

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MAPEAMENTO MAGNETOMÉTRICO DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA DE
SANTOS ENTRE ILHABELA E PICINGUABA (LITORAL NORTE, ESTADO DE SÃO
PAULO)**

Lys Veronica Santos Lentini Plantullo

Orientador: Prof. Dr. André Pires Negrão

Co-orientador: Téc. Roberto Paulo Zanon dos Santos

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 17/34)

SÃO PAULO
2017

Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Dr. André Pires Negrão, por ter me presenteado com um tema incrível neste trabalho, além dos diversos ensinamentos, paciência e, principalmente, das risadas e momentos em alto mar.

Ao Prof. Dr. Luigi Jovane, pelo fornecimento dos equipamentos e da embarcação para os trabalhos de campo.

Ao meu co-orientador Roberto Paulo Zanon dos Santos, a Denise Silva de Moura, pela imensa ajuda, conhecimento sobre geofísica e paciência que dedicaram a mim e a este trabalho. Sem vocês teria sido impossível. Muito obrigada.

A tripulação do Albacora/Veliger, que nos guiou com imensa sabedoria e técnica, além de transmitirem diversos ensinamentos de vida em nossas conversas.

Aos meus pais Luiza e Vicente, a minha irmã Vanessa, as minhas mães de coração Dininha e tia Socorro, que sempre estiveram do meu lado, me incentivando em todas as decisões da minha vida e tomando conta de mim. Obrigada por me ensinarem tanta coisa e sempre acreditarem nos meus sonhos por mais distantes que fossem. Amo vocês.

A toda minha família no Maranhão, que, por mais longe que esteja, sempre me mostra o significado de “estar em casa” rodeado por quem amamos.

Durante esses anos conheci pessoas incríveis que deixaram a graduação bem mais leve e divertida mesmo nos momentos mais desesperadores: Pedrita, Cruz, Arregão, Peps, Biska, Mic, Rô, Yaki, Gui, Giselle, Meia, Grega, Pelú, Lud. Obrigada pelas conversas, risadas, comidinhas e, principalmente, pela amizade. Gostaria de agradecer especialmente o Hugo, por todo companheirismo e história que construímos ao longo desses anos.

Aos meus amigos Sabrina e Rafael, que por mais que eu tenha sumido nesse ano, tenho a certeza de que eles sempre estarão presentes na minha vida.

A minha família do CsF na Austrália: Duda, Mike, Karen Lúcia, Carlinhos, Mel, Erick, Bá, Roherscu, Manu, Calyxto, Igor e Bernardo. As memórias que vivemos juntos sempre vão ficar marcadas na minha vida.

A BTX Geologia e Meio Ambiente pela oportunidade de ter uma experiência profissional e, em especial, ao Silas, Gisele, Patrícia, Dayane, João e Lucas.

E por fim, queria agradecer as minhas estrelinhas. Durante muito tempo eu não entendi o porquê de vocês ficarem tão pouco tempo na minha vida, mas a verdade é que vocês vivem em mim, cada passo que eu dou eu consegui graças a força que vocês me deram. Obrigada por nunca terem desistido de mim. Sempre amarei vocês.

RESUMO

O presente trabalho tem o propósito de, através de mapeamento magnetométrico, investigar a estruturação tectônica regional e a presença de potenciais corpos magmáticos mesozoicos-cenozoicos ao longo da plataforma continental interna de Santos (até aprox. 70 km costa afora), entre as regiões de Ilhabela e Picinguaba, litoral norte do Estado de São Paulo. Foram realizados, no contexto deste trabalho, levantamentos magnetométricos marítimos com uma malha de aquisição disposta paralelamente (*tie-lines*) e perpendicularmente (*lines*) ao *trend* regional de direção NE-SW reconhecido na área emersa adjacente. Após a aquisição, os dados foram pré-processados (nivelamento, micronivelamento, dentre outros) e, em seguida, aplicados filtros de resolução espacial a fim de realçar as anomalias magnéticas, auxiliando a delinearção de bordas, contatos de corpos geológicos e de estruturas tectônicas. Posteriormente, foi elaborado um modelo 3D de susceptibilidade magnética a partir do método de inversão utilizando o software MAG3D, permitindo a análise da continuidade lateral das feições identificadas. Os mapas gerados a partir do processamento e da modelagem indicam *trends* litoestruturais do embasamento provavelmente limitados por zonas de cisalhamento ou falhas de direção NE-SW, cujos mergulhos apresentam-se predominantemente para SE e, de forma subordinada, para NW. Ao longo destes *trends* estruturais também foram identificados possíveis corpos magmáticos evidenciados por anomalias pontuais e circulares. Ao todo, foram reconhecidos três corpos arredondados localizados próximos às Ilhas de Vitória, Búzios e Ilhabela e mais seis dispersos pela área. A correlação destes resultados com mapas geológicos e dados da literatura permite estabelecer a hipótese de os lineamentos magnéticos corresponderem a estruturas dúcteis pré-cambrianas reativadas durante o mesozoico e cenozoico, configurando falhas controladoras de sistemas de grábens e horsts.

Palavras-chaves: plataforma continental, magnetometria, processamento, modelagem.

ABSTRACT

The present work has the purpose, through magnetometric mapping, to investigate the regional tectonic structuration and the presence of potential mesozoic-cenozoic magmatic bodies along the continental shelf of Santos (up to about 70 km offshore), between the regions of Ilhabela and Picinguaba, north coast of the State of São Paulo. In the context of this work, marine magnetometric surveys were performed with an acquisition network arranged in parallel (tie-line) and perpendicular (lines) to the regional trend NE-SW recognized in the adjacent emergent area. After acquisition, data were preprocessed (leveling, micro-leveling, among others) and then spatial resolution filters were applied to highlight magnetic anomalies, helping to delineate edges, geological bodies contacts and tectonic structures. Subsequently, a magnetic susceptibility 3D model was elaborated from the inversion method using the software MAG3D, allowing the analysis of lateral continuity in identified features. The maps resulted from the processing and modeling indicate basement structural trends probably limited by shear zones or NE-SW direction faults, whose dips are predominantly for SE and, subordinately, for NW. Along these structural trends were also identified possible magmatic bodies evidenced by punctual and circular anomalies. In all, three round bodies were recognized near Ilha Vitória, Ilha de Búzios and Ilhabela and four dispersed by the area. The correlation of these results with geological maps and literature data allows to establish the hypothesis that the magnetic lineaments correspond to ductile pre-cambrian structures reactivated during the Mesozoic and Cenozoic, configuring controller faults of grabens and horsts systems.

Keywords: continental shelf, magnetics, processing, modelling

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	1
2.	OBJETIVOS E METAS	2
3.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	3
4.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
4.1.	Embasamento Pré-Cambriano	4
4.2.	Magmatismo relacionado à quebra do Gondwana	5
4.3.	Magmatismo alcalino.....	5
4.4.	Tectônica mesozoica e cenozoica.....	7
5.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DO MÉTODO MAGNETOMÉTRICO.....	9
5.1.	Magnetismo terrestre	10
5.2.	Campo Magnético Principal.....	10
5.3.	Campo Magnético Externo	11
5.4.	IGRF (International Geomagnetic Reference Field).....	11
5.5.	Anomalias Magnéticas	12
5.6.	Magnetismo de rochas e minerais.....	12
5.7.	Propriedades magnéticas de rochas	14
6.	MATERIAIS E MÉTODOS	15
7.	RESULTADOS	18
7.1.	Pré-processamento dos dados.....	18
7.1.1.	Dados Diários	18
7.1.2.	Correção da Variação Diurna	18
7.1.3.	Nivelamento.....	19
7.1.4.	Micronivelamento.....	21
7.1.5.	Remoção do IGRF.....	23
7.1.6.	Continuações Ascendentes	25
7.2.	Processamento dos Dados	28
7.2.1.	Redução ao Pólo (RTP).....	28
7.2.2.	Derivada Vertical (Dz).....	29

7.2.3.	Gradiente Horizontal Total (GHT)	31
7.2.4.	Amplitude do Sinal Analítico (ASA).....	32
7.2.5.	Inclinação do Sinal Analítico (ISA)	34
7.2.6.	Theta Map (TM).....	35
7.2.7.	Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT_ISA).....	37
7.2.8.	Inclinação do Gradiente Horizontal Total (IGHT)	38
7.3.	Inversão 3D.....	39
8.	INTERPRETAÇÕES, INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	44
8.1.	Interpretações dos mapas do processamento	44
8.2.	Interpretações da Modelagem 3D pelo método de Inversão.....	46
8.3.	Integração dos resultados de processamento e modelagem.....	46
8.4.	Elaboração de blocos-diagramas	47
9.	CONCLUSÕES.....	51
10.	EXPECTATIVAS E PRÓXIMOS LEVANTAMENTOS.....	52
11.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1:	Mapa de localização da área.	3
Figura 2:	Mapa geológico da área de estudo. Fonte: CPRM (2006).....	7
Figura 3:	Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes do Sudeste Brasileiro: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos e Campos e o Rio Paraíba do Sul. A área de estudo encontra-se dentro do retângulo vermelho. Extraído de Zalán e Oliveira (2005).	8
Figura 4:	Representação esquemática dos tipos de alinhamento magnético em minerais...	13
Figura 5:	Equipamentos utilizados nos levantamentos de campo. A) Magnetômetro GSM-19 empregado como estação base; B) Magnetômetro base GSM-19; C) Magnetômetro móvel – SeaSPY Overhauser.....	15
Figura 6:	Mapa de localização das linhas de medida e linhas de controle realizadas durante os levantamentos de campo.	16
Figura 7:	Fluxograma destacando as atividades realizadas neste trabalho.....	17

Figura 8: Mapa do campo magnético total corrigido da variação diurna.....	19
Figura 9: Mapa do Campo magnético Total com correção de nivelamento.....	21
Figura 10: Mapa do Campo magnético Total com correção de micronivelamento	23
Figura 11: Mapa de IGRF referente ao dia 15/04/2017.....	24
Figura 12: Mapa magnético com remoção do IGRF.....	25
Figura 13: Mapa magnético com aplicação do filtro de continuação ascendente em 750 unidades terrestres.....	26
Figura 14: Mapa Campo Magnético Total residual.....	27
Figura 15: Mapa de Redução ao Polo (RTP).....	29
Figura 16: Mapa da Derivada Vertical (Dz).....	30
Figura 17: Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT).....	31
Figura 18: Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA).....	33
Figura 19: Mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA).....	35
Figura 20: Theta Map (TM).....	36
Figura 21: Mapa do Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT_ISA).....	37
Figura 22: Mapa da Inclinação do Gradiente Horizontal Total (IGHT).....	38
Figura 23: Vista geral do modelo 3D.....	40
Figura 24: Vista do topo do modelo. As linhas representam os perfis extraídos do modelo e apresentados nas figuras a seguir.....	41
Figura 25: Perfil A - A'.....	41
Figura 26: Perfil B – B'.....	42
Figura 27: Perfil C – C'.....	42
Figura 28: Modelagem dos principais corpos reconhecidos a partir das principais anomalias presentes na área.....	43
Figura 29: Interpretação dos mapas obtidos no processamento.....	45
Figura 30: Mapa de integração dos resultados obtidos no processamento e modelagem....	48
Figura 31: Bloco diagrama esquemático representado a hipótese 1.....	49
Figura 32: Bloco diagrama esquemático representado a hipótese 2.....	50

1. INTRODUÇÃO

Atualmente, existem diversos estudos acerca da evolução tectonossedimentar da bacia de Santos, bem como sobre os eventos tectônicos fanerozoicos que afetaram o sudeste brasileiro como um todo. Entretanto, a plataforma continental interna de Santos ainda dispõe de poucos trabalhos que buscam melhor compreender suas estruturas e preenchimento sedimentar.

Zalán e Oliveira (2005) discutem e propõem, em escala regional, a origem de novos limites para o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, incluindo áreas sobre a plataforma continental de Santos. Na área de estudo do presente trabalho, estes autores identificaram uma importante feição tectônica denominada gráben de Ubatuba, sem, no entanto, detalharem sua estruturação interna.

Maia *et al* (2010) sugerem, através de dados sísmicos rasos, uma estratigrafia para a plataforma continental de Santos em resposta às variações do nível do mar do Plioceno ao recente. Entretanto, os dados trabalhados por estes autores não permitem o reconhecimento, em profundidade, de sucessões sedimentares mais antigas bem como estruturas ligadas ao embasamento.

Nesse sentido, a utilização de métodos magnetométricos em escala de semidetalhe torna-se fundamental para a interpretação mais precisa das principais feições tectônicas/estruturais e prováveis corpos magmáticos presentes na área denominada gráben de Ubatuba. Com o reconhecimento das anomalias causadas por diferentes valores de susceptibilidades magnéticas das rochas, é possível estabelecer relações de contatos geológicos, estruturas e bordas de corpos.

Os dados adquiridos durante duas etapas de campo foram processados, sendo também submetidos à aplicação de filtros para a confecção de mapas transformados. Desse modo, as anomalias magnéticas foram analisadas buscando correlacioná-las às principais feições geológicas reconhecidas na área emersa adjacente.

Com o auxílio dos produtos de processamento dos dados (mapas de campo magnético total, sinal analítico, primeira derivada, *etc.*) foram, também, elaborados modelos 3D a fim de se estabelecer a geometria em mapa e em profundidade das principais feições identificadas, permitindo a construção de hipóteses acerca da evolução tectônica da área de estudo.

2. OBJETIVOS E METAS

Através do mapeamento magnetométrico e sua correlação com dados diversos da literatura, o presente trabalho tem como objetivo principal melhorar a compreensão dos aspectos tectônicos, magmáticos e sedimentares da plataforma continental interna de Santos em seu setor entre Ilhabela e Picinguaba (litoral norte do Estado de São Paulo).

Para atingir os objetivos as seguintes metas foram alcançadas:

- Elaboração de uma malha de levantamentos e aquisição dos dados;
- Pré-processamento, processamento e geração de mapas magnetométricos (campo total, sinal analítico, derivada vertical, entre outros);
- Modelagem 3D para investigação em profundidade das feições magnéticas;
- Delimitação das principais feições geofísicas/geológicas;
- Interpretação dos resultados e correlação com dados da literatura;
- Estabelecimento de hipóteses acerca da estruturação e evolução da área investigada;

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo situa-se no litoral norte do Estado de São Paulo, entre os municípios de Ilhabela e Ubatuba. A principal via de acesso à base do Instituto Oceanográfico da USP – “Clarimundo de Jesus”, de onde saiu a embarcação dos trabalhos de campo, é a Rodovia Governador Mario Covas - km 101, localizada na praia do Lamberto s/nº, Enseada do Flamengo – Ubatuba. O mapa de localização da área é apresentado na Figura 01.

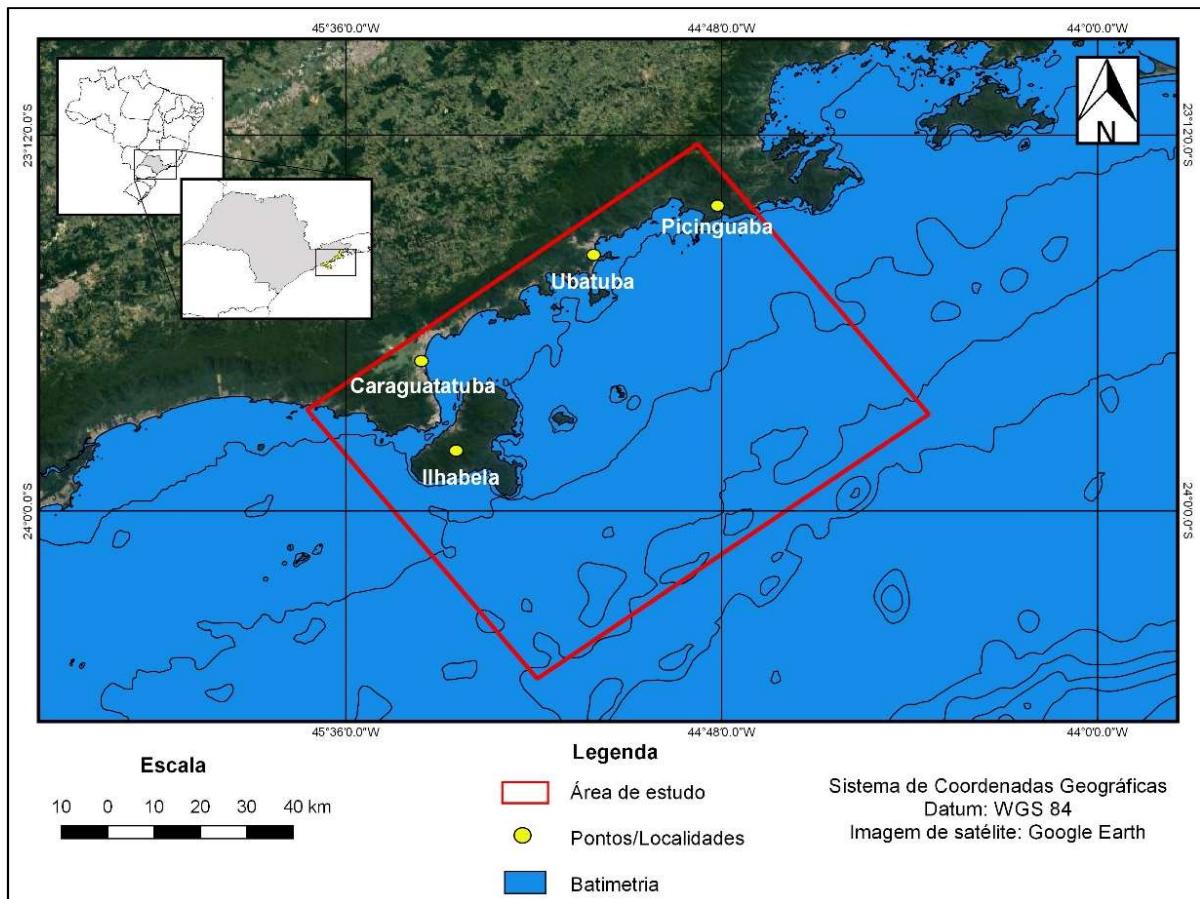


Figura 1: Mapa de localização da área.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1. Embasamento Pré-Cambriano

O litoral norte de São Paulo está inserido no contexto do segmento central da Faixa Móvel Ribeira (Almeida *et al.* 1973; Cordani *et al.* 1973; Heilbron *et al.*, 2004), a qual teve sua origem vinculada a formação do paleocontinente Gondwana, entre o Neoproterozoico e o eopaleozoico (Brito Neves & Cordani, 1991).

A Faixa Ribeira se estende por mais de 1.400 km ao longo da margem atlântica brasileira, entre os estados do Paraná e Espírito Santo, em um *trend* estrutural NE-SW, compreendendo rochas do embasamento arqueano-paleoproterozoico, coberturas metassedimentares mesoproterozoicas a neoproterozoicas e magmatismos diversos, subdivididos em diferentes terrenos tectonoestratigráficos limitados por zonas de cisalhamento (Heilbron *et al.*, 2004).

A área de estudo encontra-se inserida, predominantemente, no Complexo Costeiro (Hasui *et al.*, 1981) ou Domínio Costeiro (Heilbron & Machado, 2003), limitado pela falha de Cubatão ao norte e pela linha de costa e ilhas vizinhas a sul. Esta unidade é constituída por rochas neoproterozoicas (600 – 650 Ma), com plutonismo charnockítico *tardi* a pós-colisional, com idades em torno de 550 Ma, e resfriamento regional datado entre 500 – 450 Ma (Tassinari & Campos Neto, 1988; Dias Neto, 2001). Ainda, de acordo com Chiodi *et al.* (1983), o Complexo Costeiro é composto por três conjuntos de rochas principais: rochas gnáissico-migmatíticas, rochas para-derivadas e rochas granulíticas.

Segundo Dias Neto *et al.* (2009), o conjunto gnáissico-migmatítico é constituído por ortognaisses variados e migmatitos com paleossoma de hornblenda-biotita gnaisse e neossoma de composição granodiorítica, sendo o granito Bico do Papagaio, augen-gnaisse Juquehy e granito Guaecá as principais unidades litológicas representantes desse conjunto. As rochas metassedimentares são compostas, principalmente, por rochas siltic-argilosas, além de quartzitos arcoseanos e cálciosilicáticas, submetidos ao processo de quartzo-feldspatização durante o metarmorfismo de médio a alto grau ao final do Neoproterozoico. O conjunto de rochas granulíticas é caracterizado pela ocorrência de charnockitos e noritos associados aos gnaisses oftalmíticos e aos corpos graníticos da área como, por exemplo, a Ilha de Anchieta (Chiodi *et al.*, 1983; Schmitt, 2001; Santos, 2014).

As unidades do Domínio Costeiro ocorrem sob a forma de corpos alongados de direção ENE-WSW, assumindo, portanto, direção paralela à foliação regional. Nas porções em que ocorreu mais intensa deformação, a foliação pode ser caracterizada como milonítica, definindo importantes zonas de cisalhamentos regionais (Campanha *et al.*, 1994).

Segundo Maffra (2000), a região de São Sebastião, pertencente à área de estudo, é transectada de oeste para leste pela Zona de Cisalhamento do Bairro do Alto, Zona de

Cisalhamento Camburú e Sistema de Cavalgamento São Sebastião, respectivamente. Apresentam orientação preferencial NE-SW com ângulos de mergulhos variáveis e são estruturas dúcteis que compartmentam toda a área (Maffra, 2000; Dias Neto *et al.*, 2006; Reverte, 2014).

Ainda, diversos trabalhos como o de Silva *et al.* (1977, *apud* Garda, 1995), Campanha e Ens (1993) e Maffra (2000) sugerem que a principal estrutura regional é resultado de uma deformação dúctil em um regime transpressivo, caracterizando-a como uma flor positiva com eixo orientado a N60-70E. Dias Neto *et al.*, (2006) sugerem que essa herança estrutural é a provável responsável pelo alinhamento dos núcleos anfibolíticos concordantes ao eixo da estrutura em flor. Adicionalmente, são constatadas ao longo destes *trends* intrusões mesozoicas, a exemplo de diversos conjuntos de diques toleíticos eocretáceos, bem como plútôns e diques alcalinos neocretáceos.

4.2. Magmatismo relacionado à quebra do Gondwana

O magmatismo básico associado à quebra do Gondwana se manifesta, na área de estudo, sob a forma de diques encaixados nas rochas do Complexo Costeiro.

Os diques, com direção predominantemente NE-SW, apresentam idades entre 120 e 140 Ma (Garda, 1995; Garda *et al.*, 1996) e possuem caráter básico a intermediário, sendo divididos por Freitas (1976) em duas sequências descritas a seguir:

A sequência toleítica é composta por rochas básicas a intermediários com pouca ou nenhuma olivina, apresentando grande diversidade de litotipos, sendo que as principais rochas plutônicas são augita-gabros, hornblenda-gabros e hornblenda-dioritos, enquanto que as representantes hipoabissais são basaltos microfíricos, diabásicos normais e porfiríticos, monzonito-pórfiro, diorito-pórfiros, microdiorito-pórfiros, andesito-pórfiros, traquiandesitos, ortófiros e quartzodioritos.

Já, a sequência olivina-basáltica é composta por rochas básicas ricas em olivina e augita cárlica, sendo olivina-diabásios e olivina-gabros as principais rochas representantes.

4.3. Magmatismo alcalino

A região sudeste do Brasil foi afetada por uma série de eventos magmáticos de caráter alcalino que ocorreram 35 milhões de anos após o ápice do magmatismo associado à fragmentação do continente Gondwana.

Reconhecido primeiramente por Freitas (1947), o Alinhamento Poços de Caldas – Cabo Frio, tem sua origem vinculada à passagem da placa Sul-Americana sobre um *hotspot* (Thomáz Filho e Rodriguez, 1999).

Riccomini *et al.* (2004) e Guedes *et al.* (2005) admitem a ocorrência de, no mínimo, dois pulsos relacionados ao alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio, com idades neocretácica a paleocênica (86-59 Ma) e eocênica (< 53 Ma).

