

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**ANDERSON BAESSO**

**GEOFÍSICA E QUÍMICA MINERAL DE UM LAMPRÓFIRO ESPESSARTÍTICO  
DA REGIÃO DO TUPANCI, VILA NOVA DO SUL, RS**

Porto Alegre

2018

**ANDERSON BAESSO**

**GEOFÍSICA E QUÍMICA MINERAL DE UM LAMPRÓFIRO ESPESSARTÍTICO  
DA REGIÃO DO TUPANCI, VILA NOVA DO SUL, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:           Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer  
                                  Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre, 2018

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitora:** Jane Fraga Tutikian

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Baesso, Anderson

Geofísica e Química mineral de um lamprófiro espessartítico da região do Tupanci Vila Nova do Sul, RS. / André Basso Schilling. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[89 f.]

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientadores: Carlos Augusto Sommer  
Jairo Francisco Savian

1. Formação Hilário. 2. Modelagem Geofísica 3. Gravimetria .  
4. Magnetometria. I. Título.

CDU 550.8

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

---

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à minha mãe, Isabel, e meu irmão, Vinicius, pelo apoio, conselhos e constante auxílio, sem os quais eu nunca teria chegado onde cheguei.

Ao meu orientador, Professor Carlos Augusto Sommer, pelo acolhimento, atenção, paciência e orientação ao longo de praticamente toda a minha graduação. Ao Professor Jairo Francisco Savian, que também me orientou e auxiliou no desenvolvimento desse trabalho.

Ao geólogo Robson Aquino, pelo apoio, auxílio e interesse que demonstrou ao longo do desenvolvimento desse trabalho.

Aos meus colegas, que me acompanharam nessa jornada, e cuja amizade a tornou mais fácil e prazerosa.

À minha família, sempre pronta a ajudar quando foi necessário.

Há três métodos para ganhar sabedoria: primeiro, por reflexão, que é o mais nobre; segundo, por imitação, que é o mais fácil; e terceiro, por experiência, que é o mais amargo.

Confúcio

## RESUMO

Na região do Cerro Tupanci, a norte de Vila Nova do Sul, na porção central do Estado do Rio Grande do Sul, afloram rochas do Escudo Sul-Rio-Grandense em meio a rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Essas rochas incluem granitoides, gnaisses e migmatitos enquadrados no Complexo Cambaí, que formam o embasamento da Bacia do Camaquã, e rochas dessa bacia, com ocorrência de litologias pertencentes às Formações Hilário e Acampamento Velho. Dentre as rochas da Formação Hilário ocorrem andesitos, conglomerados e arenitos vulcanogênicos, e corpos de lamprófiros espessartíticos intrusivos nos andesitos dessa mesma formação e nos granitoides do Complexo Cambaí. A principal ocorrência de lamprófiro é um lópili-tufo espessartítico que ocorre em um corpo alongado na direção N-NE com espessura média de cerca de 40 metros. Apresenta textura vulcanoclástica, sendo composto principalmente por fragmentos de andesitos, espessartitos, fenocristais de clinopiroxênio e anfibólio em uma matriz fina formada por plagioclásio, anfibólio e minerais secundários. Suas características geoquímicas são indicativas das séries cálcio-alcálicas alto K a shoshoníticas. No presente trabalho foram obtidos dados gamaespectrométricos, gravimétricos e magnetométricos a fim de melhor caracterizar a forma do corpo e dados de química mineral, a fim de melhorar a correlação entre esse corpo e a Fm. Hilário. Os dados gamaespectrométricos e gravimétricos forneceram uma boa resposta ao lópili-tufo, permitindo definir a ocorrência como um dique alongado na direção N-S com cerca de 450 m de comprimento e 70 m de largura, sobre o qual há uma forte anomalia gravimétrica negativa. Modelagem em duas dimensões dessa anomalia sugere que esse dique é subvertical a vertical. Os dados de gamaespectrometria apresentaram valores de K, eU e eTh abaixo de, respectivamente, 1.8%, 1.7 ppm e 7 ppm para o lópili-tufo. A magnetometria não apresentou dados significativos em relação ao lamprófiro, mas mostrou uma evidente anomalia dipolar normal situada a oeste dele, sugerindo a presença de um corpo intrusivo cilíndrico não aflorante na área. A análise dos dados de química mineral permitiu classificar os clinopiroxênios como augita e diopsídio, os anfibólios como Mg-hastingsita e tschermakitas e o feldspato como albita. Essas composições são semelhantes às apresentadas por minerais de lamprófiros pertencentes à Formação Hilário.

**Palavras-Chave:** Formação Hilário. Modelagem Geofísica. Gravimetria. Magnetometria.

## ABSTRACT

In the region of Cerro Tupanci, at north of Vila Nova do Sul, in the central portion of the State of Rio Grande do Sul, rocks of the Sul-Rio-Grandense Shield outcrop among sedimentary rocks of Paraná Basin. These rocks include granitoids, gneisses and migmatites of the Cambaí Complex that form the basement of the Camaquã Basin, and rocks of this basin, with occurrence of lithologies that belong to the Hilário and Acampamento Velho Formations. Among the rocks of the Hilário Formation, there are andesites, volcanogenic conglomerates and sandstones, and bodies of spessartitic lamprophyres intrusive in the andesites of this formation and in the granitoids of the Cambaí Complex. The main occurrence of lamprophyre is a spessartitic lapilli tuff that occurs in an elongated body, with N-NE orientation and average thickness of about 40 meters. It presents a volcanoclastic texture and is composed mainly of fragments of andesites and lamprophyres and phenocrysts of clinopyroxene and amphibole in a fine matrix formed by plagioclase, amphibole and secondary minerals. Its geochemical characteristics are indicative of the calc-alkaline high K to shoshonitic series. In the present work, gammaspectrometric, gravimetric and magnetometric data were obtained in order to better characterize the body shape, and mineral chemistry data were used to improve the correlation between this body and the Hilário Formation. The gammaspectrometric and gravimetric data provided a good response to the lapilli tuff, allowing define the occurrence as an dyke elongated in the N-S direction of about 450 m in length and 70 m in width, on which there is a strong negative gravimetric anomaly. Two-dimensional modelling of this anomaly suggests that this dyke is subvertical to vertical. The gammaspectrometric data presented values of K, eU and eTh below, respectively, 1.8%, 1.7 ppm and 7 ppm for the lapilli tuff. The magnetometry did not present significant data regarding the lamprophyre, but showed an evident normal dipolar anomaly to the west, suggesting the presence of a non-outcropping cylindrical intrusion in the area. The analysis of mineral chemistry data allowed classifying the clinopyroxenes as augite and diopside, amphiboles as Mg-hastingsite and tschermakites, and feldspar as albite. These compositions are similar to those presented by minerals of lamprophyres belonging to the Hilário Formation.

**Keywords:** Hilário Formation. Geophisic Modelling. Gravimetry. Magnetometry.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, com o Cerro Tupanci em detalhe em vermelho (Fonte mapabase ArcGIS®). .....	15
Figura 2: Mapa geológico da região do Cerro Tupanci (retirado de Barrios, 2015).....	17
Figura 3: Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição do vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense (modificado de Paim et al., 2000; Wildner et al., 2002; Lima, Sommer e Nardi, 2007). .....	24
Figura 4: (A) aspecto dos lamprófiros em campo; (B) aspecto do lápili-tufo; (C) lamprófiro maciço; (D) textura panidiomórfica e coronítica. Retirado e modificado de Lima, Nardi e Sommer, (2007) e Buckowski, (2011). .....	25
Figura 5: Modelo esquemático mostrando os componentes principais do campo magnético. Extraído e modificado de Blakely, 1996. ....	31
Figura 6: Mapa de localização mostrando os pontos onde foram realizadas as medidas em laranja (Fonte mapabase ArcGIS®). .....	35
Figura 7: Equipamentos utilizados na obtenção dos dados geofísicos. (A) GPS e gravímetro; (B) magnetômetro; (C) gamaespectrômetro. ....	37
Figura 8: Mapa de localização dos pontos realizados e da área dos mapas geofísicos, retirado e modificado de Barrios (2015). .....	46
Figura 9: Mapa ternário em composição RGB da área de estudo e domínios radiométricos (linhas tracejadas representam seus limites, letras são seus domínios). A linha verde representa os limites do corpo aflorante. ....	47
Figura 10: À esquerda, mapa de contagem total (CT) em contagens por segundo (cps) para a área do levantamento; à direita, mapa de potássio (K) em percentagem (%). A linha verde delimita a área aflorante do corpo. ....	49
Figura 11: Mapas de equivalente de urânio (eU, esquerda) e equivalente de tório (eTh, direita) para a área do levantamento, ambos em partes por milhão (ppm). A linha verde delimita a área aflorante do corpo. ....	50
Figura 12: Mapa de campo magnético total reduzido do IGRF para a área de estudo, com o dipolo destacado pelas linhas tracejadas. A linha verde demarca os limites do corpo aflorante. ....	51

Figura 13: A imagem à esquerda apresenta o campo magnético reduzido ao polo, com o dipolo e os domínios magnéticos A e B delimitados pelas linhas tracejadas. A imagem à direita apresenta o mapa de continuação para cima, destacando a posição do dipolo. A linha verde demarca os limites do corpo aflorante.....	53
Figura 14: À esquerda, mapa de amplitude do sinal analítico e à direita, mapa da derivada inclinada. A linha verde demarca os limites do corpo aflorante. ....	54
Figura 15: Mapa da primeira derivada vertical do campo magnético para a área de estudo. A linha verde demarca os limites do lópili-tufo aflorante. ....	55
Figura 16: Mapa de anomalia Bouguer da área do levantamento e domínios gravimétricos delimitados pelas linhas tracejadas. A linha verde delimita o corpo aflorante.....	56
Figura 17: Esboço geológico da área de estudo (modificado de Barrios, 2015). ....	58
Figura 18: Área da anomalia magnética e resultado da inversão. ....	59
Figura 19: Cortes realizados no eixo Y, apresentando uma anomalia com susceptibilidade mais elevada. ....	60
Figura 20: Corte no eixo X, onde se observa a anomalia positiva na parte central do modelo e uma anomalia negativa na parte sul.....	61
Figura 21: Corte nos valores de susceptibilidade mais baixos, mostrando a forma da anomalia e sua posição em relação ao dipolo. ....	61
Figura 22: Modelo em duas dimensões gerado a partir dos dados gravimétricos (d – densidade). A intrusão não aflorante refere-se ao possível corpo intrusivo sugerido pela inversão dos dados magnetométricos.....	62
Figura 23: (A) rocha no afloramento; (B) detalhe da textura fragmentada do lópili-tufo; (C e D) aspectos gerais do lamprófiro, mostrando a textura fragmentada, com macrocristais de anfibólio (Anf) e clinopiroxênio (Cpx), fragmentos de rocha cognatos (fcog) e acidentais (fac), púmices (pum) em uma matriz composta por plagioclásio e anfibólio, em diversos locais alterada para clorita (Chl). (C) luz transmitida plano polarizada; (D) luz transmitida polarizada cruzada; (E) carbonato (Ca) e clorita na matriz da rocha; (F) xenocristal de piroxênio. ....	65
Figura 24: (A) Classificação dos clinopiroxênios do lópili-tufo espessartítico (triângulos) de acordo com os critérios de Morimoto et al., (1988). O círculo representa a classificação dos clinopiroxênios obtida por Lima e Nardi (1998) para os lamprófiros da Fm. Hilário. (B) Plotagem de Ca vs Ti para clinopiroxênios do lópili-tufo e de lamprófiros da Fm. Hilário (cruzes) seguindo os critérios de Sun e Bertrand (1991) apud Pandev et al. (2017) mostrando sua afinidade orogênica. ....	67

Figura 25: Classificação dos anfibólitos do lápili-tufo espessartítico (triângulos) de acordo com os critérios de Leake et al., (1997). As cruzes representam a composição alguns anfibólitos de lamprófiros da Fm. Hilário (Lima e Nardi, 1991, 1998). .....	69
Figura 26: Classificação dos feldspatos do lápili-tufo (triângulos) e de lamprófiros pertencentes à Fm. Hilário (cruzes). Os dados relativos aos feldspatos de lamprófiros da Fm. Hilário foram retirados de Lima e Nardi (1998). .....	71
Figura 27: Domínios gamaespectrométricos e contatos geológicos da área de estudo. Linha verde delimita o lápili-tufo. Linhas marrons delimitam a ocorrência de arenitos e conglomerados.....	73
Figura 28: Dipolo (A), anomalias de amplitude do sinal analítico (B), de primeira derivada vertical (C) e da derivada inclinada do campo magnético (D), e sua posição em relação ao lápili-tufo aflorante (linha contínua verde). .....	74
Figura 29: Modelo gerado a partir da inversão dos dados magnéticos para o corpo intrusivo e sua posição em relação ao lápili-tufo (vista em planta).....	75
Figura 30: Em A, modelo de sistemas kimberlíticos complexos, extraído e modificado de Mitchell (1986). Em B e C, modelo de "blow outs" em intrusões lamprofíricas, extraído e modificado de Rock (1991). .....	76
 Quadro 1: Classificação dos lamprófiros, modificado de Streckeisen (1978) e Le Maitre (2002). .....	22

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Variação da concentração média dos radioelementos em rochas da Austrália. ....	29
Tabela 2: Susceptibilidade magnética de algumas litologias. ....	32
Tabela 3: Composição química de alguns clinopiroxênios do lápili-tufo. ....	66
Tabela 4: Composição de anfibólios do lápili-tufo. ....	68
Tabela 5: Composição de alguns feldspatos do lápili-tufo, e teor dos componentes anortita, albita e ortoclásio. ....	70

