Thurston & Smith (1997), a fase permite a estimativa do mergulho da fonte causativa e, conseqüentemente, o contraste local de susceptibilidade magnética, em uma extensão da teoria do sinal analítico complexo, inicialmente apresentada por Nabighian (1972). As formulações para estimativa desses parâmetros e da profundidade são encontradas em Thurston & Smith (1997).

A fase do sinal analítico é definida pelo ângulo formado entre os vetores imaginários da 1ª derivada em Z e os vetores reais da 1ª derivada em X e Y. Essa expressão permite realizar a estimativa do mergulho e do contraste de susceptibilidade das fontes causadoras de anomalias.

$$\arctan \textit{ tilt} = \left(\frac{VDR}{THDR} \right) \quad (3.9)$$

Onde,
$$VDR = \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right) \quad (3.10)$$

e,
$$THDR = \left(\left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)^2 \right)^{1/2} \quad (3.11)$$

3.6.4 Redução ao Polo

A redução ao polo é usada em regiões de médias latitudes magnéticas, que no caso da área de estudo é de -30°, para visualizar os dados como se fossem observados no polo, ou seja, onde a inclinação é vertical. Isto facilita a interpretação de dados magnéticos já que, devido à inclinação magnética, as respostas de intrusões aparecem na forma de dipolo, e no polo apareceria como um monopolo, onde em tese a resposta de maior amplitude seria exatamente o centro do corpo causador da anomalia (Figura 22). Porém a redução ao polo pode ser muito afetada quando há presença de magnetização remanescente nas rochas, onde seria necessário conhecer tais parâmetros para aplicação do filtro. Devido a esta característica, foi utilizado o filtro de sinal analítico como alternativa segura, uma vez que ele independe dos parâmetros locais do campo geomagnético e da magnetização da fonte (remanescente/induzida), pois considera toda a magnetização uniforme.

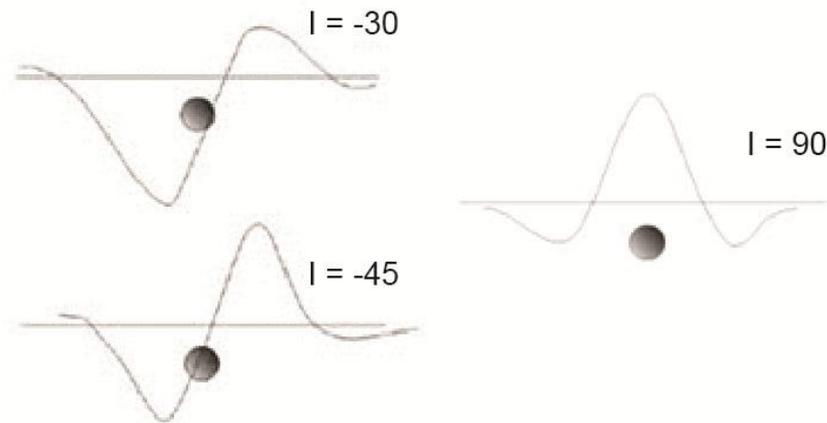


Figura 22: Respostas das intrusões magnéticas em diferentes latitudes (Fonte: Geosoft, 2009).

A redução ao polo é definida por:

$$L(\theta) = \frac{1}{(\sin I_a + i \cos I \cdot \cos(D - \theta))^2} \quad (3.12)$$

Onde,

I = inclinação magnética;

I_a = inclinação para a amplitude de correção (nunca menor do que I)

D = declinação magnética na área;

θ = direção da feição magnética.

Parâmetro:

I_a = inclinação para correlação de amplitude. O padrão é ± 20 . ($I_a = 20$, se $I > 0$; $I_a = -20$, se $I < 0$). Se $|I_a|$ é especificado para ser menor do que $|I|$, ele é estabelecido para ser I .

3.6.5 Deconvolução de Werner

Werner (1953) propôs um método para isolar uma anomalia magnética da interferência produzida por anomalias próximas. Isso levou a procedimentos automatizados para a interpretação de dados magnéticos, que hoje são chamados de Deconvolução de Werner. Essa técnica, de análise automática de dados magnéticos, é uma poderosa ferramenta para a interpretação de perfis magnéticos, e é uma metodologia utilizada apenas em perfis.

Originalmente, o método foi desenvolvido para resolver problemas envolvendo apenas diques estreitos, mas, posteriormente, foi estendido para outros tipos de corpos, que poderiam ser compostos por diversos corpos com a geometria

semelhante à desses diques, incluindo contatos litológicos em profundidade por exemplo. A Deconvolução de Werner é utilizada para determinar a posição (distância ao longo do perfil e profundidade), o mergulho (orientação) e a intensidade (susceptibilidade magnética) de corpos de fontes magnéticas para um perfil magnético, e vem sendo utilizada com grande sucesso na estimativa de profundidade de feições e corpos isolados. O processo para encontrar soluções a partir da Deconvolução de Werner será descrito a seguir e de acordo com Geosoft (2009b).

Cada cálculo da Deconvolução de Werner opera em um segmento ('janela') do perfil de anomalias, e pode produzir uma única solução. O cálculo tem início no começo do perfil utilizando o menor tamanho de janela, e a janela se move ao longo do perfil, até o seu final. Então, o tamanho da janela é incrementado e todo o perfil de anomalias é novamente processado.

Muitos parâmetros controlam o número de soluções geradas pela Deconvolução de Werner:

- Comprimento mínimo e máximo da janela: ajusta o comprimento mínimo e o máximo do operador da Deconvolução de Werner;
- Incremento da expansão da janela: determina o número e o 'tamanho' das etapas entre as dimensões mínimas e máximas do operador da Deconvolução de Werner; e
- Incremento do deslocamento da janela: ajusta a distância na qual o operador da Deconvolução de Werner é movido ao longo do perfil das anomalias entre os cálculos.

Estes três parâmetros são especificados em unidades de distância (no caso deste trabalho, metros). Os menores valores para o incremento da expansão da janela e para o incremento do deslocamento da janela geram mais cálculos e, portanto, mais soluções. O método da Deconvolução de Werner não encontrará muitas soluções válidas para profundidades mais rasas do que o espaçamento dos dados de entrada ou para profundidades maiores do que o comprimento da janela.

Cada cálculo da Deconvolução de Werner gera potencialmente uma solução, e dois parâmetros de entrada determinam se uma solução calculada será salva na

base de dados de saída: (i) o parâmetro de corte residual, que ajusta um limite de amplitude para as anomalias (em nT) e permite eliminar soluções causadas por ruídos no perfil de entrada, sendo que valores maiores do corte residual eliminam mais soluções; e (ii) o parâmetro do corte na direção X, que ajusta uma distância horizontal limítrofe para as soluções (em unidades do *fiducial*) relativas ao centro do operador da Deconvolução de Werner, sendo que quando o valor do corte na direção X é diminuído, mais soluções são eliminadas.

No *software* utilizado neste trabalho, as soluções apresentadas na base de dados de saída são classificadas pela distância ao longo da linha, referenciadas para o primeiro ponto no perfil de entrada. Um canal contém as profundidades das soluções referentes a diques para a elevação de voo, e outro canal contém as elevações das soluções referentes a contatos em relação à altura de voo.

4 – NATUREZA E PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

4.1 CARACTERÍSTICAS DA BASE DE DADOS AEROMAGNÉTICOS

A caracterização e a modelagem geofísica foram desenvolvidas a partir dos dados do levantamento aeromagnetométrico do Projeto Camaquã – Área I (1010), executado entre 1972 e 1973 pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil a pedido do Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM. A área do levantamento (Figura 23) corresponde, em parte, à área em destaque do Apêndice 1.

A partir desses dados foram elaborados: mapas temáticos, integrados às informações geológicas, estruturais e tectônicas da área, e o modelo 2,5D de um perfil NW-SE na BC. Os parâmetros do Projeto Camaquã – Área I (1010) estão descritos na

Tabela 3. Todos os dados referentes ao aerolevantamento, e citados neste trabalho, foram extraídos do relatório gerado pela empresa Texas Instruments, Inc., contratada para realizar o levantamento em questão (Texas Instruments, Inc, 1973), e dos relatórios posteriores gerados pela CPRM (CPRM, 1975 e 1995).

Tabela 3: Parâmetros do levantamento aeromagnetométrico do Projeto Camaquã – Área I (1010). (Fonte: CPRM, 1995).

PARÂMETROS	UNIDADES
Período do Levantamento	16/06/1972 – 07/05/1973
Intervalo de amostragem	1 segundo
Altura de voo	150 metros
Velocidade média de operação do avião	193 km/h
Direção e espaçamento das linhas de voo (LV)	NW-SE, 1 Km
Direção e espaçamento das linhas de controle (LC)	NE-SW, 18 Km
Aeromagnetômetro	Geometric modelo G-803, com precisão de 1 gamma para amostragem de 1s

Para o levantamento aeromagnetométrico foi utilizado um avião tipo Douglas DC-3 (Foto 1) por seu tamanho, capacidade de carga, flexibilidade de operação e segurança, que são condições requeridas para este tipo de projeto. Além do equipamento padrão fabricado do avião, foi instalado um piloto automático BENDIX para manter a orientação das linhas de voo, e um radar altimétrico AN/APN0141 W(V) para indicar, manter e registrar a distância entre o avião e o terreno.

Para aquisição dos dados foram utilizados dois magnetômetros: um aéreo e um terrestre. Quanto ao magnetômetro aéreo, foi utilizado um próton-magnetômetro aéreo GEOMETRIC, modelo G-803, que foi rebocado pela aeronave. Já quanto ao magnetômetro terrestre, foi utilizado um próton-magnetômetro aéreo VARIANT, modelo V-4937^a, com o sensor localizado de tal forma que minimizasse ao máximo as interferências locais. O magnetômetro terrestre foi o que permitiu registrar as variações no campo magnético terrestre durante a coleta dos dados, e a partir disso realizar a correção da Variação Diurna dos dados. O nivelamento dos dados, assim como a correção da variação diurna, foi realizado pela empresa responsável pelo levantamento e estão descritos no relatório elaborado pela Texas Instruments, Inc. (Texas Instruments, Inc, 1973). A Figura 23 mostra as linhas de voo do levantamento aeromagnetométrico.



Foto 1: Avião modelo Douglas DC-3 utilizado para o levantamento dos dados aeromagnéticos (Texas Instruments, Inc, 1973).

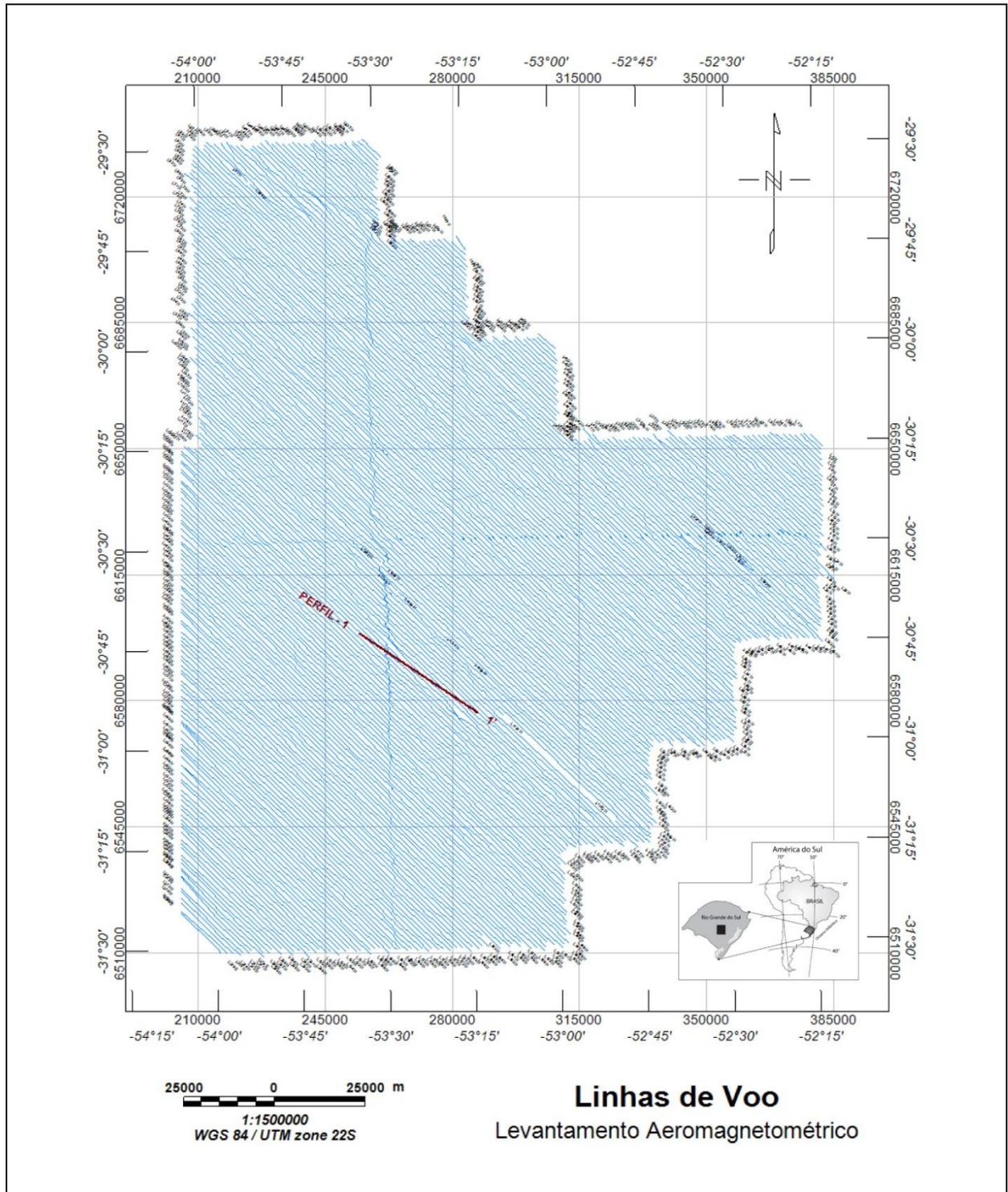


Figura 23: Linhas de voo do levantamento aeromagnetométrico, do Projeto Camaquã – Área I (1010), localizadas no centro do estado do Rio Grande do Sul, com direção *strike* às feições geológicas da região.

4.2 AQUISIÇÃO DE VALORES DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Além dos dados aeromagnéticos, também foram utilizados valores de susceptibilidade magnética das rochas na modelagem 2,5D do perfil. Esses valores foram adquiridos através de trabalho de campo, onde foram coletados valores de susceptibilidade em todas as litologias presentes na área do perfil 1-1'.

As principais informações coletadas em campo, e que foram utilizadas na modelagem, estão descritas na Tabela 4. Já a localização dos pontos de campo pode ser visualizada no Apêndice 1. Os valores iniciais de susceptibilidade magnética (Tabela 4) utilizados durante o processo de modelagem (adquiridos em campo) foram ponderados a fim de se obter a melhor curva de ajuste calculado para o modelo.

Tabela 4: Principais informações dos pontos descritos no trabalho de campo. A Unidade Geológica está de acordo com CPRM (2006b).

PONTO	COORDENADAS UTM WGS-84		UNIDADE GEOLÓGICA	SUSCEPTIBILIDADE ($\times 10^{-3}$ SI)	DATA
	mE	mN			
PM-01	254491	6599337	Formação Arroio Mudador	---	21/05/2010
PM-02	254840	6599221	Formação Arroio Mudador	0.408	21/05/2010
PM-03	255184	6599057	Formação Arroio Mudador	---	21/05/2010
PM-04	255155	6598908	Formação Arroio Mudador	0.453	21/05/2010
PM-05	255316	6598392	Formação Arroio Mudador	0.249	21/05/2010
PM-06	255025	6597888	Formação Arroio Mudador	0.277	21/05/2010
PM-07	257639	6595141	Formação Varzinha	0.129	21/05/2010
PM-08	256005	6596144	Formação Hilário	0.374	21/05/2010
PM-09	260752	6591860	Formação Varzinha	0.100	21/05/2010
PM-10	262570	6592925	Formação Varzinha	0.114	21/05/2010
PM-11	267628	6589913	Formação Varzinha	0.108	21/05/2010
PM-12	269341	6578775	Formação Hilário	0.277	21/05/2010
PM-13	271411	6577209	Formação Pedra Pintada	0.062	21/05/2010
PM-14	276409	6579908	Formação Pedra Pintada	0.040	21/05/2010
PM-15	280208	6582579	Formação Pedra Pintada	0.053	21/05/2010
PM-16	278945	6580971	Formação Pedra Pintada	0.061	22/05/2010
PM-17	276945	6576153	Formação Pedra Pintada	0.072	22/05/2010

PONTO	COORDENADAS UTM WGS-84		UNIDADE GEOLÓGICA	SUSCEPTIBILIDADE ($\times 10^{-3}$ SI)	DATA
	mE	mN			
PM-18	278049	6575895	Formação Rodeio Velho	1.639	22/05/2010
PM-19	280312	6575069	Formação Varzinha	0.104	22/05/2010
PM-20	283928	6575122	Complexo Metamórfico Porongos	0.194	22/05/2010
PM-21	283952	6578834	Formação Varzinha	0.107	22/05/2010
PM-22	286680	6575152	Complexo Metamórfico Porongos	0.035	22/05/2010
PM-23	289644	6576946	Granitóide Santana da Boa Vista	0.032	22/05/2010
PM-24	295770	6582624	Ganisse Encantada	0.350	22/05/2010
PM-25	293397	6584912	Granitóide Santana da Boa Vista	0.018	22/05/2010
PM-26	290501	6590689	Formação Varzinha	0.100	22/05/2010
PM-27	289161	6597529	Formação Pedra Pintada	0.049	22/05/2010
PM-28	281976	6604848	Formação Varzinha	0.110	22/05/2010
PM-29	273162	6611385	Formação Serra dos Lanceiros	0.410	22/05/2010
PM-30	270827	6613927	Formação Hilário	24.36	22/05/2010

As medidas de susceptibilidade foram realizadas nas rochas *in situ* (Foto 2) com um susceptibilímetro, gentilmente cedido pela UNIPAMPA-RS, modelo KT-10 da Terraplus (Foto 3), de sensibilidade 1×10^{-6} SI e um *range* de medida de 0.001×10^{-3} a 999.99×10^{-3} SI. O equipamento tem frequência de 20 medições por segundo e é extremamente sensível a variações de temperatura. Devido a isso, deve-se realizar a medição em três etapas: (i) realiza-se uma medida chamada de *free air* (medida ao ar livre), que serve para calibrar o equipamento, (ii) mede-se diretamente na rocha por alguns segundos, e (iii) mede-se novamente uma *free air*. Esse processo é realizado em torno de três vezes, e após essas etapas, o equipamento calcula a média das medidas e mostra o valor de susceptibilidade magnética para aquela rocha.