Em conjunto a isso, Garda (1995) e Mello (2008) apontam que a região entre São Sebastião e Ubatuba passou por dois eventos de magmatismo alcalino, sendo um relacionado à geração de suíte de lamprófiros máficos e ultramáficos (com idades de aproximadamente 116 Ma) e o outro relacionado ao magmatismo intrusivo das ilhas de São Sebastião, Vitória, Búzios e Monte de Trigo (com idades em torno de 80 Ma), sendo representados atualmente por diversos plutons, *stocks* e diques de composição alcalina.

Em relação aos stocks, apresentam variedades de litotipos, onde, nas regiões mais periféricas dos corpos, há o predomínio de composições mais ácidas e com presença de quartzo (nordmarkitos) e, nas porções mais internas, há ocorrência de rochas sieníticas com pouco quartzo a muita biotita (Freitas, 1947; Hennies e Hasui, 1977).

As rochas hipabissais são representadas, principalmente, por bostonitos, microfoiaitos, sodalita-microfoiaitos, microteralitos e nefelina-sienito aplíticos. Já, os diques alcalinos apresentam tamanhos e características variadas, podendo aparecer na forma de veios ou como soleiras (Freitas, 1947; Hennies e Hasui, 1977; Garda, 1995).

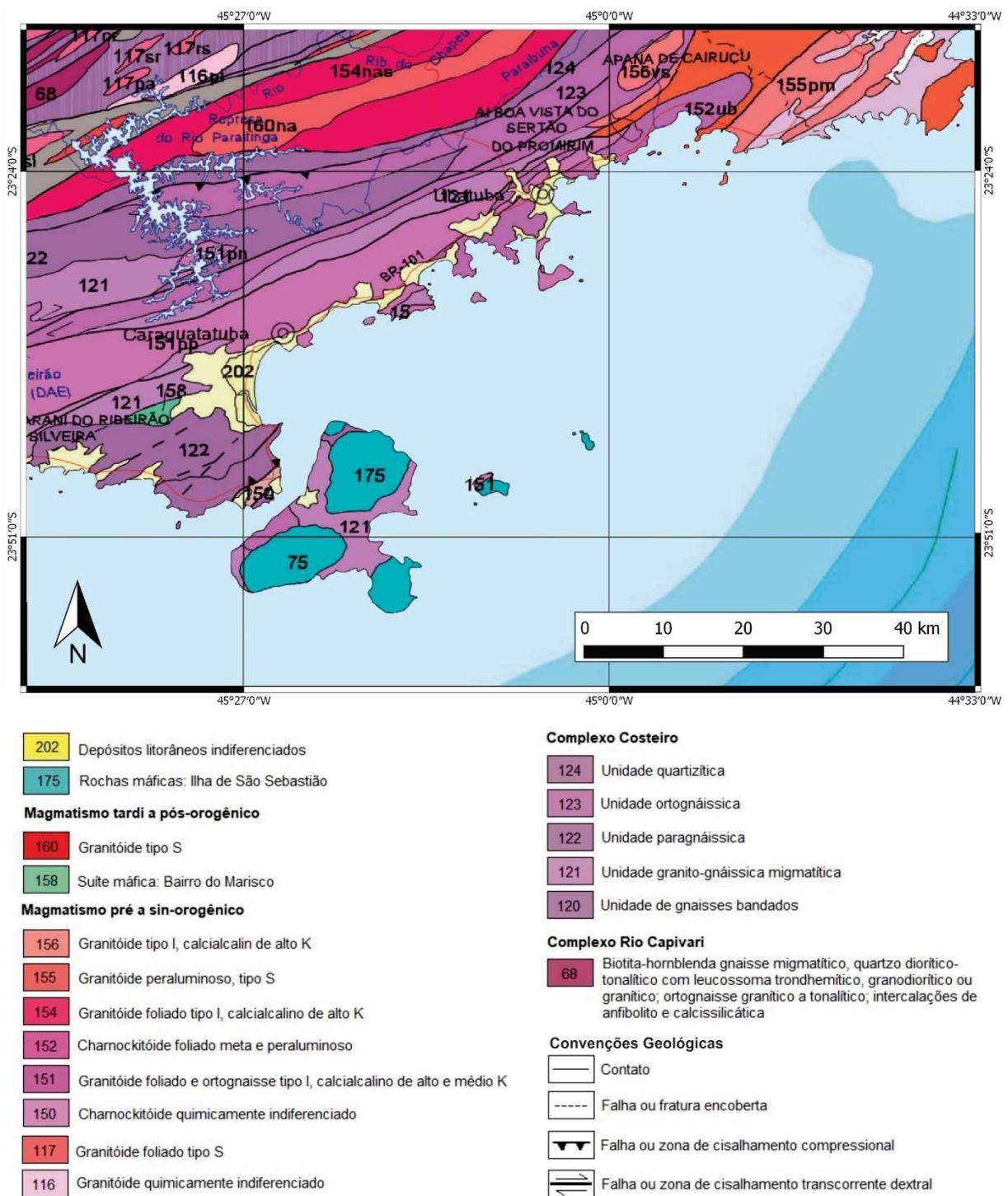


Figura 2: Mapa geológico da área de estudo. Fonte: CPRM (2006)

4.4. Tectônica mesozoica e cenozoica

Entre o mesozoico e cenozoico são reconhecidos ao menos quatro importantes estágios de soerguimentos/falhamentos da Serra do Mar relacionados à: fragmentação do Gondwana (Cretáceo Inferior), magmatismo alcalino e/ou desequilíbrio termomecânico da bacia de Santos (Santoniano), desenvolvimento do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Eoceno) e eventos neotectônicos entre Oligoceno e recente (Negrão et al., 2016).

Zonas de cisalhamento neoproterozoicas foram reativadas com direção ENE a E-W como falhas normais e, durante o Neógeno, como falhas transcorrentes, as quais possibilitaram a instalação e deformação das bacias do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.* 2004).

De acordo com Riccomini *et al.* (2004), durante o Paleógeno, ocorreu a evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), caracterizando-se por ser uma depressão alongada e deprimida com, aproximadamente, 900 km de comprimento e direção ENE instalado no domínio da Faixa Ribeira. Diversos corpos de rochas alcalinas eocretáceas a paleogênicas ocorrem ao longo das bordas do rifte. Além disso, zonas de cisalhamento com idades neoproterozoicas com direção NE a E-W foram reativadas como falhas normais durante o Palógeno e como falhas transcorrentes durante o Neógeno; que tiveram grande contribuição na instalação e deformação das bacias presentes no RCSB.

Zalán e Oliveira (2005), realizaram uma reanálise dos grábens cenozoicos entre Paraná e Rio de Janeiro com a extração dos riftes para além dos domínios reconhecidos, compreendendo-os como entidades maiores que os depocentros remanescentes, definindo o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Estes autores delimitaram quatro riftes principais denominados de Rifte do Ribeira, Paraíba do Sul, Litorâneo e Marítimo. Seguindo essa denominação, a área de estudo deste trabalho encontra-se em parte no rifte Litorâneo dentro do gráben Ubatuba e parte no rifte Marítimo (Figura 3).

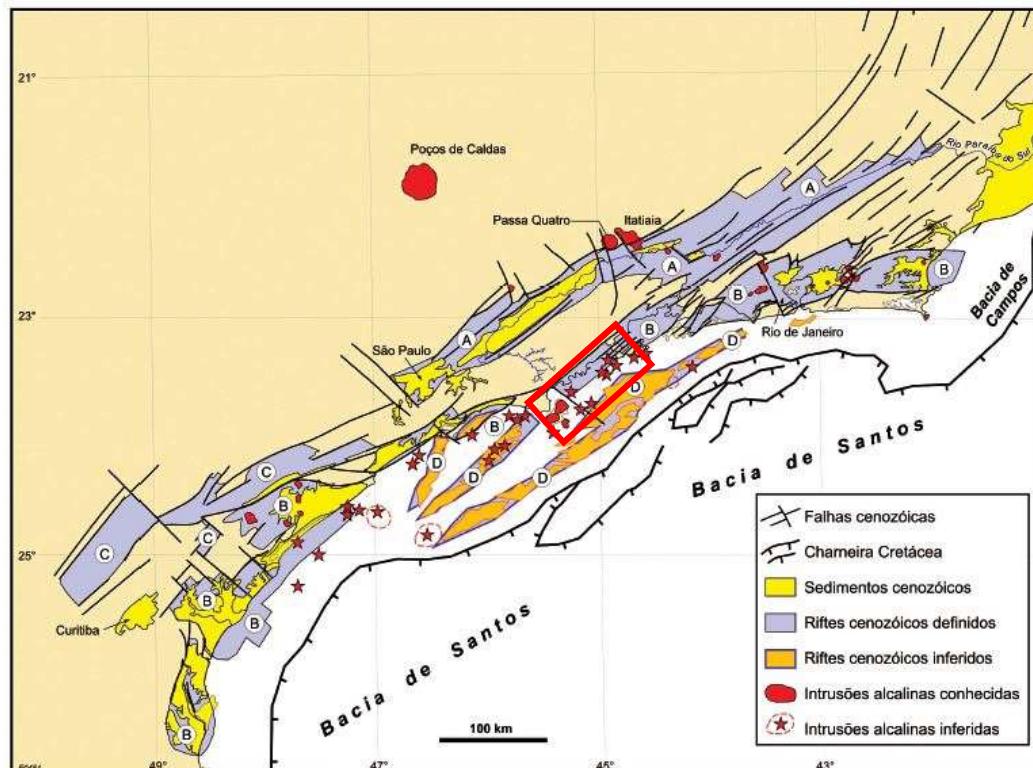


Figura 3: Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes do Sudeste Brasileiro: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos e Campos e o Rio Paraíba do Sul. A área de estudo encontra-se dentro do retângulo vermelho. Extraído de Zalán e Oliveira (2005).

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DO MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

A magnetometria é um método potencial utilizado para identificar variações do campo geomagnético, sendo de grande relevância na investigação de heterogeneidades da crosta terrestre (Telford *et al.*, 1990; Mio 2005).

Em uma barra magnética desenvolve-se um fluxo magnético que flui de uma extremidade de um magneto para a outra, em que os pontos de convergência do fluxo denominam-se polos magnéticos. De maneira análoga, uma barra magnética se alinha ao fluxo do campo magnético da Terra, ou seja, próximo ao eixo de rotação, sendo que o polo positivo aponta na direção do polo norte da Terra sendo balanceado por um polo negativo de força idêntica, mas na extremidade oposta do magneto (Kearey *et al.*, 2002; Hinze *et al.*, 2013).

Segundo Kearey *et al.* (2002), a força (F) entre dois polos magnéticos de intensidade m_1 e m_2 , separados por uma distância r , é dada pela seguinte fórmula:

$$F = \frac{\mu_0 \cdot m_1 \cdot m_2}{4\pi\mu_R r^2} \quad (1)$$

Sendo:

μ_0 : permeabilidade magnética do vácuo

μ_R : permeabilidade magnética relativa do meio que separa os polos

Já, o campo magnético (B) é definido como a força exercida sobre uma unidade de polo positiva em determinado ponto:

$$B = \frac{\mu_0 \cdot m}{4\pi\mu_R r^2} \quad (2)$$

Ainda de acordo com Kearey *et al.* (2002), o campo magnético é definido em termos do fluxo de corrente elétrica no sistema internacional (SI) com a unidade denominada nanoTesla (nT). Quando uma corrente passa através de uma bobina composta por várias espiras, um fluxo magnético gerado por uma força de magnetização (H) flui através e, ao redor, do anel da bobina. A magnitude de H é proporcional ao número de espiras da bobina e à intensidade da corrente e inversamente proporcional ao comprimento do fio da bobina.

A interação de materiais com um campo magnético, produz uma magnetização induzida do material na direção do campo magnético. A intensidade induzida de magnetização (J) é proporcional à intensidade da força de magnetização (H) do campo induzido:

$$J = k \cdot H \quad (3)$$

k : susceptibilidade magnética do material

A magnetização de um material por um campo externo ocorre por meio do alinhamento dos momentos dipolos internos, gerando um campo adicional. Este, ao ser somado à força de magnetização H , gera um campo denominado indução magnética (B) (Kearey *et al.*, 2002; Fries, 2008):

$$B = \mu_0 \cdot H \quad (4)$$

5.1. Magnetismo terrestre

Do ponto de vista geomagnético, a Terra é composta por três partes: núcleo, manto e crosta. O manto exerce pouca influência no magnetismo da Terra, enquanto que a interação do campo geomagnético com as rochas presentes na crosta produz anomalias magnéticas (Reeves, 2005).

Ainda de acordo com Reeves (2005), a teoria mais aceita sobre a origem do campo magnético principal é referente às correntes de convecção na porção líquida do núcleo de ferro, as quais geram um campo geomagnético dipolar alinhado ao eixo de rotação da Terra que se assemelha a uma barra magnética.

O campo magnético principal é gerado por correntes eletromagnéticas no núcleo externo da Terra e comprehende, aproximadamente, 98% do campo geomagnético. A porcentagem restante é referente à ocorrência de campos externos altamente dinâmicos devido à interação do plasma solar com o campo principal (Hinze *et al.*, 2013).

5.2. Campo Magnético Principal

O conhecimento do campo geomagnético é necessário para realizar as interpretações das anomalias magnéticas – efeitos localizados que se sobrepõem ao campo magnético normal da Terra (Kearey *et al.*, 2002). Contudo, está sujeito às variações internas que ocorrem na escala de centenas a milhares de anos, descritas a seguir:

- Variação secular: ocorrem em grande escala temporal, geralmente centenas de anos. Os movimentos de circulação, relacionados às células de convecção no núcleo externo, não são fixos e mudam lentamente com o tempo, resultando na mudança lenta e gradual nos elementos geomagnéticos, caracterizando a variação secular (Kearey *et al.*, 2002; Reeves, 2005);
- Reversões geomagnéticas: são evidências da direção do campo magnético terrestre no passado geológico que podem ser reconhecidas pela magnetização remanente de determinadas rochas. Diversos estudos apontam que o campo geomagnético apresentou diversos episódios de reversão dos polos em intervalos de 10.000 anos em, até alguns milhões de anos. A direção do magnetismo remanente de rochas que se consolidaram em um determinado ambiente geomagnético, pode ser diferente da

direção atual do campo geomagnético, o que pode gerar dificuldades nas interpretações das fontes das anomalias magnéticas (Reeves, 2005).

5.3. Campo Magnético Externo

Os campos magnéticos externos estão associados às correntes elétricas nas camadas ionizadas da atmosfera superior. Devido ao movimento de rotação, as camadas mais externas da ionosfera interagem com o vento solar causando variações temporais no campo magnético, descritas a seguir:

- a) Variações solares diurnas: apresentam uma amplitude de cerca de 20 nT a 80 nT nas regiões polares. Resultam da indução do campo magnético pelo fluxo de partículas carregadas dentro da ionosfera em direção aos polos magnéticos, tendo em vista que os padrões de circulação e as variações diurnas se modificam em relação aos feitos da maré do Sol e da Lua. O “vento solar” é carregado com partículas emanadas do Sol e tende a distorcer as regiões mais distais do campo geomagnético (Kearey *et al.*, 2002);
- b) Tempestades magnéticas: associadas à intensa atividade solar, resultam da chegada de partículas solares carregadas na ionosfera. Caracterizam-se por serem grandes distúrbios de curta duração no campo geomagnético que podem atingir amplitudes de até 1000 nT e persistir por um período maior que 24 horas (Kearey *et al.*, 2002; Reeves, 2005);
- c) Micropulsações: ocorrem em uma escala de tempo pequena, geralmente de alguns minutos. São picos irregulares e de pequenas dimensões que, apesar de variar em poucos nanoTeslas, pode gerar efeitos significantes nos levantamentos (Reeves, 2005; Gem Systems, 2008).

5.4. IGRF (International Geomagnetic Reference Field)

O IGRF é publicado por um grupo de estudos da *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA) a cada cinco anos. É a representação teórica que define o campo geomagnético teórico não perturbado em qualquer ponto da superfície da Terra, sendo utilizado para remover variações magnéticas atribuídas a esse campo teórico dos dados magnéticos (Reeves, 2005).

Uma série de modelos matemáticos atrelados ao somatório de harmônicos esféricos, com coeficientes determinados a partir de medidas magnéticas sobre todo o planeta representam o IGRF (Fries, 2008).

5.5. Anomalias Magnéticas

De acordo com Telford *et al.*, (1990), mudanças locais no campo magnético principal ocorrem devido às variações no conteúdo de minerais magnéticos presentes em rochas superficiais e subsuperficiais.

As anomalias magnéticas são perturbações ou desvios do campo geomagnético terrestre. Mapas magnéticos de campo total apresentam os componentes das anomalias locais na direção do campo geomagnético principal (Reeves, 2005).

As fontes de anomalias magnéticas não podem estar em profundidades maiores que aproximadamente 40 km nos continentes, pois a partir dessa profundidade as rochas e minerais atingem a temperatura de Curie ($\sim 550^{\circ}\text{C}$) e perdem suas propriedades magnéticas (Telford *et al.*, 1990).

A forma da anomalia magnética é determinada a partir da geometria do corpo magnético em relação à direção do campo geomagnético. Já, a amplitude é controlada pela combinação da susceptibilidade, magnetização permanente e distância do corpo em relação ao equipamento. Quando mais próximo um corpo está, mais forte e estreito o pico se apresentará no perfil magnético. Quanto mais distante o corpo, mais fraco e amplo o pico se mostrará. A variação da amplitude da anomalia com a profundidade ocorre em função da distância entre o sensor do magnetômetro e o alvo (Gem Systems, 2008).

A anomalia magnética de um corpo finito apresenta elementos positivos e negativos devido à natureza dipolar do magnetismo. Além disso, a intensidade da magnetização é representada por um vetor e a direção de magnetização em um corpo controla a forma da anomalia. Sendo assim, as anomalias magnéticas não são frequentemente relacionadas à forma do corpo em si. Entretanto, podem fornecer informações qualitativas acerca da geologia e estruturas de uma determinada área, considerando suas formas e tendências (Kearey *et al.*, 2002).

5.6. Magnetismo de rochas e minerais

As anomalias magnéticas são causadas pela presença de minerais magnéticos presentes nas rochas, os quais podem ser divididos com base em seu comportamento quando submetidos a um campo externo e que serão descritos a seguir.

Quando um mineral tem o seu campo dominado por orbitais atômicos com orientação oposta ao campo externo, exibindo susceptibilidade negativa, é caracterizado como diamagnético. O diamagnetismo tem origem relacionada a uma força recipiente devido à precessão de órbitas de elétrons sobre um campo magnético induzido. Diversos minerais como quartzo, feldspatos e halita são diamagnéticos e capazes de produzir um campo que contra atua com o campo geomagnético. Apesar disso, a magnitude desse campo é ínfima ao comparar com campos magnéticos derivados de componentes de magnetização de outras rochas (Hinze *et al.*, 2013).

O paramagnetismo é causado pelos orbitais de elétrons em átomos que não são compensados por outros orbitais opostos. Em assim sendo, o orbital não compensado produz um campo magnético externo ao átomo, como ocorre no caso de elementos de transição como ferro, titânio, níquel e cromo (Hinze *et al.*, 2013).

O ferromagnetismo é causado pela interação entre átomos vizinhos, resultando em grupos de átomos – denominados domínios – que alinham seus momentos magnéticos paralelamente entre si. Tais domínios se expandem em tamanho sob a influência de um campo externo, alinhando-se aos momentos magnéticos dos domínios vizinhos na direção do campo ou então via rotação dos domínios na direção do campo magnético externo. O alinhamento dos domínios em materiais ferromagnéticos resulta em um magnetismo que excede o de paramagnetismo e diamagnetismo, observado em materiais ferrosos como o ferro (Hinze *et al.*, 2013).

Em alguns minerais, os domínios se dividem em subdomínios que se alinham em direções opostas de modo que seus momentos quase se cancelam e, apesar de um comportamento similar aos minerais ferromagnéticos, apresentam uma susceptibilidade magnética menor sendo então chamados de antiferromagnéticos (Telford *et al.*, 1990).

O ferrimagnetismo é a forma mais comum de magnetismo responsável por causar anomalias magnéticas. Ocorre quando os subdomínios se alinham opostamente, mas o momento magnético não é nulo devido a subdomínios com alinhamento magnético mais forte ou graças a existência de mais subdomínios de um tipo que de outro. Os materiais ferrimagnéticos com propriedades de substâncias ferromagnéticas são a fonte de praticamente toda a magnetização nos materiais terrestres, sendo a magnetita o principal componente ferrimagnético de ocorrência natural (Telford *et al.*, 1990; Hinze *et al.*, 2013).

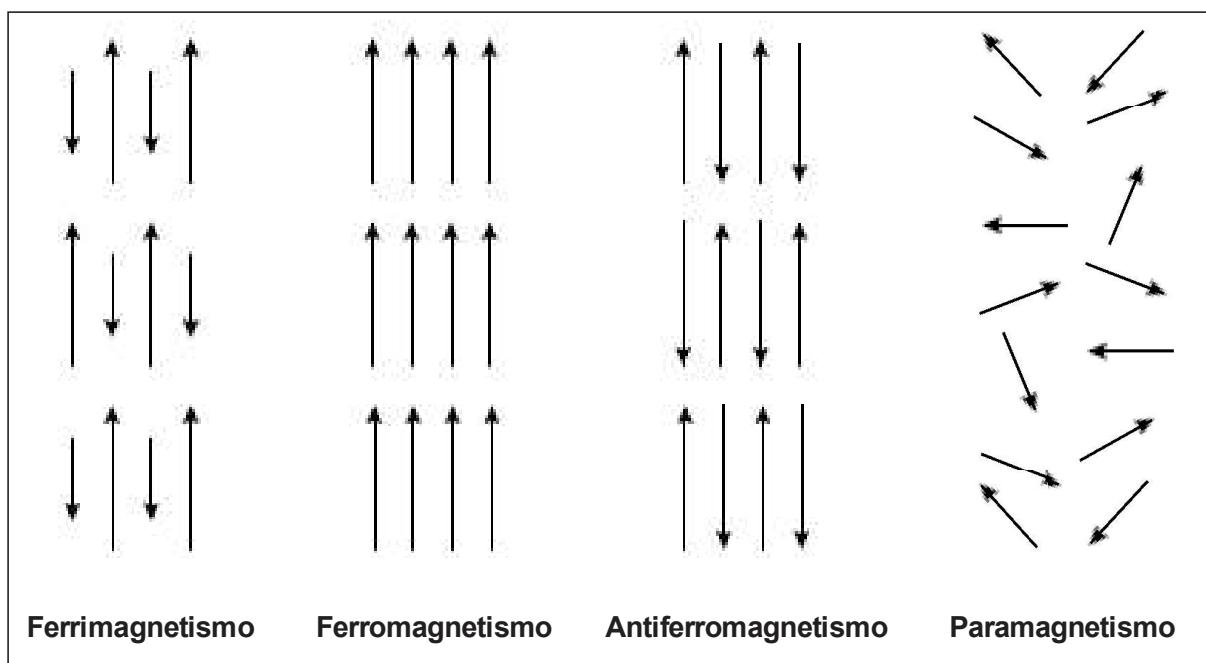


Figura 4: Representação esquemática dos tipos de alinhamento magnético em minerais

5.7. Propriedades magnéticas de rochas

De acordo com Hinze *et al.* (2013), existem dois tipos de magnetização associadas às rochas: a induzida e remanente.

Quando um material magnético é colocado sob influência de um campo magnético, o material torna-se magnetizado e ocorre um ordenamento magnético dos materiais na mesma direção deste campo magnético externo, caracterizando a magnetização induzida. No momento em que o campo magnetizador externo deixa de exercer influência sobre o material, a magnetização induzida desaparece de uma só vez (Hinze *et al.*, 2013).

A magnetização remanente refere-se à magnetização de materiais ferrimagnéticos presentes na rocha em um ambiente magnético pretérito. Ao contrário da magnetização induzida, a remanente não desaparece imediatamente ao fim da influência de um campo magnético em um determinado ambiente. O magnetismo remanente é a base de estudos paleomagnéticos e a fonte de importantes anomalias magnéticas (Hinze *et al.*, 2013).

Em rochas que se resfriaram a pouco tempo, a direção da magnetização remanente adquirida será igual à direção do campo atual da Terra. Uma vez que a influência do campo magnético terrestre não pode ser interrompida, caso a rocha permaneça *in situ*, a magnetização remanente não será distinguível da induzida (Reeves, 2005).