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AL – Lamprófiros alcalinos  
A- Ampere  
Anf – Anfibólio  
ASA – Amplitude do Sinal Analítico  
ASLS – Associação Shoshonítica de Lavras do Sul  
BC – Bacia do Camaquã  
CAL – Lamprófiros cálcio-alcalinos (shoshoníticos)  
cm – Centímetros  
CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais  
cps – Contagens por segundo  
Cpx – Clinopiroxênio  
CT – Contagem Total  
eTh – Equivalente de tório  
eU - Equivalente de urânio  
fcog – Fragmentos cognatos  
fac – Fragmentos acidentais  
Feld – Feldspato  
Foid – Feldspatóide  
gu – Unidades gravimétricas  
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística  
IGEO – Instituto de Geociências  
IGRF – *International Geomagnetic Reference Field*  
IRI - Iterative Reweighting Inversion  
IUGS – *International Union of Geological Sciences*  
KIL – Kimberlitos  
kV – kilovolts  
LL – Lamproítos  
m – Metros  
M' – Índice de cor  
MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura

mGal – Miligals

nT – Nanoteslas

OMG – *Oasis Montaj Geosoft*

Or – Feldspato alcalino

Pl - Plagioclásio

ppm – Partes por milhão

RN – Referência de Nível

RTP - Redução ao polo

SHRIMP – *Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*

TDR – Derivada Inclinada

UC – Continuação para Cima

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UML – Lamprófiros ultramáficos

WDS – *Wavelength Dispersive Spectroscopy*

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>14</b>
1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESE.....	14
1.2 OBJETIVOS E METAS.....	18
1.3 JUSTIFICATIVA .....	18
<b>2 ESTADO DA ARTE.....</b>	<b>20</b>
2.1 LAMPRÓFIROS: CLASSIFICAÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA .....	20
2.2 OS LAMPRÓFIROS ESPESSARTÍDICOS NO CONTEXTO DA FORMAÇÃO HILÁRIO .....	22
<b>3 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>27</b>
3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	27
3.1.1 Geofísica .....	27
3.1.1.1 Gamaespectrometria .....	28
3.1.1.2 Magnetometria .....	30
3.1.1.3 Gravimetria .....	32
3.1.2 Microsonda Eletrônica de Varredura .....	34
3.2 ATIVIDADE DE CAMPO: AQUISIÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS TERRESTRES.....	34
3.3 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO .....	37
3.3.1 Processamento dos dados geofísicos.....	38
3.3.1.1 Gamaespectrometria .....	38
3.3.1.2 Magnetometria .....	39
3.3.1.2.1 Modelamento dos dados magnéticos.....	41
3.3.1.3 Gravimetria .....	42
3.3.1.3.1 Modelamento dos dados gravimétricos .....	44
3.3.2 Microsonda Eletrônica.....	44
3.4 REDAÇÃO E EDIÇÃO DA MONOGRAFIA.....	45
<b>4 RESULTADOS .....</b>	<b>46</b>

4.1 GEOFÍSICA.....	46
4.1.1 Gamaespectrometria .....	47
4.1.2 Magnetometria .....	51
4.1.3 Gravimetria.....	56
4.1.4 Modelagem dos dados magnetométricos .....	59
4.1.5 Modelagem dos dados gravimétricos .....	62
4.2 QUÍMICA MINERAL.....	63
4.2.1 Petrografia do lápili-tufo .....	63
4.2.2 Clinopiroxênio .....	66
4.2.3 Anfibólio .....	68
4.2.4 Feldspato .....	70
<b>5 DISCUSSÕES .....</b>	<b>72</b>
5.1 GEOFÍSICA.....	72
5.2 QUÍMICA MINERAL.....	78
<b>6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>79</b>
<b>7 REFERÊNCIAS .....</b>	<b>81</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Nesse capítulo é apresentado o problema sobre o qual o projeto se desenvolveu, os motivos para a realização do projeto e os objetivos buscados.

### 1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESE

A Formação Hilário do Grupo Bom Jardim, Bacia do Camaquã (BC), é composta por rochas vulcânicas e hipabissais de afinidade shoshonítica com grande variedade composicional, incluindo depósitos piroclásticos diversos, traquibasaltos, traquiandesitos e lamprófiros. Esta sucessão vulcânica é geneticamente relacionada a rochas monzoníticas, quartzo-monzoníticas, graníticas e leucodioríticas plutônicas, que foram agrupadas por Nardi e Lima (1998) na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (LIMA, SOMMER E NARDI, 2007).

Na região do Cerro Tupanci, localizado cerca de 17 km a norte de Vila Nova do Sul (Figura 1), está preservada parte desta associação shoshonítica, bem como de outros depósitos vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã (MENEGOTTO; MEDEIROS, 1976; LEITZKE, 2011, 2013; BUCKOWSKI, 2011; BARRIOS, 2015). O embasamento destas unidades é caracterizado por granitoides e gnaisses relacionados ao Complexo Cambaí. Os depósitos da Bacia do Camaquã são representados principalmente por andesitos da Formação Hilário e rochas hipabissais relacionadas (diques de andesitos e lamprófiros) e sequências sedimentares vulcanogênicas, associadas ao Grupo Bom Jardim (Figura 2). Rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas riolíticas vinculadas à Formação Acampamento Velho também são abundantes (LEITZKE, 2011, 2013; BUCKOWSKI, 2011; BARRIOS, 2015). Todas essas rochas são circundadas por rochas sedimentares de cobertura, relacionadas à Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná (MENEGOTTO; MEDEIROS, 1976; LEITZKE, 2011, 2013; BUCKOWSKI, 2011; BARRIOS, 2015).

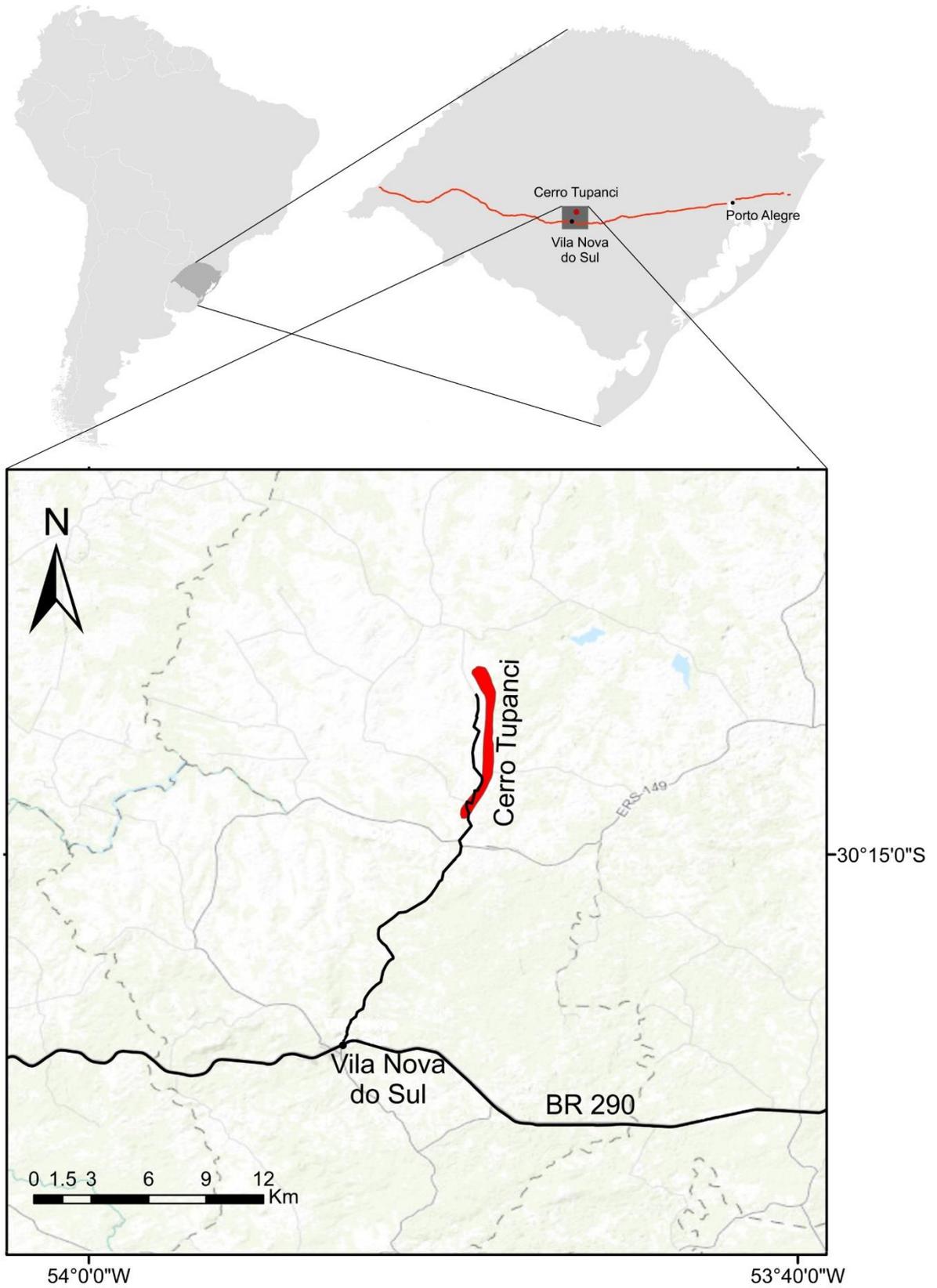


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo, com o Cerro Tupanci em detalhe em vermelho (Fonte mapabase ArcGIS®).

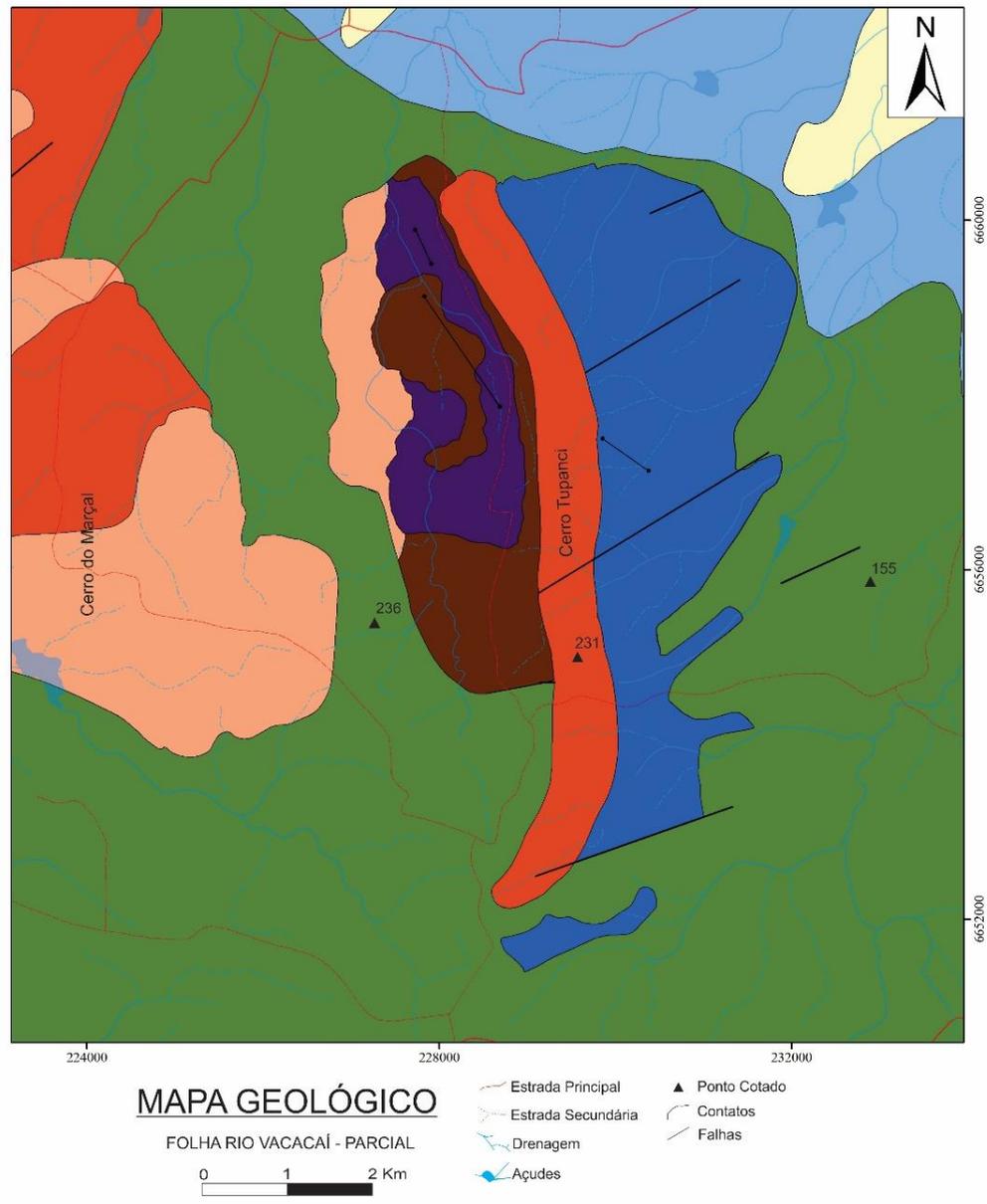
Os diques de lamprófiros têm sido caracterizados por alguns autores (MENEGOTTO; MEDEIROS, 1976; ROISEMBERG et al., 1983) e, recentemente, Buckowski (2011) definiu a ocorrência de um corpo intrusivo principal, que classificou como uma brecha-tufisítica espessartítica, composta por fragmentos de andesitos, lamprófiros e xenólitos máfico/ultramáficos, com espessura média de cerca de 40 metros, alongado na direção N-NE, intrusivo nas rochas da Formação Hilário. Priorizando classificações descritivas, optou-se por utilizar nesse trabalho a denominação de lópili-tufo espessartítico. Buckowski (2011) destacou a presença de ouro e platina observados por microscopia eletrônica de varredura (MEV) na matriz da rocha.