Foto 2: Medida de susceptibilidade magnética nas rochas *in situ*.



Foto 3: Susceptibilímetro KT-10 utilizado para aquisição dos valores de susceptibilidade magnética.

4.3 PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

Após a aquisição dos dados aeromagnéticos, e dos dados de susceptibilidade, foi utilizado o *software* Oásis montaj™ v.7.2, produzido pela NGA (*Northwest Geophysical Associates*) para a plataforma Geosoft, para gerar uma base de dados e assim realizar o tratamento e processamento das variáveis geofísicas. Essa base de dados é composta por linhas que correspondem às linhas de voo do levantamento aeromagnetométrico. O fluxograma da Figura 24 ilustra

simplificadamente os passos utilizados para o processamento e tratamento dos dados.

Após ser gerada a base de dados, os dados aerogeofísicos foram interpolados em malhas regulares (*grids*) objetivando prepará-los para posteriores análises e transformações matemáticas (operadas no domínio da frequência), pois todos os filtros são aplicados em *grids*. Diversos métodos de interpolação podem ser usados na geração de malhas. O método adequado deve ser escolhido de acordo com a variável geofísica trabalhada, do tipo de processamento realizado, do padrão e distribuição da variável analisada, das informações geológico-estruturais, etc (Blakely, 1995). Muitas vezes a escolha do interpolador pode resultar na criação de feições espúrias ou mesmo no desaparecimento de feições sutis importantes.

Neste trabalho, a interpolação dos dados (ou gridagem) foi realizada pelo método bi-direcional, que é o mais indicado para dados em linha, como é o caso deste levantamento, já que possui a propensão de fortalecer as tendências perpendiculares à direção das linhas de voo. Já a definição do tamanho de célula foi baseada no espaçamento entre as linhas de voo. Foram realizados diversos testes, e o melhor resultado foi obtido com uma célula de tamanho de 250m, ou seja $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas.

4.3.1 Correções

4.3.1.1 Micronivelamento

A primeira correção realizada foi o micronivelamento, que tem por finalidade retirar dos dados os ruídos de alta frequência causados pela aeronave durante o levantamento. Para o micronivelamento foram aplicados os filtros Butterworth (passa-alta) e Cosseno Direcional, com a finalidade de retirar o ruído apenas na direção das linhas de voo.

Para o micronivelamento foram testados diversos valores de comprimentos de onda nos filtros. Os melhores resultados foram obtidos com comprimentos de onda de 9400m no filtro *Butterworth* passa-alta, que é 9,4 vezes o espaçamento entre as linhas de voo (Geosoft, 2009 sugere acima de 8 vezes). Também foram testados alguns graus para a função de *Butterworth*, e o grau que forneceu melhores

resultados foi o grau 6. Com a aplicação desse filtro gerou-se um *grid* apenas com o ruído dos dados, e nesse *grid* foi aplicado o filtro Cosseno Direcional.

Na aplicação do filtro Cosseno Direcional, para eliminar da malha as tendências na direção das linhas de voo, também foram testados vários graus para a função cosseno, e o melhor resultado foi obtido com o grau 2, que é o indicado para espaçamento entre linhas maiores que 500m (Geosoft, 2009). O azimute utilizado para aplicação do filtro foi de 136°.

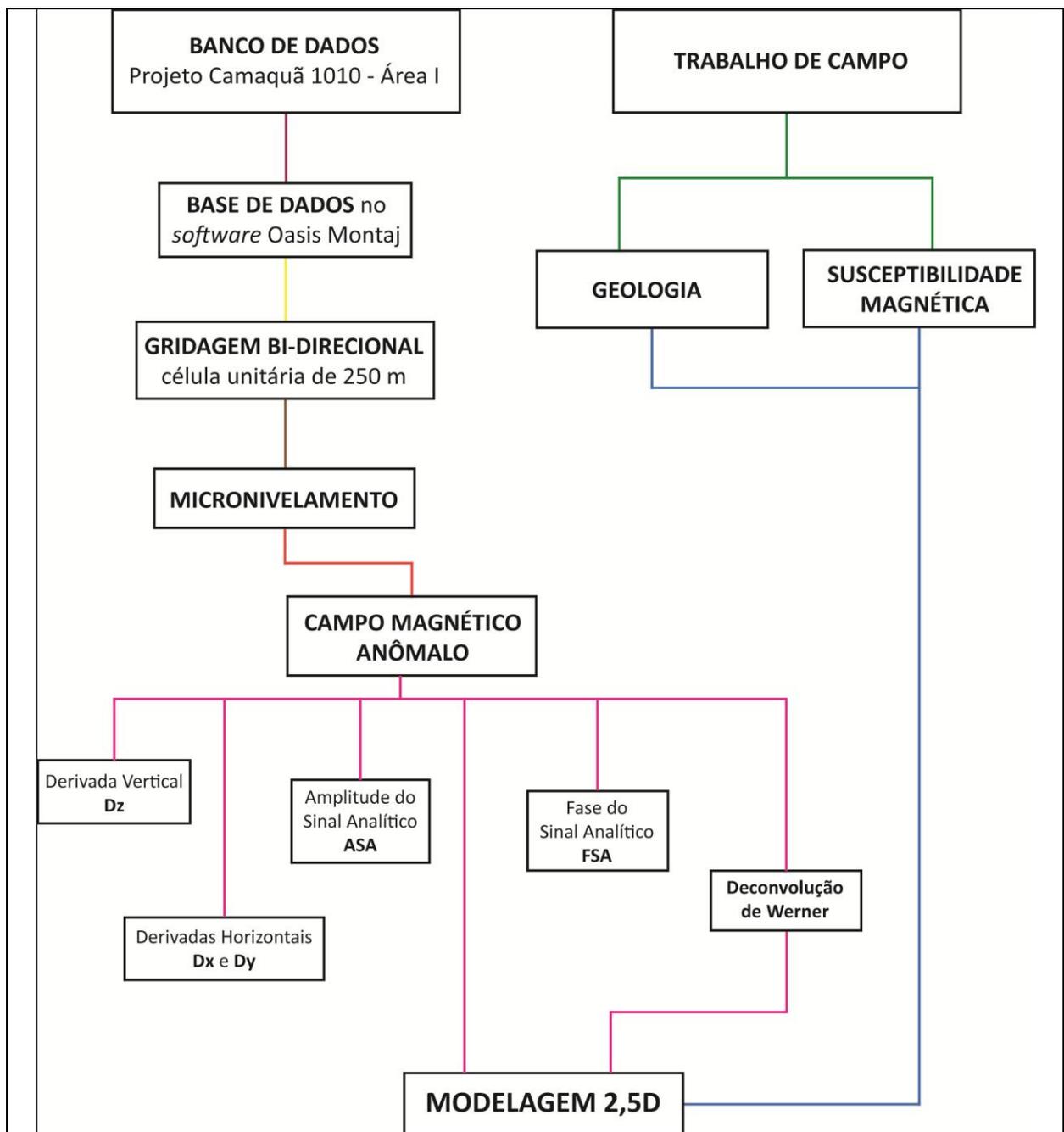


Figura 24: Fluxograma simplificado da sequência de processamento dos dados aerogeofísicos aliado ao trabalho de campo.

A aplicação desses dois filtros resultou em um *grid* com o ruído de alta frequência apenas na direção das linhas de voo. Esse *grid* foi subtraído do *grid* de dados aeromagnéticos bruto e o produto obtido foi o dado magnético micronivelado, ou seja, livre dos ruídos.

4.3.1.2 Remoção do IGRF

A aplicação dos filtros e a modelagem 2,5D são processamentos realizados no dado de Anomalia Magnética, que se refere ao campo magnético anômalo. Com isso, a próxima etapa do processamento foi obter o Campo Magnético Anômalo da área de estudo.

Para se obter o Campo Magnético Anômalo deve-se extrair dos dados aeromagnéticos o campo magnético gerado pela Terra. A subtração dos valores do campo regional terrestre é baseada no modelo *International Geomagnetic Reference Field* – IGRF, que depende das coordenadas da área e da data do levantamento, e objetiva deixar apenas as anomalias magnéticas associadas às heterogeneidades da crosta terrestre. O IGRF utilizado foi o vigente na época do levantamento, e que foi calculado através do próprio *software*.

Para calcular o IGRF, além das coordenadas da área e da data do levantamento, é necessário inserir um dado de elevação, e como no banco de dados não existia um canal correspondente à topografia, foi necessário utilizar um Modelo Digital de Elevação. Com isso, foi adquirido um Modelo Digital de Elevação – SRTM com resolução espacial de 90m. Esse SRTM foi reamostrado para um tamanho de célula de 250m e foi amostrado para o banco de dados, onde foi somado 150m aos valores do SRTM, que corresponde à altitude de voo do levantamento (

Tabela 3). A data utilizada para o cálculo do IGRF foi 31/12/1972, uma data média do período do levantamento que durou em torno de um ano.

A partir do cálculo do IGRF também foram obtidos os parâmetros de declinação, inclinação e Campo Total da Terra para a área do levantamento na época em que ele foi realizado.

4.3.2 Filtros

Por fim, para melhor visualização do campo magnético anômalo, foi aplicado o filtro de Continuação para Cima, com uma continuação de 500m (baseando-se na célula de 250m). De uma maneira simplificada esse filtro simula o afastamento do sensor da fonte magnética, ou seja, simula diferentes respostas para o sinal a diferentes alturas, reduzindo assim os ruídos de alta frequência e suavizando os dados.

Após essas correções e a obtenção do Campo Magnético Anômalo, foi criada uma nova 'linha' na base de dados, além das linhas de voo já existentes. Essa linha corresponde ao perfil 1-1', e todos os filtros utilizados a partir dessa etapa, foram aplicados apenas nessa nova linha.

Para auxiliar na interpretação geológico-estrutural foram aplicados os filtros: (i) *Derivada Vertical*, para melhor visualização de fontes geológicas mais rasas, além de contatos litológicos e falhas, pois faz um estudo da taxa de variação do sinal; (ii) *Derivas Horizontais*, gerando o Gradiente Horizontal, também para visualização de contatos e estruturas magnéticas; (iii) *Sinal Analítico*, para localização de limites (geológicos e estruturais) e profundidades de corpos; (iv) Fase do Sinal Analítico (*Tilt Derivative*), para realçar sinais de fontes mais rasas, como também de grandes lineamentos profundos; e (v) *Deconvolução de Werner*, para mapear contatos litológicos e presença de corpos profundos. Os parâmetros utilizados para gerar soluções de Werner, de acordo com a metodologia descrita no item 3.6.5 foram:

- Profundidade mínima de 10m e máxima de 10.000m;
- Comprimento da janela mínimo de 100m e máximo de 1.000m;
- Incremento da expansão da janela de 20m;
- Incremento do deslocamento da janela de 500m;
- Corte residual igual a zero (nT) e corte na direção X de 20 fiduciais.

Alguns mapas utilizando o filtro de Redução ao Polo foram gerados, no entanto, eles não apresentaram bons resultados, pois a componente remanente do campo não foi considerada neste trabalho e a redução ao polo só é eficaz quando se conhece a resposta dessa componente.

4.4 MODELAGEM 2,5D NA REGIÃO CENTRAL DA BC

Após a obtenção do Campo Magnético Anômalo, das correções e filtragens realizadas e da criação da nova 'linha' no banco de dados, iniciou-se a modelagem 2,5D. A linha criada na base de dados corresponde ao perfil 1-1', que foi a linha utilizada para a modelagem.

A modelagem consistiu na geração de um modelo 2,5D – X, Y e Susceptibilidade – do perfil 1-1' (destacado no Apêndice 1). Para o cálculo da resposta magnética do modelo geológico construído foi utilizado o pacote GM-SYS[®] v.7.2 para Windows, que representa a suíte de modelagem do Oásis montaj[™]. Este programa possibilita a criação e a manipulação interativa de modelos geológicos bidimensionais, permitindo o ajuste das curvas calculada e observada e o teste de diversas soluções alternativas. Os métodos utilizados por este programa são baseados em Talwani *et al.* (1959) e Talwani & Heirtzler (1964 *apud* NGA, 2001) e são utilizados os algoritmos e rotinas descritos por Won & Bevis (1987) para o cálculo da anomalia magnética devida a um polígono. Os cálculos de anomalias 2,5D ou terminação de corpos dentro de um campo potencial são baseados em Rasmussen & Pedersen (1979).

O dado utilizado para construção do modelo foi o de Campo Magnético Anômalo com filtro de Continuação para Cima. Os parâmetros do campo magnético da Terra, inseridos no GM-SYS[®], correspondem aos valores do ponto mais central do Perfil 1-1', o PM-11, e são: declinação = -8° , inclinação = -30° e intensidade do campo magnético total = 23.893nT. Para se chegar ao modelo final, foram realizados diversos testes com valores diferentes de susceptibilidade para os dois tipos principais de litologia: rochas sedimentares da Bacia do Camaquã e rochas do embasamento. Esses testes estão representados por dois modelos, cujas susceptibilidades finais estão descritas na Tabela 5. Após estes testes foi possível gerar o modelo magnético 2,5D final, cujos valores finais de susceptibilidade das litologias estão descritos na Tabela 6.

Não foram constatados furos de sondagem existentes na região do Perfil 1-1', que pudessem auxiliar na modelagem oferecendo informações dos estratos ocorrentes em profundidade.

Tabela 5: Valores de susceptibilidade magnética iniciais (Modelos 1 e 2) para os dois tipos litológicos principais presente no perfil 1-1'

LITOLOGIA	SUSCEPTIBILIDADE (SI)	
	MODELO 1	MODELO 2
Bacia Sedimentar	0	0
Embasamento	0,00005	-0,000025

Tabela 6: Valores de susceptibilidade magnética finais (Modelo 3) para cada litologia presente no modelo magnético do perfil 1-1'.

SIGLA	UNIDADE GEOLÓGICA	SUSCEPTIBILIDADE (SI)
CV	Complexo Vacacaí	0,013157
AR	Formação Arroio Mudador	0,007502
FH	Formação Hilário	0,005001
FV	Formação Varzinha	0,005605 / 0,004097
-	Sedimentos Indiferenciados	0,005605
FPP	Formação Pedra Pintada	0,005052 / 0,007376 / 0,004285
FRV	Formação Rodeio Velho	0,010028
C	Complexo Metamórfico Porongos	0,003757
G	Granitóide Santana da Boa Vista	0,005818
EMBASAMENTO	-	-0,010304

5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 AEROMAGNETOMETRIA

A interpretação e a integração dos produtos resultantes foram fundamentadas no conhecimento das relações entre as propriedades físicas, na geometria, no posicionamento das rochas, e no seu comportamento perante o campo magnético da área estudada durante o levantamento aerogeofísico realizado. Uma vez estabelecidos os padrões prováveis de respostas magnéticas para o cenário geológico investigado, foi realizada análise integrada dos mapas temáticos gerados, incluindo o traçado de lineamentos, anomalias de grandes comprimentos de onda, a relação com o arcabouço estrutural, a definição dos principais domínios magnéticos, a correlação geológica e a identificação de zonas anômalas.

A interpretação dos dados aeromagnéticos consistiu em realizar o estudo dos diferentes padrões das anomalias magnéticas, sendo que as grandes unidades litológicas podem ser reconhecidas pelos padrões característicos das anomalias para a latitude magnética considerada. Já os contatos entre as unidades geológicas adjacentes foram determinados com base nas variações da frequência das anomalias, sua extensão em área, forma, orientação, amplitude magnética local ou regional e pelo nível geral de intensidade. Estas diferenças geralmente são nítidas e proporcionam um meio eficaz para localizar os contatos e ou estruturas litológicas.

Os mapas de localização e geológico do Apêndice 1 e do Apêndice 2, respectivamente, juntamente com as informações geológicas e geotectônicas descritas no capítulo 2, serviram como base para a interpretação e correlação dos mapas temáticos magnéticos apresentados a seguir.