O magnetismo remanente, geralmente, contribui em amplitude e direção na magnetização total. Esse efeito é complexo, pois depende da história magnética da rocha e pode acontecer devido alguns fatores listados a seguir, descritos por Telford *et al.* (1990):

- a) Magnetização termoremanente: ocorre quando o material magnético é resfriado abaixo da temperatura de Curie na presença de um campo magnético externo, geralmente o terrestre. Sua direção depende da direção do campo no determinado tempo e lugar que a rocha resfriou. Esse é um dos principais mecanismos para a magnetização residual nas rochas ígneas;
- b) Magnetização detrital: acontece em rochas sedimentares e sedimentos e é resultado da rotação intersticial dos grãos em uma orientação preferencial relacionada ao campo magnético do ambiente de deposição;
- c) Magnetização química remanente: decorre quando grãos magnéticos aumentam de tamanho ou mudam de forma devido à ação química a uma temperatura constante abaixo da temperatura de Curie. Esse processo é bastante significante em rochas sedimentares e metamórficas;
- d) Magnetização isotermal remanente: é a magnetização residual restante após a remoção de um campo externo. Raios produzem esse efeito em áreas muito pequenas;
- e) Magnetização viscosa remanente: é produzida por exposição prolongada ao campo externo. Esse processo é bastante estável e tende a ocorrer em materiais de granulação mais fina.

6. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a aquisição dos dados, foram utilizados dois magnetômetros de precessão de prótons com tecnologia Overhauser Effect, a qual ocorre quando um líquido especial com elétrons não emparelhados é combinado com átomos de hidrogênio e, depois, exposto à polarização secundária a partir de um campo magnético de radiofrequência. Os elétrons não emparelhados transferem sua polarização mais forte para átomos de hidrogênio, gerando um forte sinal de precessão, ideal para medidas de alta sensibilidade de campo total (Gem Systems, 2008).

O magnetômetro GSM-19 da marca GEMSYSTEM (Figuras 5a e 5b) foi empregado como estação base e realiza medições do campo magnético terrestre com resolução de 0,01 nT E 0,2 nT de precisão absoluta.

As mensurações do campo geomagnético ao longo dos perfis estipulados foram adquiridas com o magnetômetro SeaSPY Overhauser (Figura 5c) da marca Marine Magnetics com precisão absoluta de 0,1 nT.

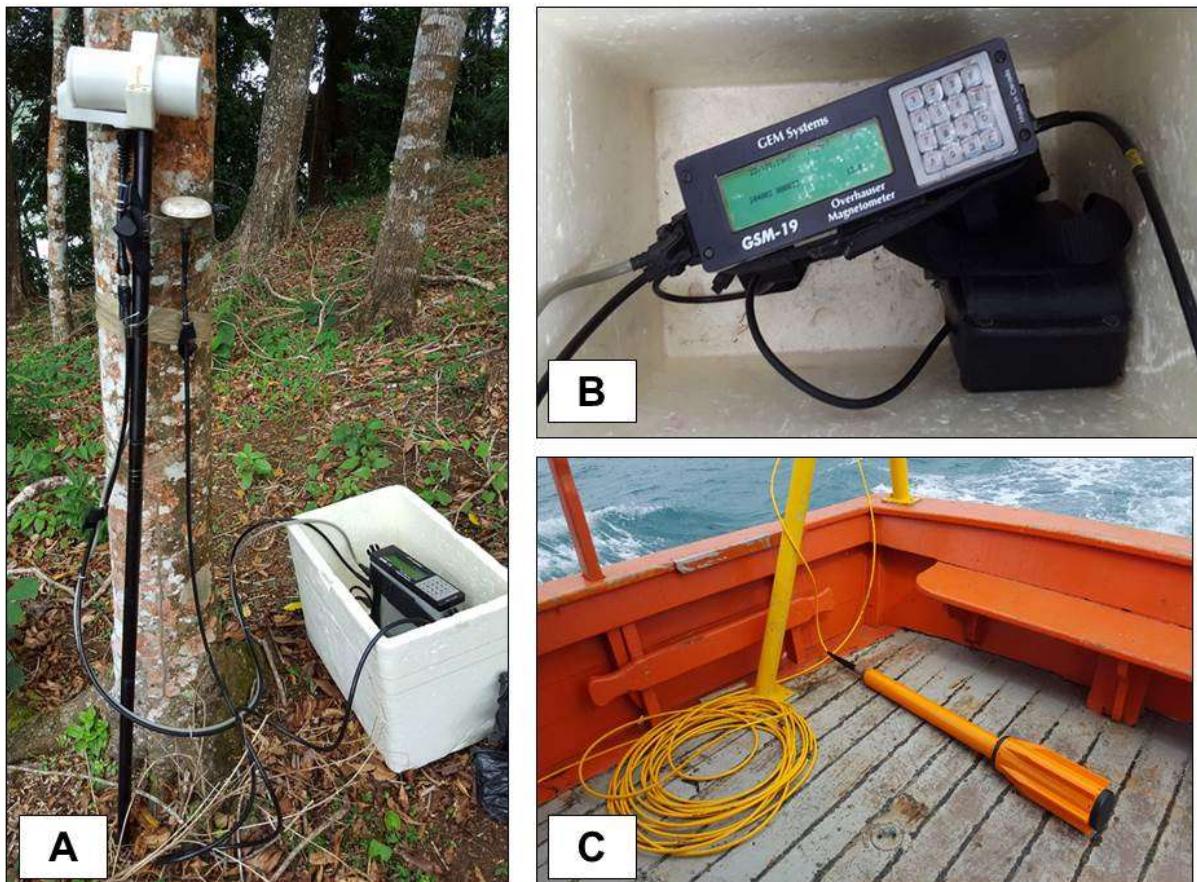


Figura 5: Equipamentos utilizados nos levantamentos de campo. A) Magnetômetro GSM-19 empregado como estação base; B) Magnetômetro base GSM-19; C) Magnetômetro móvel – SeaSPY Overhauser.

Uma vez que os principais *trends* geológicos observados na área emersa têm direção NE-SW, as linhas de medida (*lines*) foram planejadas com direção perpendicular a essas feições, com o intuito de verificar se o padrão observado na área emersa se repete para as áreas em subsuperfície. Em conjunto, foram planejadas linhas de controle (*tie-lines*) para conexão entre as linhas adjacentes, além de auxiliar nos processos de nivelamento e micronivelamento (Figura 6).

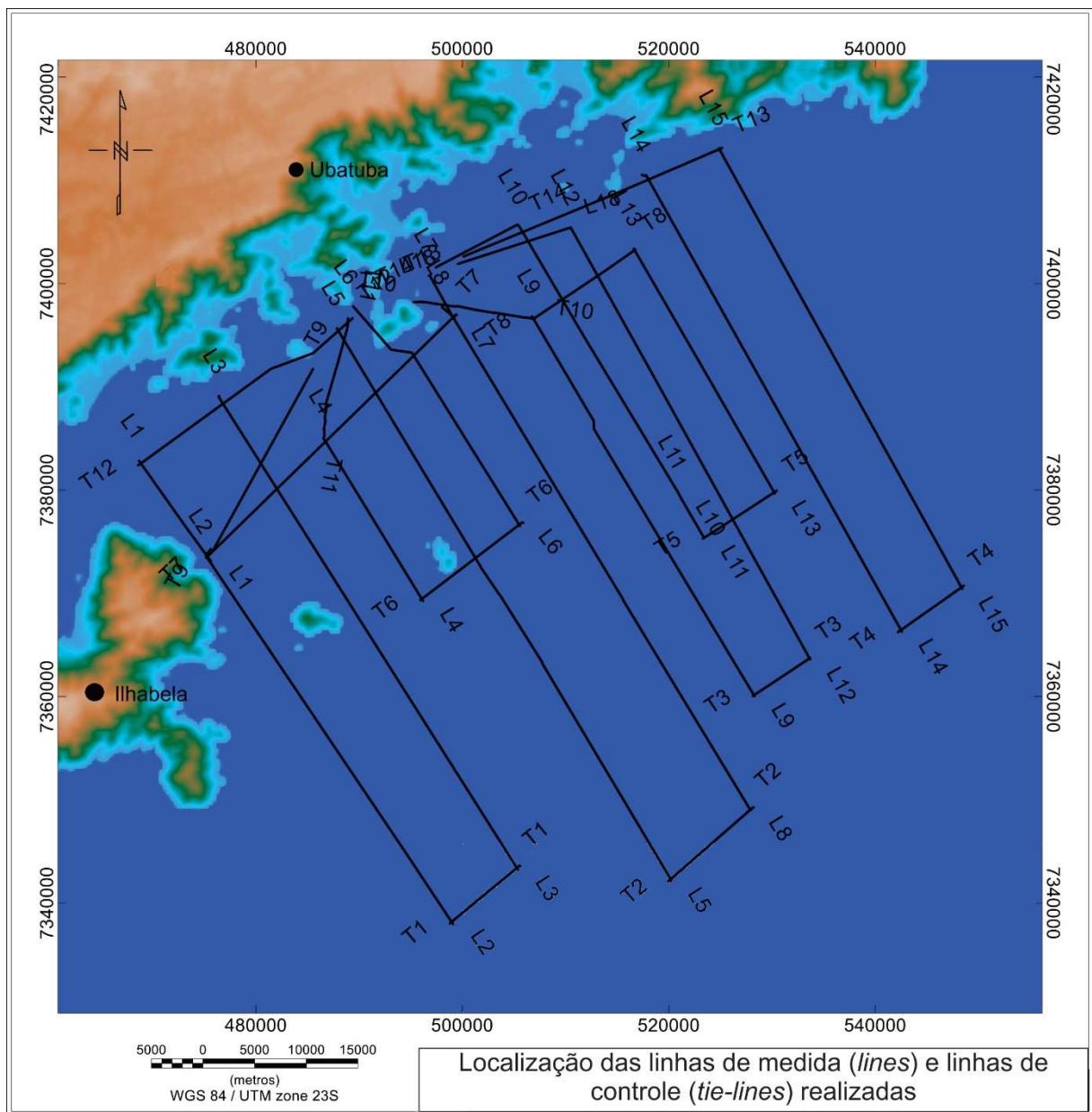


Figura 6: Mapa de localização das linhas de medida e linhas de controle realizadas durante os levantamentos de campo.

Após a aquisição dos dados, foram realizadas as etapas de pré-processamento e processamento dos dados, responsáveis pela geração de mapas que auxiliaram na interpretação geofísica e geológica da área e, por fim, realizada a modelagem 3D com os resultados obtidos durante todas as etapas deste trabalho. A Figura 7 apresenta um fluxograma esquemático com todas as etapas realizadas. Destaca-se que a maior parte dos filtros utilizados neste trabalho são responsáveis pelo realce de anomalias regionais provenientes de grandes comprimentos de onda, o que auxilia no reconhecimento de feições regionais presentes na área.

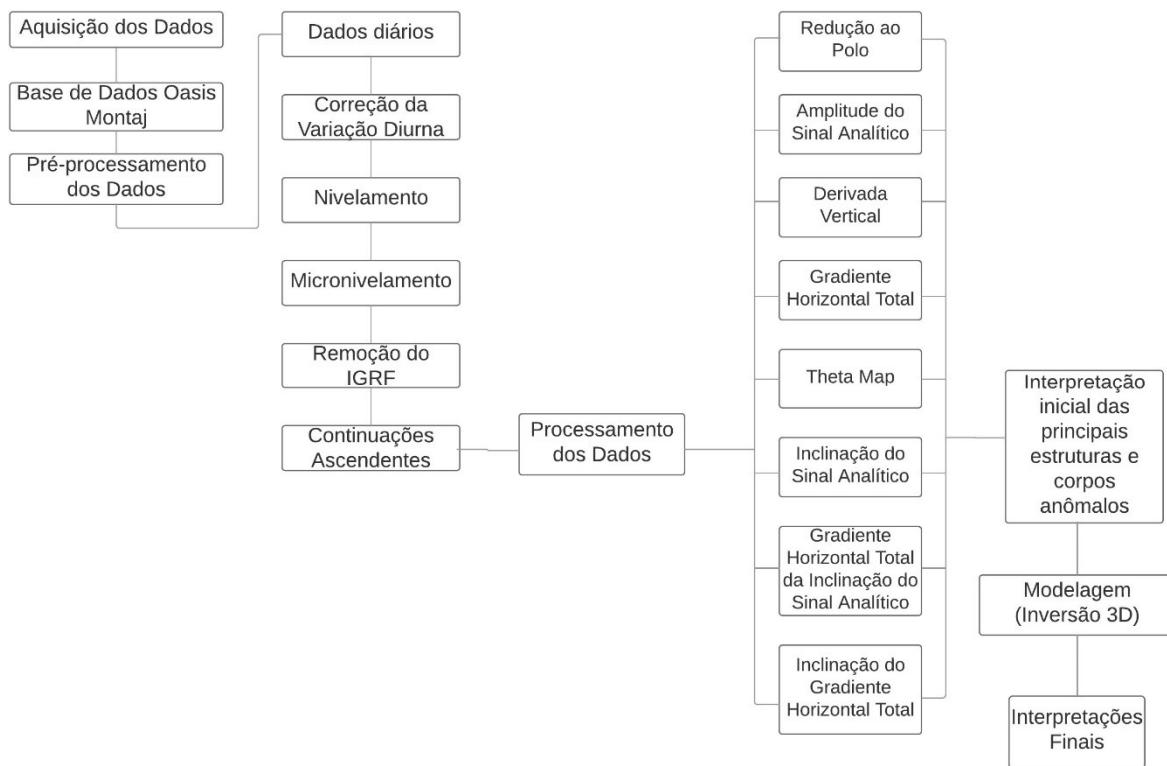


Figura 7: Fluxograma destacando as atividades realizadas neste trabalho.

7. RESULTADOS

7.1. Pré-processamento dos dados

7.1.1. Dados Diários

A transferência dos dados de ambos magnetômetros foi realizada com o auxílio do cabo RS232 conectado à porta serial do computador. Os dados do magbase são primeiramente exportados para computador por meio do software GEMLink 5.3. Já o magnóvel possui um software próprio denominado BOB, responsável por exportar os dados diretamente no formato *.xyz.

A segunda etapa consistiu na exportação dos dados para a plataforma Oásis Montaj™ da GEOSOFT disponibilizadas no Grupo de Geofísica da Litosfera (GEOLIT) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP). Para tanto, criou-se o arquivo de base de dados (*.gdb) para os dados do magbase, denominado como “basemag.gdb”.

O passo seguinte consistiu na verificação de dados espúrios não condizentes com o levantamento e, caso fosse necessário, seriam removidos. Após isso, os valores entre o dado espúrio removido e o dado real observado eram interpolados a partir do método de mínima curvatura, de modo a permitir a continuação temporal e espacial dos dados levantados. Os perfis adquiridos apresentaram tais dados algumas vezes, porém foram pouco significativos. Então, optou-se pelo uso de filtros não-lineares e passa-baixa para reduzí-los.

7.1.2. Correção da Variação Diurna

O procedimento adotado para a correção da variação diurna compreendeu o uso dos dois magnetômetros em conjunto. O GSM-19 (magbase) foi programado para realizar as medições da variação do campo geomagnético a cada 30 segundos e o magnetômetro SeaSPY Overhauser (magnóvel), foi utilizado para medir o campo magnético terrestre ao longo dos perfis estabelecidos na área de estudo rebocado pelo barco Albacora com velocidade constante de 8 nós.

Com todos os passos diárias executados, era possível realizar a correção diurna, com base na seguinte fórmula como é descrita por Fries (2008) e gerando o mapa apresentado na Figura 08:

$$MAG_{cor} = magnóvel - magbase + Datum \quad (5)$$

Sendo:

MAG_{cor} : valor do campo magnético corrigido

$magnóvel$: valor do campo magnético do magnetômetro utilizado nos levantamentos de campo.

$magbase$: valor do campo magnético do magnetômetro da base

Datum: valor ajustado a média de uma série de medidas ou a um valor conhecido do campo magnético terrestre na área de estudo, sem relação o sistema de projeções cartográficas.

Tendo em vista que o espaçamento entre as linhas de medida foi de aproximadamente 07 quilômetros, adotou-se uma célula de gridagem de 1.500 m para todos os mapas gerados, uma vez que esse valor corresponde a $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas, referência adotada para os levantamentos magnetométrico.

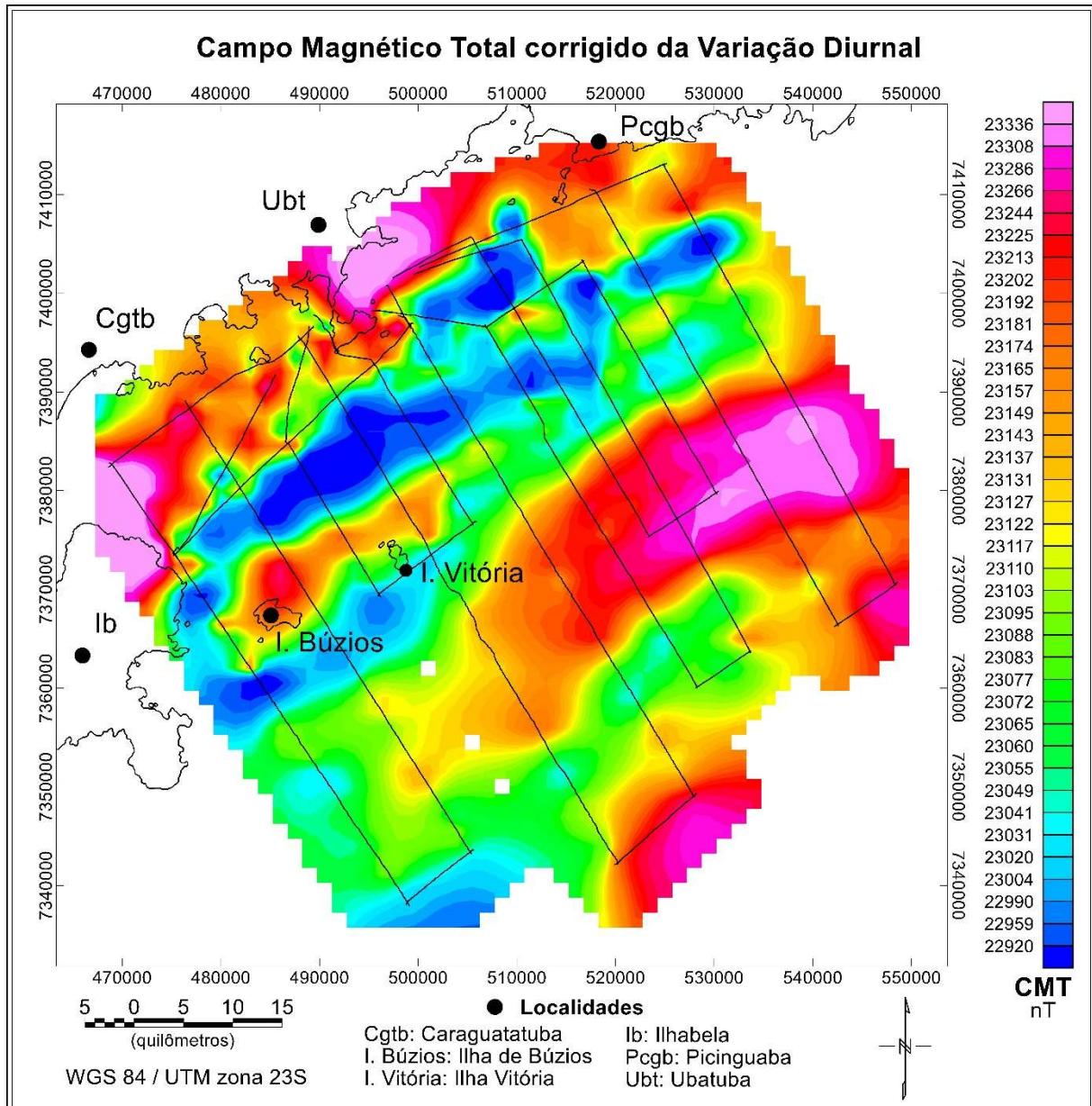


Figura 8: Mapa do campo magnético total corrigido da variação diurna.

7.1.3. Nivelamento

O levantamento magnético foi planejado com uma rede de linhas de medida (*lines*) e linhas de controle (*tie-lines*) de modo a fornecer um meio de eliminar as variações temporais das anomalias observadas. O princípio é que, com a remoção de dados espúrios e com a invariância do campo magnético no tempo, qualquer diferença observada no valor registrado entre duas linhas presentes em um mesmo ponto (cruzamento) deve ser atribuída às variações temporais (Reeves, 2005).

Desse modo, os erros presentes nas intersecções das linhas podem ser examinados e ajustados sistematicamente na tentativa de reduzi-los a uma amplitude abaixo da cobertura do ruído. De modo geral, o nivelamento dos perfis é realizado com o intuito de minimizar os erros residuais da correção diurnal que ocorrem por supercompensação ou subcompensação desta variação, apresentando-se como diferenças entre as médias de linhas adjacentes (Oliveira, 2014).

Para tanto, assume-se que as variações temporais são uma função suave do tempo, ou seja, o tempo necessário para se deslocar de uma intersecção a outra é curto em comparação com o período de variações de tempo. Ainda, também é assumido que os pontos de intersecção estão localizados com precisão em x e y em ambas linhas (Reeves, 2005).

Primeiramente, realizou-se o ajuste e nivelamento de todas as *tie-lines* e, em seguida, as linhas de medidas são ajustadas para coincidir com essas *tie-lines* niveladas. Os ajustes envolvem aplicar um determinado tipo de tendência à todas as linhas de levantamento (nivelamento simples) (Geosoft, 2008).

O mapa do campo magnético total com correção de nivelamento é apresentado na Figura 09.

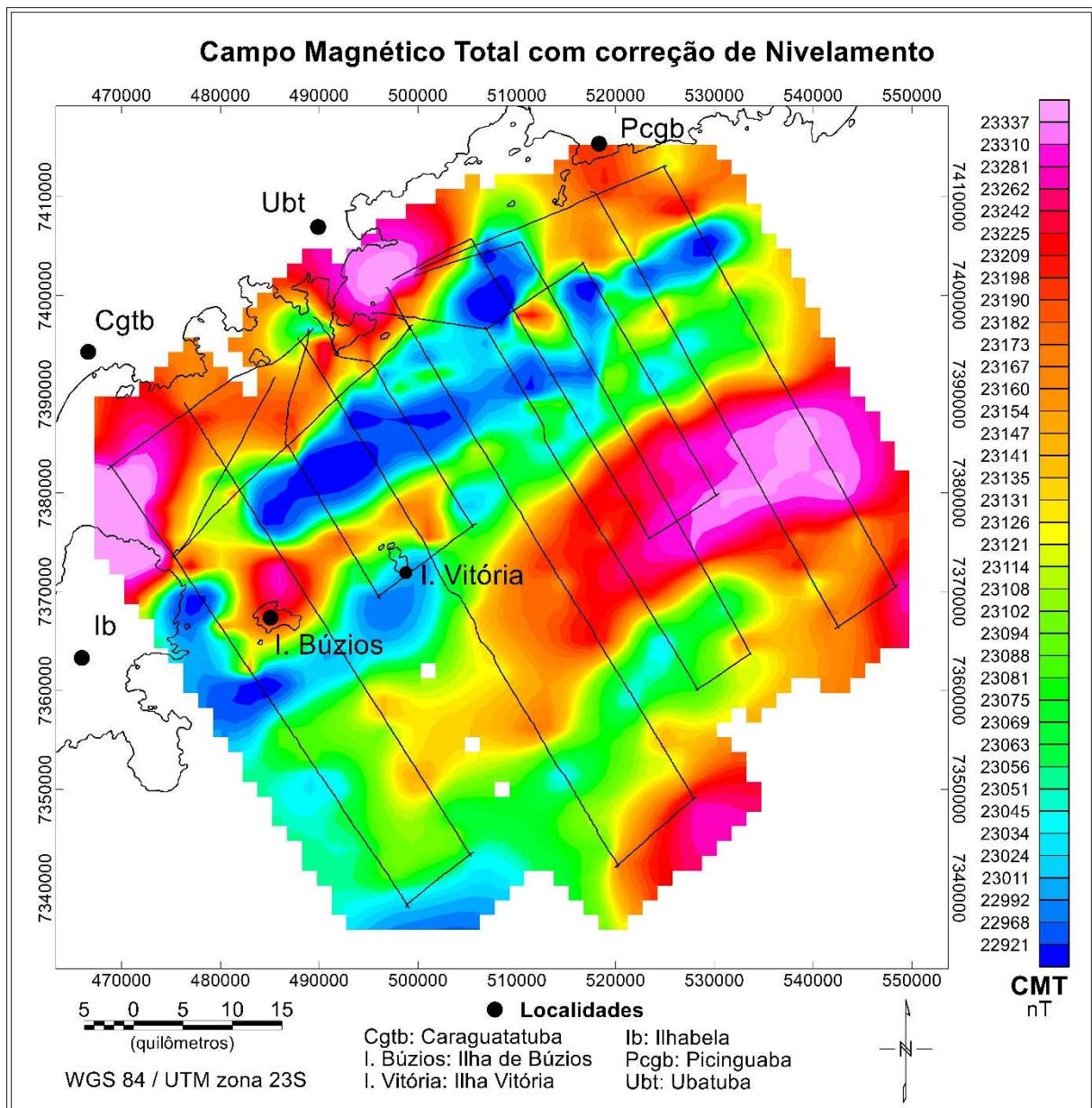


Figura 9: Mapa do Campo magnético Total com correção de nivelamento.