Nessa mesma região há outro dique com estrutura maciça e intrusivo nos granitoides. Segundo a autora, ambas as rochas apresentam características geoquímicas vinculadas às séries cálcio-alcálicas alto K, um pouco distintas das de lamprófiros pertencentes à Formação Hilário, caracterizados como pertencentes a séries shoshoníticas (NARDI; LIMA, 1985; LIMA; NARDI, 1991; LIMA; NARDI; SOMMER, 2007; BUCKOWSKI, 2011).

Buckowski (2011) sugere que esses lamprófiros estariam vinculados geneticamente aos terrenos vulcânicos neoproterozóicos do Rio Grande do Sul, permanecendo a dúvida a respeito da unidade a que pertencem essas rochas, mesmo que classicamente vinculadas à Formação Hilário.

Quanto à forma do corpo principal, Buckowski (2011) e Barrios (2015) interpretaram como sendo um dique. No entanto, os autores discordam quanto à direção, tendo sido interpretada como N-NE e N-NW respectivamente. Além disso, esse corpo é formado por uma rocha de textura fragmentada indicativa de atividade explosiva, comum em corpos intrusivos com morfologias diferentes, como pipes e diatremas. Desta maneira, também se faz necessária a caracterização mais precisa do tipo e orientação do corpo, através de técnicas geofísicas, como a gravimetria e magnetometria, ainda não utilizadas nas pesquisas realizadas na área. Além disso, dados gamaespectrométricos auxiliam na caracterização composicional dos corpos. Estas técnicas geofísicas são importantes para o mapeamento geológico e orientação dos corpos intrusivos da área, tanto em superfície, quanto em subsuperfície (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

Assim, as questões da existência de uma vinculação genética entre o lópili-tufo e as rochas da Formação Hilário e o tipo de corpo do lópili-tufo foram abordadas nesse trabalho. A hipótese é que existe vínculo genético entre essas rochas, e que esse corpo possa ser um dique autoclastico, ou hidroclastico, relacionado a vulcanismo efusivo ou a vulcanismo explosivo.



Cobertura Cenozóica - Quaternário

- Depósitos Aluvionares Atuais - Areias e argilas de aluviões

Bacia do Paraná - Permiano

- Fm. Palermo - Siltitos cinza a amarelo-esverdeados com arenitos na base e no topo
- Fm. Rio Bonito - Arenitos ferruginosos e siltitos

Bacia do Camaquã - Ordoviciano-Cambriano

- Fm. Acampamento Velho - Depósitos piroclásticos - Ignimbritos ricos em litoclastos e reomórficos
- Fm. Acampamento Velho - Depósitos efusivos - Riolitos porfiríticos
- Fm. Hilário - Depósitos vulcanoclásticos - Conglomerados e arenitos vulcanogênicos
- Fm. Hilário - Depósitos efusivos - Andesitos porfiríticos com diques de lamprófiro (•—•)

Embasamento - Pré-Cambriano

- Complexo Cambaí - Granitóides, Gnaisses e Migmatitos

Figura 2: Mapa geológico da região do Cerro Tupanci (retirado de Barrios, 2015)

## 1.2 OBJETIVOS E METAS

O presente trabalho teve como objetivos principais determinar o tipo de corpo intrusivo do lápili-tufo espessartítico da região do Cerro Tupanci e buscar informações que auxiliem a definir se esse corpo está relacionado ao vulcanismo vinculado a Formação Hilário.

As metas são: (1) gerar mapas gamaespectrométricos, magnetométricos e gravimétricos da área do lápili-tufo e arredores; (2) delimitar o corpo em superfície; (3) gerar um modelo do corpo em subsuperfície (4) determinar a composição química das principais fases constituintes do lamprófiro; (5) comparar a composição dos minerais com dados de lamprófiros pertencentes a Formação Hilário já existentes na literatura.

## 1.3 JUSTIFICATIVA

A presença de lamprófiros cálcio-alcálicos ou shoshoníticos em determinados terrenos geológicos apresenta implicações relativas a estágios evolutivos pelos quais esses terrenos passaram. Sua ocorrência é reportada por Rock (1991) em orógenos do tipo Andino, arcos de ilha e falhas transformantes em margens passivas, onde podem se encontrar sozinhos, associados a suítes cálcio-alcálicas ou associados a suítes shoshoníticas. Também ocorrem em *greenstone belts* e faixas móveis, sozinhos ou associados a suítes cálcio-alcálicas.

Lamprófiros cálcio-alcálicos apresentam uma estreita relação espaço-temporal com depósitos de ouro mesotermal (ROCK, 1991), atualmente chamados de depósitos de ouro orogênico. Essa relação possui suporte quantitativo e estatístico (HODGSON; TROOP, 1988) e frequentemente lamprófiros são a única rocha ígnea emplaçada ao mesmo tempo da mineralização (ROCK, 1991). Ainda segundo esse autor, essa relação faz com que alguns lamprófiros sejam indicativos da presença de ouro. Segundo Wyman e Kerrich (1994, p. 167) “depósitos de ouro mesotermal e lamprófiros shoshoníticos são associados no tempo e espaço, sendo ambos colocados em estruturas translitosféricas representando limites entre terrenos tectonoestratigráficos distintos. O ambiente geodinâmico de acreção transpressiva parece particularmente favorável para a geração de lamprófiros shoshoníticos e depósitos de ouro mesotermal”.

Sendo assim, o posicionamento desse corpo lamprofírico dentro da unidade a que pertence contribui para o entendimento dos eventos magmáticos que ocorreram no Escudo Sul-Rio-Grandense e apresenta implicações a respeito de estágios tectônicos pelos quais a região passou. Igualmente, pode apresentar implicações econômicas, uma vez que foi reportada a presença de ouro e platina na matriz da rocha, e a região de estudo se encontra poucos quilômetros ao norte do Cerrito do Ouro, região onde foram registradas sete ocorrências auríferas (SOARES, 2001). Além disso, essa é considerada a primeira ocorrência registrada de lamprófiro com feições vulcanoclásticas no Rio Grande do Sul (BUCKOWSKI, 2011) e a compreensão de sua forma fornece importantes informações sobre a gênese desse tipo de magmatismo, bem como sobre os mecanismos de erupção.

## 2 ESTADO DA ARTE

Nesse capítulo é abordada a evolução e situação atual do conhecimento relevante para o desenvolvimento do projeto. Foi dividido em duas partes: (i) classificação e nomenclatura adotadas e modo de ocorrência dos lamprófiros; (ii) associação de lamprófiros espessartíticos com o magmatismo da Formação Hilário da Bacia do Camaquã.

### 2.1 LAMPRÓFIROS: CLASSIFICAÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA

O termo “lamprófiro” foi criado pelo geólogo alemão Karl Wilhelm von Gümbel em trabalho publicado em 1874, significando “pórfiro brilhante”, para um grupo de rochas com fenocristais de biotita (ROCK, 1991). Três anos depois Rosenbush (1877) utilizou o termo lamprófiro de forma mais abrangente, englobando rochas hipabissais com fenocristais de minerais ferromagnesianos. Passou-se a enquadrar nesse grupo qualquer rocha com fenocristais que apresentavam dificuldade para ser classificadas.

Somente no final dos anos 70 a Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (*International Union of Geological Sciences*) propôs uma classificação, reconhecendo três grupos principais: cálcio-alcálicos, alcálicos e melilitíticos (STRECKEISEN, 1979). Middlemost (1986) e Rock (1986, 1991) ampliaram a definição, incluindo lamprófiros, kimberlitos e rochas com fenocristais de feldspatos e leucita nesse grupo. Le Maitre (1989) propõe a subdivisão das rochas lamprófiricas em lamprófiros cálcio-alcálicos (shoshoníticas) – CAL, lamprófiros alcálicos – AL, lamprófiros ultrabásicos – UML, kimberlitos – KIL e lamproítos – LL.

Segundo Rock (1991, p. 17), baseado nos trabalhos de Mitchell (1986, 1989) e Clement et al. (1984):

lamprófiros são um clã de rochas alcálicas ricas em H<sub>2</sub>O e/ou CO<sub>2</sub>, variando de sódicas a potássicas e ultrabásicas a intermediárias. Comumente, elas exibem uma textura inequigranular distintiva resultante da presença de macrocristais (e em alguns casos megacristais) em uma matriz de granulometria fina. A assembleia de megacristais/macrocrístais consiste de cristais arredondados a euédricos de ilmenita magnésiana, piropo titanífero pobre em Cr, olivina forsterítica, clinopiroxênio pobre em Cr, flogopita, enstatita, cromita pobre em Ti, anfibólio kaersutítico e feldspato alcálico. Os minerais da matriz podem incluir: olivina primária euédrica de segunda

geração, clinopiroxênios e anfibólios cálcicos, sódico-cálcicos ou sódicos; flogopita-biotita (comumente rica em Ti e/ou Ba); feldspatos; feldspatoides; melilita; ilmenita com Mg-Mn; perovskita, espinélio, monticelita, apatita, e clorita/serpentina e carbonatos de Ca-Mg-Fe primários de estágio tardio. Anfibólio e/ou flogopita-biotita são fases primárias essenciais. Estruturas globulares félsicas, irregulares a esféricas, preenchidas com combinações de carbonatos, clorita, feldspatos, feldspatoides e zeolitas são generalizadas. A substituição de minerais formados inicialmente por clorita-serpentina, carbonatos, epidoto e zeolitas deutéricas é comum.

Woolley et al. (1996) com o apoio da Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS propôs uma classificação individual para cada grupo: lamprófiros, lamproítos, kimberlitos, rochas kalsilíticas, melilitíticas e leucíticas. A Subcomissão não mais endossou o uso do termo rochas lamproífricas como usado por Le Maitre (1989) e Rock (1991).

De acordo com Le Maitre (2002, p. 19) e visando uma uniformização das classificações, os lamprófiros são um grupo de rochas ígneas dificilmente distinto de outras quimicamente, mas que exhibe comumente as seguintes características:

- (1) Ocorrem como diques e não são simples variações texturais de rochas plutônicas ou vulcânicas comuns.
- (2) São porfíricas, mesocráticas a melanocráticas ( $M' = 35-90$ ) mas raramente holomelanocráticas ( $M' > 90$ ).
- (3) Feldspatos e/ou feldspatoides, quando presentes, são restritos à matriz.
- (4) Eles usualmente contêm biotita essencial (ou Fe-flogopita) e/ou anfibólio e, às vezes, clinopiroxênio.
- (5) Alteração hidrotermal da olivina, piroxênio, biotita e plagioclásio, quando presente, é comum.
- (6) Calcita, zeolitas e outros minerais hidrotermais podem aparecer como fases primárias.
- (7) Eles tendem a ter conteúdos de  $K_2O$  e/ou  $Na_2O$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S,  $P_2O_5$  e Ba que são relativamente altos comparados com outras rochas de composição similar.

A Subcomissão de Rochas Ígneas da IUGS considera lamprófiros como rochas que teriam uma classificação independente dos lamproítos e kimberlitos (LE MAITRE et al., 2002) e sugerem uma classificação simplificada, baseada na abundância de alguns minerais, como mostra o Quadro 1.

Constituintes de cor clara (matriz)		Minerais predominantemente máficos (fenocristais e matriz)		
feldspato	Foid	biotita>hornblenda, ±augita diopsídica, (±olivina)	hornblenda, augita diopsídica, ±olivina	anfíbólio marrom, Ti-augita olivina, biotita
or>pl	-	Mínete	vogesito	-
pl > or	-	kersantito	espessartito	-
or > pl	feld > foid	-	-	sanaíto
pl > or	feld > foid	-	-	camptonito
-	vidro ou foid	-	-	monchiquito

Quadro 1: Classificação dos lamprófiros, modificado de Streckeisen (1978) e Le Maitre (2002).

Or = feldspato alcalino; pl = plagioclásio; feld = feldspato; foid = feldspatoide.

Nota: Alnoito e polzenito não estão mais na classificação de lamprófiros e rochas desse tipo devem agora ser nomeadas de acordo com a classificação para rochas com melilita.

Lamprófiros normalmente formam diques subvulcânicos, soleiras, *plugs*, *stocks* e chaminés, aos quais podem estar associadas brechas intrusivas e de explosão. Intrusões individuais de grandes dimensões não foram descritas, mas aglomerados de *pipes* ou enxames de diques podem ter centenas a milhares de corpos. É incomum ocorrer como lavas, tufos ou rochas piroclásticas (ROCK, 1991).

Os diques e soleiras apresentam tipicamente espessuras de 0,1 a 5 metros, enquanto *pipes* e diatremas apresentam espessuras maiores, de dezenas até centenas de metros. Lamprófiros cálcio-alcalinos ocorrem comumente na forma de diques e soleiras e lamprófiros ultramáficos na forma de *pipes* e diatremas.

## 2.2 OS LAMPRÓFIROS ESPESSARTÍTICOS NO CONTEXTO DA FORMAÇÃO HILÁRIO

Parte das rochas que atualmente pertencem à Formação Hilário foram originalmente descritas por Robertson (1966) na região de Lavras do Sul, como uma sequência espessa de andesitos extrusivos sobreposta à Formação Maricá, separada por uma discordância angular. Segundo este autor a unidade seria composta, predominantemente, por brechas de fluxo e tufos, tufos de cristal, conglomerados vulcânicos, fluxos de lama, grauvacas e diques e massas de rochas máficas intrusivas, aos quais ele chamou de Andesito Hilário. Foi introduzido no Grupo

Bom Jardim (RIBEIRO et al., 1966) e, posteriormente, elevada à categoria de Formação (RIBEIRO; FANTINEL, 1978).

Nardi (1984) caracterizou as rochas da zona central do Complexo Granítico Lavras, e verificou que essas possuem afinidade shoshonítica. Lima (1985), em trabalho realizado na região de Volta Grande, comprovou condições subaéreas e afinidade shoshonítica para o magmatismo da Formação Hilário. Assim, Nardi e Lima (1985) propuseram a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), incluindo os granitoides da zona central do Complexo Granítico Lavras e rochas efusivas e piroclásticas pertencentes à Formação Hilário.