5.1.1 Campo Magnético Anômalo

A Figura 25 mostra o campo magnético anômalo obtido após micronivelamento, remoção do IGRF e aplicação do filtro de Continuação para Cima. Analisando esse mapa foi possível identificar a presença de três grandes áreas, ou domínios magnéticos: o Domínio Magnético Oeste (DMO), o Domínio Magnético Central (DMC) e o Domínio Magnético Leste (DML). Esses três domínios estão em consonância com a divisão feita por Costa (1997) (Figura 4) e Preissler (2009). Já o

mapa da Figura 26 mostra o mapa Geológico da área sobreposto ao Mapa de Anomalia Magnética, servindo como subsídio para o entendimento das interpretações.

Os três domínios são separados por grandes lineamentos que cortam a área. A Sutura de Caçapava do Sul (ou também chamada Anomalia Magnética Caçapava do Sul – AMCS) separa o DMO do DMC, e a Sutura de Porto Alegre separa o DMC do DML (Costa, 1997). Nesta região, a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal do Canguçu (ZCDC) ocorre coincidente com a Sutura de Porto Alegre, e as duas nomenclaturas estão corretas.

No **DMO** é possível observar ao norte valores magnéticos de maior intensidade, chegando a mais de 110nT, e ao sul valores magnéticos mais baixos, com intensidades de até -150nT. Esses padrões magnéticos são separados pelo Lineamento Magnético de Ibaré (LI), definido por Costa (1997). O mapa do Escudo Sul-riograndense da Figura 3, mostra que o LI separa o Terreno São Gabriel, a norte, composto por gnaisses, metassedimentos e rochas vulcânicas de alto valor magnético, do Terreno Taquarembó, a sul, composto por rochas graníticas, quartzitos, mármore e conglomerados de baixo valor magnético (com provável característica diamagnética em alguns locais).

É possível observar no DMO um lineamento bem marcado de direção aproximada N45E - L1. Este lineamento está relacionado com a Falha (ou Zona de Cisalhamento) mapeada por CPRM (2006b) a leste do complexo Granítico Capava do Sul (GC). Observando o Apêndice 2, essa falha separa corpos das Formações Hilário (vulcânicas), Arroio América (arenitos) e Maricá (arenitos), para NW, de corpos das Formações Santa Fé (conglomerados com clastos vulcânicos e plutônicos) e Acampamento Velho (vulcânicas), para SE. Nota-se que a resposta magnética à NW é mais fraca, uma vez que ocorrem mais rochas sedimentares (Figura 26).

Ocorre também uma anomalia bipolar na região nordeste do DMO. Essa anomalia tem aproximadamente 13km de extensão e 10km de largura. Segundo Preissler (2009), essa anomalia, de amplitude de 1325nT, pode estar associada a corpos de serpentinitos e xistos magnesianos relacionados ao Complexo Bossoroca, que ocorrem ao norte da cidade de Caçapava do Sul.

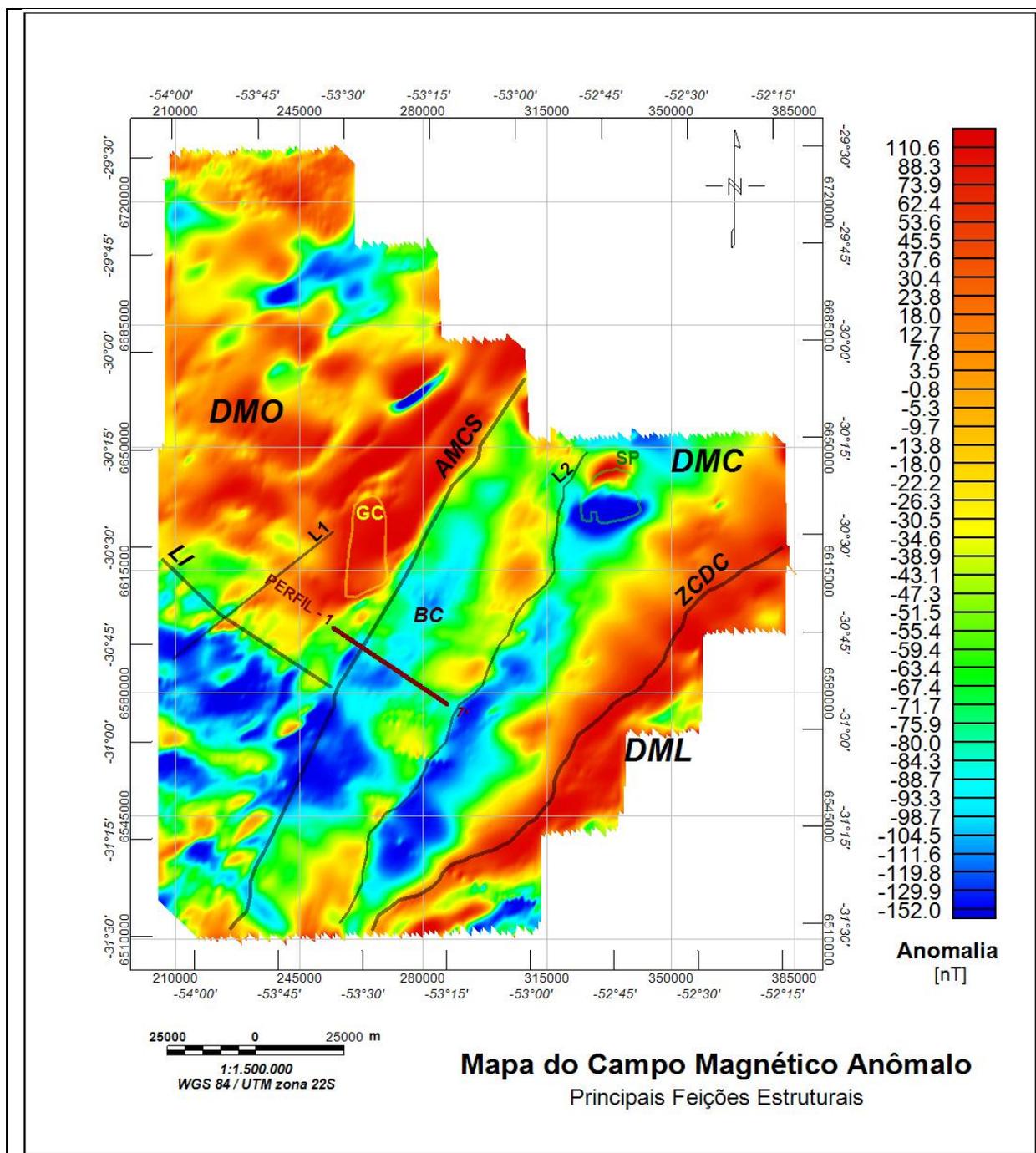


Figura 25: Mapa do Campo Magnético Anômalo da área do levantamento aeromagnetométrico, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.

A região do **DMC** corresponde à BC, onde ocorrem rochas sedimentares recobrando o embasamento. Devido a isso, é no DMC que ocorrem os valores magnéticos mais baixos, variando de zero a menos de -150nT. Como dito anteriormente, o DMC é separado do DMO pela Anomalia Magnética Caçapava do Sul (AMCS) ou Sutura de Caçapava (Costa, 1997).

Na área do perfil 1-1', os valores magnéticos mais baixos ocorrem na parte centro-oeste, chegando em torno de -100nT. Isso indica, provavelmente, uma maior profundidade do embasamento nessa região, uma vez que as respostas magnéticas baixas estão associadas às rochas sedimentares da bacia. Já na parte leste do perfil ocorrem valores magnéticos mais altos, em torno de -60nT, que podem estar associados a rochas graníticas e gnáissicas, existentes na região, e a altos do embasamento.

No início do perfil 1-1', a oeste, ainda no DMO, é possível ver que os valores magnéticos aumentam também (como na parte leste). Esses valores estão relacionados ao alto do embasamento Caçapava do Sul, da mesma maneira que a leste do perfil, os altos valores magnéticos estão relacionados ao alto do embasamento Serra das Encantadas (Janikian et al., 2003 e Almeida et al., 2009). O lineamento L2, existente no centro do DMC, está relacionado com esse alto do embasamento Serra das Encantadas, evidenciando a mudança de litologia, da Bacia do Camaquã, a oeste, para o Terreno Tijucas a leste (Figura 3 e Apêndice 2). O Terreno Tijucas pode estar relacionado com os valores entre -30nT e zero que ocorrem na região centro-norte do DMC. O L2 também separa a BC Central da BC Oriental (Janikian et al., 2003 e Almeida et al., 2009)

Analisando essas respostas magnéticas, o DMC corresponde a um gráben, onde os baixos valores magnéticos, no centro do domínio, indicam que o embasamento está a maiores profundidades, e os valores magnéticos mais altos, nas bordas do domínio, indicam que o embasamento está mais próximo à superfície. Isso corrobora as definições de Frago-César et al., (2000), Frago-César et al., (2003), Janikian et al., (2003), Fambrini (2003), Almeida, (2005) e, mais recentemente Soares (2011), que consideram que a "Bacia do Camaquã" teria sua evolução vinculada a um sistema de riftes extensionais.

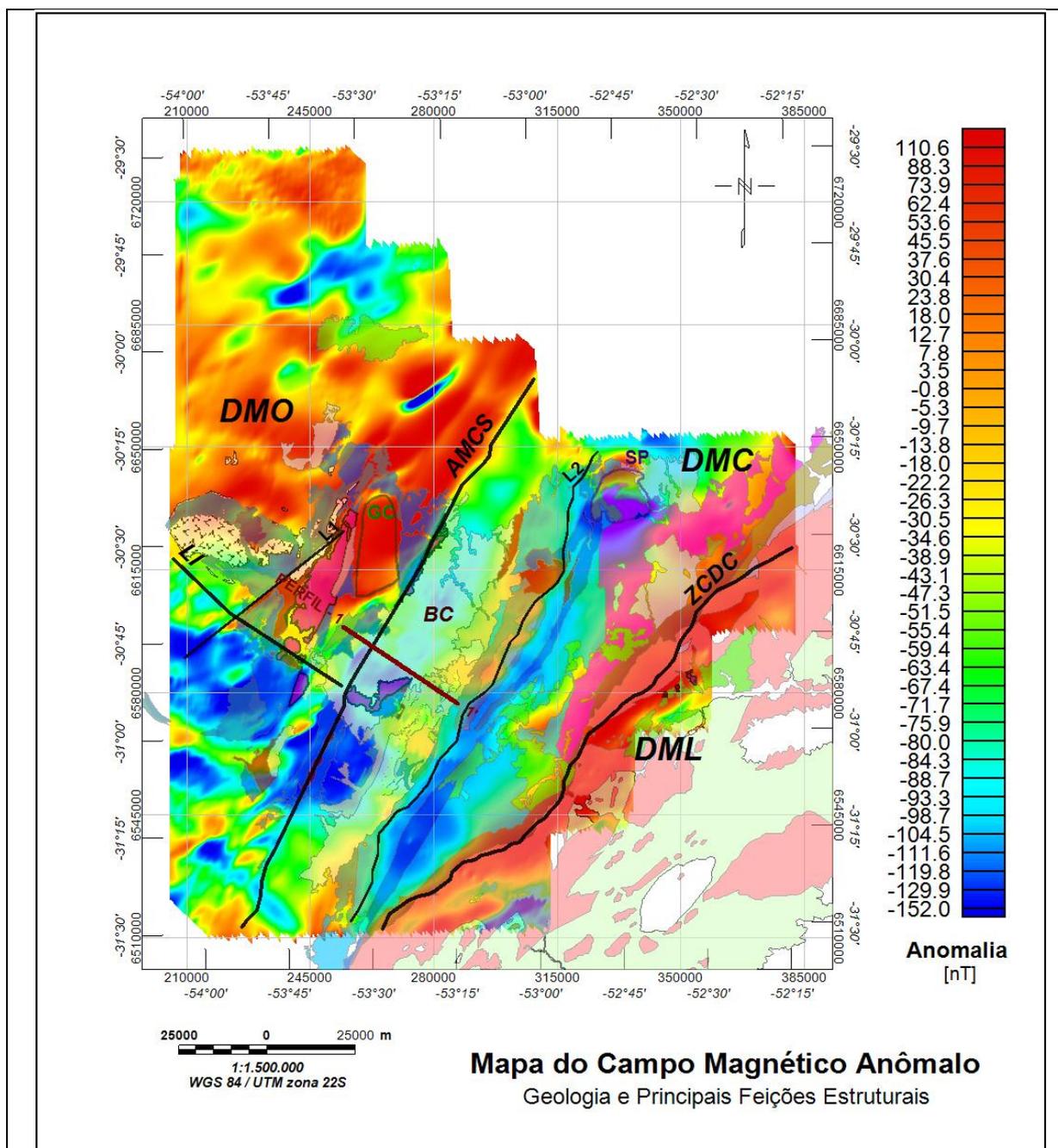


Figura 26: Mapa Geológico sobreposto ao Mapa de Anomalia Magnética da área de estudo, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2. A legenda das unidades geológicas pode ser visualizada no Apêndice 1. (Modificado de CPRM, 2006b).

É possível observar também, na região norte do DMC, uma anomalia magnética bipolar. Analisando o mapa de Anomalia Magnética como o mapa Geológico, é possível afirmar que essa anomalia está associada aos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul e sienitos da Suíte Intrusiva Piquiri (Figura 26).

A ZCDC separa o DMC do DML. De acordo com o mapa geológico do Apêndice 2, a ZCDC, de direção NNE-SSW, separa o Batólito Pelotas do Terreno Tijucas. Esta zona de cisalhamento é bem evidente nos mapas de Derivadas apresentados a seguir.

5.1.2 Derivada Vertical (Z) e Gradiente Horizontal (X e Y)

Conforme mencionado no Capítulo 3, o filtro de Derivada Vertical é comumente aplicado para realçar fontes geológicas mais rasas, com sinal magnético de alta frequência.

O Gradiente Horizontal, vetor resultante das derivadas horizontais (X e Y), tem a mesma aplicabilidade da Derivada Vertical (Z), pois também realça as altas frequências. Ele marca estruturas e delimita os limites ou contatos entre corpos com diferentes susceptibilidades magnéticas, indicando mudanças laterais abruptas de propriedades físicas, melhorando a interpretação de contatos e estruturas geológicas.

Analisando em conjunto os mapas de Derivada Vertical (Figura 27) e do Gradiente Horizontal (Figura 28) da área de estudo, foi possível delimitar com maior acurácia as feições estruturais evidenciadas no Mapa de Campo Magnético Anômalo da Figura 25. Para melhor visualização das feições estruturais da área, o mapa de Derivada Vertical foi gerado em preto e branco com relevo sombreado.

O melhor resultado observado nos mapas de Derivada Vertical (Figura 27) e de Gradiente Horizontal (Figura 28) foi a delimitação do DMC. Os limites do DMC com o DMO e o DME, marcados pela AMCS e pela ZCDC, também estão bem evidentes nos mapas. A baixa ocorrência de anomalias magnéticas no DMC, evidenciada no mapa com variação em Z (profundidade), e de variações do sinal em X e Y, indica que as fontes magnéticas são profundas, podendo indicar também baixas altitudes topográficas.

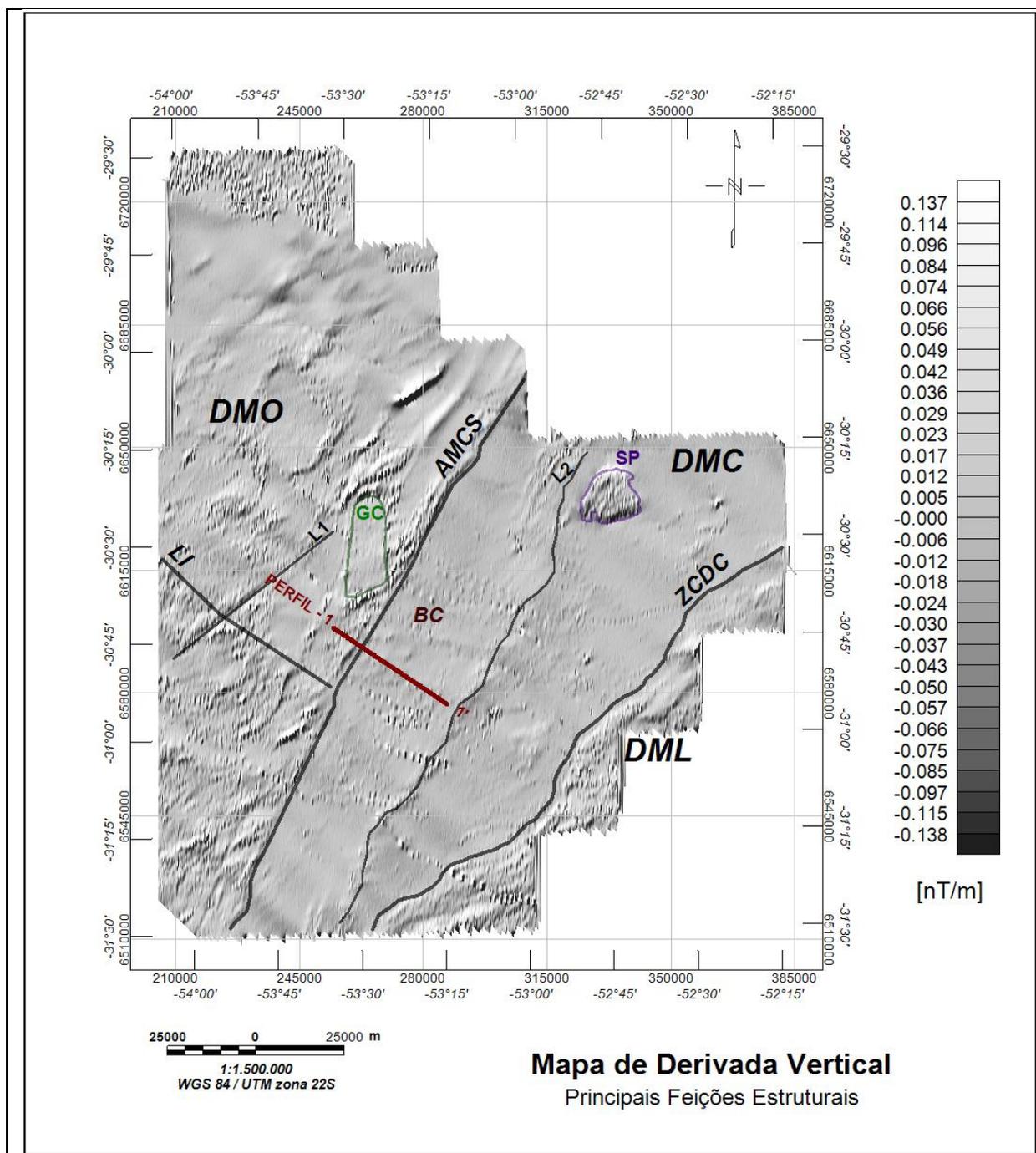


Figura 27: Mapa de Derivada Vertical, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.