7.1.4. *Micronivelamento*

De acordo com Luyendyk (1997), mesmo após o nivelamento das malhas de amostragem, erros residuais aparentes podem persistir deixando as imagens com qualidade inferior, além de ocultar informações relevantes. Para corrigir tais imperfeições, é utilizado o método de micronivelamento ou decorrugação, responsável por reduzir ou remover efeitos não geológicos causados por ruídos de longos comprimentos de onda nas linhas de levantamento.

Os ajustes feitos no micronivelamento devem ser confinados apenas a alguns nanoTeslas, não podendo ser utilizados para encobrir erros atribuídos à má aplicação de procedimentos de nivelamento convencionais. A suposição desse processamento é que o

campo magnético regional varia apenas suavemente de linha a linha na área de pesquisa controlado pelas *tie-lines*. Um problema em relação a isso, é que características geológicas genuínas também podem seguir as linhas de levantamento e o micronivelamento pode removê-las (Geosoft, 2008).

A técnica empregada pelo programa Oasis Montaj (GEOSOFT) trabalha sobre uma cópia da malha original, sendo os procedimentos empregados explicados a seguir.

- a) Na primeira malha, foi aplicado o filtro Butterworth perpendicularmente às linhas de aquisição, sendo que a resposta foi armazenada em uma segunda malha.
- b) Na segunda malha, foi utilizado o filtro de cosseno direcional na direção das linhas de produção, sendo a resposta armazenada em uma terceira linha;
- c) Com os dois filtros aplicados, foi gerado um mapa de erros, o qual é subtraído da minha inicial para gerar a malha final.

A Figura 10 apresenta o resultado da correção de micronivelamento sobre o campo magnético total.

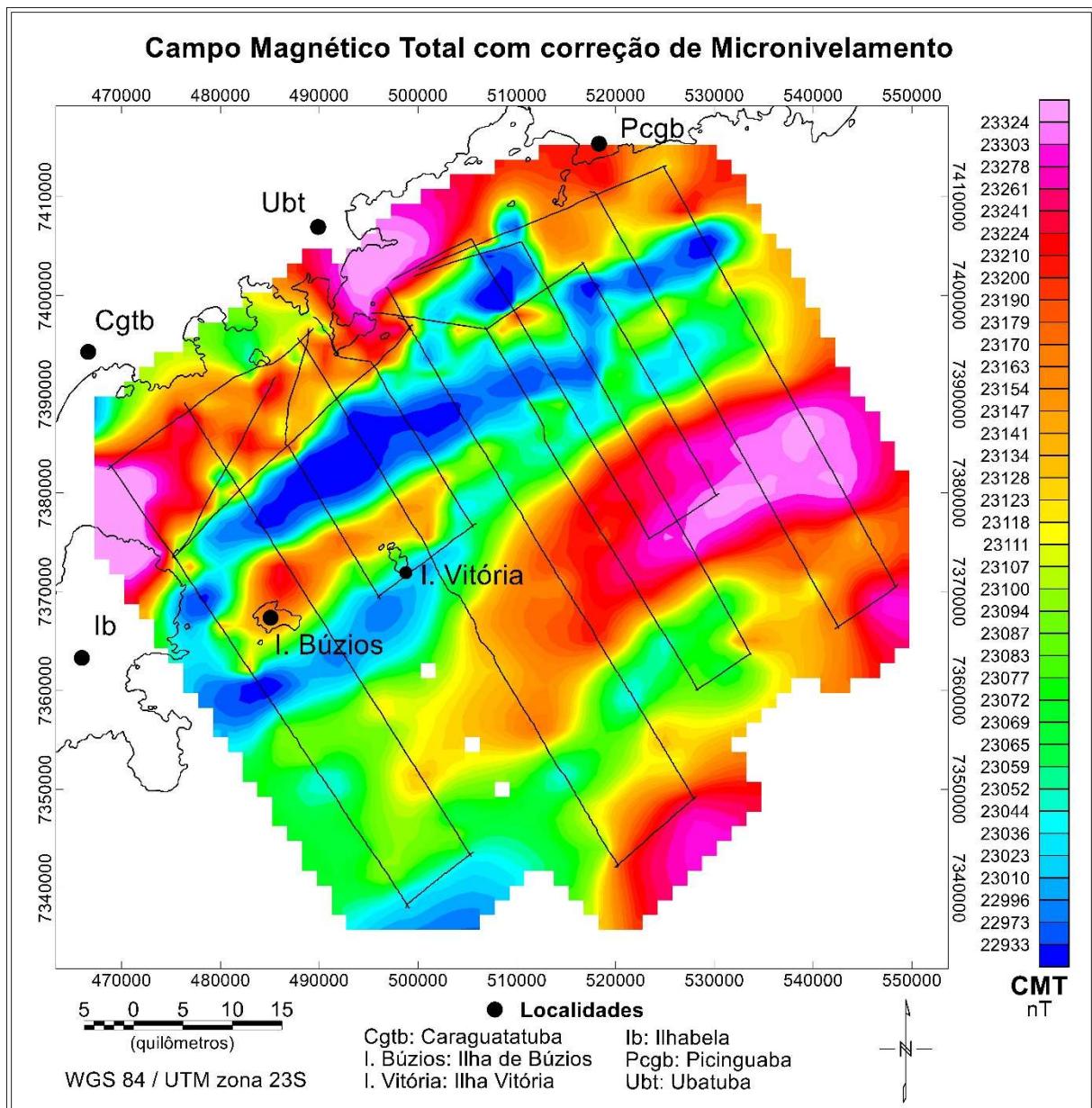


Figura 10: Mapa do Campo magnético Total com correção de micronivelamento

7.1.5. Remoção do IGRF

Para determinar uma anomalia magnética, é necessário subtrair o valor do campo normal, representado pelo IGRF, de cada medida obtida no levantamento. Como se realizaram duas etapas de campo em diferentes épocas, optou-se pelo uso do valor do IGRF de uma data intermediária (15 de abril de 2017) entre as etapas de levantamento e gerado um grid denominado “*totalfield_igrf.grd*” (Figura 11) a partir dessas informações, o qual foi subtraído do mapa micronivelado gerando o grid *magigrf.grd* e resultando no mapa de campo magnético total com remoção de IGRF (Figura 12).

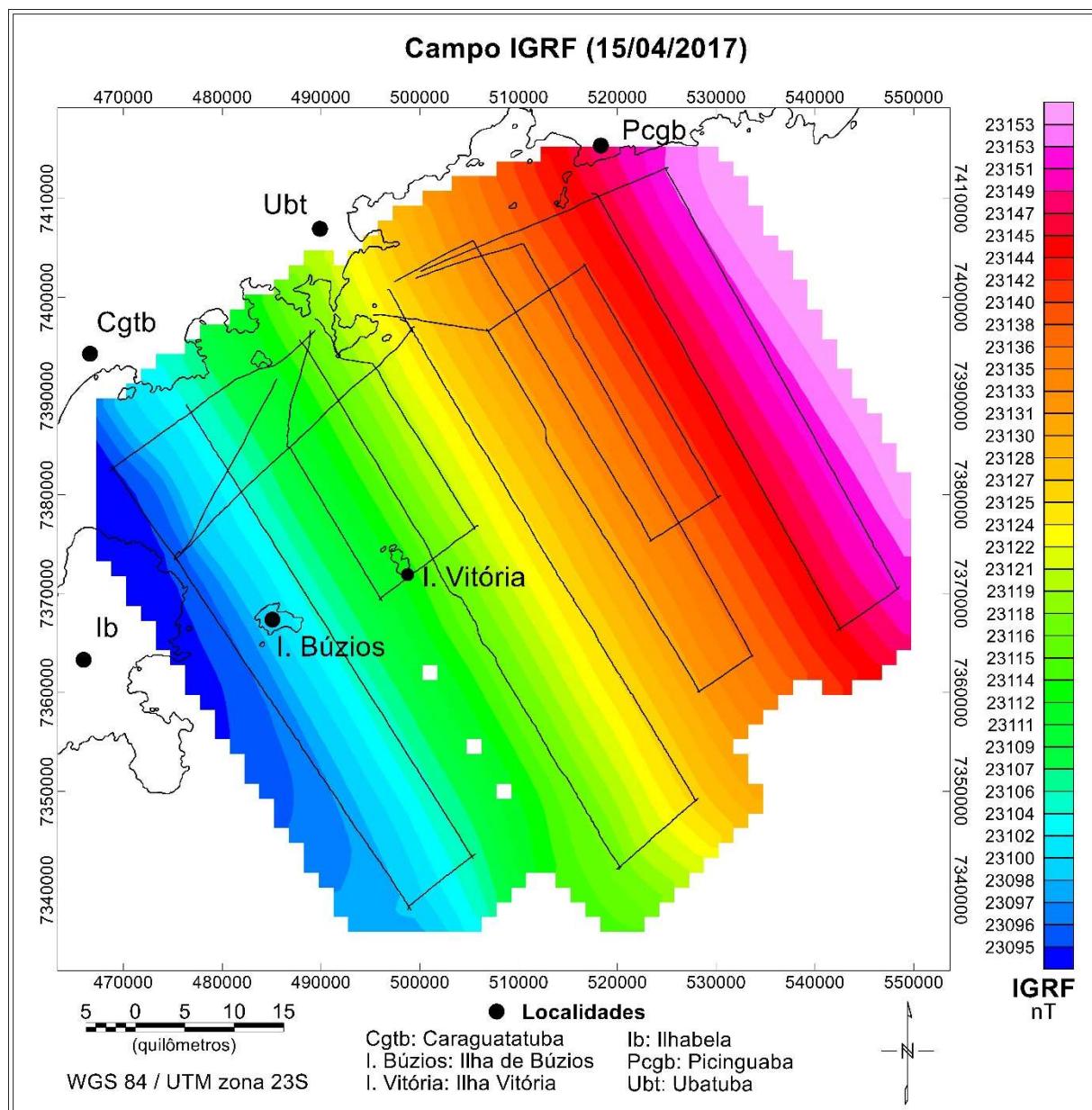


Figura 11: Mapa de IGRF referente ao dia 15/04/2017.

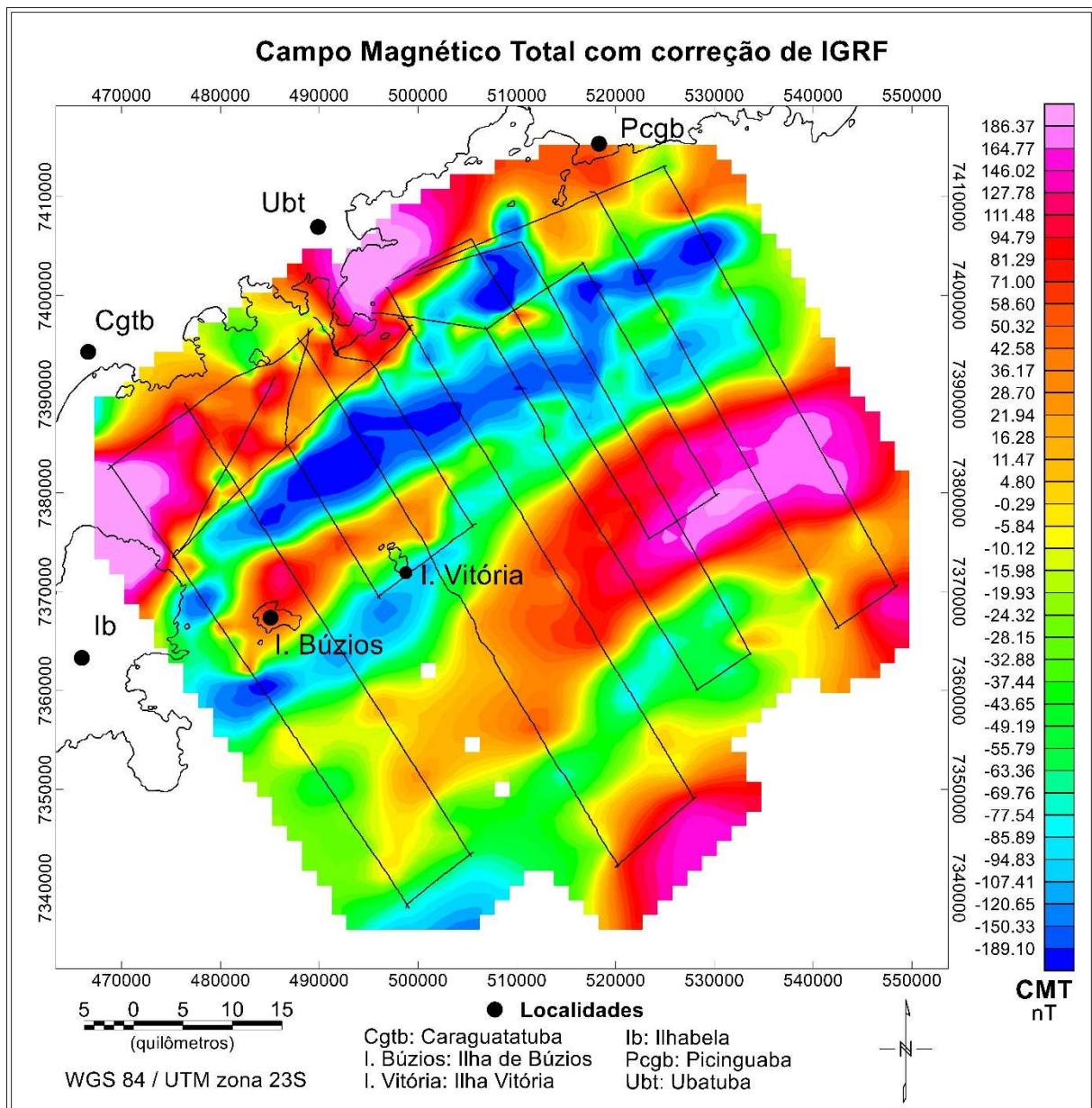


Figura 12: Mapa magnético com remoção do IGRF.

7.1.6. Continuações Ascendentes

Segundo Teles (2016), este procedimento simula a aquisição dos dados do campo magnético a alturas maiores que as originais, sendo utilizado para comparar os dados obtidos em diferentes altitudes. Além disso, é considerado um filtro de “limpeza”, já que não produz nenhum efeito de borda.

Como o objetivo principal desse trabalho é reconhecer as principais anomalias magnéticas, utilizou-se o filtro de “Continuação Ascendente” com a distância de 750 unidades terrestres para minimizar os efeitos das anomalias superficiais, gerando o arquivo *mag_up.grd* (figura 13), a partir do mapa do campo magnético total com correção do IGRF.

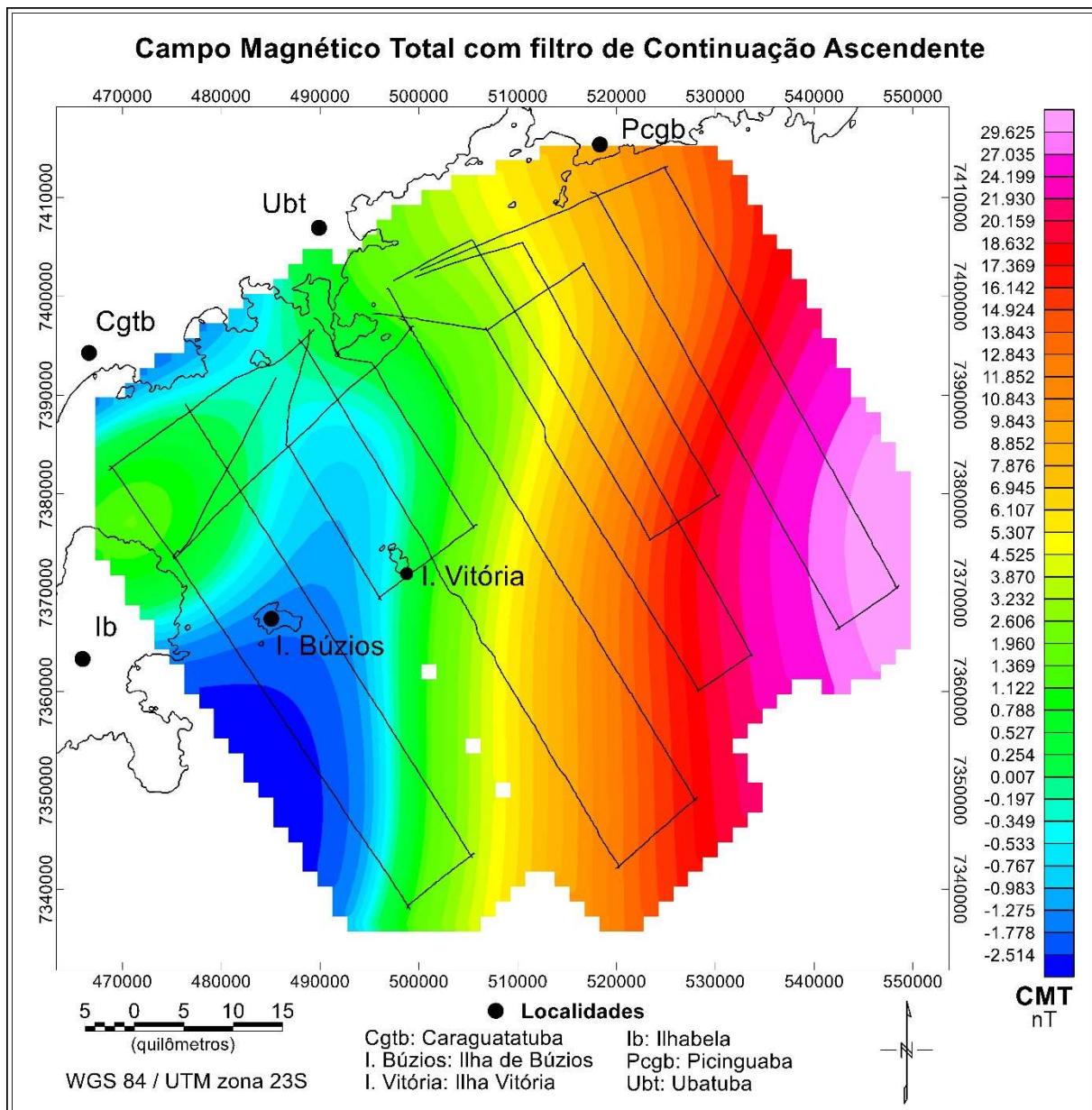


Figura 13: Mapa magnético com aplicação do filtro de continuação ascendente em 750 unidades terrestres.

Com o intuito de realçar as principais feições presentes na área, todos os mapas utilizados na interpretação do contexto geológico local foram elaborados com elementos de iluminação e sombra. Para a iluminação da inclinação, foi utilizado um valor de 45° , enquanto que, para a declinação, 330° .

Desse modo, o *mag_up.grd* é subtraído do arquivo *magigrf.grd* gerando o mapa magnético residual regional da área (figura 14), conforme a expressão a seguir.

$$MAGRES = MAG_IGRF - MAG_UP$$

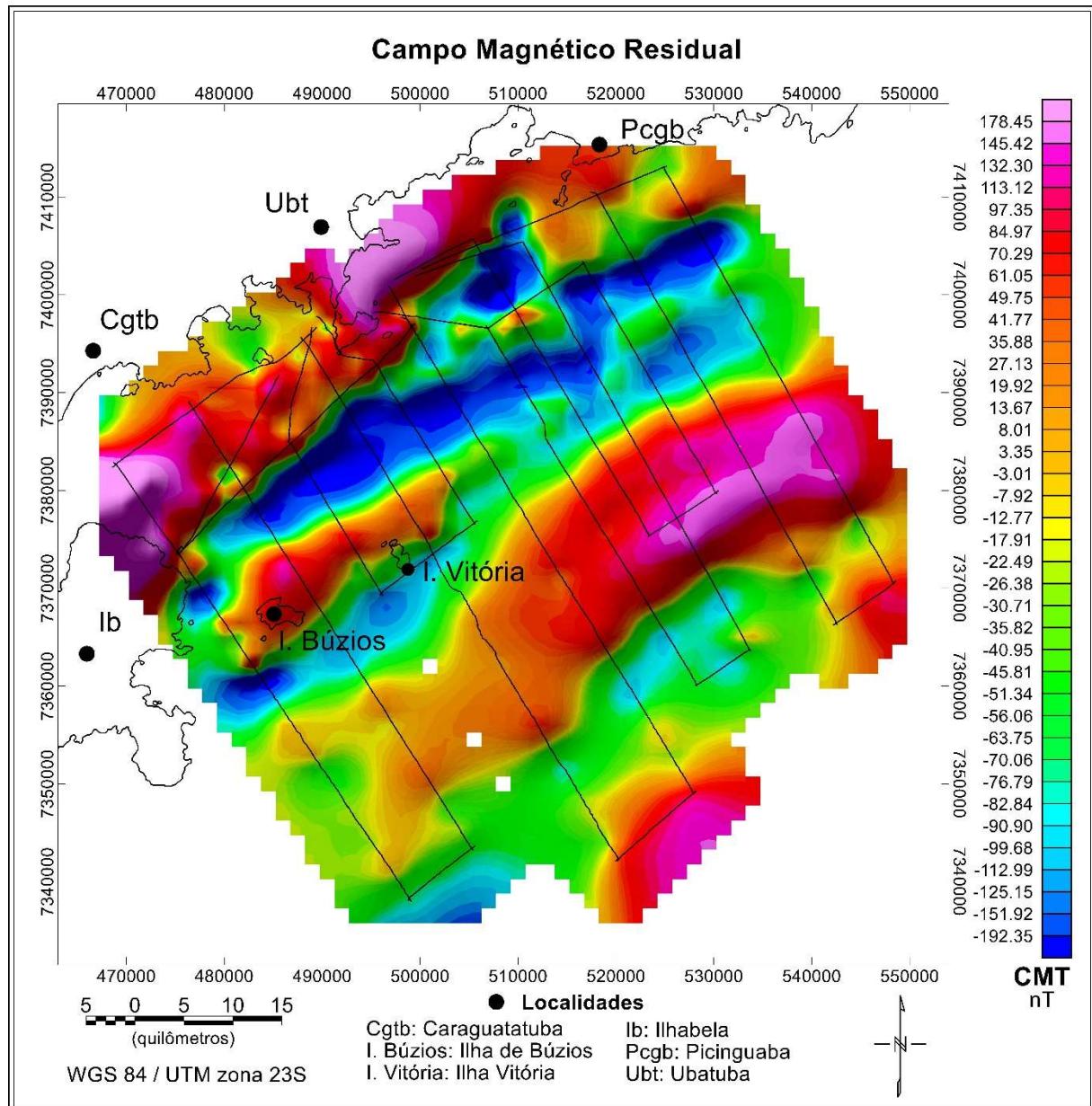


Figura 14: Mapa Campo Magnético Total residual.