A Formação Hilário está presente na região de Lavras do Sul, Caçapava do Sul, São Sepé e Dom Pedrito, além do Cerro Tupanci (Figura 3). É constituída por rochas efusivas e hipabissais de afinidade shoshonítica, variando desde termos básicos até ácidos, sendo que os primeiros ocorrem principalmente na base da unidade e os termos de composição intermediária são amplamente dominantes na sequência (LIMA et al., 2007). É composta por traquibasaltos e traquiandesitos em seus termos efusivos, os quais são temporalmente e espacialmente associados a rochas hipabissais (monzonitos, quartzo-monzonitos e lamprófiros).

Os lamprófiros ocorrem como diques subverticais geralmente com 1 a 5 metros de espessura e um domo de lava, com textura panidiomórfica caracterizada por fenocristais de anfibólio e piroxênio em uma matriz feldspática (SOMMER et al., 2006). Segundo Lima et al. (2007), esses lamprófiros relacionam-se aos estágios finais do magmatismo, cortando toda a sequência vulcânica. Datações U-Pb e Ar-Ar em andesitos indicaram idades de 585 a 590 Ma (JANIKIAN et al., 2008), U-Pb em SHRIMP de zircões retirados de andesitos resultaram em  $580 \pm 3,6$  Ma (JANIKIAN et al., 2012) e datações em lamprófiros espessartíticos por U-Pb resultaram em idades de  $591,8 \pm 3,0$  Ma (ALMEIDA; CHEMALE JR; MACHADO, 2012).

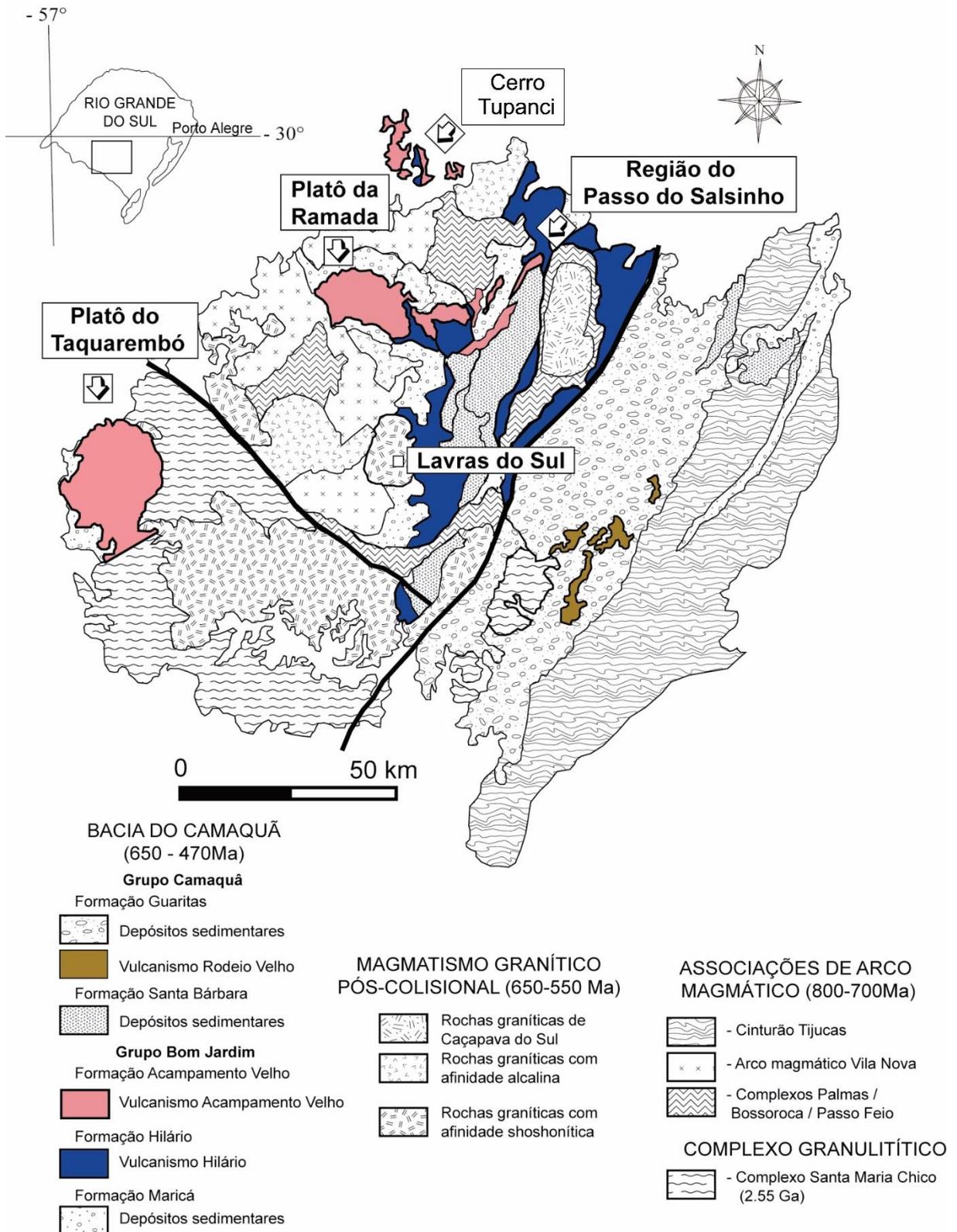


Figura 3: Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição do vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense (modificado de Paim et al., 2000; Wildner et al., 2002; Lima, Sommer e Nardi, 2007).

Nardi e Lima (1991) caracterizaram as ocorrências de lamprófiros como diques tardios e um domo com lavas associadas, com textura panidiomórfica e fenocristais de anfibólio hastingsítico e pargasítico, podendo ter augita associada, em uma matriz constituída predominantemente por plagioclásio e, subordinadamente, sanidina, apatita, óxidos de ferro, carbonato e biotita (Figura 4). A partir de dados geoquímicos os autores identificaram uma afinidade shoshonítica para essas rochas e forte similaridade com as demais rochas da ASLS.

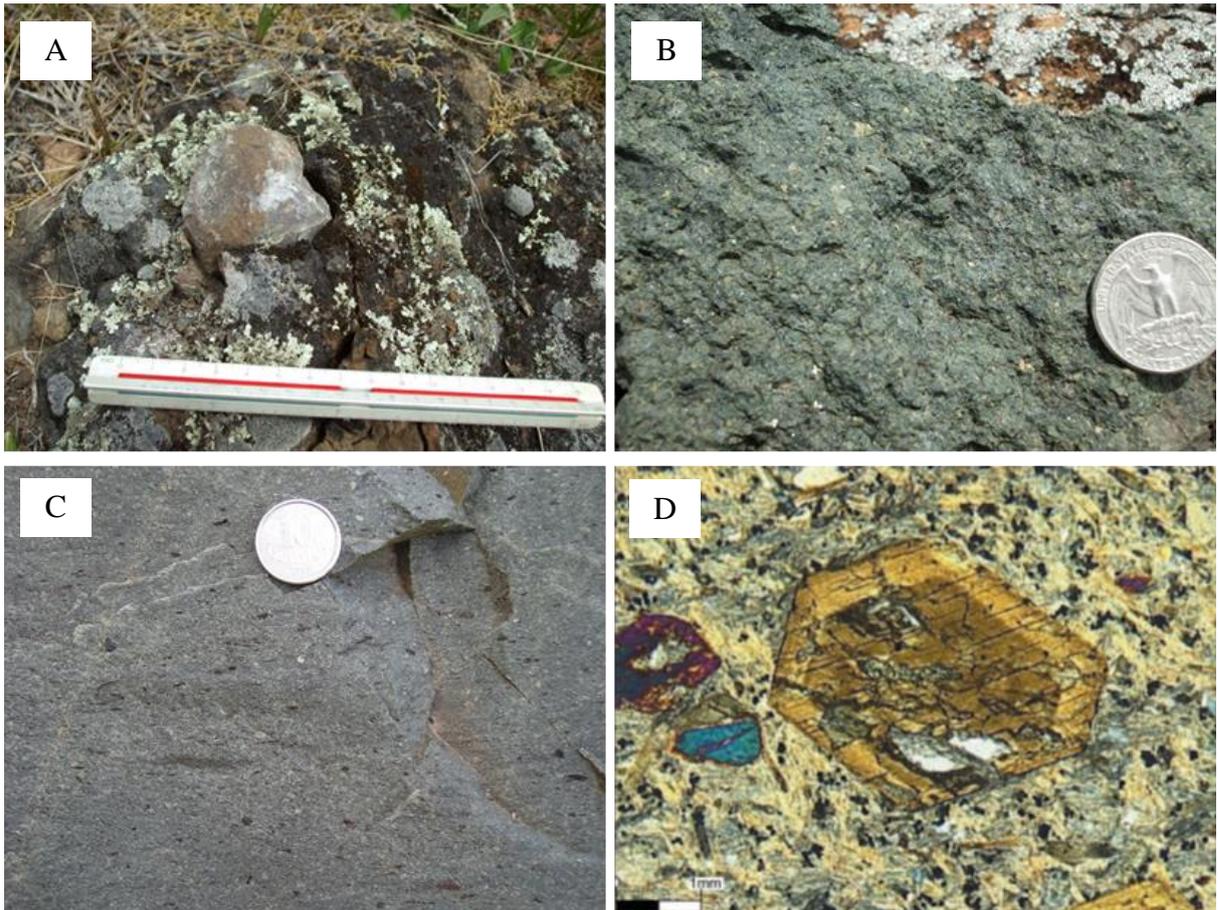


Figura 4: (A) aspecto dos lamprófiros em campo; (B) aspecto do lúpili-tufo; (C) lamprófiro maciço; (D) textura panidiomórfica e coronítica. Retirado e modificado de Lima, Nardi e Sommer, (2007) e Buckowski, (2011).

Em trabalho posterior, Nardi e Lima (1998) definem o anfibólio dos lamprófiros como sendo tipicamente magnesiohastingsita, o piroxênio augita a diopsídio, e o plagioclásio inicial possivelmente sendo andesina, interpretando os tipos mais albíticos como resultantes de alterações hidrotermais, e interpretam essas rochas como originárias de líquidos básicos shoshoníticos contaminados por assimilação crustal. Lima, Nardi e Sommer (2007) dizem que os lamprófiros tipicamente exibem uma textura panidiomórfica, envoltos por uma matriz composta por micrólitos e microfenocristais de plagioclásio, raramente com feldspato potássico

e os classifica como espessartitos de afinidade shoshonítica. Dados de química mineral indicaram um predomínio de albita, seguido de oligoclásio e andesina para os feldspatos, magnésio-hastingsita seguida de hastingsita magnésiana para os anfibólios e augita com elevado conteúdo de wolastonita para os piroxênios. Os autores propõem uma possível origem mantélica para os lamprófiros semelhante à dos shoshonitos da ASLS, mas com fontes mais enriquecidas em anfibólios.

### **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

A fim de atingir os objetivos do presente projeto que são definir a forma do corpo intrusivo subvulcânico constituído pelo lápili-tufo espessartítico e melhorar a correlação entre o mesmo e outros lamprófiros que ocorrem na região, foram utilizados os seguintes métodos: revisão bibliográfica, atividades de campo (aquisição de dados geofísicos terrestres), atividades de laboratório (microsonda eletrônica de varredura, processamento dos dados geofísicos e geoquímicos), redação e edição da monografia.

#### **3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

A revisão bibliográfica enfocou vários temas relacionados ao desenvolvimento do projeto científico: contexto geológico regional, geologia da área, contextualização teórica sobre lamprófiros, contextualização teórica sobre os métodos geofísicos e geoquímicos. Nesta etapa também foram adquiridos e compilados dados, como mapas geológicos, imagens de satélite, dados geofísicos, dados geoquímicos, entre outros. As fontes de consulta e aquisição foram livros e periódicos que tratam dos diversos temas, monografias de TCC, dissertações de mestrado e teses de doutorado, além de sites de cunho geológico como da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM). A seguir serão detalhados os métodos de geofísica e geoquímica, básicos para o desenvolvimento do projeto.

##### **3.1.1 Geofísica**

Foram utilizados três métodos geofísicos na área de estudo: gamaespectrometria, magnetometria e gravimetria, os quais são descritos a seguir.

### 3.1.1.1 Gamaespectrometria

O método gamaespectrométrico é baseado na radioatividade natural das rochas e solos, causada pelo decaimento radioativo de determinados elementos. Existem mais de 50 isótopos radioativos na natureza. No entanto, em sua maioria, esses isótopos são raros ou fracamente radioativos (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009), de modo que os que apresentam concentração significativa nas rochas e solos e são passíveis de medição são o potássio ( $^{40}\text{K}$ ), o urânio ( $^{238}\text{U}$ ) e o tório ( $^{232}\text{Th}$ ). A energia das emissões gama é diferente para cada radioisótopo, de modo que é possível discriminá-los, permitindo estimar a concentração individual de cada um dos elementos acima mencionados. Os raios gama não atravessam grandes espessuras de solo e rocha, portanto as medidas de gamaespectrometria fornecem uma ideia da concentração de K, U e Th em uma fina camada da superfície terrestre, com alcance médio de 30 a 40 cm de profundidade (MINTY, 1988), a qual pode ser usada para discriminar entre diferentes litologias. Fatores como cobertura de solo e presença de água podem diminuir as medições para quase zero.

Devido às diferenças na carga e raio, K, U e Th comportam-se de forma diferente durante os diversos processos que levam à formação das rochas. Além disso, ocorrem em quantidades diferentes na Terra e estão distribuídos de forma diferente na crosta e manto, resultando que sua concentração é variável nas diferentes litologias (RIBEIRO; MANTOVANI; LOURO, 2014).