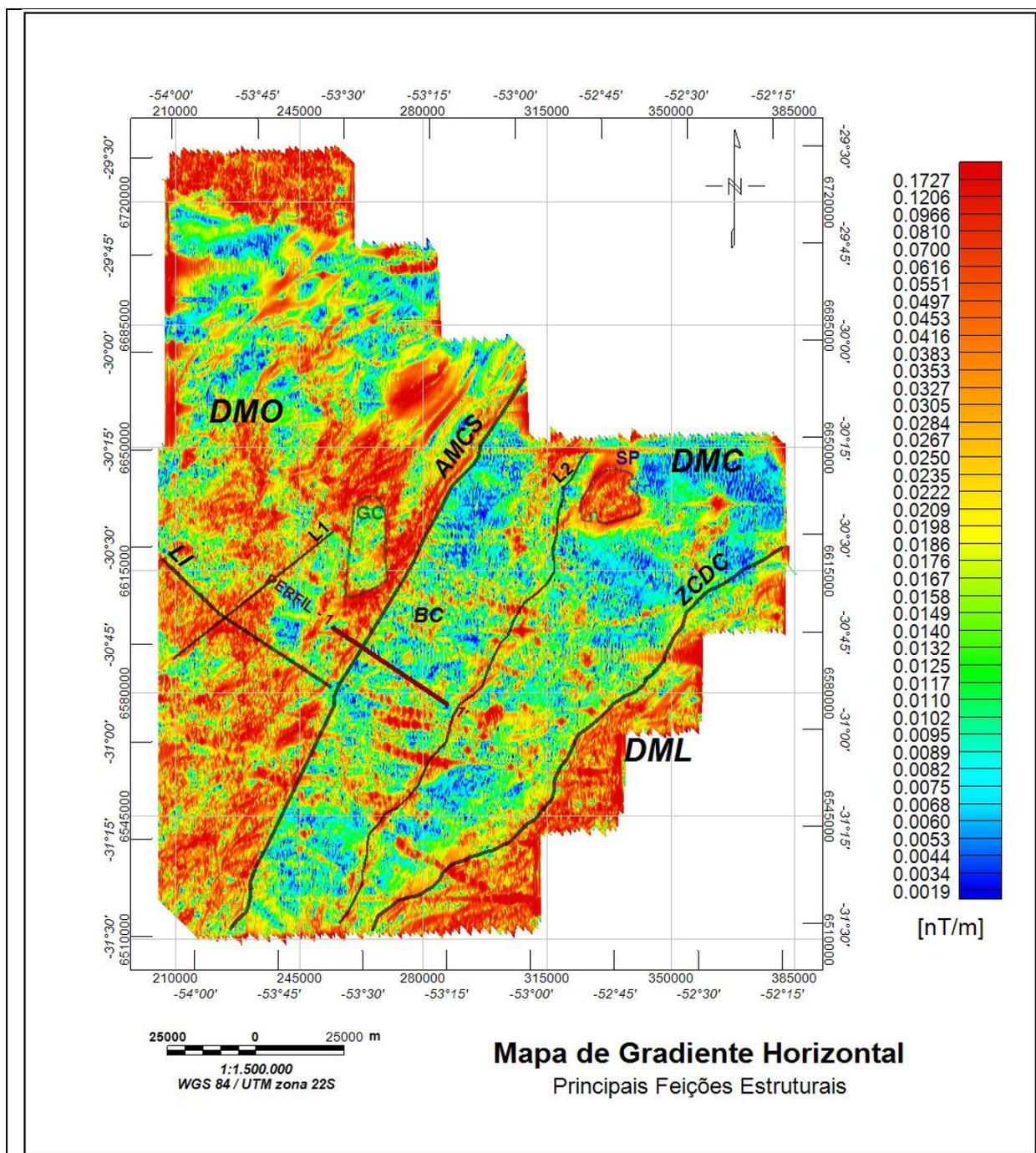


Figura 28: Mapa de Gradiente Horizontal, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.

5.1.3 Amplitude e Fase do Sinal Analítico

O método do Sinal Analítico, inicialmente desenvolvido por Nabighian (1972), permite que os picos das fontes magnéticas estejam centrados nas bordas do corpo anômalo ou da feição geológica correspondente (Gunn et al., 1997c). Com isso, torna-se possível uma delimitação com maior precisão das fontes de alta suscetibilidade magnética observadas na área de estudo. Os mapas de Amplitude e de Fase do Sinal Analítico, apresentados na Figura 29 e na Figura 30, respectivamente, também auxiliaram no mapeamento dos corpos e das feições estruturais representadas no Mapa de Campo Magnético Anômalo.

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) também é uma técnica que pode ser uma alternativa à redução ao polo, o que é muito vantajoso a baixas latitudes magnéticas (MacLeod et al. 1993), como é caso deste trabalho. Devido a isso, e por ser um filtro independente da direção do vetor magnético atuante a ASA exibe um valor máximo sobre contatos de fontes magnéticas largas ou sobre o centro de fontes estreitas (e.g. lineamentos e falhas).

O método conhecido como *tilt derivative*, também chamado de fase ou inclinação do sinal analítico, é muito utilizado em interpretações magnéticas, realçando sinais de fontes mais rasas, como também de grandes lineamentos profundos. Segundo Thurston & Smith (1997), a fase permite a estimativa do mergulho da fonte causativa e, conseqüentemente, o contraste local de suscetibilidade, em uma extensão da teoria do sinal analítico.

Observando a Figura 29, nota-se como foi possível delimitar facilmente, através da ASA, corpos com alta susceptibilidade magnética, como o GC e o SP. O lineamento L2 também é marcado por altas amplitudes. Na área da BC ocorrem baixos valores de amplitude devido à baixa quantidade de estruturas e mudanças litológicas. Os lineamentos correspondentes a AMCS e a ZCDC também são bem evidenciados por uma mudança abrupta dos valores de amplitude, indicando mudança de litologia e forte feição estrutural. No DMC também observa-se a ocorrência de feições geológicas E-W, ao sul do Perfil 1-1', que correspondem à diques, também descritos por Preissler (2009).

Já na Figura 30, que mostra a Fase do Sinal Analítico, é possível observar o mergulho das fontes magnéticas maiores, como os principais lineamentos que

formam a BC, AMCS e L2. Entre esses dois lineamentos é possível observar que a área central parece estar à maior profundidade que o terreno do DMO por exemplo. Todo o DMC parece apresentar maior profundidade. Isso pode ser um indício de grande profundidade do embasamento na área da BC, pois a fonte magnética está mais profunda.

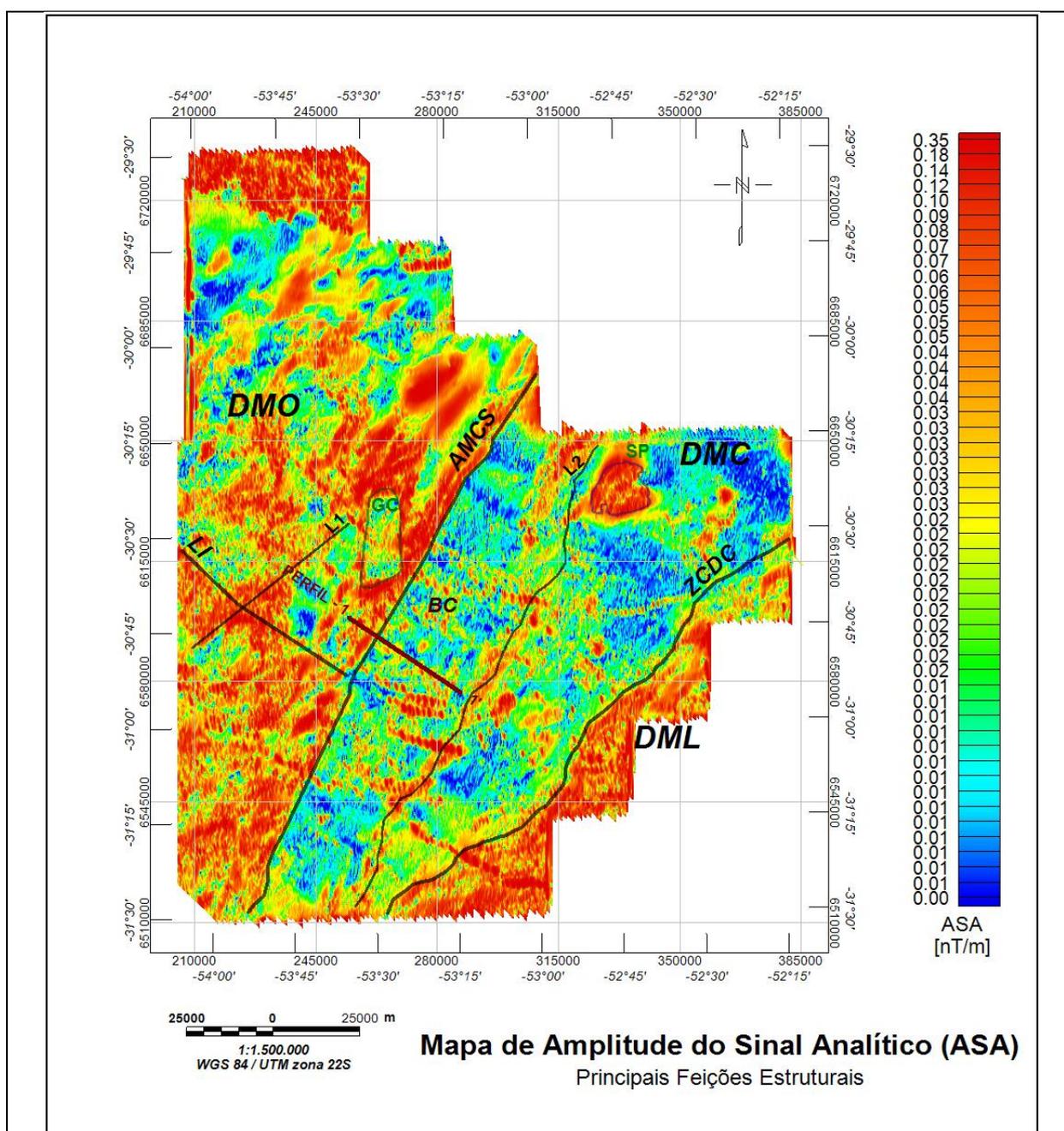


Figura 29: Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.

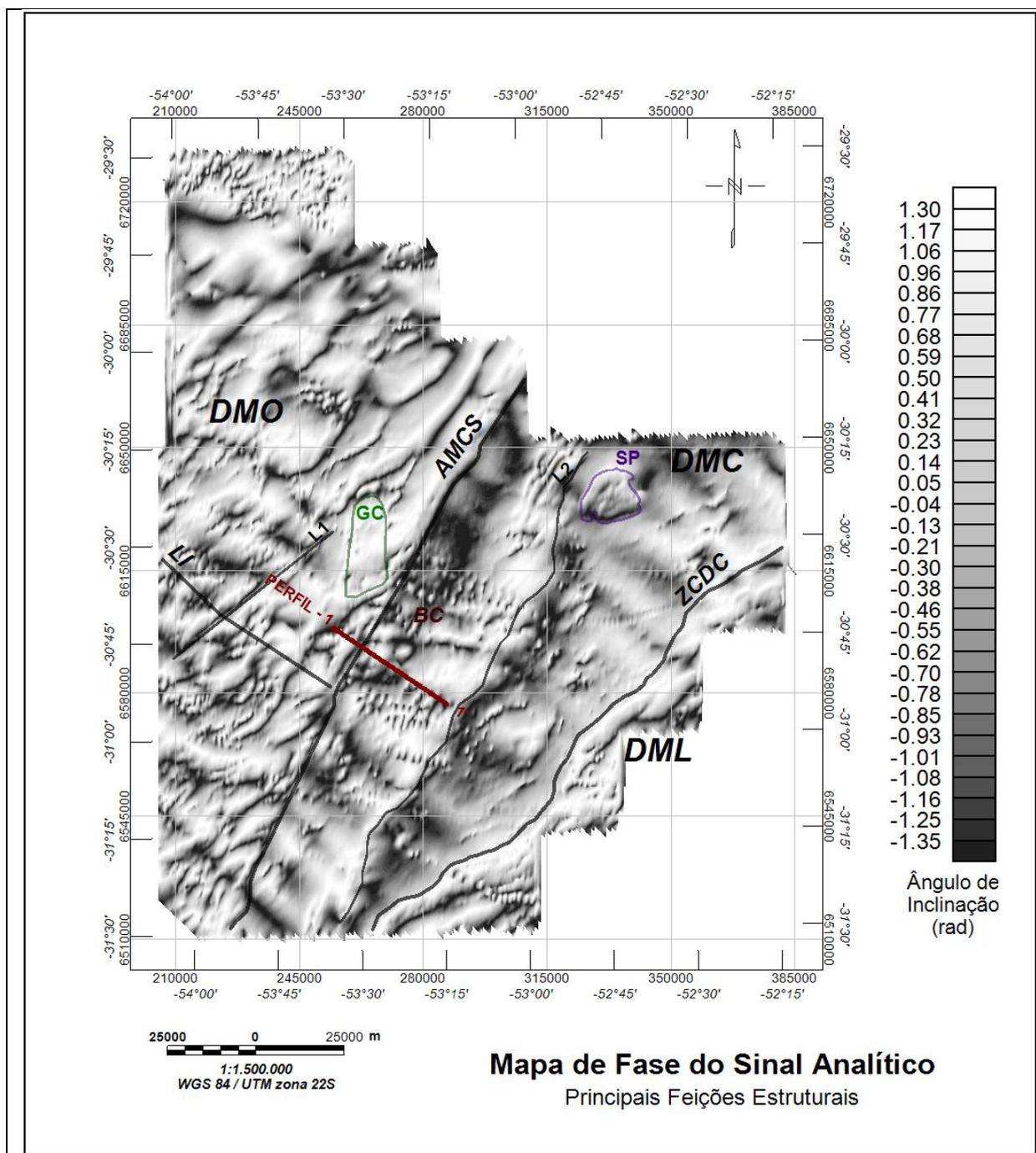


Figura 30: Mapa de Fase do Sinal Analítico, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.

5.1.4 Mapa Geológico e Modelo Digital de Elevação (SRTM)

Para auxílio nas interpretações dos mapas temáticos também foram utilizados os mapas Geológico (Figura 31) e Topográfico (Figura 32), e após a interpretação, os resultados obtidos foram lançados nos mapas citados. O objetivo foi observar a veracidade das interpretações quando comparadas com a geologia da região (já mapeada) e com o terreno.

O Lineamento L2 corresponde a Serra das Encantadas, onde ocorrem o Gnaisse Encantada, o Granitóide Santana da Boa Vista e o Complexo Metamórfico Porongos na forma de corpos alongados segundo direção preferencial NE-SW. Essa região corresponde a um alto topográfico que apresenta altitudes entre 280m e 400m (Figura 32).

Os baixos valores magnéticos no DMC, próximo à AMCS, correspondem às rochas sedimentares das Formações Varzinha e Pedra Pintada (Figura 31). Os valores magnéticos aumentam para leste, ao se aproximarem das rochas metamórficas e graníticas, isso indica também que a cobertura sedimentar é mais espessa na parte oeste, estando o embasamento a maiores profundidades que na parte leste. O mapa Topográfico mostra baixas altitudes para a região do DMC, inclusive ao longo da AMCS e próximo ao Perfil 1-1', o que também é bem observado no mapa de Derivada Vertical (Figura 27).

O GC foi bem evidenciado pelos mapas magnéticos, e também corresponde a um alto topográfico. Os grandes lineamentos LI, AMCS e a ZCDC também foram bem delimitados pelos mapas temáticos, representando perfeitamente mudanças de litologia (contatos litológicos) e falhamentos. A Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, também pode ser visualizada no Apêndice 2. Os lineamentos L1 e L2, descritos no item 5.1.1, também correspondem a falha, ou zona de cisalhamento (CPRM, 2006b), já mapeada (Apêndice 2).