7.2. Processamento dos Dados

Com o intuito de facilitar o reconhecimento de possíveis feições geológicas nos dados geofísicos, foram utilizados filtros de resolução espacial, responsáveis pelo destaque das anomalias, tornando-as mais visíveis. A grande maioria dos filtros tem, como característica principal, a delinearção das bordas dos corpos anômalos e, quando combinados, faz com que as bordas das anomalias sejam mapeadas de maneira mais apropriada (Bello, 2014).

Neste trabalho, utilizaram-se os principais métodos de realce de anomalias magnéticas de acordo com Ferreira et al. (2010), sendo: Redução ao Polo (Baranov, 1957); Derivada Vertical (Blakely, 1996); Amplitude do Sinal Analítico (Nabighian, 1972, 1974; Roest et al., 1992); Inclinação do Sinal Analítico (Miller e Singh, 1994); Gradiente Horizontal Total (Cordell e Grauch, 1985); Theta Map (Wijins et al., 2005); Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (Verduzco et al., 2004) e Inclinação do Gradiente Horizontal Total (Cooper e Cowan, 2008).

Destaca-se que todos os métodos foram aplicados a partir do mapa do campo magnético residual e suas interpretações são apresentadas no *Item 8.1* deste trabalho, com o intuito de comparar todos os produtos gerados e facilitando no reconhecimento das feições mais recorrentes.

7.2.1. Redução ao Pólo (RTP)

Primeiramente determinado por Baranov (1957), a utilização desse método faz com que haja um reposicionamento das anomalias magnéticas sobre as suas fontes, deslocando o ponto máximo da anomalia sobre o corpo gerador da mesma, transformando uma anomalia com característica dipolar em uma anomalia monopolar (Bello, 2014).

De acordo com Telford et al. (1976), esse método recalcula a intensidade dos dados como se estivessem localizados no polo, onde a magnetização induzida é vertical, com o objetivo de tornar independente da direção da indução do campo geomagnético, sendo representado pela seguinte equação:

$$RTP = \frac{[\sin(I) - i\cos(I)\cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia)\cos^2(D - \theta)]. [\sin^2(I) + \cos^2(I)\cos^2(D - \theta)]} \quad (6)$$

D: Declinação do campo geomagnético da região na época do levantamento

θ: Latitude polar, dada por $\text{atan}(u/v)$, sendo *u* e *v* números de onda no domínio da transformada de Fourier

I: Inclinação magnética

Ia: Inclinação para a correção de amplitude na redução do polo

Geralmente, a redução ao polo se torna instável quando a inclinação magnética absoluta é pequena e $(D-\theta) = \pm 90^\circ$, tornando a parte imaginária do denominador da equação a cima igual ou próximo a zero. Desse modo, em baixas latitudes com inclinações absolutas menores que 30° , a Redução ao Polo pode apresentar problemas de inconsistência numérica (Li, 2006). Entretanto, no caso deste estudo, a Redução ao Polo pode ser utilizada, pois a inclinação do campo é de -38.8° , ou seja, acima do fora da região onde o filtro apresenta inconsistência. Sendo assim, o mapa com o processamento realizado pode ser observado na figura 15.

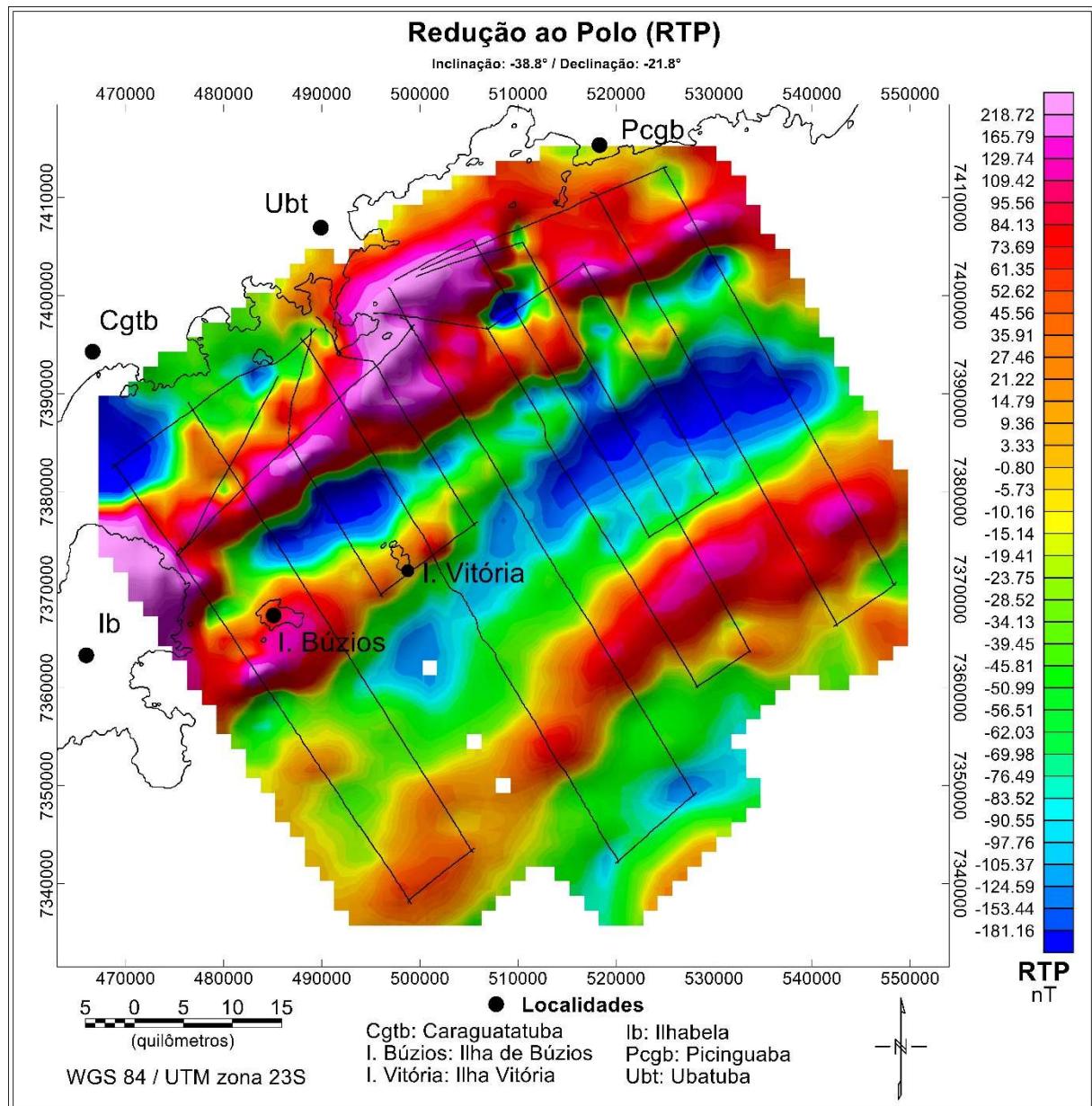


Figura 15: Mapa de Redução ao Polo (RTP).

7.2.2. Derivada Vertical (D_z)

Definida por Blakely (1996), neste estudo, será utilizado o método da Derivada Vertical na direção Z (D_z) (Figura 16) definida a partir do mapa de Campo Magnético Total,

responsável por realçar fontes geológicas rasas (lineamentos, falhas etc.) e determinada a partir da derivada da anomalia em relação à direção vertical, sendo M a amplitude da anomalia:

$$Dz = \frac{\partial M}{\partial z} \quad (7)$$

De acordo com Teles (2016), esse filtro realça altas frequências em detrimento das baixas frequências, fazendo com que os efeitos regionais, de longos comprimentos de ondas e derivados de fontes profundas sejam eliminados.

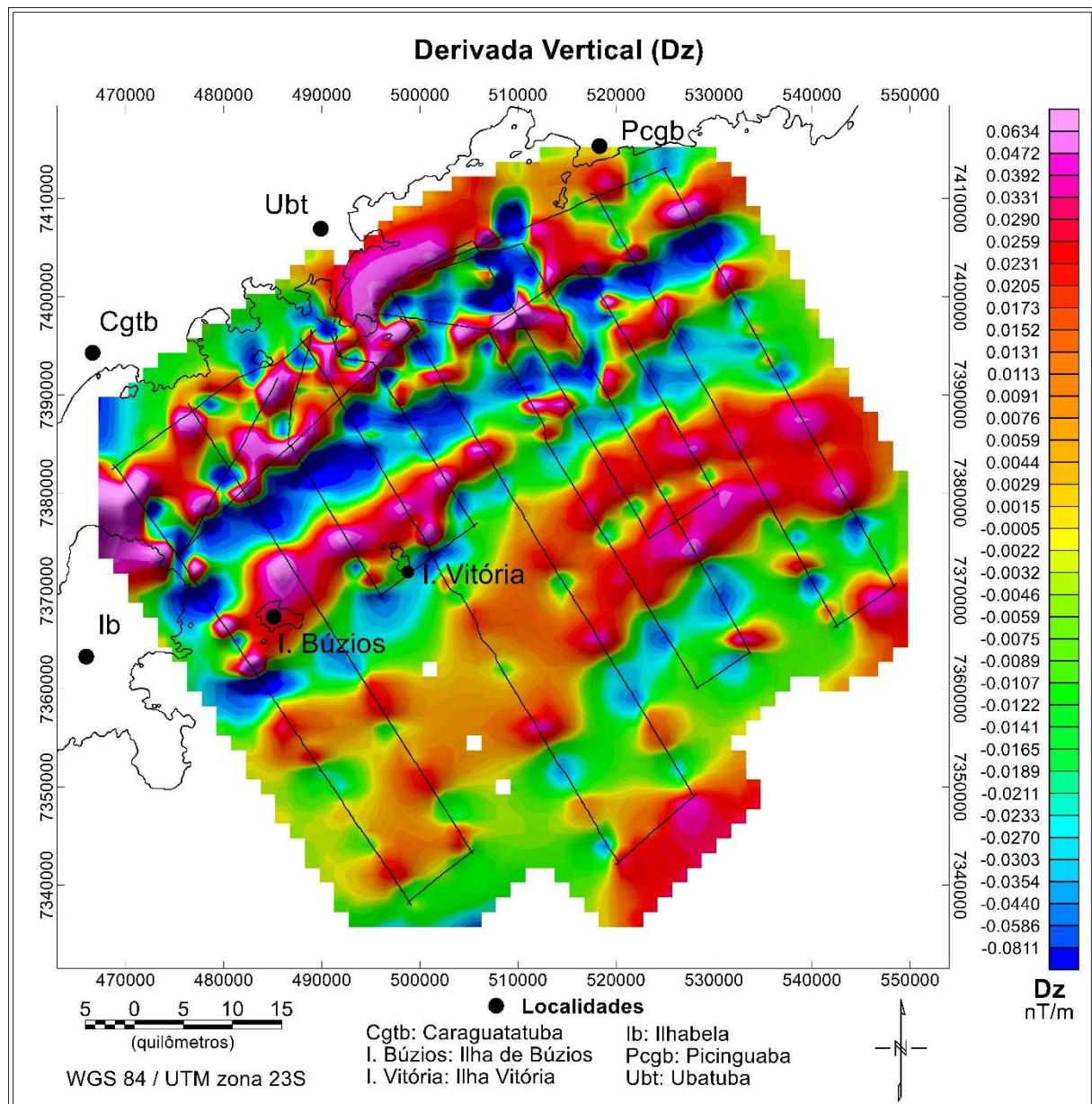


Figura 16: Mapa da Derivada Vertical (Dz).

7.2.3. Gradiente Horizontal Total (GHT)

A aplicação desse filtro é responsável pela detecção de bordas de corpos anômalos, destacando as mudanças abruptas entre contatos geológicos com variação de susceptibilidade magnética e realçando os limites dos corpos e estruturas causadoras das principais anomalias (Cooper e Cowan, 2008; Bello, 2014; Teles, 2016).

Segundo Blakely (1996), o gradiente horizontal total é definido como a raiz quadrada da soma dos quadrados das derivadas horizontais da anomalia (M) do campo magnético nas direções x e y e o mapa resultado é apresentado na Figura 17.

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (8)$$

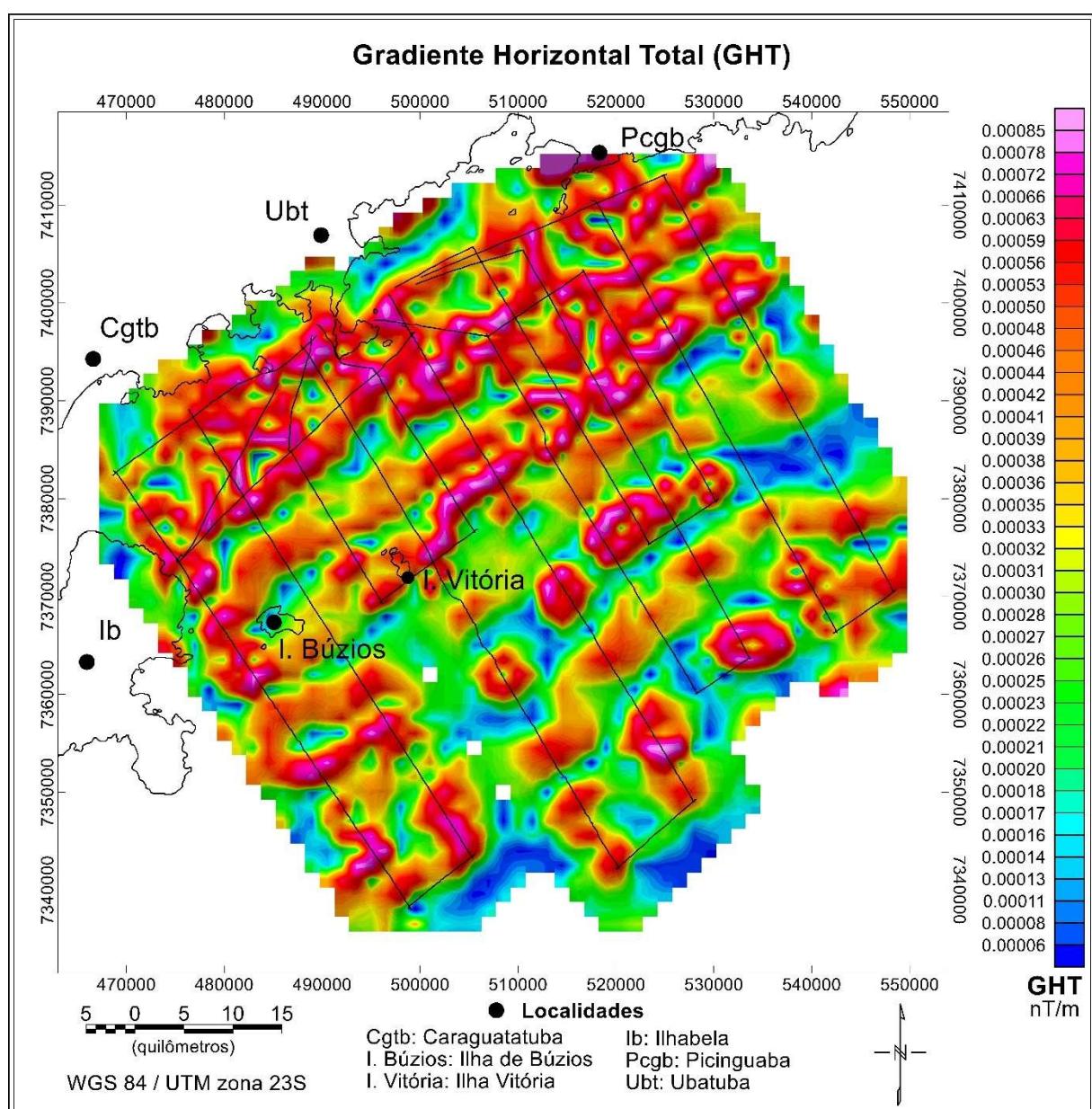


Figura 17: Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT).

7.2.4. Amplitude do Sinal Analítico (ASA)

O método do Sinal Analítico ou gradiente total, foi desenvolvido por Nabighian (1972, 1974), sendo capaz de determinar a localização e a profundidade da anomalia de um contato magnético por meio de dados de perfis de fontes 2D e independe da direção da magnetização da fonte.

Em relação à magnetometria, a utilização desse método é responsável por produzir um mapa de realce de anomalias magnéticas utilizado para definir os limites de distribuições magnéticas. As máximas amplitudes calculadas no sinal analítico de um mapa de anomalia magnética localizam as bordas do corpo fonte da anomalia como, por exemplo, zonas de cisalhamento, falhas, contato entre litologias do embasamento, entre outros. Os máximos do sinal analítico ocorrem diretamente sobre falhas e contatos, independentemente do mergulho estrutural presente e independente da direção das magnetizações induzidas e/ou remanentes do corpo (Southern Geoscience Consultants, 2016).

De acordo com Roest *et al.* (1992), a amplitude do sinal analítico, a qual está relacionada com a amplitude de magnetização, refere-se ao módulo calculado dos três termos derivativos espaciais ortogonais (x , y , z) do campo de anomalia magnética. Ainda, segundo Blakely (1996), a amplitude do sinal analítico é composta pelos gradientes horizontal e vertical de uma determinada anomalia:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (9)$$

As imagens geradas a partir das amplitudes do sinal analítico determinam parâmetros geométricos, tais como localização de limites (geológicos e estruturais) e profundidade dos corpos (Nabighian, 1972). Segundo Bello (2014), as amplitudes máximas do Sinal Analítico ocorrem em cima das bordas principalmente de corpos rasos. Sendo assim, o mapa de amplitude do Sinal Analítico é apresentado na Figura 18.

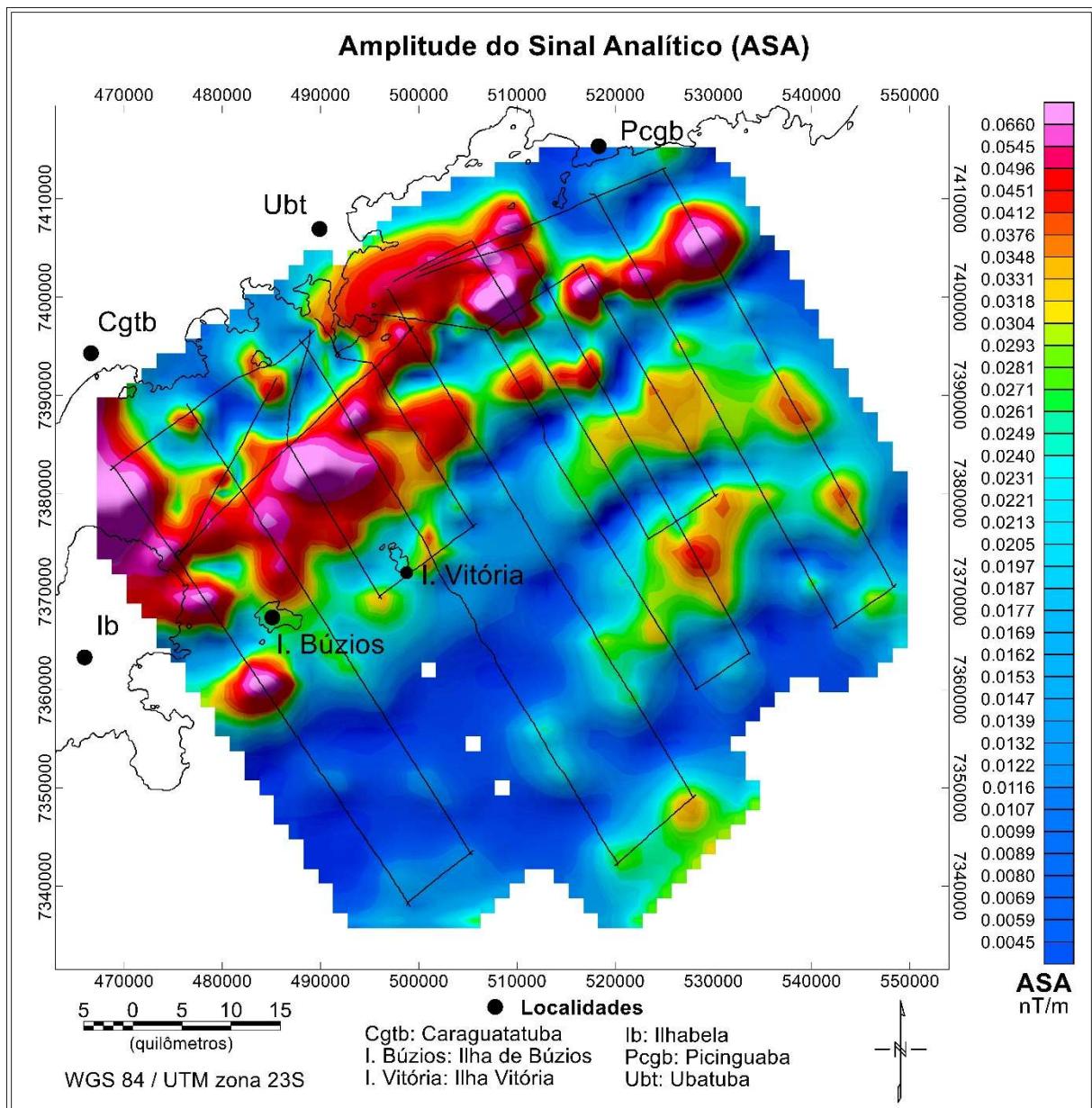


Figura 18: Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

De acordo com Teles (2006), o processamento da amplitude do Sinal Analítico pode gerar ambiguidade, uma vez que não há distinção entre os sinais derivados das estruturas geológicas e dos ruídos, o que pode gerar informações espúrias dispersas no contexto das anomalias reais. Sendo assim, para uma maior eficácia da compreensão acerca da continuidade das estruturas, recomenda-se a interpretação conjunta do mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com o mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA), o qual será apresentado no item a seguir.

7.2.5. *Inclinação do Sinal Analítico (ISA)*

De acordo com Miller e Singh (1994), este método normaliza a derivada vertical (Dz) em relação à derivada horizontal total, destacando anomalias de grandes ou pequenas amplitudes.

$$ISA = \tan^{-1} \left(\frac{Dz}{GHT} \right) \quad (10)$$

É um método eficaz para detectar fontes de anomalias de campos potenciais e fornecer dados sobre suas extensões horizontais. Além disso, é capaz de detectar a presença de fontes profundas sutis, geralmente ofuscadas pelas respostas de fontes mais rasas em áreas fortemente magnetizadas (Teles, 2016).

Segundo Thurston e Smith (1997), é possível fazer estimativas sobre o mergulho e o contraste da susceptibilidade magnética das fontes responsáveis por tais anomalias com o auxílio da inclinação do sinal analítico.

Quando aplicado em dados reduzidos ao polo, os picos são localizados sobre o centro do corpo, tendendo a zero próximo aos limites do corpo. Sendo assim, não é um método indicado para detecção de bordas, mas pode ser utilizado no destaque de anomalias (Cooper e Cowan, 2008; Bello, 2014).