O potássio apresenta uma concentração média de 2,80 % na crosta superior (RUDNICK; GAO, 2003). Ocorre principalmente nos feldspatos potássicos, nas micas (flogopita, biotita e muscovita), nas ilitas, e, muito subordinadamente, nos plagioclásios, especialmente nos mais sódicos, onde os teores raramente ultrapassam 0,5 % de  $\text{K}_2\text{O}$  (ULBRICH et al., 2009). Dessa forma, apresenta teores mais elevados em rochas ígneas félsicas, rochas metamórficas feldspáticas, quartzo-feldspáticas e micáceas e em rochas sedimentares com feldspatos e/ou ilitas, como arcóseos e determinados tipos de folhelhos. Apresenta teores moderados a baixos em rochas ígneas básicas a intermediárias, nos demais sedimentos e nas rochas metamórficas correspondentes; apresenta teores muito baixos em rocha ultramáficas e metamórficas correspondentes (ULBRICH et al., 2009).

Devido ao grande raio iônico e baixa carga, o potássio apresenta elevada mobilidade em ambiente intempérico e hidrotermal, sendo facilmente colocado em solução, podendo ser absorvido por argilominerais como ilitas e esmectitas.

Tório e urânio apresentam, na crosta superior, concentrações médias de 2,7 ppm e 10,5 ppm, respectivamente (RUDNICK; GAO, 2003). São encontrados, principalmente, em minerais acessórios como monazita, epidoto, xenotima e zircão, seja substituindo cátions ou como constituinte principal e podem ocorrer como vestígio em outros minerais formadores de rochas (DICKSON; SCOTT, 1997). Ainda segundo esses autores, há uma tendência de aumento de urânio e tório nas rochas ígneas com o aumento do teor de sílica, sendo que o tório possui um aumento mais acentuado que o urânio. A Tabela 1 mostra a concentração desses elementos em alguns tipos litológicos.

Tabela 1: Variação da concentração média dos radioelementos em rochas da Austrália.

Tipo de Rocha	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
<b>INTRUSIVAS</b>			
granitóides	0,3-4,5	0,4-7,8	2,3-45
rochas gnáissicas	2,4-3,8	2,1-3,6	18-55
pegmatito	2,6-5,5	0,3-1	0,3-9,6
aplitos	0,6-4	1,0-8,0	3,0-20
quartzo-feldspatos porfiríticos	1,0-5,0	1,3-2,9	6,0-14,0
intrusivas intermediárias	0,7-5,6	0,1-1,2	0,8-6,1
intrusivas máficas	0,1-0,8	0,0-1,1	0,0-3,1
<b>EXTRUSIVAS</b>			
vulcânicas félsicas	2,0-4,4	1,4-13	13-28
vulcânicas intermediárias	1,8-4,1	0,9-5,6	1,5-15
andesitos com baixo-K	0,7-0,9	1,0-2,5	3,0-8,0
vulcânicas máficas	0,3-1,3	0,3-1,3	2,0-5,0
vulcânicas ultramáficas	0,2-0,9	0,3-0,9	0,0-4,0
<b>SEDIMENTARES</b>			
folhelhos arqueanos	0,4-1,6	0,3-1,3	1,0-5,0
outros tipos de folhelhos	0,1-4,0	1,6-3,8	10-55,0
arenitos	0,0-5,5	0,7-5,1	4,0-22,0
carbonatos	0,0-0,5	0,4-2,9	0,0-2,9

Fonte: modificado de Ribeiro, Mantovani e Louro, (2014) e Dickson e Scott (1997)

No intemperismo, ao serem retirados de sua rocha fonte, urânio e tório são absorvidos em argilas ou precipitam junto com óxidos de ferro. No entanto, o urânio pode formar minerais solúveis sob determinadas condições intempéricas, de modo que a concentração desse diminui enquanto a de tório tende a permanecer constante. O urânio pode acompanhar o potássio em ambiente hidrotermal, ao contrário do tório, que possui a menor mobilidade dentre os três elementos.

### 3.1.1.2 Magnetometria

A magnetometria é um método que busca realizar inferências da geologia em subsuperfície a partir de anomalias no campo magnético causadas pelas rochas e pode ser utilizada em diferentes escalas. Tem sido muito aplicada no mapeamento de corpos ígneos, pois esses geralmente tem susceptibilidades maiores que as encaixantes, sendo historicamente utilizado na detecção de carbonatitos, kimberlitos e pórfiros (NABIGHIAN et al., 2005).

O método é aplicado realizando-se medições do campo magnético na superfície. Essas são medidas do campo magnético total no ponto, o que significa o campo magnético terrestre, os campos magnéticos gerados pelas litologias em subsuperfície que estão próximas o bastante, o campo gerado pela interação dos ventos solares com partículas na ionosfera e o campo gerado por outros corpos metálicos que não são de interesse, como carros, rede elétrica, trilhos de trem, de modo que as medidas devem ser obtidas o mais afastado possível desses. Essas medidas são então tratadas para eliminar fatores não geológicos que interferem nelas. Por fim, o que resta são medidas apenas do campo magnético terrestre e do magnetismo gerado pelas rochas, a partir das quais pode-se gerar mapas representando o campo magnético na área, sobre os quais são realizadas interpretações.

O campo magnético terrestre principal aproxima-se de um dipolo magnético deslocado aproximadamente  $11^\circ$  em relação ao eixo de rotação da Terra. É um campo vetorial, de modo que em um ponto qualquer na superfície terrestre pode ser representado vetor  $B$ , que possui uma componente vertical  $Z$  e uma componente horizontal total  $H$ . O ângulo entre  $B$  e  $H$  é a inclinação do campo, e o ângulo entre  $H$  e o norte geográfico é chamado declinação magnética (Figura 5).

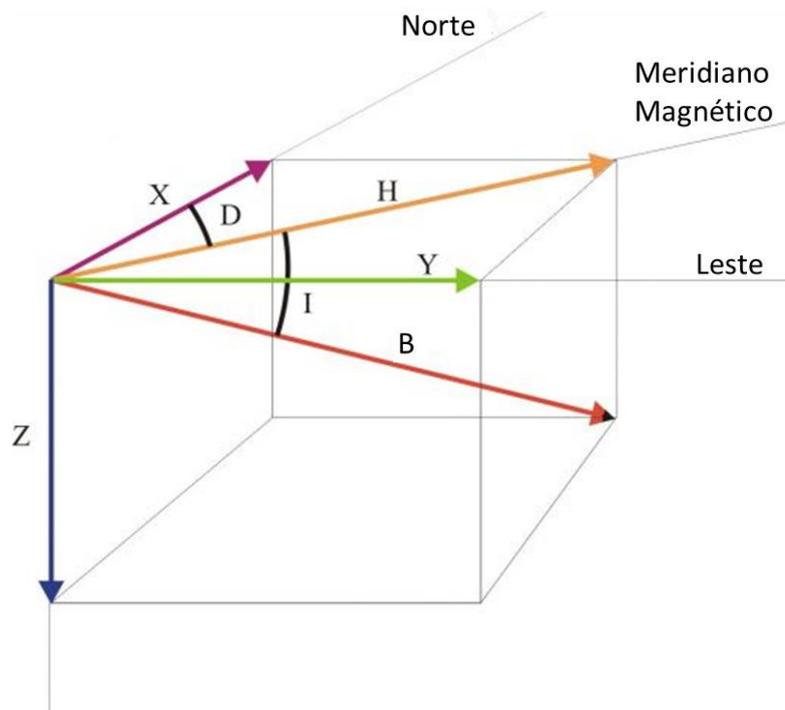


Figura 5: Modelo esquemático mostrando os componentes principais do campo magnético. Extraído e modificado de Blakely, 1996.

Em intensidade, o campo magnético terrestre varia de 20000 nT a 70000 nT do equador para os polos. A esse campo se soma o campo magnético crustal, que é gerado na camada mais externa da Terra, de cerca de 30 a 60 quilômetros de profundidade dependendo do ambiente geotectônico. Contribuem para o campo crustal a magnetização remanescente das rochas e a magnetização induzida nessas pelo campo magnético principal.

Anomalias no campo magnético são mais nítidas onde o magnetismo inerente (susceptibilidade magnética) das rochas próximas à superfície apresenta maior contraste entre uma litologia e outra. Devido à susceptibilidade magnética dos minerais formadores de rocha mais comuns ser muito baixa, as propriedades magnéticas das rochas se devem à pequena proporção de minerais magnéticos que contém, os quais se restringem a uma série de solução sólida que vai da magnetita ao ulvoespínélio, a pirrotita e a hematita (essa, apenas quando um antiferromagnetismo parasita se desenvolve). Dentre os minerais mencionados, a magnetita é o mais comum nas rochas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

A quantidade de magnetita é muito variável nas rochas, de modo que valores de susceptibilidade se sobrepõe entre os diferentes tipos litológicos, como mostra a Tabela 2.

Tabela 2: Susceptibilidade magnética de algumas litologias.

<b>Rochas ígneas</b>	<b>Susceptibilidade magnética X 10<sup>3</sup> (SI)</b>
Granitos	0 a 50 x 10 <sup>3</sup>
Riolito	0,2 a 35 x 10 <sup>3</sup>
Pórfiro	0,3 a 200 x 10 <sup>3</sup>
Basaltos	0,2 a 175 x 10 <sup>3</sup>
Peridotitos	90 a 200 x 10 <sup>3</sup>
<b>Rochas metamórficas</b>	
Xisto	0,3 a 3 x 10 <sup>3</sup>
Gnaisse	0,1 a 25 x 10 <sup>3</sup>
Quartzito	0 a 4 x 10 <sup>3</sup>
Ardósia	0 a 35 x 10 <sup>3</sup>
<b>Rochas sedimentares</b>	
Dolomita	0 a 0,9 x 10 <sup>3</sup>
Calcário	0 a 3 x 10 <sup>3</sup>
Arenito	0 a 20 x 10 <sup>3</sup>
Folhelho	0,01 a 15 x 10 <sup>3</sup>

Extraído de Roos (2017), modificado de Robinson (1988).

### 3.1.1.3 Gravimetria

O método gravimétrico faz uso da atração gravitacional dos corpos rochosos para fazer estimativas da litologia em subsuperfície. Para isso, são obtidas medidas da gravidade na superfície, as quais são tratadas de modo a gerar um dado passível de interpretação do ponto de vista geológico. Esse método possui diversas aplicações, entre elas o estudo de bacias sedimentares, na exploração de petróleo, mapeamento geológico, geotecnia e geodésia.

A força exercida pelo efeito gravitacional entre corpos é definida pela Segunda Lei de Newton, que diz que a intensidade dessa força ( $\vec{F}$ ) é diretamente proporcional ao produto das

massas ( $m_1$   $m_2$ ) e inversamente proporcional ao quadrado da distância que separa os seus centros de massa ( $r^2$ ):

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

Onde  $G$  é a constante gravitacional, com valor de  $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N}\cdot\text{m}^2/\text{kg}^2$ . A aceleração com que uma partícula é atraída por outra é calculada a partir da Segunda Lei de Newton. A aceleração gravitacional que a Terra exerce sobre um corpo de massa  $m_I$  é dada pela equação:

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad \dots(2)$$

Sendo  $M$  a massa da Terra e  $R$  a distância entre o corpo que está sendo atraído e o centro da Terra. Essa equação assume a Terra como um corpo esférico e homogêneo quando, na realidade, a distribuição interna das massas é heterogênea e a forma é achatada, aproximando-se de um elipsoide. Além disso, o relevo irregular da superfície e sua rotação causam variações na aceleração gravitacional em sua superfície.

A aceleração é uma grandeza vetorial, com módulo, direção e sentido. Na gravimetria, é melhor empregado o conceito de potencial gravitacional, uma grandeza escalar, com a qual podem ser estabelecidas superfícies equipotenciais. O potencial gravitacional é dado pela equação 3, onde  $r$  é a distância do centro da Terra até o ponto onde deseja-se saber o potencial.

$$U = \frac{GM}{r} \quad \dots(3)$$

A presença de corpos rochosos adjacentes com densidades contrastantes causa perturbações localizadas no campo gravitacional. Diversas situações geológicas produzem anomalias de gravidade, como elevações ou vales no embasamento sob rochas sedimentares, intrusões e domos de sal. A interpretação dessas anomalias permite estimar a provável profundidade e forma da fonte (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

### 3.1.2 Microsonda Eletrônica de Varredura

As análises por microsonda eletrônica no modo de dispersão por comprimento de onda (*Wavelength Dispersive Spectroscopy* - WDS) são realizadas pela aplicação de um feixe de elétrons sobre a superfície da amostra com energia suficiente para que os elementos de interesse gerem raios X característicos (normalmente uma diferença de potencial de 15 a 20 kV).

Os raios X que são gerados na amostra são detectados e quantificados por dispositivos analisadores WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometer*) e EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*). Esses dispositivos contêm cristais analisadores e quando os raios X encontram os cristais, apenas aqueles que satisfazem a Lei de Bragg são refletidos, de modo que apenas um comprimento de onda chega ao detector. Mudando a posição do cristal analisador em relação à amostra é possível mudar o comprimento de onda de raios X que chega no detector. O comprimento de onda dos raios X é característico do elemento que o emitiu, de modo que só é possível analisar um elemento por vez.

Os raios X refletidos pelo cristal analisador vão para o detector, o qual contém gás, e são absorvidos pelos átomos desse gás que, por sua vez, emitem fotoelétrons. Esses fotoelétrons são acelerados em um fio produzindo um pulso elétrico cuja amplitude é proporcional aos raios X que chegaram no detector (CARLETON COLLEGE, 2018). As intensidades dos raios X medidas são então comparadas com padrões de composição conhecida (MELGAREJO et al, 2010).

## 3.2 ATIVIDADE DE CAMPO: AQUISIÇÃO DE DADOS GEOFÍSICOS TERRESTRES

A etapa de campo foi realizada de 26 a 29 de abril de 2018 na região do Cerro Tupanci. O veículo utilizado foi um veículo Frontier pertencente ao IGEO (Instituto de Geociências), sendo conduzido pelo motorista Jarson. Também contou com o apoio dos professores Carlos Sommer, Jairo Savian e do técnico Robson Aquino.