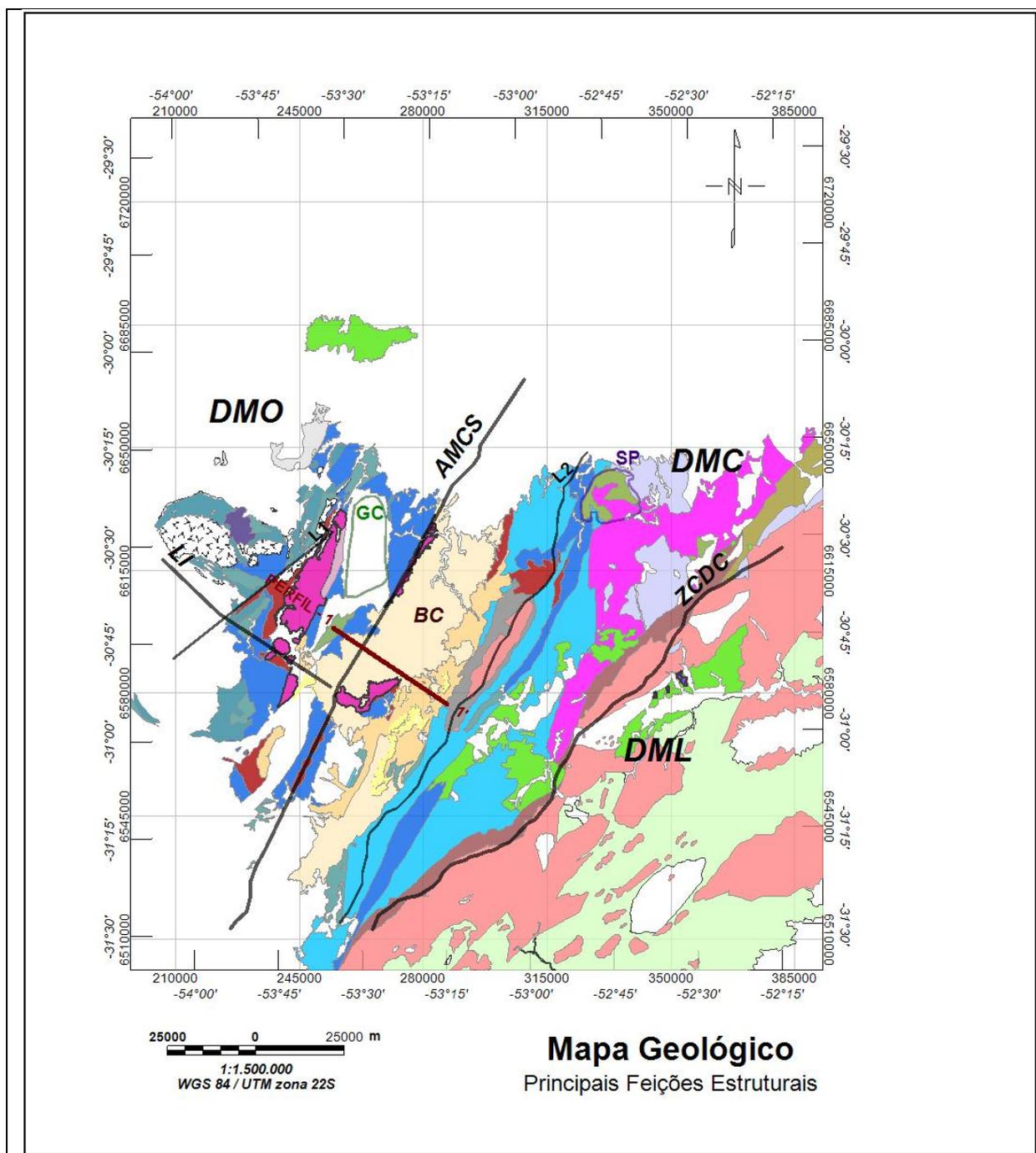


Figura 31: Mapa Geológico da área de estudo, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2. A legenda das unidades geológicas pode ser visualizada no Apêndice 1. (Modificado de CPRM, 2006b).

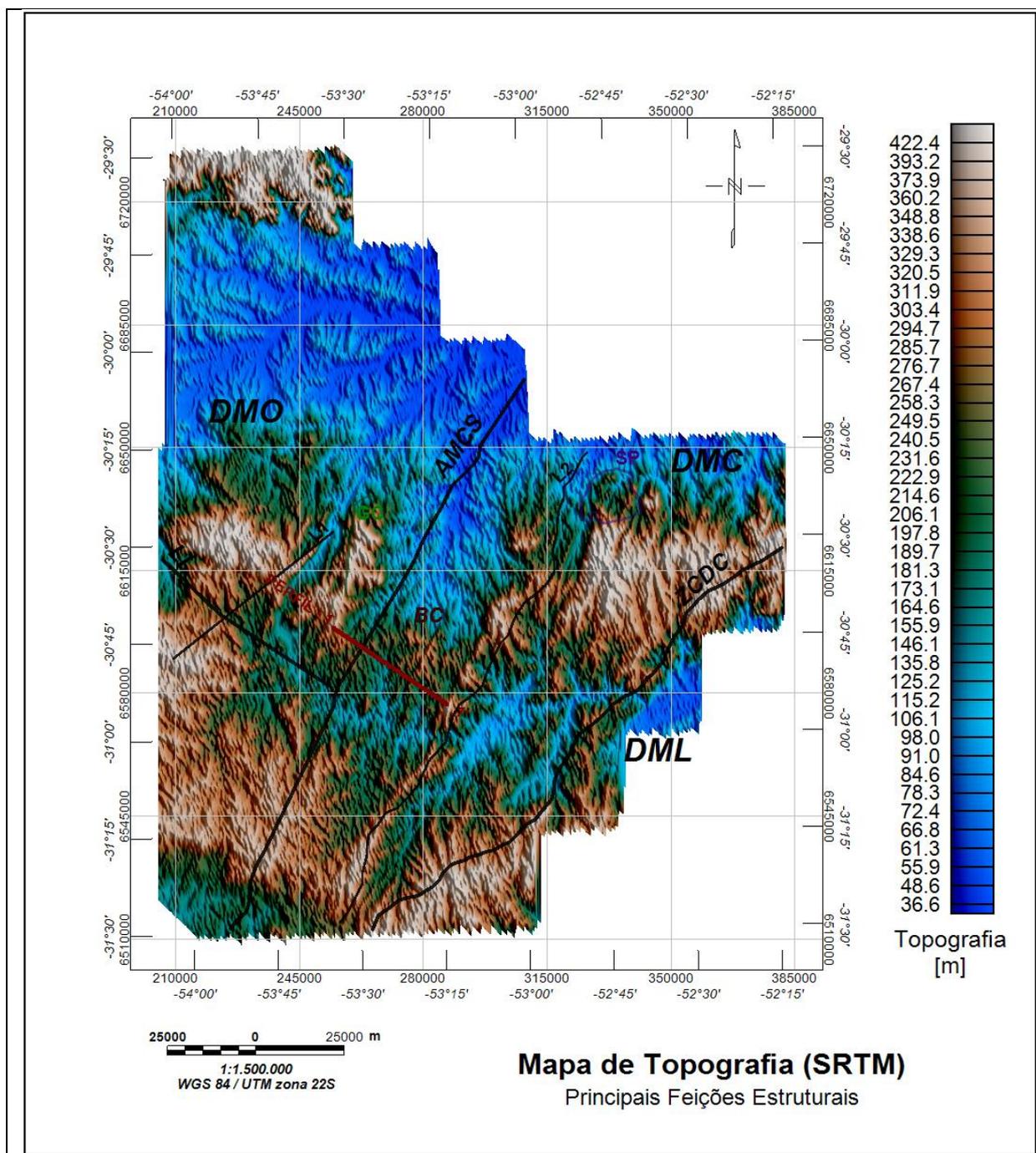


Figura 32: Mapa Digital de Elevação (SRTM) da área de estudo, evidenciando as principais feições estruturais mapeadas e a localização do Perfil 1-1'. DMO – Domínio Magnético Oeste; DMC – Domínio Magnético Central; DML – Domínio Magnético Leste; LI – Lineamento Ibaré; AMCS – Anomalia Magnética Caçapava do Sul; ZCDC – Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu; BC – Bacia do Camaquã; GC – Complexo Granítico Caçapava do Sul; SP – Suíte Intrusiva Piquiri; L1 – Lineamento 1 e L2 – Lineamento 2.

5.2 MODELAGEM 2,5D

Após a interpretação e integração dos produtos resultantes do tratamento dos dados aeromagnéticos, foi realizada a modelagem do Perfil 1-1', de 40km de extensão e direção NW-SE, sendo perpendicular à direção da Bacia do Camaquã (Apêndice 1).

A modelagem utilizou a linha gerada na base de dados referente ao Perfil 1-1'. O dado utilizado para construção do modelo foi o Campo Magnético Anômalo com filtro de Continuação para Cima de 500m. Os parâmetros do campo magnético da Terra, inseridos no GM-SYS[®], correspondem aos valores do ponto mais central do Perfil 1-1', o PM-11, e são: declinação = -8° , inclinação = -30° e intensidade do campo magnético total = 23.893nT.

Foram gerados perfis do Campo Magnético Anômalo, da ASA, do Gradiente Horizontal e da Derivada vertical correspondente à linha do Perfil (Figura 33), para auxiliar na modelagem através de uma interpretação visual. Já as soluções da Deconvolução de Werner, geradas para o Perfil, foram lançadas no *software* de modelagem e auxiliaram diretamente nesse processo.

O Sinal analítico foi fundamental na delimitação dos contatos entre as unidades presentes no perfil, devido à melhor localização das anomalias sobre os corpos causativos e por não terem assinatura distorcida pela possível variação da direção do vetor de magnetização. Já a Deconvolução de Werner auxiliou na delimitação da continuidade dos contatos em profundidade. O Gradiente Horizontal e a Derivada Vertical também auxiliaram no processo de modelagem, indicando variações geológicas em X, Y e Z.

5.2.1 Perfis Temáticos do Perfil 1-1'

Observando os perfis A, B, C, D e E apresentados na Figura 33 nota-se, em todos eles, uma maior variação do sinal magnético nas bordas. No centro dos perfis ocorrem valores magnéticos mais baixos, a exceção do perfil de Anomalia Magnética que mostra uma elevação dos valores no centro do perfil.

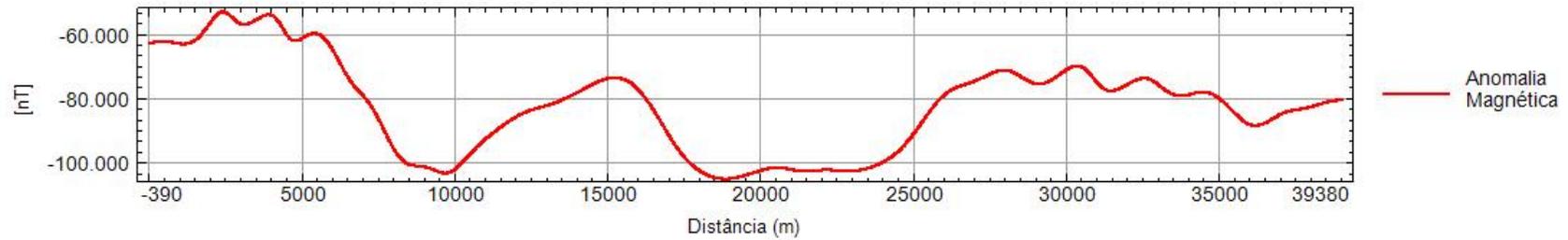
O perfil de anomalia magnética (A) mostra altos valores magnéticos nas bordas, sendo os da borda NW mais altos, e também altos valores magnéticos em torno dos 15km. Esses valores indicam a presença de rochas ou corpos magnéticos e não simplesmente estruturas como contatos litológicos ou falhas. Com isso, os altos valores magnéticos da borda NW devem estar relacionados com os basaltos da Formação Arroio Mudador e rochas vulcânicas ácidas da Formação Hilário, e os da borda SE devem estar relacionados com as rochas metamórficas do Complexo com os basaltos da Formação Arroio Mudador e rochas vulcânicas ácidas da Formação Hilário Porongos e do Gnaisses Encantadas e com os Granitóides Santana da Boa Vista, todos já mapeados e descritos por CPRM (2006b). Já o “domo” de maior amplitude magnética no centro do Perfil provavelmente reflete a presença do embasamento granítico em profundidade, que nesta região estaria à menor profundidade.

Observando os perfis de Sinal Analítico (B), Derivada Vertical (C) e Gradiente Horizontal (D), que refletem melhor as estruturas geológicas evidenciadas em superfície e que ocorrem a menores profundidades, também nota-se que as maiores amplitudes de sinal ocorrem nas bordas do Perfil. Esses picos correspondem aos contatos litológicos e a falhas de menor escala. Há maior ocorrência de picos e variações do sinal na borda NW do Perfil, podendo ser explicado pela maior variação litológica nessa região do Perfil, e conseqüentemente maior ocorrência de contatos litológicos, do que no lado oposto (Apêndice 1).

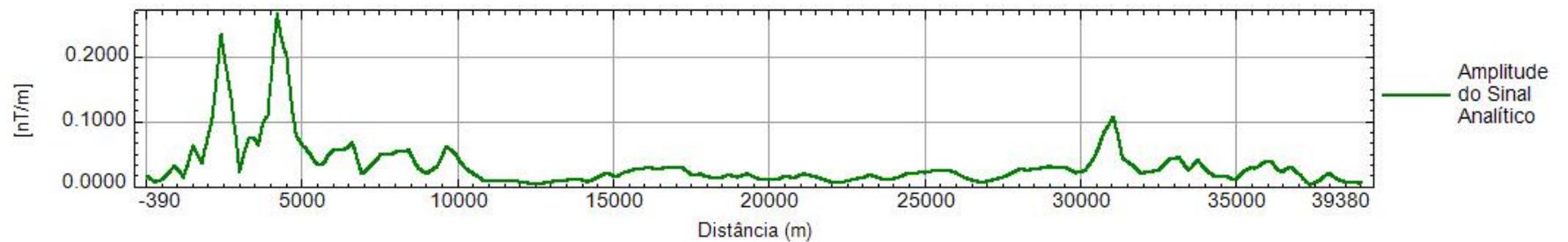
As soluções de Werner encontradas para o Perfil 1-1' corroboram as interpretações sugeridas para os demais perfis. Essas soluções podem ser adicionadas no software de modelagem e dessa maneira auxiliar diretamente na modelagem. Devido a isso, foi possível inferir a continuidade, em profundidade, dos contatos litológicos observados em superfície. A grande ocorrência de ‘contatos’ (pontos rosas das soluções de Werner) entre os 20 e 25km do Perfil pode estar associada a irregularidades na superfície do embasamento ou à presença de corpos rochosos em profundidade, pois em superfície só observam-se rochas sedimentares com poucas estruturas geológicas (Apêndice 2).

A

Perfil de Anomalia Magnética do Perfil 1-1'

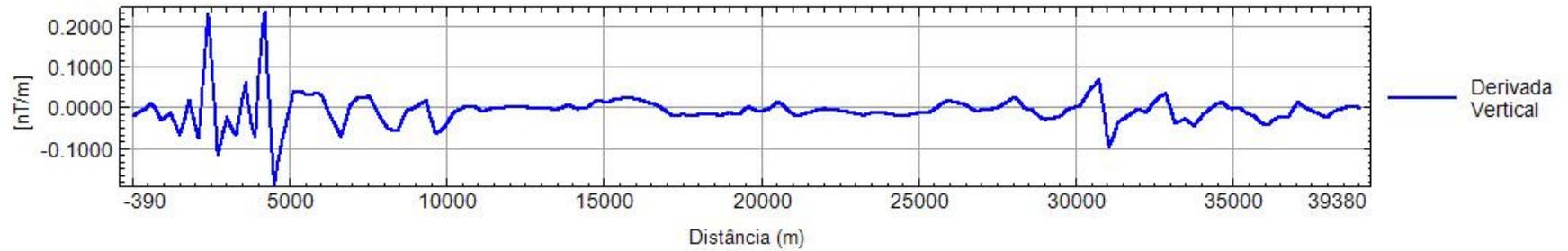
**B**

Perfil da Amplitude do Sinal Analítico do Perfil 1-1'



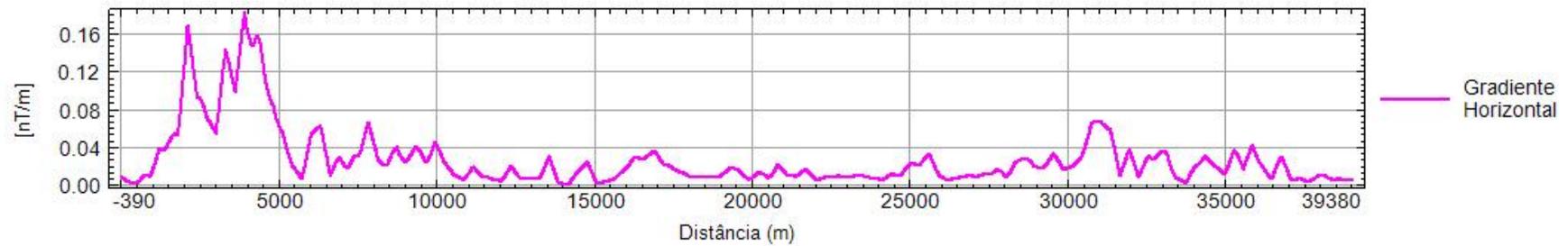
C

Perfil da Derivada Vertical do Perfil 1-1'



D

Perfil do Gradiente Horizontal do Perfil 1-1'