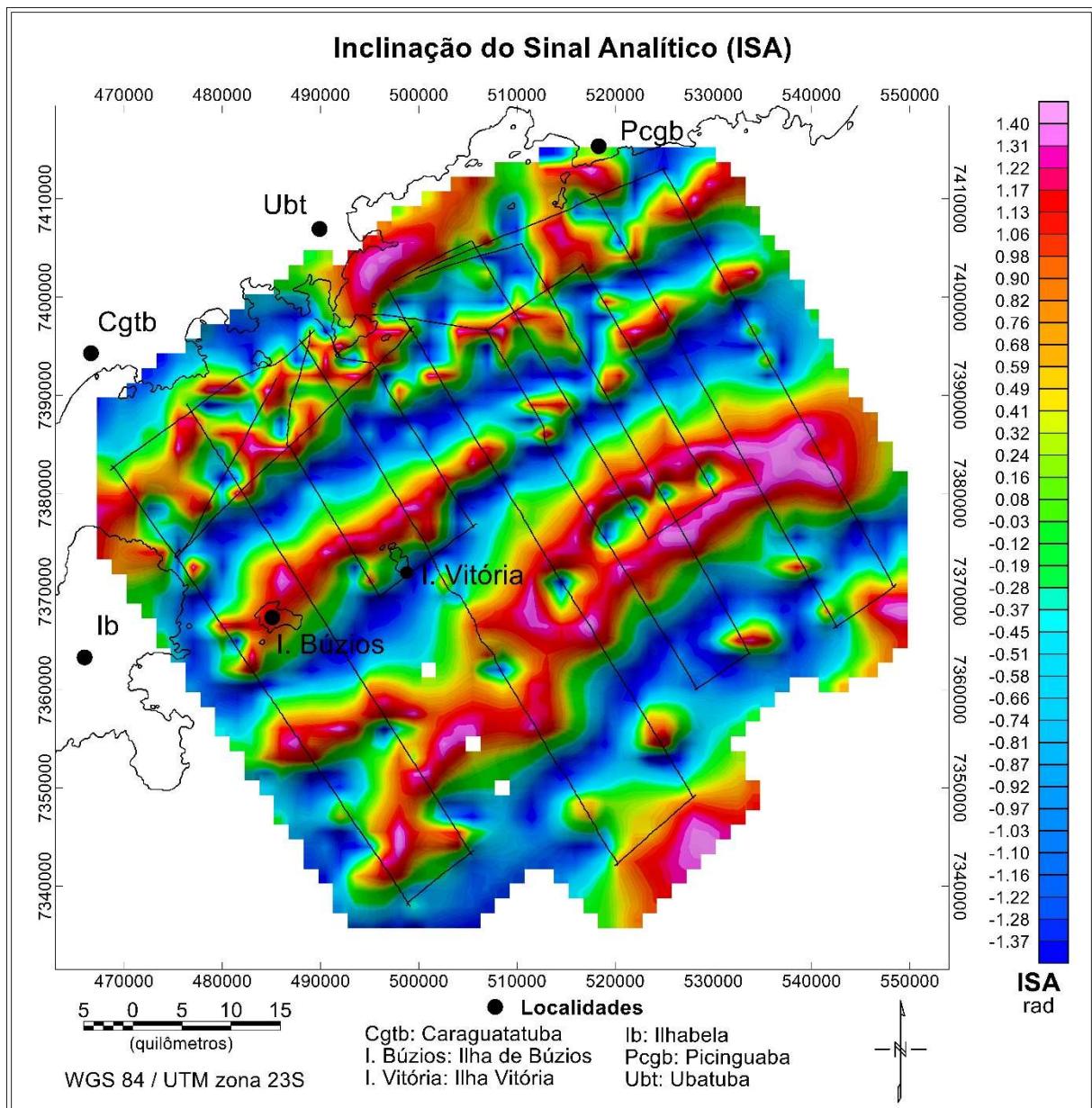


Figura 19: Mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA).

7.2.6. Theta Map (TM)

Definido por Wijns *et al.* (2005), a aplicação do *Theta Map* intensifica os contatos magnéticos de corpos 2D, sendo utilizado para delinear contatos magnéticos por meio do posicionamento das anomalias diretamente sobre a fonte.

Além disso, foi desenvolvido para dados adquiridos em baixa latitude magnética, em que a aplicação do filtro de redução ao polo gera resultados instáveis. O *Theta Map* é capaz de detectar bordas de anomalias independentemente da direção e amplitude, sendo assim, tem grande aplicação em áreas de baixas latitudes, onde as anomalias com tendência norte-sul desaparecem em mapas magnéticos de campo total.

Essa técnica resulta do quociente entre o gradiente horizontal total e a amplitude do sinal analítico, apresentada pela expressão a seguir:

$$\theta = \cos^{-1} \left(\frac{GHT}{ASA} \right) \quad (11)$$

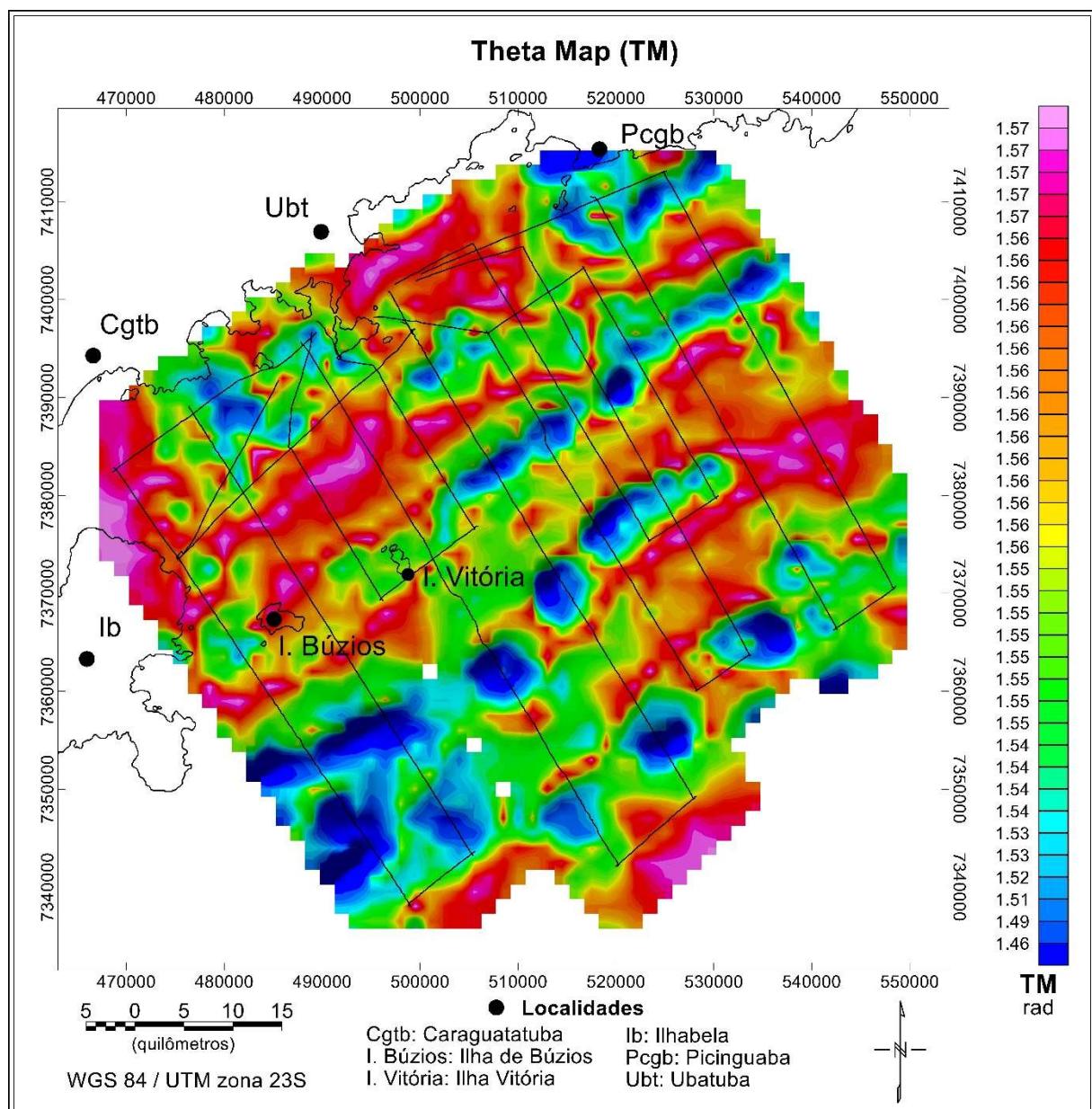


Figura 20: Theta Map (TM).

7.2.7. Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT_ISA)

Estabelecido por Verduzco *et al.* (2004), a combinação da inclinação do sinal analítico e suas derivadas horizontal (Expressão 12) é recomendada para mapear estruturas rasas do embasamento, com o realce e o posicionamento das maiores amplitudes sobre as bordas dos corpos magnéticos.

$$GHT_ISA = \left[\left(\frac{\partial ISA}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial ISA}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (12)$$

Segundo Neto *et al.* (2007) e Teles (2016), a principal vantagem ao utilizar esse método, é a independência da direção de magnetização e das amplitudes das anomalias, fazendo com que os resultados possuam uma melhor resolução no centro e limites dos corpos. O mapa resultado desse método é apresentado na Figura 21.

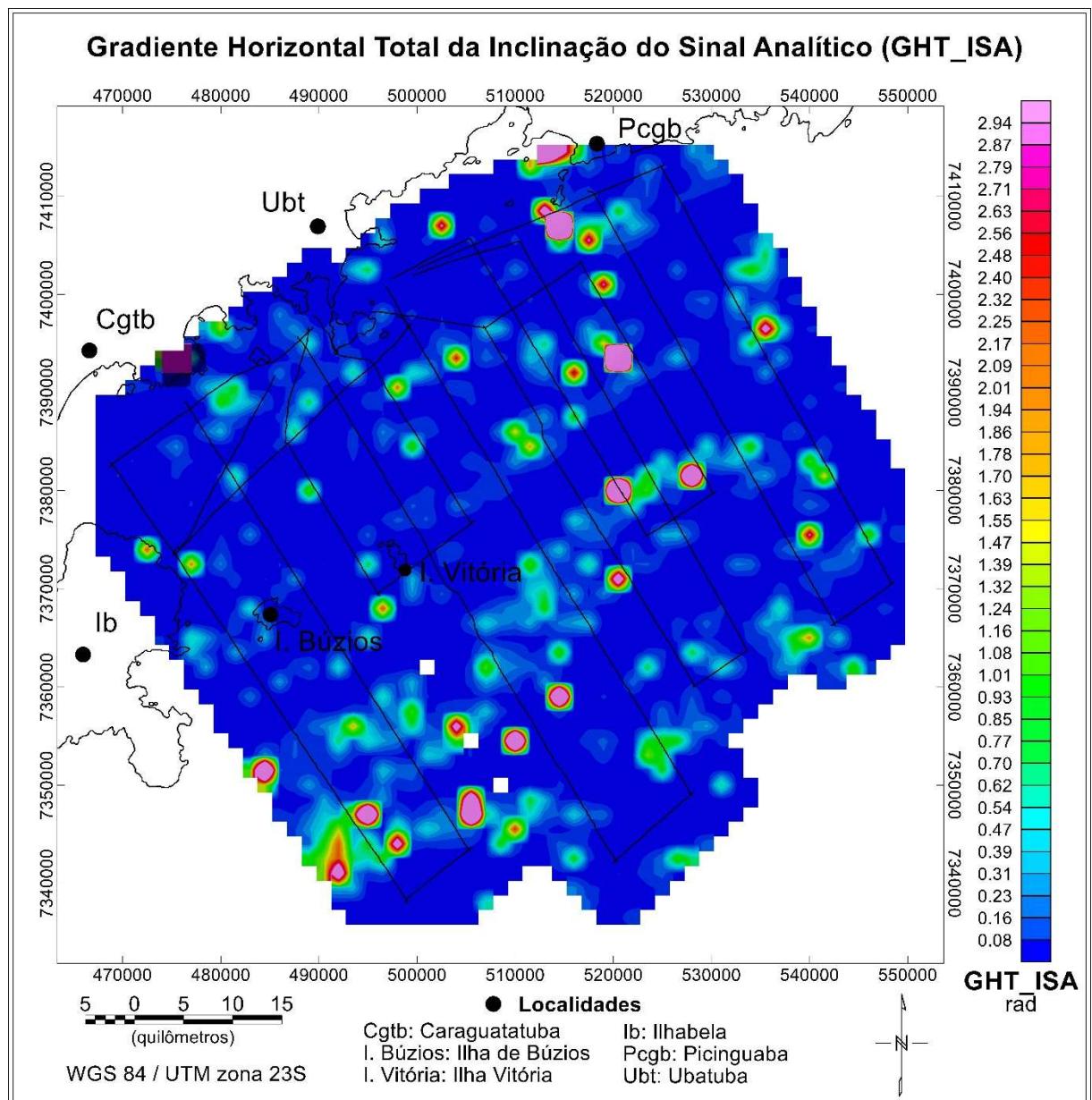


Figura 21: Mapa do Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT_ISA).

7.2.8. Inclinação do Gradiente Horizontal Total (IGHT)

Cooper e Cowan (2008) apresentam o método de Inclinação do gradiente horizontal total como uma versão normalizada do Gradiente Horizontal Total pelo valor absoluto do Gradiente Vertical (D_z), como pode ser observado na expressão seguinte e na Figura 22:

$$IGHT = \tan^{-1} \left(\frac{GHT}{|Dz|} \right) \quad (13)$$

O uso desse filtro permite a delimitação das bordas dos corpos magnéticos, de modo que os valores das máximas amplitudes são localizados nos limites dos corpos, enquanto que os valores mínimos se encontram nos centros. Contudo, em fontes magnéticas em maiores profundidades, os picos das anomalias são alargados, deixando o corpo com uma aparência maior do que realmente é (Ferreira *et al.*, 2013; Bello, 2014).

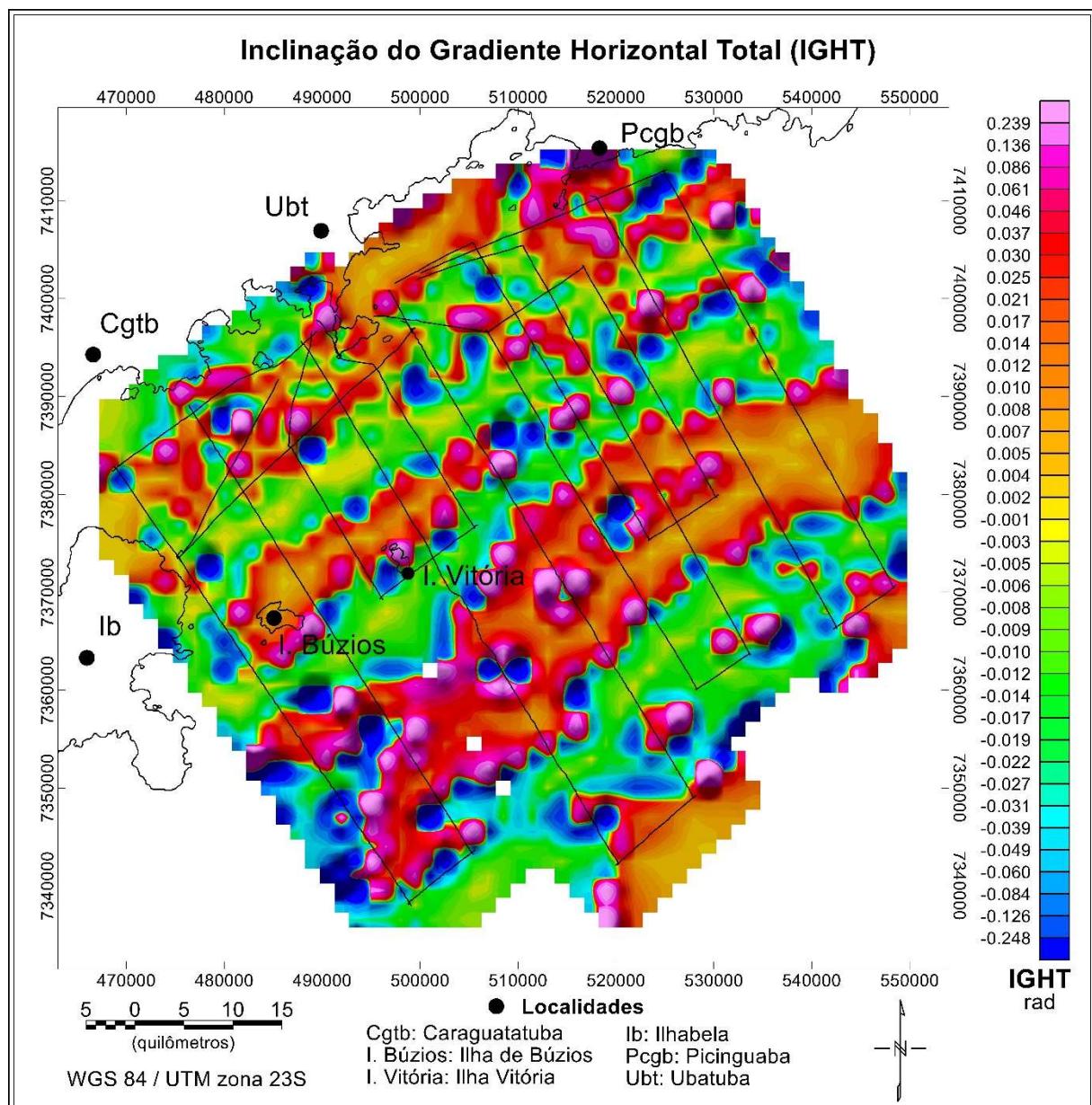


Figura 22: Mapa da Inclinação do Gradiente Horizontal Total (IGHT).

7.3. Inversão 3D

Para a modelagem geofísica da área, utilizou-se o software MAG3D desenvolvido pela University of British Columbia e disponível no Grupo de Geofísica da Litosfera (GEOLIT) do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP). Baseado no algoritmo proposto por Li e Oldenburg (1996, 2003), o software trabalha com a inversão dos dados magnéticos, levando em conta a existência apenas da componente de magnetização induzida e desconsiderando a magnetização remanente gerando um modelo de susceptibilidades magnéticas tridimensional (Ribeiro, 2011).

De acordo com Paine *et al.* (2001), desde que a magnetização remanente seja fraca e/ou não apresente discordância radical em relação ao campo induzido, o fato do algoritmo desconsiderá-la não acarreta em perdas de dados nos resultados finais.

O mapa de Redução ao Polo (RTP) foi escolhido como base da modelagem, uma vez que, esse método transforma uma anomalia dipolar em uma monopolar, indicando a posição exata da fonte sob o plano horizontal, auxiliando nas interpretações acerca das principais feições geológicas reconhecidas na área (Geosoft, 2008).

Os parâmetros adicionais inseridos no software MAG 3D foram: valores do campo magnético anômalo; um *mesh* que determina a amostragem da malha a ser utilizada no modelo, topografia da área; e uma porcentagem de erro de 5%. Com base em França e Assumpção (2004) e Mio (2005), adotou-se uma espessura crustal média de 27 km, para essa modelagem.

Para compreender a disposição dos corpos em planta e em profundidade, foi elaborada uma vista em perspectiva (Figura 23) ressaltando as principais feições identificadas e a localização das principais cidades/municípios para uma melhor noção espacial.

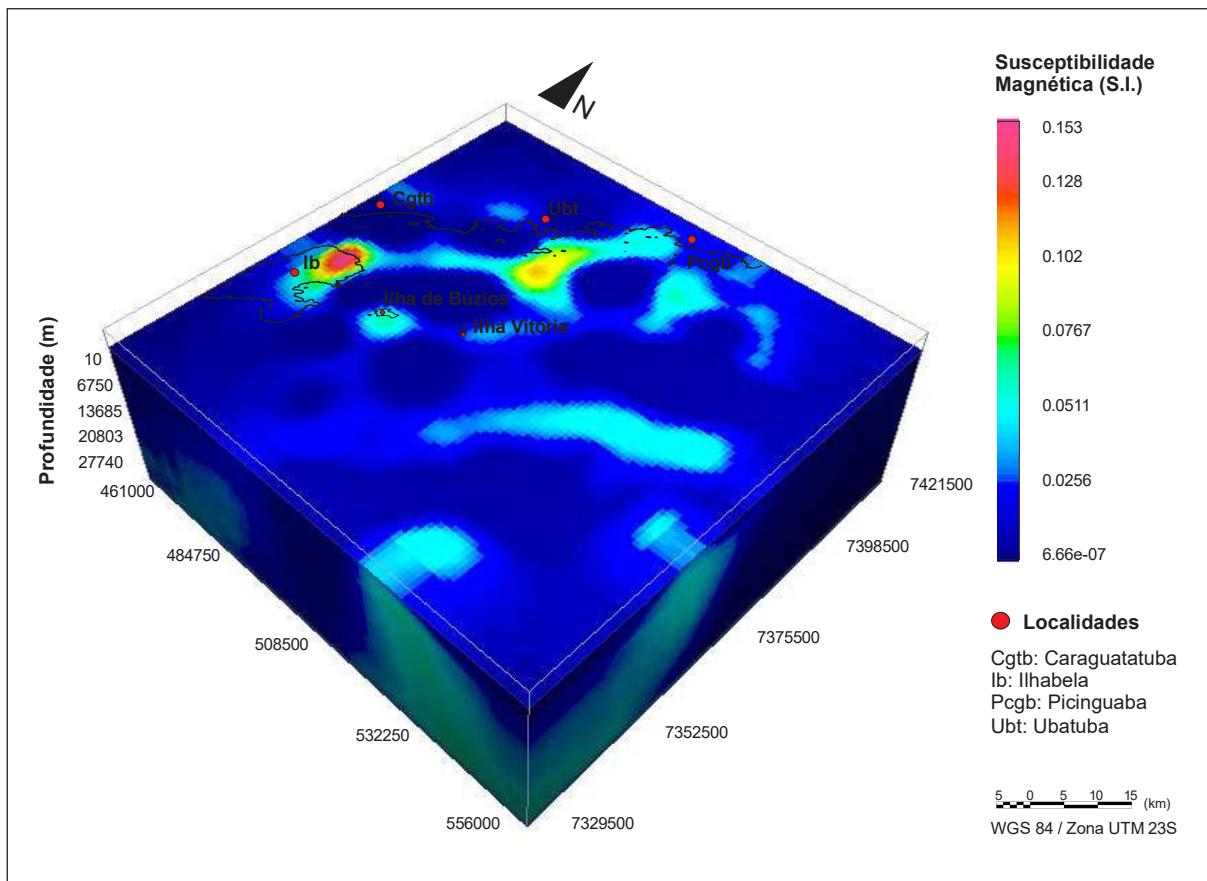


Figura 23: Vista geral do modelo 3D.

Para uma melhor compreensão do comportamento das feições magnéticas em profundidade, extraíram-se três perfis intersectando as anomalias mais fortes para uma análise de seus possíveis mergulhos.

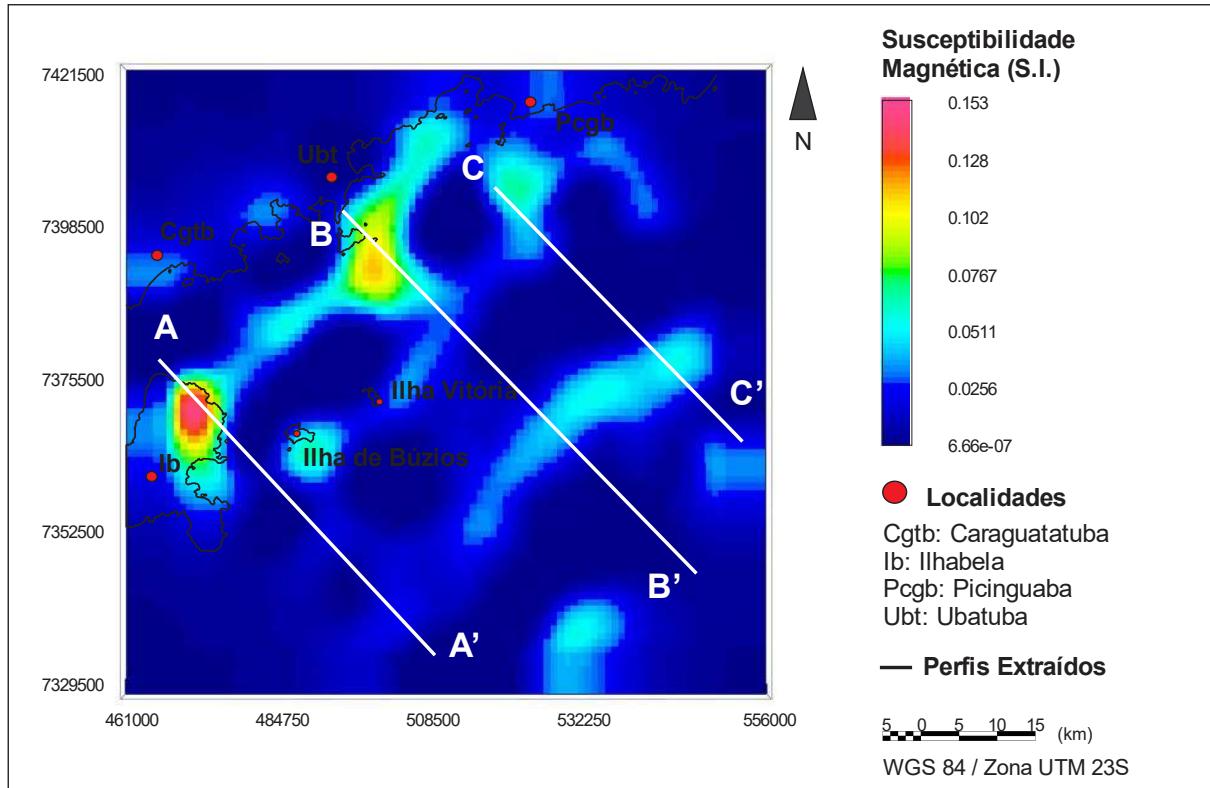


Figura 24: Vista do topo do modelo. As linhas representam os perfis extraídos do modelo e apresentados nas figuras a seguir.