Os pontos utilizados para obtenção dos dados foram distribuídos em quatro perfis irregulares com direção aproximadamente N-S, aproximadamente paralelos ao corpo

lamprofírico. O espaçamento entre os pontos foi de cerca de 50 metros, tendo sido realizadas medidas em 60 pontos (Figura 6).

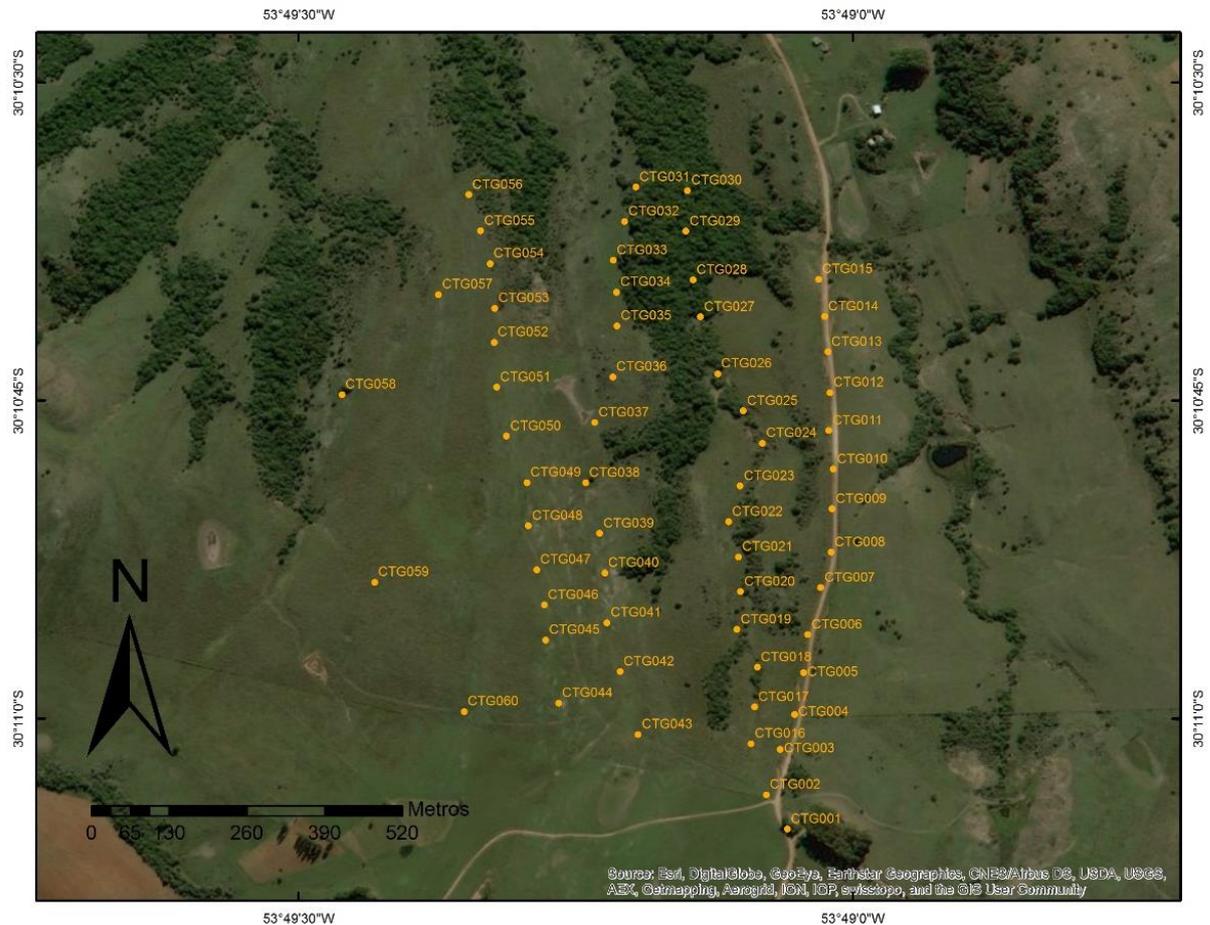


Figura 6: Mapa de localização mostrando os pontos onde foram realizadas as medidas em laranja (Fonte mapabase ArcGIS®).

Um GPS geodésico da marca *TopCon*, modelo *Hiper Lite* (Figura 7A), com precisão de horizontal de 3 mm e vertical de 5 mm, configurado para o Datum WGS84 e projeção UTM, foi utilizado para determinar as coordenadas de cada ponto. O método de aquisição dos pontos foi do relativo estático, com duração média de 5 minutos, e taxa de gravação do arquivo de 1 segundo para o pós-processamento através do *software Topcon Tools*.

O gamaespectrômetro utilizado foi o RS 125 *Super Spec* da *Radiation Solutions* (Figura 7C) pertencente ao Departamento de Geologia do IGEO (UFRGS), sendo as medidas realizadas no modo ASSAY, com um tempo de 60 segundos para cada medida, tendo sido realizadas três medidas em cada ponto. Onde foi possível, as medidas foram realizadas sobre a rocha sã ou onde se encontrava menos alterada.

Na magnetometria foram utilizados dois magnetômetros de precessão de prótons *GEM System Inc Canadá*, modelo GST19 (Figura 7B) de posse da CPRM, com resolução de 0,01

nanoteslas (nT). Um magnetômetro (base) foi deixado na estação base configurado para realizar medições a cada 5 minutos, com o sensor orientado para o norte, a fim de estabelecer a curva para a correção da variação diurna do campo geomagnético. Foi posicionado em um local afastado de construções, estradas, rede elétrica, para não sofrer influência desses meios. O outro magnetômetro (itinerante) foi utilizado para realizar as medidas de campo magnético nos perfis, sendo realizadas três medidas em cada ponto.

Os dados gravimétricos foram obtidos com o gravímetro *Scintrex CG-3* (Figura 7A) de posse do Departamento de Geodésia do IGEO (UFRGS), com resolução de 0,005 miligals (mGal) ou 0,05 unidades gravimétricas (gu). Visando a realização da correção de *drift* do equipamento foram realizadas medidas em um marco topográfico com gravidade absoluta conhecida, no início e fim de cada dia de coleta de dados em campo. A primeira medida foi realizada no RN 3093-L, no Campus do Vale da UFRGS, em Porto Alegre, (coordenadas SIRGAS 2000  $\phi$  30° 04' 21" S e  $\lambda$  51° 07' 13" W; altitude de 63,1424 m; estação gravimétrica da rede IBGE nº 8061785). As outras medidas foram feitas no RN 1797-S (coordenadas SIRGAS 2000  $\phi$  30° 31' 02" S e  $\lambda$  53° 29' 02" W; altitude de 427,0538 m), localizado em Caçapava do Sul, na praça Osvaldo Aranha, em frente ao Hospital de Caridade Dr. Victor Lang. No campo, foi obtida uma leitura de gravidade em cada ponto, sendo que cada leitura corresponde ao valor médio de 60 medidas realizadas em sequência pelo equipamento, o qual deve estar nivelado sobre o ponto.

Foram coletadas amostras de rochas (arenitos, conglomerados, ignimbritos, riolitos e lamprófiros) para medição da densidade em laboratório. Os dados geofísicos obtidos foram descarregados diretamente dos equipamentos para o computador. Por segurança, esses mesmos dados foram anotados em planilhas no campo, constando a localização dos pontos, altitude, contagem total, K (%), U (ppm), Th (ppm), campo magnético, gravidade e horário em que foram realizadas as medidas.

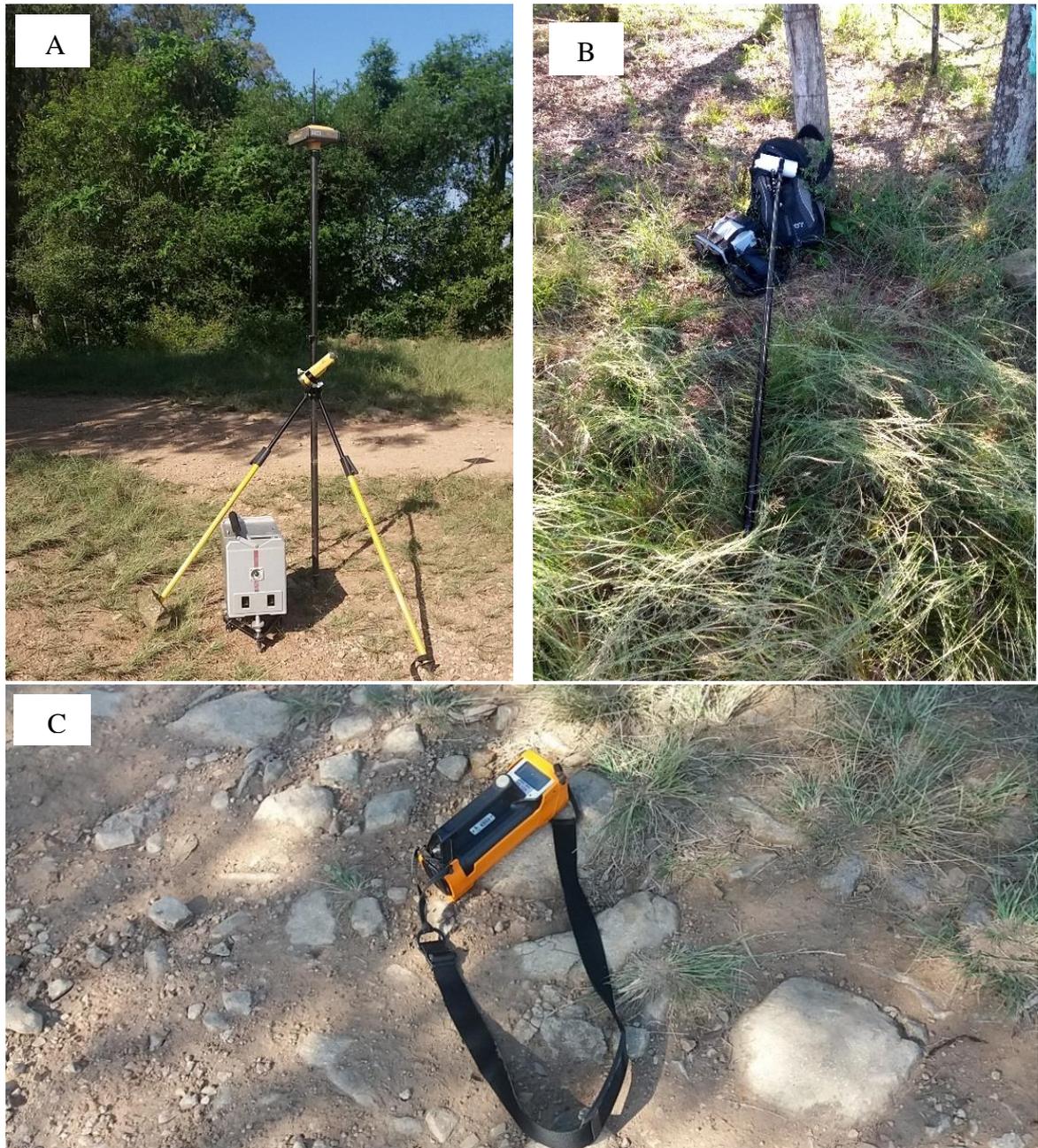


Figura 7: Equipamentos utilizados na obtenção dos dados geofísicos. (A) GPS e gravímetro; (B) magnetômetro; (C) gamaespectrômetro.

### 3.3 ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

Em laboratório foi realizado o processamento dos dados geofísicos, aplicando-se correções e filtros, gerando os mapas e modelos, e foram obtidos os dados de química mineral

e realizados os cálculos necessários para fins de classificação. Esses procedimentos são detalhados a seguir.

### 3.3.1 Processamento dos dados geofísicos

O processamento dos dados geofísicos foi realizado nos programas *Microsoft EXCEL 2013* e *GeoSoft* versão 7.1.1 da empresa *Geosoft Incorporated* seguindo a metodologia descrita abaixo.

#### 3.3.1.1 Gamaespectrometria

Os dados gamaespectrométricos foram tratados primeiramente no programa *Microsoft EXCEL 2013*, onde foi feita uma média das três medidas de cada ponto e realizadas as operações para geração dos mapas de razões, de modo que foram levadas as planilhas prontas para o *GeoSoft*. A interpolação dos pontos e geração dos mapas foi realizada no *software GeoSoft*, na plataforma *Oasis Montaj*. A interpolação foi realizada pelo método da Mínima Curvatura, o qual suaviza ao máximo os valores gerados, evitando gradientes de concentração elevados.

Foram gerados mapas de contagem total, de concentração de K, eU e eTh, das razões U/K, Th/K, U/Th, fator F e ternário. O fator F é obtido pela equação 4:

$$F = K \times \frac{eU}{eTh} \quad \dots(4)$$

Assim, esse mapa realça o enriquecimento de K e U em relação ao Th, que tende a ser mais elevado em rochas que sofreram alteração hidrotermal.

O mapa ternário é gerado associando uma cor a cada elemento, podendo ser utilizados os padrões RGB (*red, green, blue*) ou CMY (*cyan, magenta, yellow*). No RGB, são associadas as cores vermelho ao potássio (%), verde ao tório (ppm) e azul ao urânio (ppm), enquanto no CMY as cores ciano, magenta e amarelo são associadas, respectivamente, ao K (%), Th (ppm) e U (ppm) (ROOS, 2017), ressaltando as diferenças de concentração dos três elementos, facilitando a interpretação.

Evitou-se misturar os dados obtidos sobre rocha sã (a maioria), com os dados obtidos sobre solo ou rocha muito alterada, de modo que as informações contidas nos mapas representem apenas a litologia original, minimizando a influência do processo intempérico.