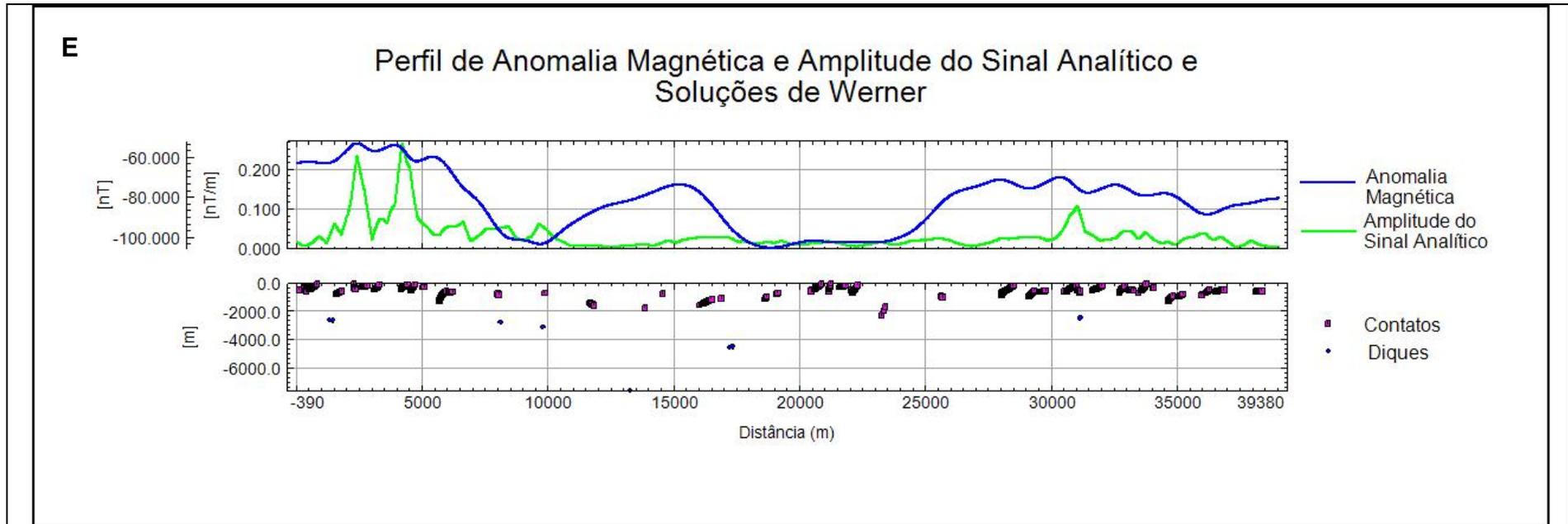


Figura 33: Perfis de Anomalia Magnética (A), de Amplitude do Sinal Analítico (B), de Derivada Vertical (C) e de Gradiente Horizontal (D) do Perfil 1-1', e Soluções da Deconvolução de Werner (E) obtidas para o Perfil 1-1', utilizados como auxílio para a modelagem 2,5D do mesmo perfil.

Cabe ressaltar aqui, que as soluções de Werner descritas como 'diques' não foram utilizadas para a confecção do modelo, uma vez que não há informações suficientes para mapeá-las com precisão. Ao contrário do que ocorre com as soluções descritas como 'contatos', que podem ser mapeadas com maior grau de certeza devido aos dados de ASA e Derivadas Vertical e Horizontal.

A partir dessas interpretações, tem-se como ponto de partida para a modelagem do Perfil 1-1', que existem altos do embasamento nas bordas, com uma elevação do mesmo no centro (em torno dos 15km de perfil) e uma leve queda na extremidade SE (em torno dos 36km).

5.2.2 Modelo 1

Para confecção do Modelo 1 partiu-se do princípio que o embasamento da bacia apresenta susceptibilidade magnética maior do que as rochas sedimentares que preenchem essa bacia. Por isso, inicialmente tentou-se gerar um modelo apenas com dois tipos litológicos: embasamento, ao qual foi atribuída uma susceptibilidade igual a 0,00005SI, e bacia sedimentar, a qual foi atribuída susceptibilidade zero. O resultado obtido é apresentado na Figura 34.

De NW para SE o perfil inicia com um valor de -60nT e sobe para valores em torno de -50nT, que são os valores mais altos encontrados ao longo do perfil. Isso leva a crer que o embasamento deve estar próximo da superfície nessa região, ou seja, há um alto do embasamento na área. No entanto, o modelo mostra um grande baixo do embasamento, a 4km de profundidade.

O grande baixo magnético em torno do quilômetro 20 do perfil, onde os valores magnéticos chegam a -100nT, também não foi demonstrado pelo modelo, onde o embasamento se mantém a uma mesma profundidade até o fim do perfil, em torno dos 3km. Essa constância da profundidade do embasamento do centro para SE do perfil não condiz com a curva magnética. Há uma subida dos valores magnéticos a partir do quilômetro 26 de perfil (-80nT), onde deveria haver uma subida do embasamento, e em torno dos 26km de perfil, deveria haver uma queda do mesmo, pois ocorre uma queda dos valores magnéticos.

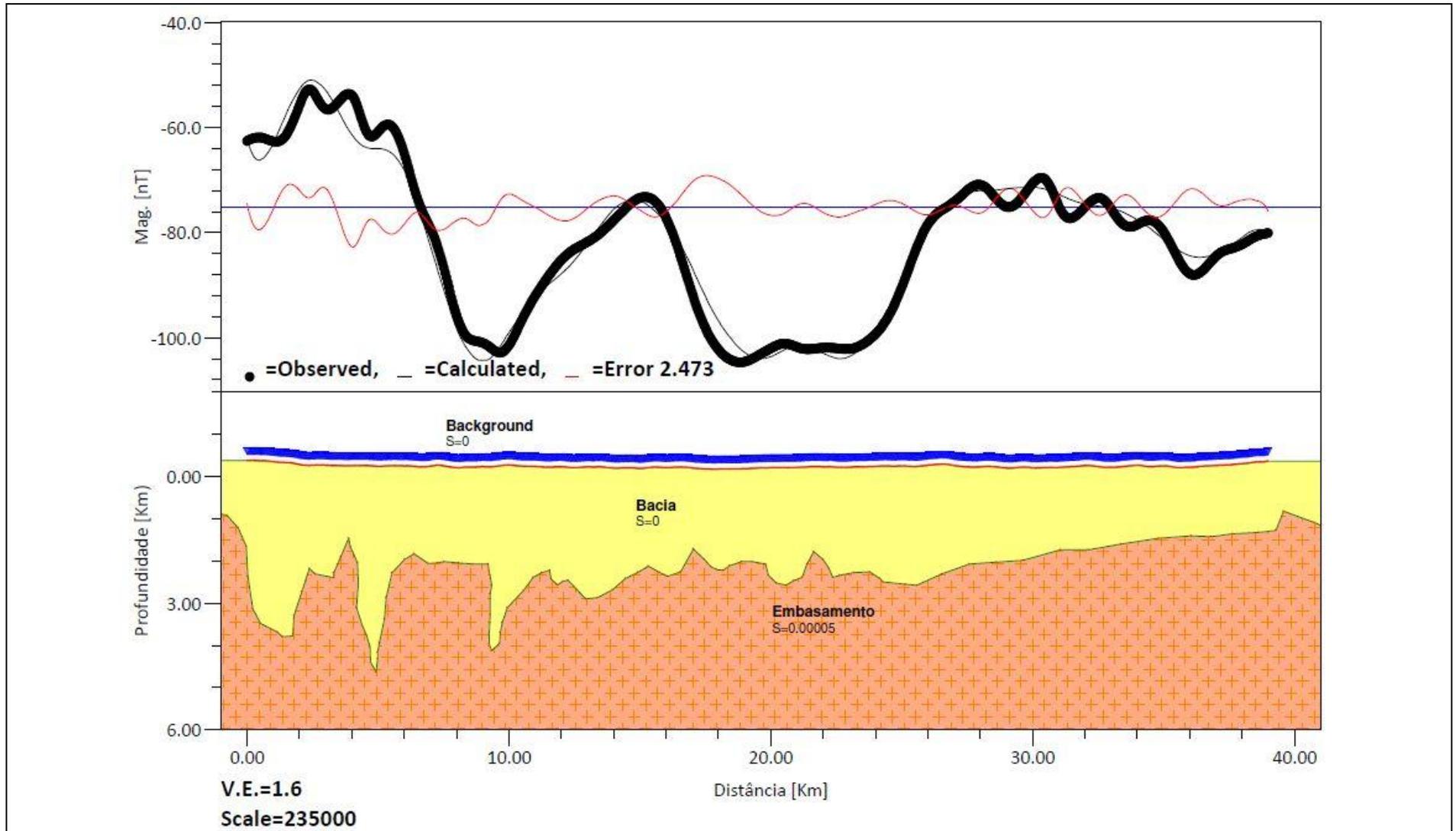


Figura 34: Modelagem 1 do Perfil 1-1', com apenas duas litologias: embasamento e bacia sedimentar.

5.2.3 Modelo 2

Como o Modelo 1 não apresentou resultado condizente com o esperado para a curva magnética, na segunda tentativa de modelagem optou-se por outra metodologia. Partiu-se da premissa que o embasamento da BC são as rochas ígneas e metamórficas do ESRG, compostas basicamente por quartzo, feldspato e plagioclásio, decidiu-se inferir que o embasamento apresenta um comportamento diamagnético, ou seja, tem susceptibilidade negativa (Kearey *et al.*, 2009). A partir disso deu-se uma susceptibilidade igual a $-0,000025\text{nT}$ para o embasamento e manteve-se zero para o preenchimento da bacia. O modelo obtido é apresentado na Figura 35.

Houve maior facilidade para ajustar o modelo após atribuído caráter diamagnético ao embasamento. Observando o modelo da Figura 35 nota-se como a superfície do embasamento está mais condizente com a curva magnética, onde valores magnéticos elevados coincidem com menores profundidades do embasamento. Isso indica que a presença do embasamento em subsuperfície tem grande influência sobre a resposta magnética.

A partir desse modelo, chega-se a duas conclusões principais: (i) a de que o embasamento é diamagnético, sendo provavelmente de composição granítica, com grandes porcentagens de quartzo e feldspato, que são os minerais com maior característica diamagnética (Telford, 1976 e Clark, 1997), e (ii) que o perfil inicia e termina com altos do embasamento, ocorrendo dois grandes baixos os quilômetros 8 e 16.

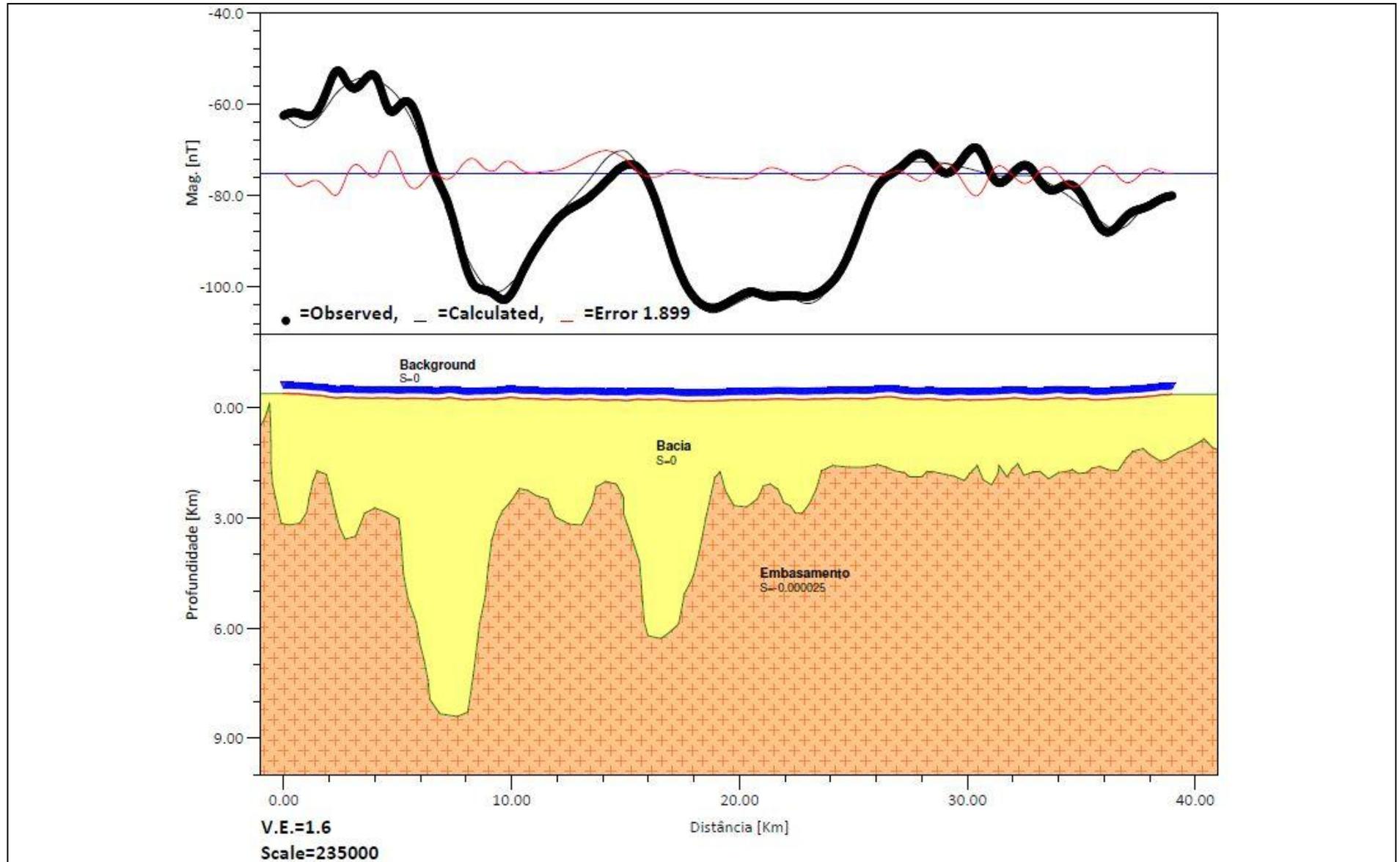


Figura 35: Modelagem 2 do Perfil 1-1', ainda com duas litologias, porém com embasamento diamagnético.

5.2.4 Modelo 3

Com a estrutura geral do modelo definida, a partir do Modelo 2, foram inseridas no Modelo 3 as litologias existentes em superfície. As susceptibilidades e as nomenclaturas das unidades litológicas presentes neste modelo também pode ser visualizadas na Tabela 6.

Observando a Figura 36, o perfil inicia com altos valores magnéticos, em torno de -50nT , que oscilam cerca de 5nT até o quilômetro 6 de perfil. O alto valor magnético está relacionado a um alto do embasamento e a oscilação está associada à variação litológica, onde ocorrem os basaltos da Formação Arroio Mudador, as rochas vulcânicas ácidas da Formação Hilário e mais na extremidade, já fora do Perfil 1-1', as rochas vulcano-sedimentares do Complexo Metamórfico Vacacaí. Essas unidades litológicas, principalmente os basaltos e as rochas metamórficas, cujas susceptibilidade variaram entre $0,01$ e $0,005\text{SI}$, apresentam respostas magnéticas altas quando comparadas com rochas sedimentares.

A partir do quilômetro 6 de perfil, ocorre uma queda brusca da curva magnética, indo de -50nT para -100nT . Isso indica ausência quase que total de material com susceptibilidade magnética tanto em superfície quanto em subsuperfície. Geologicamente, é nesse ponto que começam a ocorrer os sedimentos das Formações Varzinha e Pedra Pintada que preenchem a Bacia do Camaquã nessa região e apresentam susceptibilidade em torno de $0,005\text{SI}$. A queda nos valores indica uma falha (AMCS) e o baixo magnético incide a presença de sedimentos. No entanto, essa grande queda nos valores magnéticos não se deve apenas às rochas sedimentares. O modelo da Figura 36 mostra que o embasamento está mais profundo, chegando a 7km de profundidade (maior profundidade observada no perfil), causando essa queda no sinal magnético.

O preenchimento da bacia por rochas sedimentares (Sedimentos Indiferenciados e FV) ocorre até os 22km de perfil, aproximadamente, onde as rochas da Formação Varzinha (FV) ocorrem na camada mais superficial. Por isso, de acordo com o Modelo 3, o aumento dos valores do sinal magnético (até -75nT) entre os 11 e 15km de perfil, e a nova queda (até -100nT) entre os 16 e 26km , aproximadamente, são causadas por uma alto e um baixo do embasamento,

respectivamente. Esse baixo do embasamento, em torno dos 18km de perfil, chega a quase 5km de profundidade.

A partir do quilômetro 26 de perfil aproximadamente, os valores magnéticos sobem para -75nT e oscilam cerca de 5nT até o quilômetro 34. A subida dos valores magnéticos está relacionada a uma elevação do embasamento. No entanto, a oscilação dos valores está novamente relacionada às variações litológicas na superfície. Nessa região ocorrem alternâncias entre as Formações Varzinha e Pedra Pintada, e além dos basaltos alcalinos da Formação Rodeio Velho, com susceptibilidade de 0,01SI.

A partir do quilômetro 34 de perfil, os valores magnéticos caem para -85nT aproximadamente. De acordo com o modelo, o embasamento caiu de 1km para 3km de profundidade em torno do quilômetro 36 de perfil, tornando mais espesso o preenchimento da bacia pelas rochas sedimentares das Formações Varzinha e Pedra Pintada. Nessa região essas Formações apresentaram susceptibilidade mais baixa, 0,004SI.

Por fim, há uma nova soerguida do embasamento onde ocorrem, em superfície, as rochas metamórficas e graníticas do Complexo Metamórfico Porongos e os granitóides do Granitóide Santana da Boa Vista. Nota-se a baixa susceptibilidade magnética de ambas as unidades, 0,003 e 0,005SI, corroborando que as rochas metamórficas e as graníticas são as que apresentam menores susceptibilidades magnéticas (Telford, 1976).