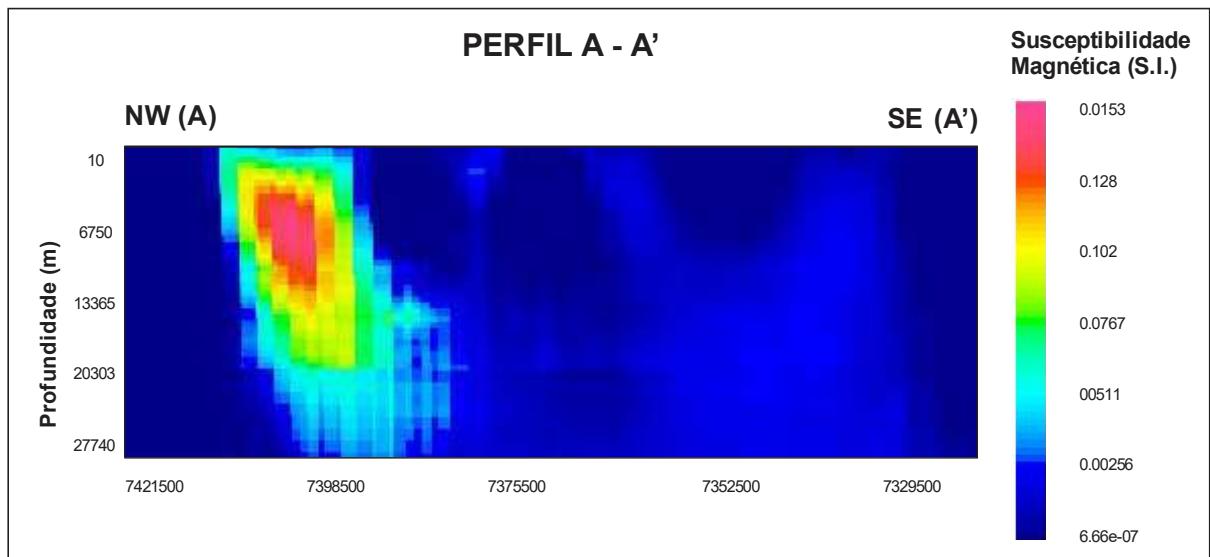


Figura 25: Perfil A - A'.

O perfil A – A’ representa os resultados de interpolação utilizados no programa de modelagem, uma vez que o foco dessa anomalia está localizado na porção emersa de Ilhabela, onde não foram realizados perfis de levantamento. Entretanto, observa-se que a informação do software é verdadeira, uma vez que o dado obtido corrobora com informações sobre o corpo mapeados em superfície e descritos na literatura.

Desse modo, pode-se observar que a maior anomalia apresenta uma leve assimetria na direção SE, enquanto que as outras zonas de menor susceptibilidade, possuem um formato mais pontual, com mergulhos variados.

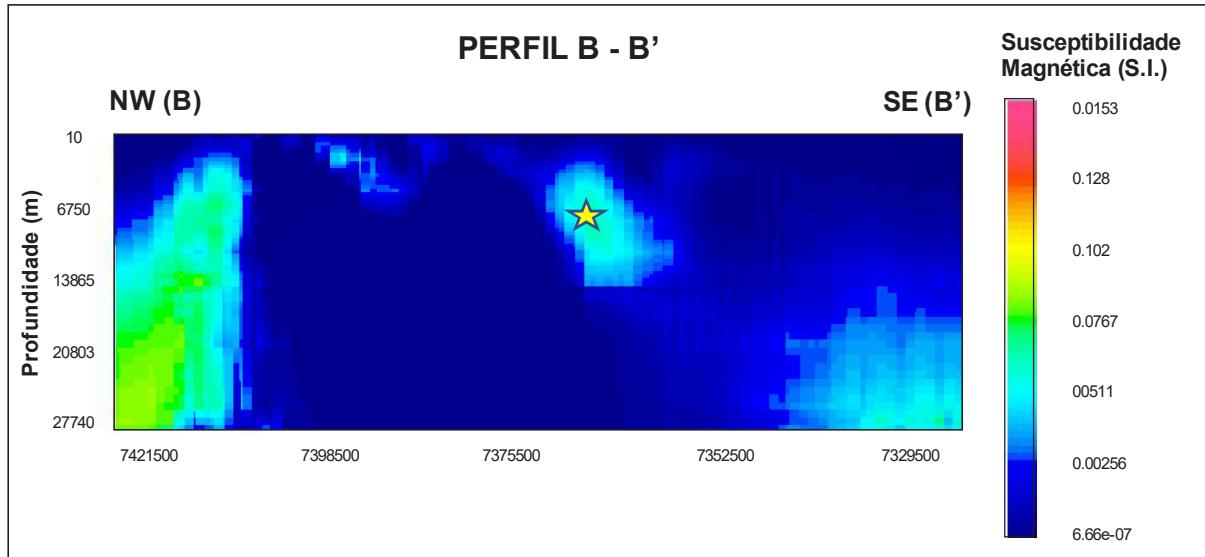


Figura 26: Perfil B – B'.

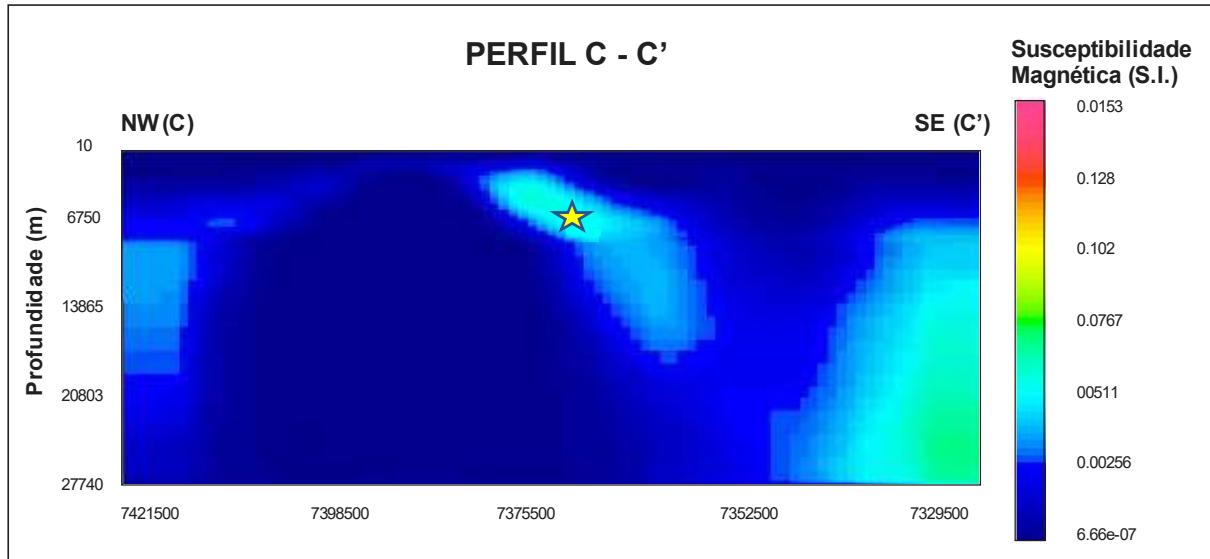


Figura 27: Perfil C – C'.

A principal anomalia identificada na região SE dos mapas do processamento e nos perfis B-B' e C-C' (representada pela estrela amarela), apresenta-se, em profundidade, como um corpo alongado com mergulho para SE. Já a anomalia localizada mais próxima ao continente, aparenta ter mergulho para NW, enquanto que a próxima ao limite SE da área apresenta-se como um corpo mais arredondado e em maior profundidade.

De modo geral, em todos os perfis observa-se a presença de áreas com susceptibilidade magnética muito próxima de zero, o que pode indicar a compensação de

algumas anomalias, aproximando-as de um dipolo. Isso pode indicar que a presença de magnetização remanescente nas rochas presentes na área.

Com o propósito de realçar e individualizar os corpos e estruturas identificados, foi utilizada a ferramenta “Cut Off” com o valor mínimo cortado de 0,0173483, responsável por extraír os valores de susceptibilidade muito próximos ao zero, auxiliando a elaboração do modelo geológico da área.

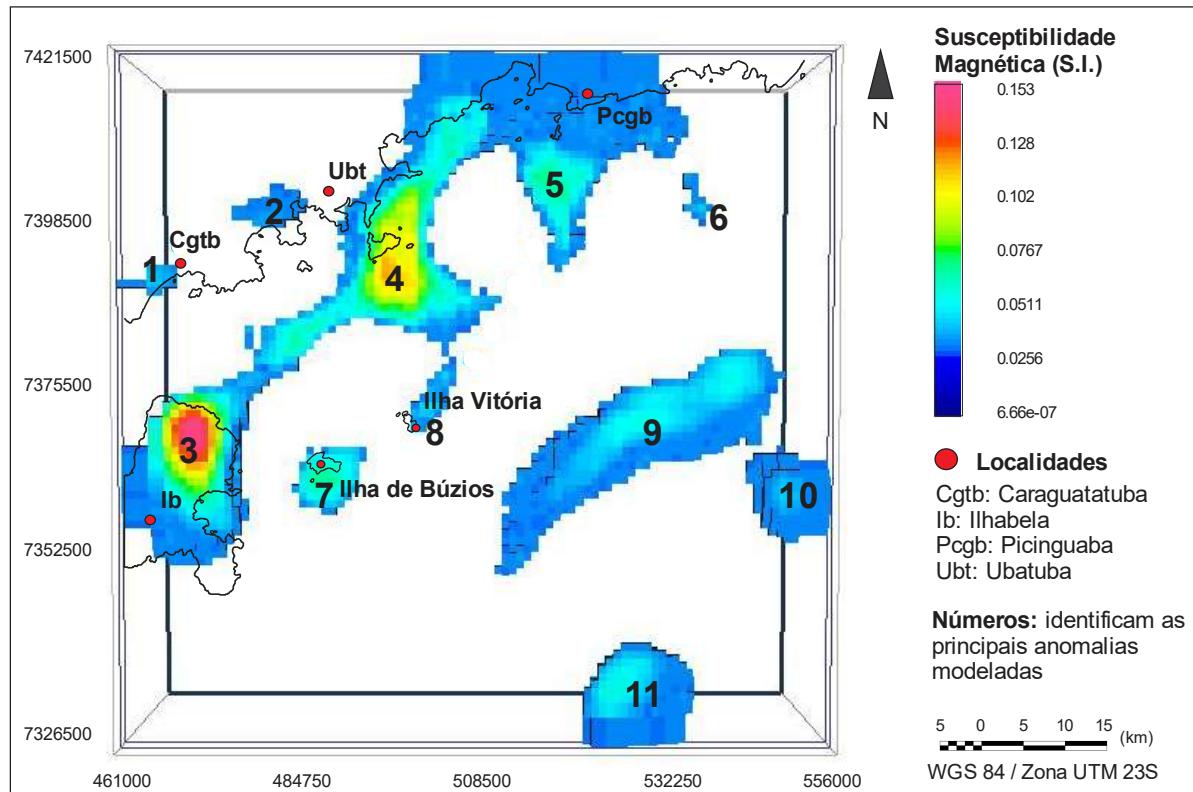


Figura 28: Modelagem dos principais corpos reconhecidos a partir das principais anomalias presentes na área.

As principais feições modeladas foram enumeradas para facilitar a interpretação. A análise dos resultados permite notar a presença de duas feições mais alongadas (4 e 9) com direção NE-SW, três corpos arredondados (8, 7 e 3) localizados próximos às ilhas de Vitória, Búzios e Ilhabela, um corpo pontual (5), além de seis corpos dispersos pela área, sendo quatro deles (1, 2, 5 e 6) mais próximos à costa e dois (10 e 11) no limite sudeste da área.

Como pode ser observado, os corpos 1, 2, 6, 10 e 11 prolongam-se para fora dos limites do grid de amostragem realizado na área, o que pode ser efeito do algoritmo utilizado na modelagem em conjunto com o método de interpolação utilizado na gridagem dos dados (no caso, a mínima curvatura). Desse modo, apesar do modelo apresentar feições concisas como no caso do prolongamento do corpo de Ilhabela em subsuperfície (Perfil A – A’), não é possível confirmar a dimensão e disposição de tais corpos.

8. INTERPRETAÇÕES, INTEGRAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

8.1. Interpretações dos mapas do processamento

Os filtros de resolução espacial foram utilizados para a delimitação de possíveis bordas de corpos, contatos geológicos e feições estruturais afim de se estabelecer hipóteses acerca da evolução tectonoestrutural na área. Todos os mapas gerados foram interpretados em conjunto (Figura 29) para obter um melhor reconhecimento das feições mais persistentes na área.

Os filtros de Redução ao Polo (RTP) e Amplitude do Sinal Analítico (ASA) foram utilizados com o intuito de identificar possíveis corpos presentes na área. O ASA apresentou um maior detalhamento das feições reconhecidas principalmente próximo à costa e também ressaltou pequenas anomalias pontuais dispersas na área, enquanto que o RTP deixou os corpos com um aspecto mais contínuo e com forte orientação NE.

Ambos mapas apresentam diversas similaridades em relação à localização dos corpos, contudo, a anomalia presente no domínio SE do mapa (representada por um triângulo amarelo na Figura 29) manifestou um caráter dipolar no RTP com um alto magnético associado a um baixo magnético – o que pode indicar a presença de magnetização remanescente na região. Já o ASA ressaltou a existência de dois grandes corpos aparentemente separados por uma possível estrutura na mesma anomalia.

Para delimitar as bordas dos principais corpos, foram utilizados os filtros de Gradiente Horizontal Total (GHT), Inclinação do Sinal Analítico (ISA), Theta Map (TM) e Inclinação do Gradiente Horizontal Total (IGHT). De modo geral, todos os mapas convergiram para um resultado em comum, ressaltando as bordas próximas aos corpos identificados previamente. Contudo, vale ressaltar que a anomalia a SE, citada anteriormente, apresentou, de fato, uma descontinuidade em todos os resultados, o que poderia indicar a presença de uma possível estrutura (falha ou zona de cisalhamento) ou então uma diferença composicional entre os litotipos, o que é bastante comum no contexto geológico da região.

Ainda, é possível notar que, próximo à costa, os filtros de realce de bordas retratam as anomalias de forma descontínua podendo, muitas vezes, estar associadas a corpos menores mal amostrados devido à baixa resolução espacial entre as linhas ou, então, ser apenas pontuais.

Em relação à identificação das estruturas mais rasas da área, foram utilizados os filtros de Derivada Vertical (Dz) e Gradiente Horizontal Total da Inclinação do Sinal Analítico (GHT_ISA). Contudo os resultados adquiridos foram concordantes aos obtidos previamente com o uso de filtros de delimitação de bordas, o que indica que as bordas e estruturas são equivalentes, podendo ser observadas desde profundidades mais rasas até as mais profundas.

Mapas do Processamento Interpretados

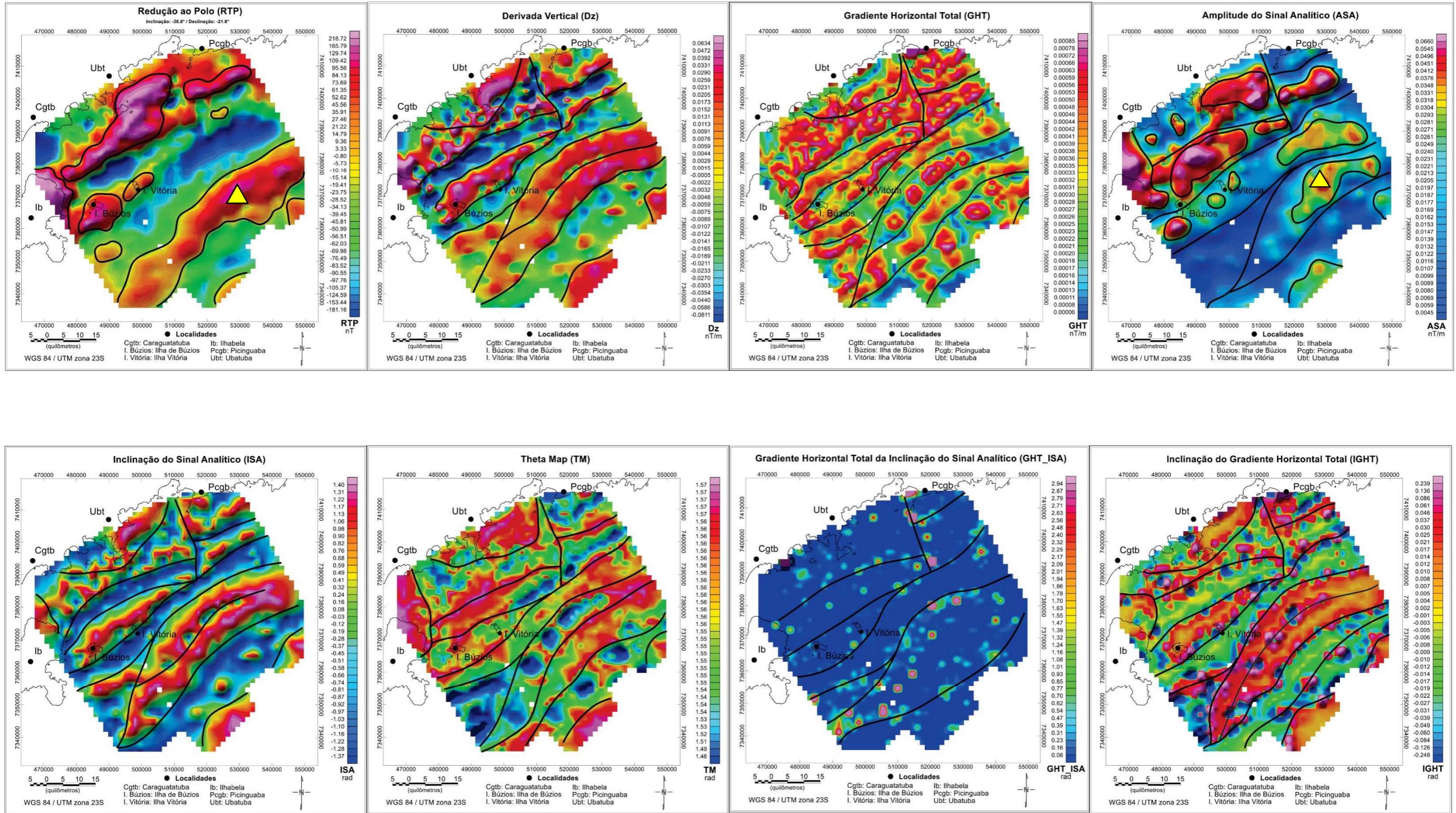


Figura 29: Interpretação dos mapas obtidos no processamento. O triângulo amarelo localiza a principal anomalia a SE da área.

8.2. Interpretações da Modelagem 3D pelo método de Inversão

Para uma maior acurácia ao estabelecer um modelo geológico para a área, foi realizada a modelagem 3D do mapa de Redução ao Polo, com o intuito de verificar a ocorrência ou não de determinados corpos e, também, da continuidade lateral e em profundidade dos mesmos.

Em relação ao modelo 3D apresentado anteriormente (Figura 28), é possível observar a existência de duas importantes feições (4 e 9) com direção NE-SW e borda localizada próximo aos limites observados nos mapas de processamento, podendo estar relacionados ao *trend* litoestrutural da Faixa Ribeira e com a diversidade de litotipos presentes no Complexo Costeiro.

Corroborando à análise dos resultados dos filtros espaciais, é notável a presença de, pelo menos, três corpos de formato mais arredondado (3, 7 e 8), próximo às ilhas de Vitória, Búzios e Ilhabela, indicando a presença de outros corpos alcalinos e/ou a continuidade em subsuperfície destes plutons/*stocks*. Já o corpo 5, apesar de não ser correlacionável nenhum corpo observado em superfície, apresenta-se bem definido tanto na modelagem quanto nos mapas de processamento, indicando a existência de um possível corpo magmático em subsuperfície.

Ainda, outras cinco feições pontuais foram identificadas (1, 2, 6, 10 e 11), sendo que anomalias no limite SE da área (10 e 11), foram interpretadas como parte de um mesmo *trend* de direção NE-SW, conforme observado na Figura 23. Entretanto, como todas estão localizadas próximas às bordas do *grid* de amostragem, podem ter sido resultado do efeito do algorítimo utilizado na modelagem em conjunto com o método de gridagem utilizado (mínima curvatura), o que pode gerar resultados ambíguos na interpretação.

8.3. Integração dos resultados de processamento e modelagem

Considerando os resultados obtidos a partir do processamento e modelagem, as feições mais recorrentes foram selecionadas e apresentadas em conjunto com o mapa geológico da região com o intuito de correlacioná-las com estruturas e litotipos observados na área emersa (Figura 30).

De modo geral, percebe-se um forte *trend* de direção NE-SW das principais anomalias magnéticas, as quais poderiam estar relacionadas ao *trend* litoestrutural da Faixa Ribeira e com os diversos litotipos presentes no Complexo Costeiro, bem como a importantes zonas de cisalhamento de mesma direção. Muitas vezes, ao prolongar as linhas das feições interpretadas, nota-se que são concordantes à contatos litológicos, falhas e/ou zonas de cisalhamento reconhecidas na área emersa. De forma subordinada, é reconhecida uma importante anomalia de direção NW-SE, que poderia, mais provavelmente, estar relacionada a uma estrutura de transferência de natureza rúptil.

No contexto da tectônica cenozoica, as bordas das anomalias também podem ser interpretadas como falhas normais, configurando sistemas de *horsts* e grábens controlados por sistemas de falhas de direção NE-SW limitadas por estruturas ortogonais, de direção NW-SE. Desse modo, as anomalias magnéticas positivas estariam relacionadas aos *horsts*, devido ao fato de estarem mais próximos à superfície, enquanto que as anomalias magnéticas negativas teriam sua origem vinculadas aos grábens.

Próximo às ilhas de Vitória, Búzios e Ilhabela, é possível observar fortes anomalias positivas, possivelmente indicando a presença de outros corpos alcalinos e/ou a continuidade em subsuperfície destes plutons/*stocks*.

Adicionalmente, foram observadas anomalias pontuais dispersas, interpretadas como potenciais corpos magmáticos de possível natureza alcalina, as quais ocorrem ao longo dos *trends* estruturais de direção NE-SW, estando, provavelmente, controlados por zonas de cisalhamento pré-cambrianas e/ou falhas mesozoicas.