### 3.3.1.2 Magnetometria

Os dados magnetométricos foram organizados em uma planilha no *Microsoft EXCEL* contendo identificação do ponto, coordenadas, altitude, medidas do magnetômetro móvel e horário de coleta, medidas do magnetômetro base e horário de coleta e data do levantamento.

Primeiramente, foi feita uma média simples das três medidas obtidas em cada ponto. Os valores resultantes foram então corrigidos para remoção da variação magnética diurna no *GeoSoft*, e posteriormente, foi realizada a remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência (*International Geomagnetic Reference Field – IGRF*) no mesmo programa. Por fim, foram gerados os mapas e aplicados alguns filtros nesse mesmo programa, utilizando-se a plataforma *Oasis Montaj*, extensão *MagMap*.

A remoção da variação magnética diurna tem como objetivo eliminar dos dados os efeitos causados por variações no tempo da intensidade do campo magnético terrestre principal, isolando a influência da litologia, que é o objeto de interesse. É feita normalizando-se os dados do magnetômetro itinerante com os do magnetômetro base. Para isso deve-se subtrair as medidas de campo magnético realizadas no magnetômetro base das obtidas no itinerante para o mesmo horário. As diferenças encontradas são então somadas ao campo geomagnético calculado para a área, que à época do levantamento era de 21.096,8 nT (NOAA, 2018).

A remoção do IGRF foi realizada de acordo com a rotina disponível no sistema *Oasis Montaj*, onde é definido o comportamento do campo geomagnético internacional para a área com base no valor do IGRF e subtraído o valor medido em cada ponto do valor calculado pelo programa.

A geração de mapas e aplicação de filtros foi realizada na plataforma *Oasis Montaj* do *Geosoft*, extensão *MagMap*. Foi utilizado o método de interpolação da Mínima Curvatura a fim de gerar o *grid* de Campo Total, sobre o qual foram aplicados os filtros descritos abaixo utilizando a técnica da Transformada de Fourier, que permite trabalhar os dados no domínio da frequência.

- Filtro de Redução ao Polo Magnético (*reduction to pole – RTP*) – Posiciona os dados como se eles estivessem sobre o polo magnético, o que transforma uma anomalia dipolar em uma anomalia monopolar, de modo que seus valores máximos passem a se localizar diretamente sobre o corpo causador. Para isso é necessário conhecer a inclinação e declinação magnética na área onde foram obtidas as medidas que, para o Cerro Tupanci na data do trabalho de campo, eram respectivamente  $-38^{\circ} 20' 26''$  e  $-14^{\circ} 13' 20''$  (NOAA, 2018). A redução ao polo é feita através da equação 5:

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \times \cos(I) \times \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \times \cos^2(D - \theta)] \times [\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \times \cos^2(D - \theta)]}, \text{ se } (|Ia| < |I|), Ia = I \quad \dots(5)$$

Onde  $I$  é a inclinação geomagnética,  $Ia$  a inclinação para a correção de magnitude e  $D$  a declinação geomagnética (WHITEHEAD, 2009). De acordo com essa mesma autora, para latitudes equatoriais esse método não é recomendado, pois pode exagerar as feições norte-sul devido à forte correção de magnitude. Essas latitudes para as quais não é recomendada a utilização da técnica são entre  $0^{\circ}$  e  $-10^{\circ}$  para o hemisfério sul (LI; OLDEMBURG, 2001), e a área em estudo está em  $-30^{\circ}$ , portanto esse filtro pode ser utilizado.

- Amplitude do Sinal Analítico (ASA) – Consiste na combinação dos gradientes horizontal e vertical da anomalia (BLAKELY, 1996). Posiciona as amplitudes de sinal máximas sobre as bordas dos corpos, fornecendo melhores resultados quando eles são rasos, a latitude magnética é baixa e onde a magnetização remanescente é significativa (NABIGHIAN, 1974). De acordo com Dutra (2011) esse filtro posiciona a anomalia sobre a fonte ou sobre os limites dessa fonte. O cálculo da ASA é realizado a partir equação 6:

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2} \quad \dots(6)$$

Onde  $A$  são os valores do campo magnético anômalo e  $\partial x$ ,  $\partial y$  e  $\partial z$  as derivadas parciais nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ , respectivamente.

- Filtro Derivada Inclinada (*tilt derivative - TDR*) – A derivada inclinada é usada no mapeamento de estruturas do embasamento rasas. É calculada através da equação 7:

$$TDR = \arctan\left(\frac{VDR}{THDR}\right) \quad \dots(7)$$

Sendo VDR a primeira derivada vertical e THDR, a primeira derivada inclinada do campo magnético (WHITEHEAD, 2009).

- Filtro de Continuação para Cima (*upward continuation* – UC) - É um filtro capaz de minimizar ou remover os efeitos de fontes rasas e ruídos. Utiliza a seguinte equação:

$$L(r) = e^{-hr} \quad \dots(8)$$

Onde h é a distância da continuação para cima em relação ao plano de observação, em unidades de medição, e r é o número de onda (WHITEHEAD, 2009). Após diversas tentativas, foi escolhida a distância de 50 metros, por delimitar bem a anomalia magnética encontrada.

### 3.3.1.2.1 Modelamento dos dados magnéticos

O modelamento de um corpo em subsuperfície a partir de dados geofísicos pode ser realizado de duas formas: pelo problema direto, onde o problema físico é gerado para calcular a resposta a partir das propriedades físicas das rochas no interior da terra; pelo problema inverso, onde os parâmetros físicos são calculados a partir dos dados observados (BARBOSA; PEREIRA, 2013). Nos dados magnetométricos foi utilizado o problema inverso.

É importante destacar que estimativas de densidade e susceptibilidade magnética são um problema caracterizado pela não-unicidade, existindo múltiplas soluções que podem resolver o mesmo problema. No caso de uma anomalia geofísica, há múltiplas possibilidades de corpos litológicos com diferentes propriedades físicas, geometrias e dimensões que podem ser os causadores dessa anomalia.

Para o a geração do modelo 3D utilizou-se a ferramenta de inversão *Voxi Earth Modelling* da plataforma OMG. Para essa ferramenta realizar a inversão ela precisa ser alimentada com um modelo digital de terreno cobrindo a área de estudo a fim de estabelecer a superfície topográfica e com um grid com o campo magnético. O grid utilizado foi o do campo magnético total do qual foi removida uma superfície de tendência linear. Foi então definida a

área de interesse e a resolução do modelo. Utilizou-se o vínculo IRI (*Iterative Reweighting Inversion*), que melhora a geometria do modelo ao dar foco para o corpo, tornando-o menos disperso.

### 3.3.1.3 Gravimetria

Para processamento dos dados gravimétricos foi utilizado o programa *GeoSoft*, plataforma *Oasis Montaj*, extensão *Gravity and Terrain Correction*. Primeiramente, é necessário tratar os dados para Correção de Deriva (*drift*) e Correção de Terreno. Posteriormente são gerados os mapas de anomalia Ar-Livre e Bouguer e, por fim, é criado o modelo em três dimensões do corpo em estudo.

A partir de amostras coletadas em campo, foi medida a densidade do lamprófiro e das encaixantes aflorantes. Para isso, utilizou-se um picnômetro e uma balança de precisão. Foram medidas as massas do picnômetro vazio (M1), picnômetro + amostra (M2), picnômetro + amostra + água (M3) e picnômetro + água (M4). A densidade da amostra foi então calculada com a seguinte equação:

$$\rho_a = \frac{M_2 - M_1}{(M_2 - M_1) - (M_3 - M_4)} \quad \dots(9)$$

Os resultados das análises foram utilizados para a geração do modelo em duas dimensões e interpretação dos mapas de anomalias de gravidade.

Um dos fenômenos que afeta as medidas de gravidade é a deriva (*drift*) instrumental. A deriva é uma variação que ocorre nas leituras devido as propriedades elásticas das molas do gravímetro, que não são perfeitas e resultam em deformação anelástica ao longo do tempo (LOWRIE, 2007).

O procedimento para essa correção envolve a realização de leituras em uma estação base de gravidade conhecida ao início e término de cada dia de levantamento. A diferença entre as duas leituras é então dividida pelo tempo de operação, e é distribuída proporcionalmente em função do tempo de cada medida em campo, de modo que a medida inicial do levantamento seja igual à final (AQUINO, 2017).

A gravidade normal aumenta do equador em direção aos polos, devido à forma elipsoidal da Terra e à diferença na velocidade angular em diferentes latitudes, de modo que valores obtidos em latitudes diferentes não podem ser comparados. Para contornar esse problema é realizada a correção de latitude. A equação 10 determina o valor de gravidade ao nível do mar para qualquer ponto da superfície da Terra em unidades gravimétricas (gu):

$$g_{\phi} = 9\,780\,318.5 (1 + 0.005278895 \times \sin^2\phi + 0.000023462 \times \sin^4\phi) \quad \dots(10)$$

O valor obtido deve ser subtraído da gravidade observada para a correção de latitude (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009).

A correção ar livre tem por objetivo compensar a diferença de elevação entre os diferentes pontos de medida em relação a um datum qualquer (comumente é empregado o geóide). A correção é realizada a partir da equação 11, onde  $h$  é a altura entre o datum e o ponto de medição, sendo o resultado dado em unidades gravimétricas (gu).

$$C_{AL} = 3.086h \text{ gu} \quad \dots(11)$$

A correção Bouguer tem por objetivo remover o efeito gravitacional causado pelas rochas presentes entre o datum e o ponto de observação do valor de gravidade medido (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009). A correção é realizada a partir da equação 12:

$$C_B = 0.4191\rho h \text{ gu} \quad \dots(12)$$

Onde  $\rho$  é a densidade das rochas e  $h$  é a distância entre o datum e o ponto de medição. Em terra a correção Bouguer deve ser subtraída do valor medido.

A correção de terreno é utilizada para eliminar das medidas de gravidade a influência topográfica. Para isso é necessário um modelo digital de terreno da área. O programa *GeoSoft* permite realizar essa correção através de um algoritmo que combina os algoritmos de Kane (1962) e Nagy (1966).

A gravidade em um determinado ponto sobre a superfície terrestre varia com o tempo devido aos efeitos gravitacionais do sol e da lua. Essas variações são periódicas, possuem uma amplitude máxima de cerca de 3 gu e período mínimo em torno de 12 horas (KEAREY; BROOKS; HILL, 2009). Para remover essas variações do dado final utiliza-se a correção de

maré. Essa correção é realizada pelo próprio gravímetro, de modo que o dado de saída já está livre de seus efeitos.

Uma vez que essas correções tenham sido realizadas, os valores de gravidade obtidos nos diferentes pontos e em dias e horários diferentes podem ser comparados uns aos outros. A partir desses valores podem ser calculadas as anomalias Ar-Livre e Bouguer através das equações 13 e 14, respectivamente.

$$A_{AL} = g_{obs} - g_{\phi} + C_{AL} \quad \dots(13)$$

$$A_B = g_{obs} - g_{\phi} + C_{AL} - C_B + C_T \quad \dots(14)$$

Onde  $C_B$  é a Correção Bouguer e  $C_T$ , a Correção de Terreno.

Por fim, os valores foram interpolados utilizando o método da Mínima Curvatura, resultando nos mapas de anomalias de gravidade para a área.

#### *3.3.1.3.1 Modelamento dos dados gravimétricos*

A modelagem do corpo a partir dos dados gravimétricos foi realizada em duas dimensões, pelo problema direto, onde é gerado um modelo das rochas em subsuperfície e, a partir dele, é calculada a anomalia de gravidade que ele causaria, que é então comparada com os dados medidos em campo. Para realização da modelagem foi utilizada o módulo GM-SYS, integrado à plataforma OMG. O modelo foi gerado de um perfil perpendicular ao corpo, utilizando como dados de entrada o grid da anomalia Bouguer. No perfil foram utilizados 30 pontos de amostragem, espaçados a 10 metros de distância cada. É assumido que a Terra não tem curvatura e as camadas podem ser estendidas até o infinito para evitar efeitos de borda.

#### **3.3.2 Microsonda Eletrônica**

Os dados de química mineral foram obtidos através da análise de duas lâminas do lamprófiro (CT 15 E e CT 76) na microsonda eletrônica. Essas análises foram realizadas em 2012, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade

de Brasília (UnB), cujo dados permaneciam não processados até o desenvolvimento deste projeto. Foi utilizada uma microsonda modelo CAMECA SX 50, com voltagem de 15 kV e corrente do feixe de  $1,017 * 10^{-08}$  A.

Os resultados são expressos em óxidos, que devem ser recalculados para cátions por unidade de fórmula. Para o cálculo da fórmula dos minerais foi utilizado o programa *Microsoft EXCEL 2013*. A fórmula dos anfibólios foi calculada com base em 23 oxigênios seguindo as recomendações da Associação Mineralógica Internacional (*International Mineralogical Association – IMA*), (LEAKE et al., 1997). O cálculo da fórmula dos piroxênios foi realizado com base em 6 oxigênios e 4 cátions, de acordo com o proposto por Morimoto et al. (1988). Os feldspatos foram calculados com base em 8 oxigênios. Uma vez calculada sua fórmula, os minerais foram plotados nos respectivos diagramas de classificação, a fim de determinar o tipo.

### 3.4 REDAÇÃO E EDIÇÃO DA MONOGRAFIA

Etapa de descrição e discussão dos dados, onde esses foram analisados e interpretados a fim de elaborar os resultados e as conclusões possíveis.

## 4 RESULTADOS

Considerando as diferentes técnicas utilizadas no presente trabalho, que envolvem uma grande variação de escalas, os resultados foram apresentados separadamente, iniciando pelos de macroescala (geofísica) e então passando para a microescala (química mineral).

### 4.1 GEOFÍSICA

Os resultados obtidos a partir dos métodos geofísicos são apresentados em cinco partes: gamaespectrometria, magnetometria, gravimetria, modelagem dos dados magnéticos e gravimétricos. A Figura 8 apresenta a localização dos pontos onde foram realizadas as medidas.