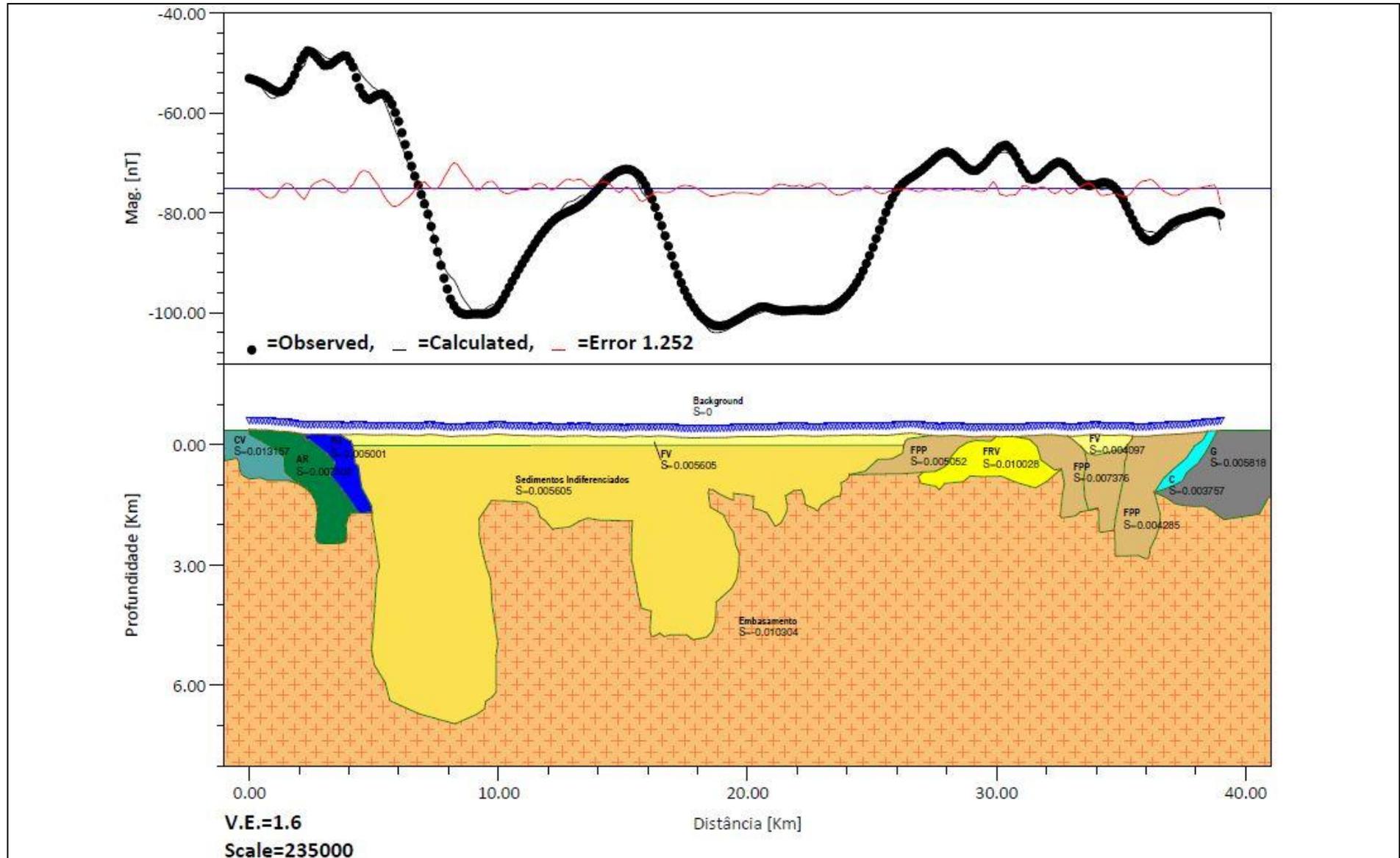


Figura 36: Modelagem 3 do Perfil 1-1', com embasamento diamagnético e litologias existentes em superfície.

Conforme discutido no Capítulo 2, diversos autores interpretam de diversas formas a origem e evolução da Bacia do Camaquã. Até meados da década de 90 o preenchimento da Bacia do Camaquã foi interpretado como molássico, depositado em bacia de antepaís, durante a Orogenia Brasileira (Almeida, 1967; Almeida, 1969; Fragoso-César, 1984; Fragoso-César et al., 1985; Fragoso-César, 1991). Porém, ao longo da década de 1990, com o avanço nos estudos dos depósitos da bacia e o aperfeiçoamento de modelos tectônicos, as sucessões da Bacia do Camaquã passaram a ser consideradas como depositadas em grábens durante toda a sua atividade, ou ao menos durante seus estágios finais. Dessa forma, foram propostos modelos que descreveram as bacias como transcorrentes tardi a pós-orogênicas (Oliveira & Fernandes, 1992), e modelos que consideram as bacias como riftes continentais, posteriores aos eventos orogênicos (e.g. Fragoso-César et al., 2000; Janikian et al., 2003; Fambrini, 2003 e Almeida, 2005).

No entanto, um novo modelo foi proposto por Fragoso-César et al., (2003), onde a Bacia do Camaquã teria sua evolução vinculada a um sistema de riftes extensionais anorogênicos. Para esses autores, a proximidade das rochas sedimentares com suas principais áreas fonte se contrapõe à idéia de que a transcorrência seja o principal mecanismo de formação das bacias. A transcorrência, para Fragoso-César et al. (2003), foi posterior à maior parte da sedimentação, e teria provocado a deformação de toda a sucessão de bacias anorogênicas.

Mais recentemente, Borba (2006) integrou, sob o enfoque da estratigrafia de seqüências, dados de petrografia e geologia isotópica Sm-Nd e datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ da Bacia do Camaquã, sugerindo a superposição de três bacias distintas, separadas por hiatus de cerca de no mínimo 80Ma, onde ocorreram dois eventos tectono-magmáticos importantes. O primeiro durante a colisão dos blocos crustais Rio de La Plata e Encantadas com os terrenos juvenis Neoproterozóicos e o segundo durante a justaposição do Domínio Pelotas ao restante do ESRG. A primeira bacia, Maricá, é anterior à colisão do Ciclo Brasileiro e interna a um bloco crustal Paleoproterozóico. A segunda, Bom Jardim, do final do Neoproterozóico (600 Ma) resultou de tectônica compressional e vulcanismo associado, e, a terceira, Camaquã do tipo rifte ou *pull-apart*, sobre o ESRG já completamente amalgamado.

Marconato (2010) diz que, durante a deposição das unidades que compõem o Supergrupo Camaquã, ocorreram diversos eventos de soerguimento e subsidência

de altos estruturais, sendo o soerguimento do Alto Estrutural Interno de Caçapava do Sul durante a deposição do Grupo Santa Bárbara um dos mais importantes, com efeitos nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Camaquã Central. Os eventos de ativação e subsidência do Alto da Serra das Encantadas, a leste da sub-bacia Camaquã Central, são também de grande importância nos padrões de sedimentação da Bacia do Camaquã.

Analisando o Modelo 3 estruturalmente, observam-se falhas de caráter extensional ao longo do perfil, gerando uma configuração que se assemelha a um arranjo composto de horsts e grábens (Figura 37). Esse tipo de arranjo é característico de sistema de riftes, atribuindo um regime distensivo para evolução da BC, ao menos nas fases finais do seu desenvolvimento. No entanto, o soerguimento do embasamento nos flancos do perfil e o comportamento flexural que o embasamento assume na porção central, podem ser um indício da ocorrência de um regime compressivo, que segundo Borba (2006) é um evento relacionado a bacia Bom Jardim, anterior à BC.

Os altos valores magnéticos e de susceptibilidade nas bordas do perfil, que mostram altos do embasamento, podem estar relacionados com o Granito Caçapava e a Serra das Encantadas, que são considerados altos do embasamento (Janikian et al., 2003; Almeida et al., 2009) e áreas-fonte dos sedimentos que preenchem a BC (Marconato, 2010).

A baixa susceptibilidade magnética dos sedimentos que preenchem a bacia indica composição mineralógica pobre em minerais magnéticos. Isso corrobora a idéia proposta por Marconato (2010) de que as áreas fonte dos sedimentos são os altos de Caçapava e Serra das Encantadas, que são compostos por granitos e gnaisses, respectivamente, que são rochas com baixa susceptibilidade magnética (Telford, 1976).

Os dados de proveniência indicam ausência de deslocamento entre áreas fonte e depósitos sedimentares (Fragoso-César *et al.*, 2003) indicando que o rejeito das falhas de borda é normal, como esperado para bacias do tipo rift. Segundo dados obtidos por Marconato (2010), há pouca variação de áreas fonte na história da bacia, com áreas fonte predominantemente no Alto da Serra das Encantadas,

que estaria então soerguido. Nos depósitos conglomeráticos das formações superiores há uma contribuição de litoclastos atribuídos ao Alto de Caçapava do Sul.

A maioria dos autores sugere uma espessura de 6000 a 7000m para a BC. Na região do Perfil 1-1', de acordo com o Modelo 3, isso ocorre na borda oeste e centro da bacia, sendo que na borda oposta a espessura de sedimentos diminui para 2000 a 3000m. Esse valores se aproximam das profundidades encontradas por Costa *et al.* (1996) para o embasamento de um perfil paralelo ao Perfil 1-1'. Esses autores encontraram profundidade de embasamento máxima de 6000m no centro do perfil, de 2000 a 5000m na parte oeste e uma profundidade em torno de 2000m na parte leste do perfil.

Soares (2011), confirma as mesmas profundidades de embasamento apresentadas no Modelo 3, do Perfil 1-1' através de modelagem gravimétrica, além do arranjo composto de horsts e grábens e falhas distensivas na sua modelagem.

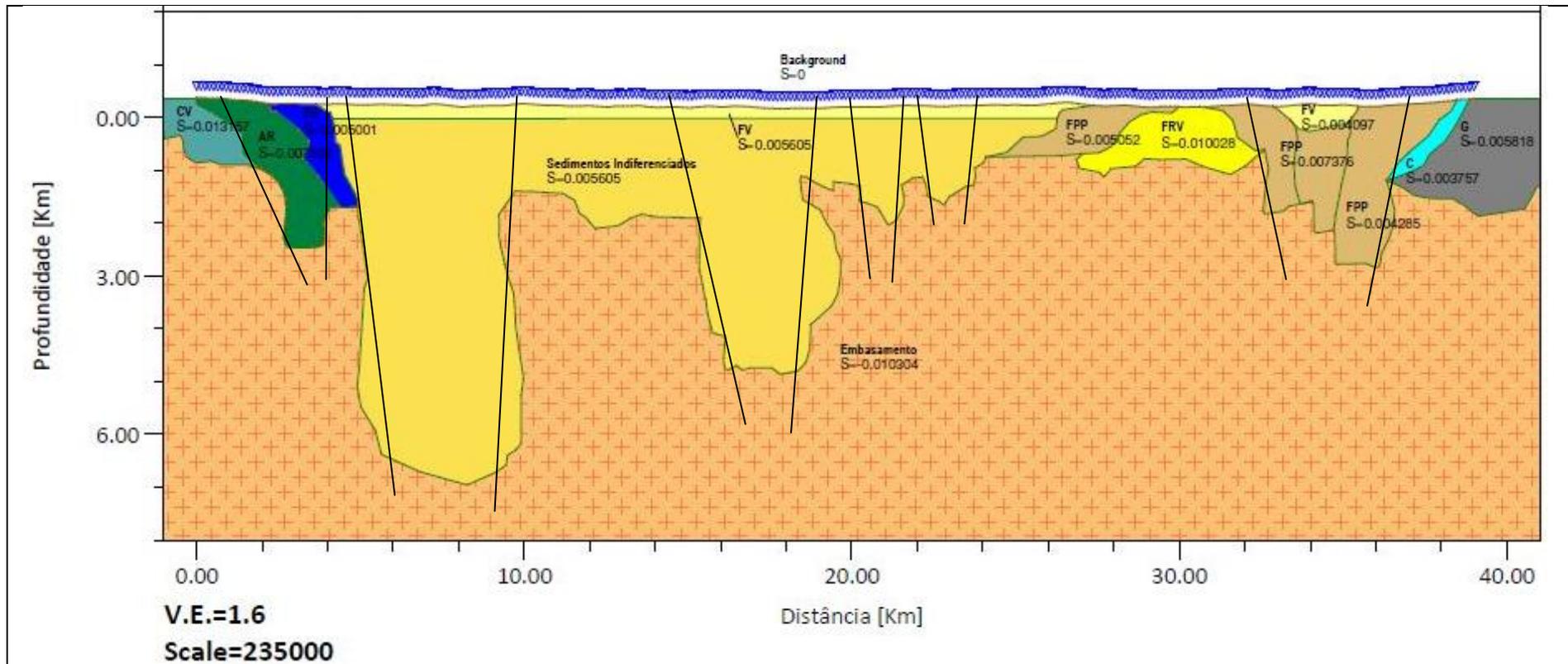


Figura 37: Modelagem 3 do Perfil 1-1', ilustrando as falhas de caráter extensional identificadas no perfil.

6 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

- A geofísica, aliada às informações geológicas e estruturais, mostrou-se uma ótima ferramenta para mapeamento de superfície e investigação de subsuperfície;
- O mapeamento geológico de superfície, a partir da interpretação dos mapas temáticos de dados aeromagnéticos, corroboram a compartimentação do ESRG feita por Costa (1997), dividindo o mesmo em três grandes domínios magnéticos: Oeste, Central e Leste, além de mapearem com precisão feições estruturais de cunho regional;
- A modelagem 2,5D de subsuperfície, utilizando aeromagnetometria e susceptibilidade magnética, contribuiu para o conhecimento de subsuperfície de uma área da BC, permitindo inferir com êxito a geometria e profundidade do embasamento para a área de estudo, além de ajudar a esclarecer a evolução geotectônica desta bacia;
- O embasamento da BC, na área do perfil modelado, apresenta comportamento diamagnético, indicando provável composição granítica e/ou gnáissica;
- Os maiores valores magnéticos ocorrem nas bordas do perfil, que provavelmente estão relacionados com os altos de Caçapava e Serra das Encantadas; também considerados altos do embasamento, o que indica também uma composição granítica e/ou gnáissica para o mesmo;
- A maior profundidade da bacia ocorre em torno dos 8km de perfil, na porção NW, onde o topo do embasamento está a 7km de profundidade. Essa grande profundidade corresponde à observada no mapa de Anomalia Magnética, onde ocorre um grande baixo magnético na área do perfil no DMC;
- A baixa susceptibilidade encontrada para as rochas sedimentares que preenchem a bacia, em torno de 0,004SI, corrobora a idéia de que a área fonte dos sedimento são os altos de Caçapava e Serra das Encantadas, que são rochas de baixa susceptibilidade magnética;
- As anomalias magnéticas de alta frequência, que ocorrem nas bordas do perfil, estão relacionadas às variações litológicas em superfície e à ocorrência de rochas com maior susceptibilidade magnética, como os basaltos da

Formação Arroio Mudador à NW e os basaltos alcalinos da Formação Rodeio Velho, mais para SE do perfil;

- Os contatos litológicos em subsuperfície e a geometria do embasamento indicam um arranjo do tipo *horst* e *gráben*, com falhas de caráter extensional, como esperado para bacias rift, sugerindo um regime distensivo para a evolução da bacia;
- É possível gerar diferentes modelos para uma mesma curva magnética;
- As susceptibilidades magnéticas das rochas são muito variáveis, e a grande maioria dos minerais e rochas têm um *range* muito grande de valores magnéticos, o que dificulta a modelagem 2,5D, mesmo tendo medidas de susceptibilidade adquiridas *in situ*.
- O valor do erro da curva de magnetometria está associado a fatores não considerados na modelagem, como magnetização remanescente e presença de rochas vulcânicas (*e.g. sills* e diques) dentro da seção sedimentar;
- Por se tratar de um perfil perpendicular ao *trend* da bacia, não foi possível verificar a ocorrência de regime transcorrente, transpressivo ou transtensivo. Este tipo de conclusão sugere um estudo mais aprofundado e envolvendo maior número de perfis, ou ainda uma modelagem 3D;
- Para os próximos trabalhos sugere-se a modelagem de um maior número de perfis, e/ou utilizar o recurso da modelagem 3D;
- Outras técnicas de processamento do sinal geofísico, utilizando e testando filtros e parâmetros diferentes, como por exemplo Deconvolução de Euler, modelagem 3D e modelagem 2,5D simultânea de dados magnéticos e gravimétricos, são recomendadas;
- Na medida do possível, sugere-se agregar informação de poços além de fazer a utilização de outros métodos geofísicos, como a sísmica, a fim de diminuir as incertezas relacionadas a métodos indiretos.

7 – REFERÊNCIAS

ALMEIDA, D.P.M.; BORBA, A.W.; CHEMALE Jr, F.; KOESTER, E. & CONCEIÇÃO, R.V. 2008. Isotopic Signature of the Acampamento Velho and Rodeio Velho Volcanic Successions from the Camaquã Basin, Southern Brazil. In: VI South American Symposium On Isotope Geology, 2008, Bariloche, Argentina. **Resumos...** Buenos Aires, Argentina: p. 491-494.

ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM**. 241, p1-36.