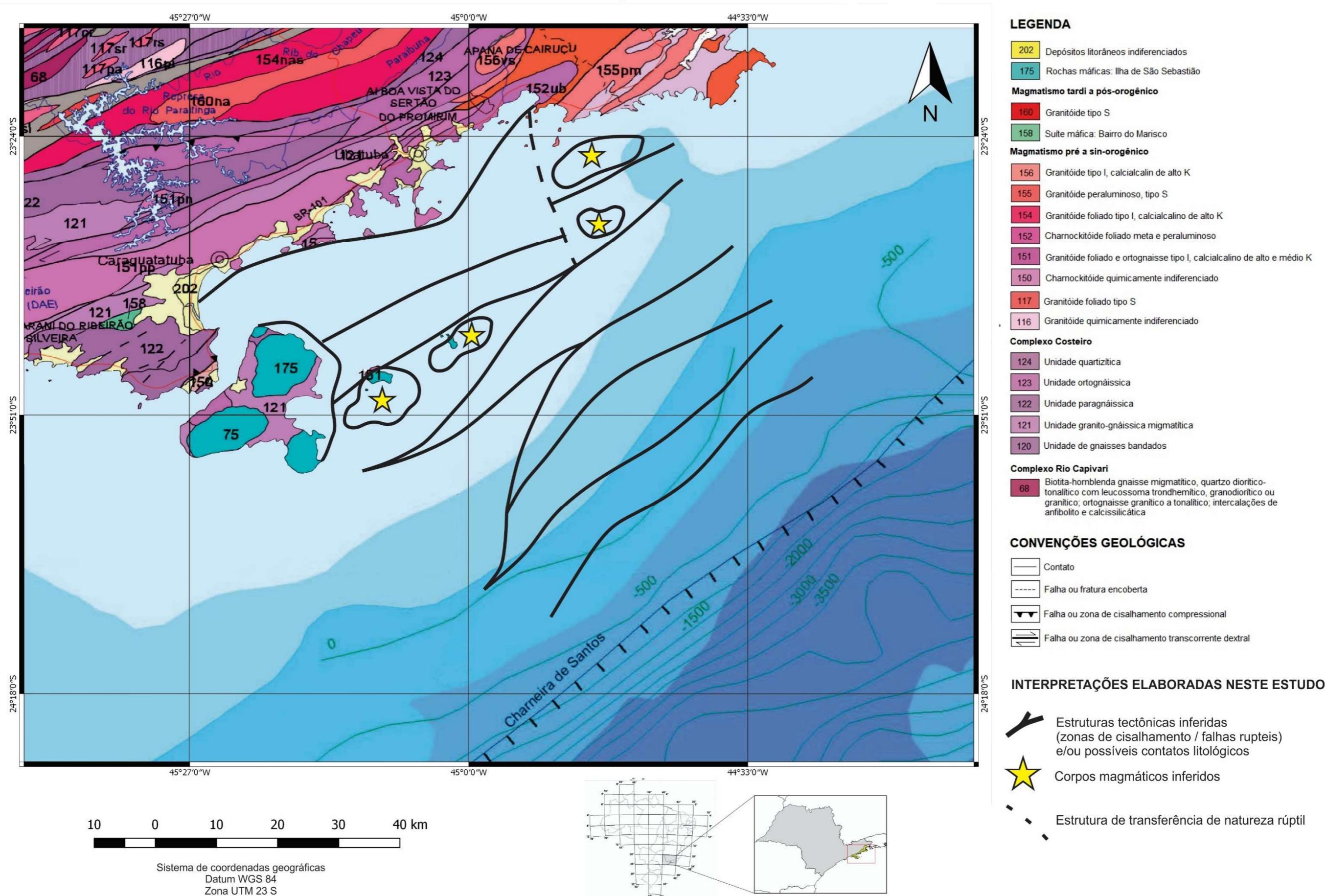
8.4. Elaboração de blocos-diagramas

Com o objetivo de facilitar a visualização dos modelos geológicos interpretados para a área, foram elaborados blocos diagramas com a representação das principais feições observadas ao longo deste trabalho. A modelagem 3D foi essencial para a determinação dos mergulhos das estruturas/corpos.

O modelo da hipótese 1 – dúctil (Figura 31) apresenta as feições como zonas de cisalhamento de direção NE-SW relacionadas com o embasamento pré-cambriano, o qual apresenta mergulho de suas camadas para sudeste. Já os corpos magmáticos apresentam-se encaixados entre as zonas de cisalhamento.

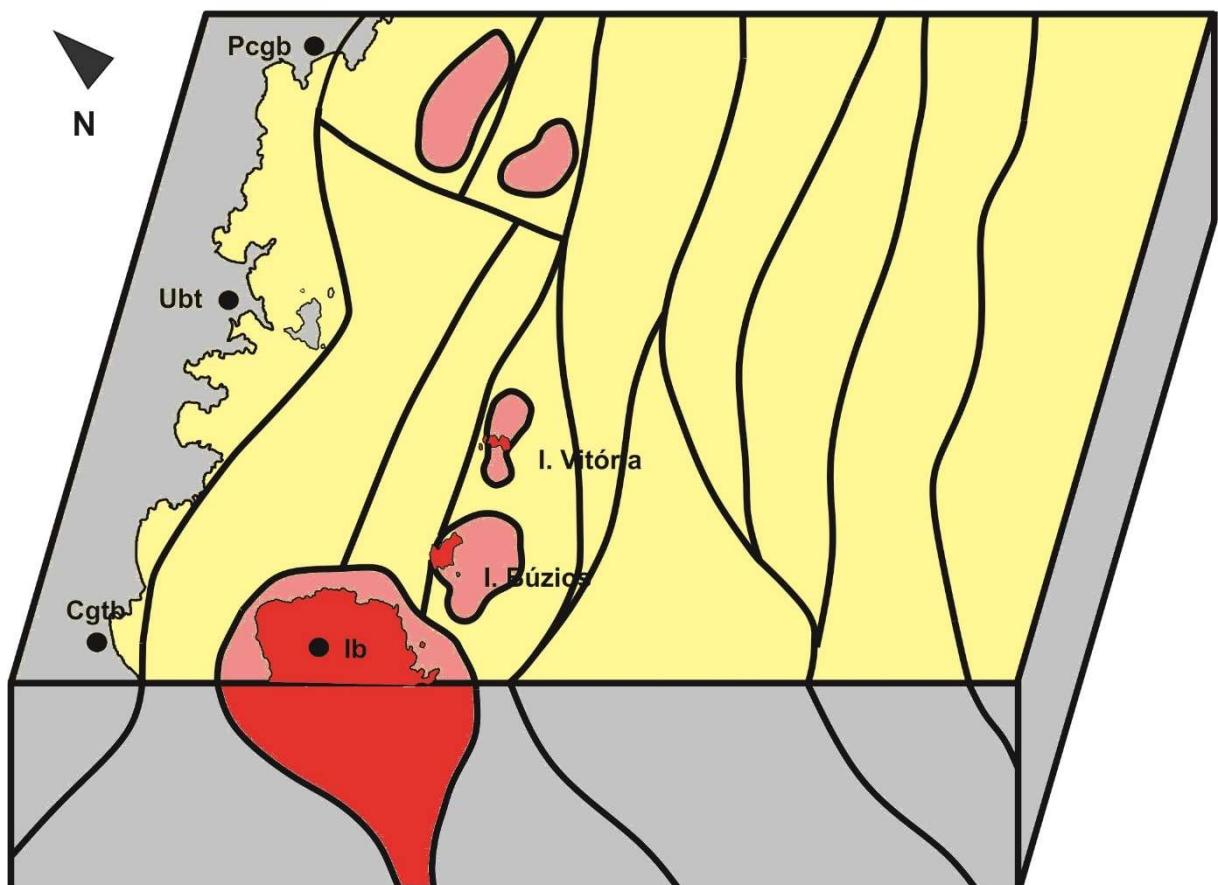
O modelo da hipótese 2 – rúptil (Figura 32) retrata a existência falhas predominantemente normais, controladoras de um sistema de *horsts* e grábens, com assimetria para sudeste. Os corpos magmáticos e seus condutos estariam, portanto, localizados próximos aos limites dessas falhas, que também estariam reativando estruturas pré-cambrianas – zonas de cisalhamento/contatos litoestruturais.

MAPA DE INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS



Hipótese 1

Lineamentos magnéticos relacionados a zonas de cisalhamento e/ou contatos litoestruturais pré-cambrianos



LEGENDA

- Sedimentos indiferenciados
- Corpos magmáticos inferidos
- Zonas de cisalhamento/contatos litoestruturais
- Embasamento pré-cambriano



LOCALIDADES

Cgtb: Caraguatatuba

I. Búzios: Ilha de Búzios

I. Vitória: Ilha Vitória

Ib: Ilhabela

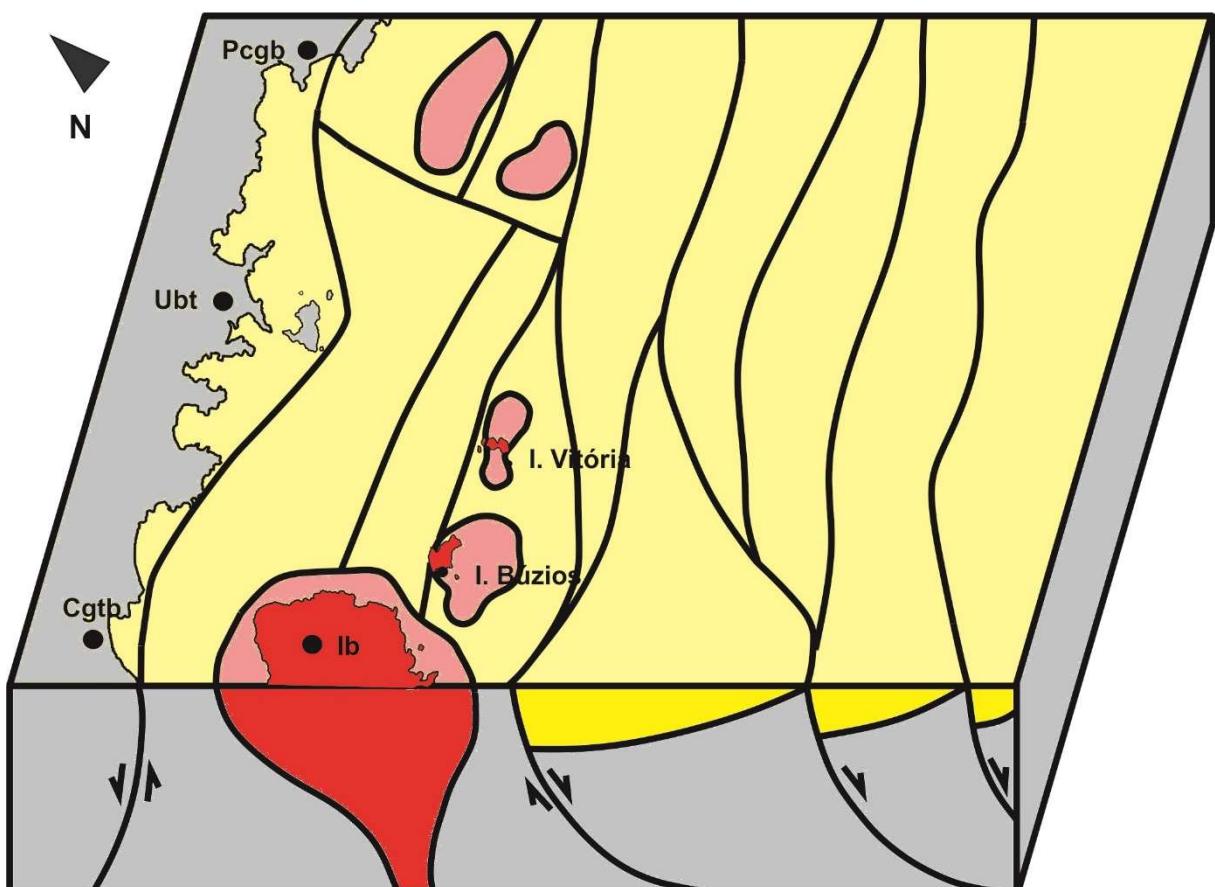
Pcgb: Picinguaba

Ubt: Ubatuba

Figura 31: Bloco diagrama esquemático representado a hipótese 1.

Hipótese 2

Lineamentos magnéticos relacionados a estruturas pré-cambrianas reativadas por falhas predominantemente normais (sistemas de grabens e *horsts*)



LEGENDA

- Sedimentos indiferenciados
- Corpos magmáticos inferidos
- Estruturas tectônicas inferidas: falhas/*horsts*/grábens
- Embasamento pré-cambriano



LOCALIDADES

Cgtb: Caraguatatuba
I. Búzios: Ilha de Búzios
I. Vitória: Ilha Vitória

lb: Ilhabela
Pcgb: Picinguaba
Ubt: Ubatuba

Figura 32: Bloco diagrama esquemático representado a hipótese 2.

9. CONCLUSÕES

Os filtros de resolução especial foram fundamentais na interpretação para a identificação e delimitação de bordas de possíveis corpos presentes na área, apresentando resultados convergentes em todos os mapas gerados.

Em relação a modelagem 3D, apesar da baixa resolução de amostragem próximo às bordas da área de levantamento, verificou-se que o método de interpolação utilizado no *software*, a exemplo da anomalia presente em Ilhabela, pode gerar resultados satisfatórios e condizentes com os descritos na literatura. Além disso, foi possível delimitar com precisão pelo menos cinco anomalias presentes na área, contribuindo para uma maior acurácia ao se estabelecer os modelos ora propostos.

De modo geral, o conjunto de dados adquiridos, técnicas de processamento utilizadas e método de modelagem geofísica proposto geraram resultados consistentes e conexos com as principais feições geológicas observadas na região, o que implica na elaboração de hipóteses bem fundamentadas contexto geológico da área.

Com base nos resultados e integração dos dados, o modelo tectonoestrutural sugerido para a área de estudo é a conjugação das hipóteses levantadas anteriormente, ou seja: *trends* litoestruturais do embasamento, limitados por zonas de cisalhamento de direção NE-SW com a colocação de corpos alcalinos, sem descartar a hipótese de tais estruturas estarem reativadas por uma tectônica cenozoica, geradora de grábens e altos estruturais. Essa última hipótese corrobora com a proposta de Zalán e Oliveira (2005) para a região e, tem como análogo, por exemplo, as bacias do rifte cenozoico do sudeste do Brasil, situadas na área emersa adjacente, cujas bordas de falhas são reativações de zonas de cisalhamentos pretéritas que, por sua vez, constituem contatos litoestruturais de unidades do embasamento pré-cambriano.

10. EXPECTATIVAS E PRÓXIMOS LEVANTAMENTOS

Em relação a estudos futuros na área, serão realizados novos perfis e linhas de controle para minimizar os efeitos de possíveis ruídos e densidade de amostragem, observados nos mapas resultados dos processamentos, a fim de se obter um melhor contorno das anomalias observadas próximo à costa. Para a delimitação mais precisas dos corpos observados, propõe-se a aquisição de perfis gravimétricos paralelos às linhas de aquisição magnetométricas, a fim de se reduzir ambiguidades intrínsecas.

Em relação a modelagem 3D, para uma maior precisão nos resultados e modelos, é proposto realizar análises paleomagnéticas de rochas obtidas por meio de sondagem em conjunto com o uso de outros *softwares* de modelagem que considerem a existência de magnetização remanente nas rochas, acrescentando, assim, mais um parâmetro de controle referente aos litotipos presentes na área.

Por fim, para a validação ou descarte dos modelos tectonoestruturais e de preenchimento sedimentar ora propostos, serão feitos, em breve, levantamentos sísmicos ao longo da área investigada neste estudo e em outros domínios da plataforma continental de Santos.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.; Amaral, G.; Cordani, U.; Kawashita, K. (1973). The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. *The Oceans Basins and Margins* (Naim & Stelli, Eds), 1:411-446.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359383.
- Bello, A. M. (2014). *Avaliações comparativas de filtros espaciais para mapeamento de contatos geológicos com contrastes de densidades e susceptibilidades magnéticas*. Tese (Graduação). Niterói: Universidade Federal Fluminense.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 464 p.
- Brito Neves, B. B., & Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1-2), 23-40.
- Campanha, G., & Ens, H. (1993). Estrutura geológica na região de São Sebastião. *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 3(1993), 51-52.
- Campanha, G. A., Ens, H. H., Ponçano, W. L. (1994). Análise morfotectônica do planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(1).
- Cooper, G. R. J.; Cowan, D. R. (2008). Edge enhancement of potential field data using normalized statistics. *Geophysics*, v, 73, n. 3, H1-H4.
- Cordani, U. G., Amaral, G. C., Kawashita, K. (1973). The Precambrian Evolution of South America. *Geologische Rundschau*, 62(2), 309-317.
- Chiodi Filho, C., Chieregati, L., Theodorovicz, A., Menezes, R. D., Ramalho, R., Batolla JR, F. (1983). Geologia e recursos minerais das folhas de Natividade da Serra e Caraguatatuba. *Jornada sobre a carta geológica do Estado de São PAULO EM 1:50 000*.
- CPRM. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:750.000. Legenda expandida. Brasília: CPRM/Serviço Geológico do Brasil, 2006. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>. Acesso em Agosto. 2017.
- Dias Neto, C. M. (2001). *Evolução Tectono-Termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Dias Neto., C. M., Fonesa, P. E., Munhá, J., Egydio Silva, M., Ribeiro, A. (2006). A estrutura em flor (flower structure) do Complexo Costeiro (Faixa Ribeira) em São Sebastião (São Paulo, Brasil). *Cadernos Laboratório Xeolóxico de Laxe, La Curuña*, v.31, p.105-125.

Dias Neto, C. M., D., Correia, C. T., Tassinari, C. C. G., Munhá, J. M. U. (2009). Os anfibolitos do complexo costeiro na região de São Sebastião, SP. *Geologia USP. Série Científica*, 9(3), 71-87.

Ferreira, F. J. F.; Souza, J.; Bongiolo, A. B. S.; Castro, L. G.; Romeiro, M. A. T. (2010). Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I – Aplicação a dados sintéticos. *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica*. Brasília – DF.

Ferreira, F. J. F.; Souza, J.; Bongiolo, A. B. S.; Castro, L. G. (2013). Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. *Geophysics*, v.78, i.3, pp. J33-J41.

França, G. S.; Assumpção, M. (2004). Crustal Structure of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, n. 8, p. 743-758.

Freitas, R. O. (1947). Geologia e petrologia da Ilha de São Sebastião. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP*. 85:1-244.

Freitas, R. O. (1976). Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas antigas do litoral norte do estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geológico*. 1, 1-176.

Fries, M. (2008). *Estudo dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia (flanco nordeste da bacia sedimentar do Paraná), através dos métodos geofísicos da gravimetria e magnetometria terrestres*. Teste (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.

Garda, G. M. (1995). *Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.

Garda, G. M., & Schorscher, J. H. D. (1996). Os diques costeiros básicos e ultrabásicos adjacentes ao Canal de São Sebastião (litoral norte do Estado de São Paulo). *Revista do Instituto Geológico*, 17(1-2), 7-31.

Gemsystems. (2008). *GSM-19 v7.0 – Instruction Manual*. GEM Systems, Inc – Advanced Magnetometers.

Geosoft. (2008). *Oasis montaj 7.0 Tutorial*. Geosoft Technical Note.

Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P. M., de Morisson Valeriano, C., de Almeida, J. C. H., Teixeira, W., Thomaz Filho, A. (2005). K–Ar and 40 Ar/39 Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3), 371-382.

- Hasui, Y., Dantas A. S. L., Carneiro, C. D. R., Bistrichi, C. A. (1981). O embasamento pré-cambriano e eopaleozóico em São Paulo. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. *Pró-Minério/IPT*. v. 1, p. 12-45.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. D. C., Silva, L. D., Trouw, R. A. J., Janasi, V. D. A. (2004). *Província Mantiqueira. Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Editora Beca.
- Heilbron, M., & Machado, N. (2003). Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125(1), 87-112.
- Hennies, W. T., & Hasui, Y. (1977). Contribuição ao reconhecimento da geologia da Ilha de São Sebastião. *I Simpósio de Geologia Regional, São Paulo, Atas*, 199-209.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B., Saad, A. H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration – Principles, Practices and Applications*. New York: Cambridge.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science, 3rd edition.
- Li, Y. (2006). Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, v. 1, n. 2, B13-16.
- Li, Y.; Oldenburg, D. W. (1996) 3D Inversion of magnetic data. *Geophysics*, v. 61, n. 2, p. 394-408
- Li, Y.; Oldenburg, D. W. (2003). Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method. *Geophysical Journal International*, v. 152, n. 2, p. 251-265.
- Luyendyk, A. P. J. (1997). Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 31-38p.
- Maia, R. M. D. C., Reis, A. T. D., Alves, E. D. C., Silva, C. G., Guerra, J. V., Gorini, C., Arantes-Oliveira, R. (2010). Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, Northern Santos basin-Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58(SPE1), 15-29.
- Maffra, C. Q. T. (2000). *Geologia estrutural do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: evidências de um domínio transpressivo*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Mello, I. J. S. (2008). *Anisotropias Magnéticas, Magnetismo de rocha e Paleomagnetismo dos diques de Ubatuba (SP)*. Trabalho de Formatura (TF). Instituto de Geociências, USP.
- Miller, H. G.; Singh, V. (1994). Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3): 213-217.

- Mio, E. D. (2005). *Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.
- Nabighian, M. N. (1972). The analytical signal of 2D magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, v. 37, 507-517.
- Nabighian, M. N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1): 85-92.
- Negrão, A. P., Riccomini, C., Mello, C. L., Ramos, R. R. C., Ribeiro, E. F., Grohmann, C. H., Breda, T. C., Franco, K. H. Q. (2016). Caracterização de estruturas tectônicas regionais da Serra do Mar entre Bertioga/SP e Mangaratiba/RJ através de dados aerogeofísicos, de sensoriamento remoto e de levantamento de campo. *48º Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Neto, J. A. S.; Ferreira, J. F. F.; Silva, A. B. (2007). Mapa magnético parcial do Fanerozoico do estado do Paraná. *X Congresso Internacional da SBGF*.
- Oliveira, D. S. (2014). *Interpretação de dados aerogeofísicos para exploração aurífera na área do Projeto Córrego do Sítio, NE do Quadrilátero Ferífero*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP.
- Paine, J.; Haederle, M.; Fils, M. (2001). Using transformed TMI data to invert for remanently magnetized bodies. *Exploration Geophysics*, v. 31, n. 3-4, p. 238-242.
- Reeves, C. (2005). *Aeromagnetic Surveys – Principles, Practice & Interpretation*. GEOSOFT.
- Reverte, F. C. (2014). *Avaliação da biodiversidade em São Sebastião – SP, como patrimônio geológico*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Ribeiro, V. B. (2011). *Modelagem geofísica do Complexo Alcalino de Tapira – MG*. Tese (Mestrado). São Paulo: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP.
- Riccomini, C. (1989). *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 383-405.
- Roest, W. R.; Verhoef, J.; Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal. *Geophysics*, v. 57, 116-125.
- Santos, P. L. D. (2014). *A. Patrimônio geológico em áreas de proteção ambiental: Ubatuba-SP*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

- Silva, A. T. S. F., Algarte, J. P., Chiodi Filho, C., Chiodi, D. K., Fernandes, N. A. (1977). O Complexo do Bairro do Marisco. *Simpósio de Geologia Regional*. São Paulo. Vol. 1, 74-90.
- Schmitt, R. (2001). *A orogenia Búzios–caracterização de um evento tectonometamórfico cambro-ordoviciano no Domínio Tectônico Cabo Frio, sudeste da Faixa Ribeira*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Southern Geoscience Consultants. (2016). Analytic Signal Method. Southern Geoscience Consultants. Acesso em 16 de agosto de 2017, < <https://sgc.com.au/glossary-term/analytic-signal-method-2>>
- Tassinari, C. C. G., Neto, C. (1988). Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo state-Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica brasiliensis*, 2(2), 175-183
- Teles, M. R. L. (2016). *Atualização de Mapas Geológicos do estado da Bahia, nordeste do Brasil, com base em gamaespectrometria e magnetometria*. Tese (Mestrado). Curitiba, Universidade Federal do Paraná.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E.; Keys, D. A. (1976). *Applied Geophysics*. Cambridge. Cambridge University Press
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (Vol. 1). Cambridge. Cambridge university press.
- Thomas Filho, A., Rodrigues, A. L. 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 189-194.
- Thurston, J. B., Smith, R. S. (1997). Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using SPI (TM) method. *Geophysics*, v. 62, p. 807-813.
- Verduzco, B.; Fairhead, C.; Green, C.; Mackenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* 23: 116-119.
- Wijns, C.; Perez, C.; Kowalczyk, P. (2005). Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*, v. 70, n. 4, L39-L43.
- Zalán, P. V., Oliveira, J. (2005). Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 13(2), 269-300.

Lys Veronica Santos Lentini Plantullo

Aluna: Lys Veronica Santos Lentini Plantullo

De acordo,



Orientador: Prof. Dr. André Pires Negrão