ALMEIDA, F.F.M. 1969. **Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23. Anais, v.1: 24-46. Salvador.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. **O Pré-Cambriano do Brasil**. E. Blucher, São Paulo. 374p.

ALMEIDA R.P. 2001. **Evolução Tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 161 p.

ALMEIDA, R.P. 2005. **Tectônica e Sedimentação do Ediacariano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 183p.

ALMEIDA, R.P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S., MARCONATO, A. 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. **Sedimentary Geology**. 217. p30-51.

BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, 30: 186-189.

BLAKELY, R.J. 1995. **Gravity and Magnetic Applications**. New York: Cambridge University Press. 441p.

BLEIL, U. & PETERSEN, N. 1982. Magnetic Properties of natural minerals. *In*: Angenheister, G. (editor), **Physical Properties of Rocks**. Landolt-Bornstein numerical data and functional relationships in science and technology, Group V: Geophysics and Space Research. Springer-Verlag, Berlin, v. 1b, p 305-365.

BLUM, M.L.B. 1999. **Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. Brasília. 229p.

BONGIOLO, A.B.S. 2011. **Contribuição ao estudo da Bacia do Amazonas e do seu embasamento através da gravimetria e da magnetometria**. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 290p.

BORBA, A.W. 2006. **Evolução Geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/UFGRS, Porto Alegre, RS. 110p.

BORRADAILE, G. 1987. **Anisotropy of Magnetic Susceptibility: rock composition versus strain**. *Tectonophysics*, v. 138, n. 2-4, p: 327-329.

CARVALHO, P. F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim** do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, v. 66, p. 1-72.

CASTRO, L.G. 2007. **Modelo gravimétrico-magnético do Gráben de Paranaguá-PR**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 122p.

CHEMALE Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROZ, L.F. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. p. 13-52.

CHEMALE Jr., F.; PHILIPP, R.P.; DUSSIN, I.A.; FORMOSO, M.L.L.; KAWASHITA, K.; BERTTOTTI, A.L.. 2011. **Lu Hf and U Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil**. *Precambrian Research*, v. 186, p. 117-126.

CLARK, D.A. 1997. **Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magntec surveys**. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17, n. 2, p.83-103.

COSTA, A.F.; CHEMALE Jr., F.; MAGRO, F.H.S. & DIAS, N.L. 1996. Modelagem Gravimétrica da Bacia do Camaquã. Projeto Bacias Molássicas Brasileira. **Relatório de projeto CNPQ/CPRM.**

COSTA, A.F.U. 1997. **Teste e Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-riograndense.** Tese de Doutorado, IG / UFRGS Porto Alegre, RS. 291p.

CPRM. 1975. **Projeto Camaquã I – Verificação de Anomalias.** Ministério das Minas e Energia, Comissão Nacional de Energia Nuclear – CNEN, Convênio CPRM/CNEN. Relatório Final, texto e anexos. Agência Porto Alegre/CPRM, Porto Alegre.

CPRM. 1995. **Projeto Camaquã – Área I (1010).** Base de Metadados de Projetos Aerogeofísicos. Série 1000. Alterado em 25 de junho de 2008. Acessado em 12 de março de 2009. Disponível em: www.cprm.gov.br/aero/1000/aero1000.htm.

CPRM. 2006. **Metalogenia da Bacia do Neo-proterozóico do Rio Grande do Sul.** Alterado em 12 de junho de 2006. Acessado em: 19 de janeiro de 2011. Disponível em: www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=264&sid=32.

CPRM. 2006b. **Mapa geológico do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre. Escala 1:750.000.

FAMBRINI, G.L. 2003. **O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 264p.

FAMBRINI, G.L.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA R.P.; FRAGOSO-CESAR A.R.S. 2005. **Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) Na Sub-Bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais.** Revista Brasileira de Geociências, v.35, n.2, p:227-238.

FERNANDES, C. E. de M. 1984. **Fundamentos de Prospecção Geofísica.** Rio de Janeiro: Interciência. 190 p.

FERNANDES, L. A. D. & KOESTER, E. 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. **Journal of African Earth Sciences**, **29**: 3-24.

FINLAY, C.C.; MAUS, S.; BEGGAN, C.D.; BONDAR, T.N.; CHAMBODUT, A.; CHERNOVA, T.A.; CHUILLAT, A.; GOLOVKOV, V.P.; HAMILTON, B.; HAMOUDI, M.; HOLME, R.; HULOT, G.; KUANG, W.; LANGLAIS, B.; LESUR, V.; LOWES, F.J.; LÜHR, H.; MACMILLAN, S.; MANDEA, M.; McLEAN, S.; MANOJ, C.; MENVIELLE, M.; MICHAELIS, I.; OLSEN, N.; RAUBERG, J.; ROTHER, M.; SABAKA, T.J.; TANGBORN, A.; TØFFNER-CLAUSEN, L.; THÉBAULT, E.; THOMSON, A.W.P.; WARDINKSI, I.; WEI, Z.; ZVEREVA, T.I. 2010. **International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation**. *Geophysical Journal International*, 183 (3). 1216-1230.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S. 1984. **Evolução Paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: um introdução**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 105p.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S. 1991. **Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 366p.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; LAVINA, E.L. & ALTAMIRO J.A.F. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. *In*: SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, **Anais...** p477-491.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S., FAMBRINI G.L., ALMEIDA R.P., PELOSI, A.P.M.R., JANIKIAN L., RICCOMINI C., MACHADO R., NOGUEIRA A.C.R., SAES G.S. 2000. **The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil**. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo, SP, v.30, n.3, p.438-441.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; PAES DE ALMEIDA, R. FAMBRINI, G.L.; PELOSI, A.P.M.R.; JANIKIAN, L. 2003. A Bacia do Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozoico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. *In*: **I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias**. Porto Alegre. *Anais*, p.139-144.

FRIES, M. 2008. **Estudo dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d’alho e Jiboia (Flanco Nordeste da Bacia Sedimentar do Parana), através dos Métodos Geofísicos da Gravimetria e Magnetometria Terrestres**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, *Campus* de Rio Claro – Universidade Estadual Paulista. São Paulo. 238p.

GEOSOFT Inc. 2009. **Processamento de dados de Campos Potenciais no Domínio da Frequência – Extensão para o Oasis Montaj v7.1**. Tutorial e guia do Usuário. Traduzido para o português. 83p.

GEOSOFT Inc. 2009b. **Métodos de Determinação da Profundidade do Embasamento (*Depth to Basement Methods*)**. Nota Técnica da Geosoft. Tutorial e guia do Usuário. Traduzido para o português. 13p.

GUNN. P.J. 1997. **Application of aeromagnetic surveys to sedimentary basin studies**. Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17, n. 2, p.133-144.

GUNN. P.J. 1997b. **Regional magnetic and gravity responses of extensional sedimentary basins**. Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17, n. 2, p.115-131.

GUNN. P.J.; MAIDMENT, D. & MILLIGAN, P.R. 1997c. **Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop**. Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17, n. 2, p.175-186.

HARTMANN, L.A.; NARDI, L.V.S. ; FORMOSO, M.L.L. ; REMUS, M.V.D.; LIMA, E.F.; MEXIAS, A.S. 1999. **Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil**. Pesquisas em Geociências (UFRGS), Porto Alegre, v. 26, n. 2, p. 46-63.

HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S. & VASCONCELLOS, M.A.Z. 2000. **Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil**. Australian Journal of Earth Sciences, 47, p. 829-844.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE Jr., F.; PHILIPP, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. In: IANUZZI, R.; FRANTZ, J.C. (Org.). in: **50 anos de Geologia**. 1 ed. Instituto de Geociências, Porto Alegre, RS: Editora Comunicação e Identidade, CIGO/UFRGS. v. 1, p. 97-123.

HARTMANN, L.A. ; PHILIPP, R.P. ; SANTOS, J.O.S. ; MCNAUGHTON, N.J. 2011. **Time frame of 753 680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield**. Gondwana Research, v. 19, p. 84-99 (no prelo).

IAGA- Division V, Working Group VMOD. 2010. **The 11th generation international geomagnetic reference field**. Disponível em:

<http://www.geomag.bgs.ac.uk/research/modelling/IGRF.html>. Acessado em: 15 jul. 2011.

JANIKIAN, L. 2004. **Sequências deposicionais e Evolução Paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 189p.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P., FRAGOSO-CESAR, A.R.S. & FAMBRINI, G.L. 2003. **Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulvano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS**. Revista Brasileira de Geociências, v. 33, n.4, p349-362.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.P.de, FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; CORRÊA, C. R. de A. & PELOSI, A.P.M.R. 2005. **Evolução paleoambiental e sequências deposicionais do grupo bom jardim e da formação acampamento velho (supergrupo camaquã) na porção norte da sub-bacia camaquã ocidental**. Revista Brasileira de Geociências v. 35, n. 2, p: 245-256.

KEAREY, P.; BROOKS, M. & HILL, I. 2009. **Geofísica de Exploração**. Tradução Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de Textos. Título Original: An introduction to geophysical exploration. 438p.

LEINZ, V., BARBOSA, A.F., TEIXEIRA, G.A. 1941. **Mapa Geológico Caçapava – Lavras**. Governo do Rio Grande do Sul, Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio. Porto Alegre, RS, Boletim 90. 39p.

LUIZ, J.G. & SILVA, L.M. da C. 1995. **Geofísica de Prospecção**. Universidade Federal do Pará. Belém. Centro de Geociências/Departamento de Geofísica. Vol. 1. 311p.

MacLEOD, I.N.; VIEIRA, S. & CHAVES, A.N. 1993. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. In: CONGR. INT. SOC. BRAS. GEOF., 3, Rio de Janeiro, 1993. **Anais...** Rio de Janeiro, SBGf, v.2, p. 830-835.

MARCONATO, A. 2010. **A Influência de Altos Estruturais em sucessões aluviais: exemplos do Ediacarano e do Cambriano da Bacia do Camaquã (RS)**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica. São Paulo. 74p.

- MELO, S.C. 2002. **Estrutura, Petrologia e Geocronologia do Batólito Brejo da Madre de Deus (Estado de Pernambuco), Relações com a Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste, Nordeste do Brasil.** Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Pernambuco. 119p.
- MILLER, H.G., SINGH, V.. 1994.. **A New Concept for Location of Potential Field Sources.** Journal of Applied Geophysics, v. 32, n. 2-3, p:213-217.
- MILLIGAN, P.R. & GUNN, P.J. 1997. **Enhancement and presentation of airborne geophysical data.** Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 17, n. 2, p.63-75.
- MINTY, B.R.S. 1991. **Simple Micro-levelling for Aeromagnetic Data.** Exploration Geophysics. Austrália, v. 22, n. 4, p. 591-592.
- MIO, E. CHANG, H.K. & CORRÊA, F.S. 2005. **Integração De Métodos Geofísicos Na Modelagem Crustal Da Bacia De Santos.** Revista Brasileira de Geofísica, v.23 n.3, p: 275-284.
- NABIGHIAN, M.N. 1972. **The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation.** Geophysics, v. 37, n. 3, p: 507-517.
- NABIGHIAN, M.N. 1974. **Additional coments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section.** Geophysics, v. 39, n. 1, p: 85-92.
- NGA. 2001. GM-SYS – Gravity/Magnetic modeling software user’s guide. Corvallis, Northwest Geophysical Associate, 102.
- NÓBREGA, J.E.S; SAWAKUCHI, A. O. & ALMEIDA, R.P. 2008. **Minerais pesados das porções média e superior do Grupo Guaritas (Eocambriano, RS): considerações sobre a proveniência sedimentar.** Revista Brasileira de Geociências, v.38, n.3, p 554-565.
- NOGUEIRA, F.C.C.; OLIVEIRA, M.S.de & CASTRO, D.L. 2004. **Estudo Magnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia do Rio do Peixe – PB.** Revista de Geologia, v. 17, n. 1, p:74-87.

OLIVEIRA, C.H.E.de. 2010. **Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Camaquã, RS**. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Instituto de Geociências – UFRGS. Porto Alegre. 86p.

OLIVEIRA, J.M.M.T. & FERNANDES, L.A.D. 1992. Bacias Molássicas Brasileiras, mito ou realidade? *In*: SBG/UNISINOS, I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras. São Leopoldo. **Boletim de Resumos Expandidos...** p.97-105.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE JR., F.; LOPES, R.C. 1995. Aloestratigrafia, Sistemas Depositionais e Evolução Paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. *In*: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 4, 1995, Porto Alegre. **Atas**: p. 39-50.

PAIM, P.S.G.; CHEMALE Jr., F. & LOPES, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã *in*: **Geologia do Rio Grande do Sul**. CIGO / UFRGS Porto Alegre. P. 231-274.

PELOSI, A.P.M.R. 2005. **Evolução paleogeográfica do Grupo Maricá, Neoproterozóico pré-600 Ma do Rio Grande do Sul**. 2005. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências – USP. São Paulo, SP.

PHILIPP, R.P.; MESQUITA, M.J.M.; GOMES, M.E.B.; ALMEIDA, D.P.M. 1993. **Reconhecimento estrutural e geoquímico dos granitóides Brasileiros na região de Pelotas, RS**. Revista Pesquisas, Porto Alegre, v. 20, n. 1, p. 3-13.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; NARDI, L.V.S.; LAFON, J.M. 2002. **O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional**. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE Jr, F. 2003. **Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Implicações Petrogenéticas e Idade de Reativação das Zonas de Cisalhamento** Boletim IG-USP. Série Científica. São Paulo, v. 3, p. 71-84,

PHILIPP, R.P. & MACHADO, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. Londres, v.19: 461-478.

PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE Jr., F. 2007. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *In*: IANUZZI, R.;

FRANTZ, J.C.; (Org.). 2007. **50 anos de Geologia**. 1 ed. Porto Alegre, RS: Editora Comunicação e Identidade, CIGO/UFRGS. v. 1, p. 59-77.

PREISLER, A.G. 2009. **Contribuição do Método Magnético no Conhecimento da Evolução Tectônica da Bacia do Camaquã - RS**. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação), IG / UFRGS, Porto Alegre, RS. 74p.

RASMUSSEN R & PEDERSEN LB. 1979. End corrections in potential field modeling. *Geophysical Prospecting*, 27: 749-766.

REMUS, M.V.D. et al. 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence of an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2, 1997, Salvador, BA. **Extended Abstracts...** Salvador, BA, [s.n.]: v.1, p. 217-272.

REMUS, M. V. D, et al. 2000. Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Depósitos, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 3, n. 2, p. 155-174.

RIBEIRO, M. et al. 1966. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil**. Porto Alegre: DNPM/DFPM. Boletim 127, v. 1.

ROBERTSON, J. F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos**: v. 1, n. 2, p. 41-54.

ROEST, W.R.; VERHOEF, J. & PILKINGTON, M. 1992. **Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal**. *Geophysics*, v. 57, n. 1, p: 116-125.

ROLIM, S.B.A. 2001. **Resposta geofísica dos depósitos de ouro da porção central do Quadrilátero Ferrífero, MG**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo. 290p.

SILVA, A.M. 1999. **Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 194p.

SOARES, R.D. 2011. **Modelagem 2D de dados gravimétricos do Rifte Guaritas como contribuição ao conhecimento da evolução tectônica da Bacia do Camaquã**. Dissertação de Mestrado. Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, UFRGS, Porto Alegre. 124p.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; LIZ, J.D. 1999. Aspectos petrográficos do vulcanismo ácido na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Predito – RS. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, **Boletim de resumos**, p. 32.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F. de; NARDI, L.V.S.; LIZ, J.D. de; PIEROSAN R., WAICHEL, B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS . In: I Encontro Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre. **Anais...** v.1, p: 105-110.

TALWANI, M. & HEIRTZLER , J.R. 1964. 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, p464-480.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A. 1976. **Applied Geophysics**. Cambridge: Cambridge University, 860p.

TEXAS INSTRUMENTS, INC. 1973. **Projeto Aerogeofísico Camaquã – Estado do Rio Grande do Sul**. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, Comissão Nacional de Energia Nuclear – CNEN. Convênios DNPM/CPRM e CNEN/CPRM. Relatório Final, texto e anexos, Rio de Janeiro.

THURSTON, J.B. & SMITH, R.S. 1997. **Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI(TM) method**. Geophysics, v. 62, n. 3, p: 807-813.

WERNER, S. 1953, Interpretation of magnetic anomalies of sheet-like bodies: Sveriges Geologiska Undersökning, **Årsbok**, 43 (1949), n°.6.

WILDER, W.; LIMA, E.F.; CAMOZZATO, E.; LOPES, R.C. 1997. **Vulcanismo Neoproterozóico Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e aspectos texturais**. A Terra em Revista, 3 (3), 19-27.

WILDNER, W. & NARDI, L.V.S. 2002. **Características Geoquímicas e de Posicionamento tectônico do Magmatismo Neoproterozóico aflorante no Platô do Taquarembó – RS**. Revista Brasileira de Geociências, v.32, n.2, p. 169-184.

WON, I.J. & BEVIS M. 1987. **Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines**. Geophysics, 52: 232–238.

XAVIER, M.B. 2009. **Detecção de erros grosseiros em banco de dados gravimétrico terrestre do Estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado. Centro Estadual de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, UFRGS, Porto Alegre. 101p.

ZERFASS, H.; ALMEIDA, D.M.P.; GOMES, C.H. 2000. **Faciology of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul – RS)**. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n.3, p. 375-379.

8 – APÊNDICES

Apêndice 1: Mapa geológico e de localização da área de estudo, com indicação (detalhe) do perfil 1-1' modelado e dos pontos descritos em campo. (Modificado de: CPRM, 2006b e Preissler, 2009).