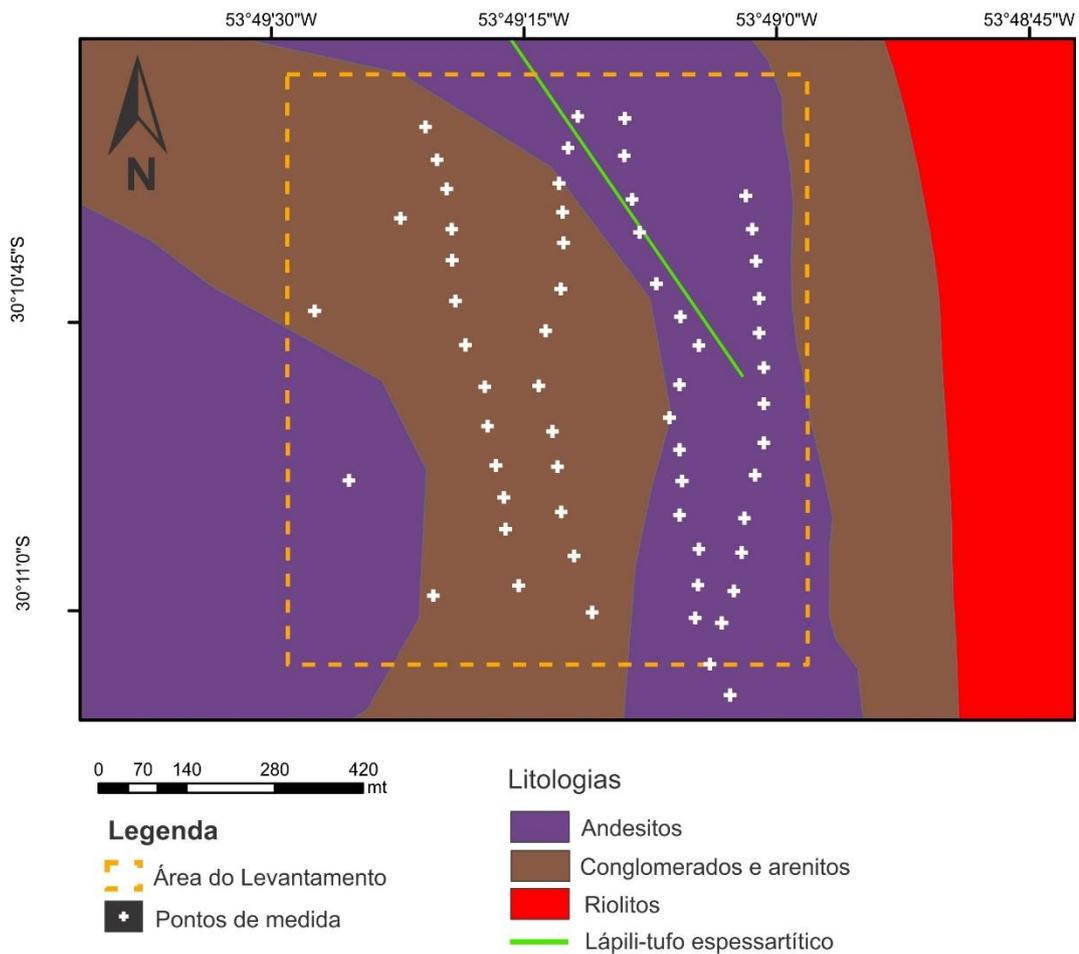


Figura 8: Mapa de localização dos pontos realizados e da área dos mapas geofísicos, retirado e modificado de Barrios (2015).

### 4.1.1 Gamaespectrometria

A partir dos dados gamaespectrométricos obtidos em campo foram gerados os mapas de contagem total (CT) medido em contagens por segundo (cps), potássio (K, em %), equivalente de tório (Th, ppm), equivalente de urânio (U, ppm), razões U/K, Th/K e U/Th e Fator F. A partir dos mapas de K, U e Th foi gerado o mapa ternário com composição RGB.

O mapa ternário é apresentado na Figura 9. Foi possível dividi-lo em 4 domínios radiométricos: A, B1, B2, C e D.

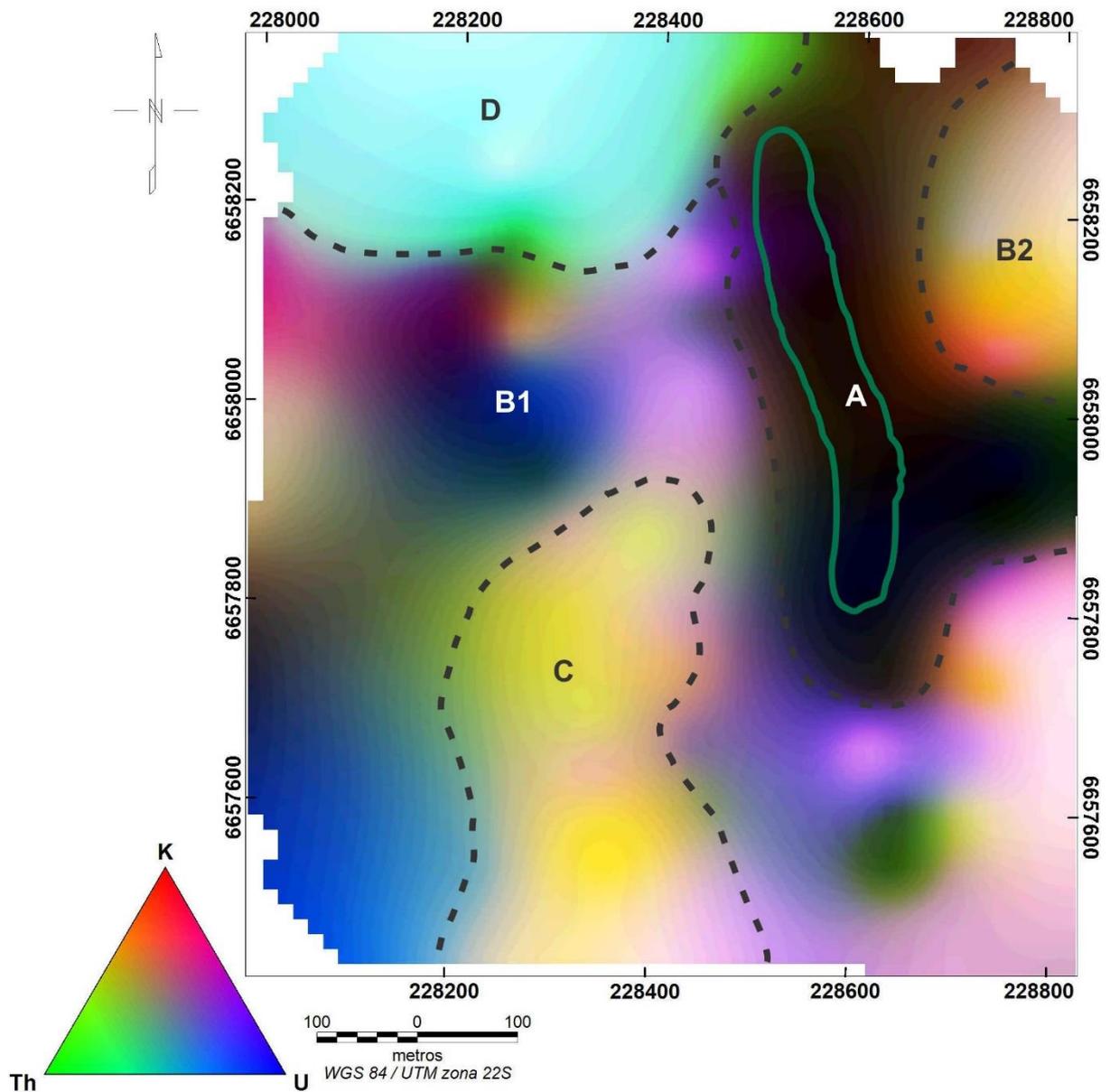


Figura 9: Mapa ternário em composição RGB da área de estudo e domínios radiométricos (linhas tracejadas representam seus limites, letras são seus domínios). A linha verde representa os limites do corpo aflorante.

As figuras 10 e 11 apresentam, respectivamente, os mapas de contagem total (CT) e potássio (K), e equivalente de urânio (eU) e equivalente de tório (eTh) da área de estudo. Os mapas de razões e Fator F não são apresentados pois não demonstraram boa resposta aos tipos litológicos, apresentando grandes variações dentro de uma mesma unidade

O domínio radiométrico A cobre uma área alongada na direção N-S, aproximadamente coincidente com a área aflorante do lápili-tufo. É caracterizado por valores de contagem total, potássio, equivalente de urânio e equivalente de tório baixos, respectivamente 30 a 54.7 cps, 0.8 a 2%, 0.4 a 1.9 ppm e 4 a 7 ppm.

O domínio radiométrico B fica dividido em duas partes: uma pequena área na borda nordeste do mapa (B2) e uma grande área na parte sul e central do mapa (B1) que correspondem aproximadamente à ocorrência de andesitos. Esse domínio apresenta valores intermediários a altos para a contagem total (de 50 a 150 cps). Os valores de potássio são muito variados, de 1.3 a 4%. Essa forte variação também é observada para o eU (1.6 a 5.3 ppm) e eTh (6 a 18 ppm).

O domínio radiométrico C localiza-se na parte sul do mapa, e corresponde aproximadamente à ocorrência de conglomerados e arenitos. Os valores de contagem total são altos, de 80 a 130 cps, altos valores de potássio (2.8 a 4.4 %) e de eTh (12 a 30 ppm), e valores de eU moderados (1.9 a 2.8 ppm). As razões U/Th e U/K são baixas.

O domínio radiométrico D encontra-se na parte noroeste do mapa, englobando uma pequena área, e corresponde a andesitos. Apresenta altos valores para contagem total (90 a 260 cps), de urânio (3 a 6.7 ppm) e de tório (20 a 70 ppm), e valores de potássio moderados (2 a 2.8%).

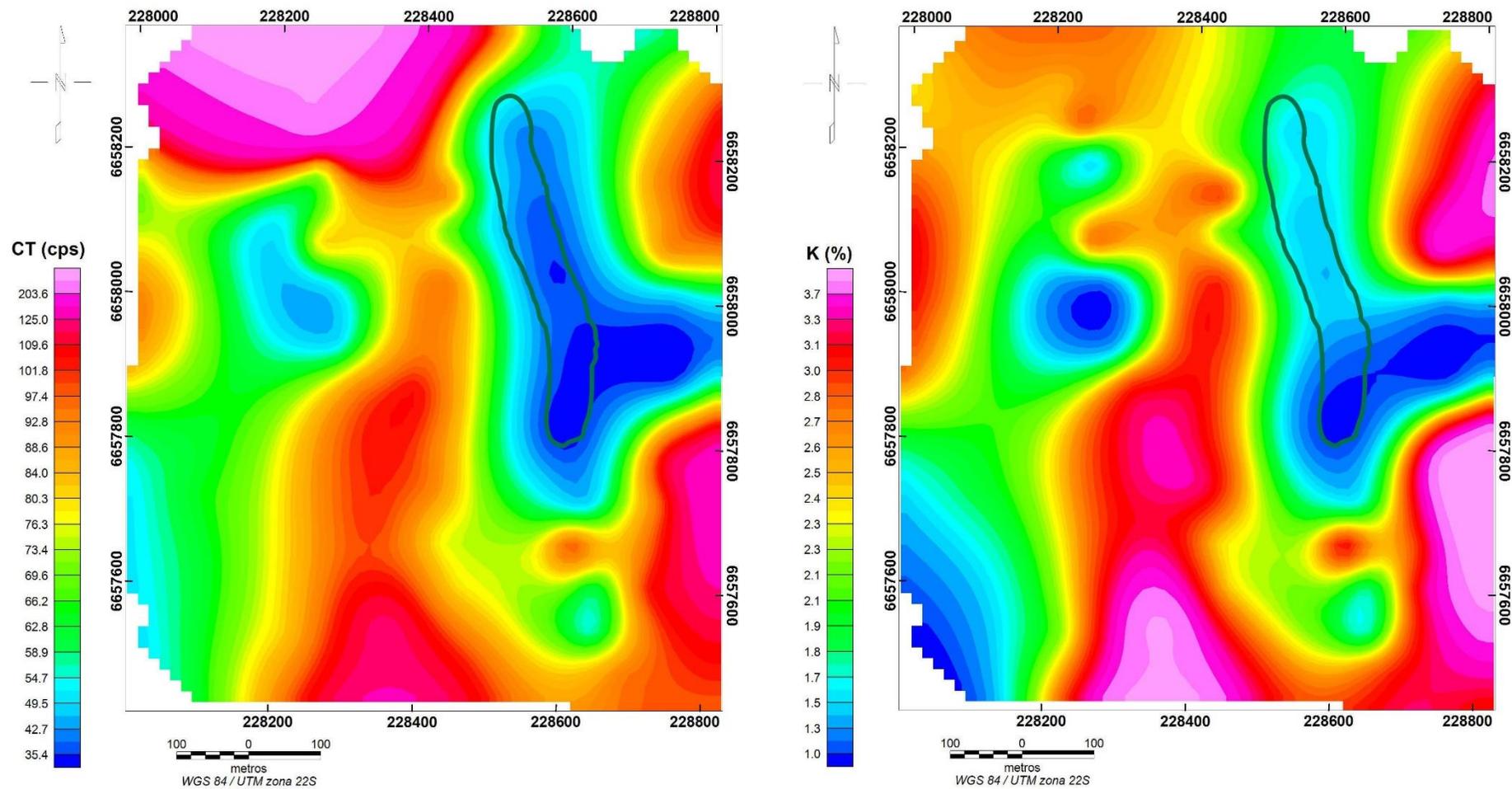


Figura 10: À esquerda, mapa de contagem total (CT) em contagens por segundo (cps) para a área do levantamento; à direita, mapa de potássio (K) em percentagem (%). A linha verde delimita a área aflorante do corpo.

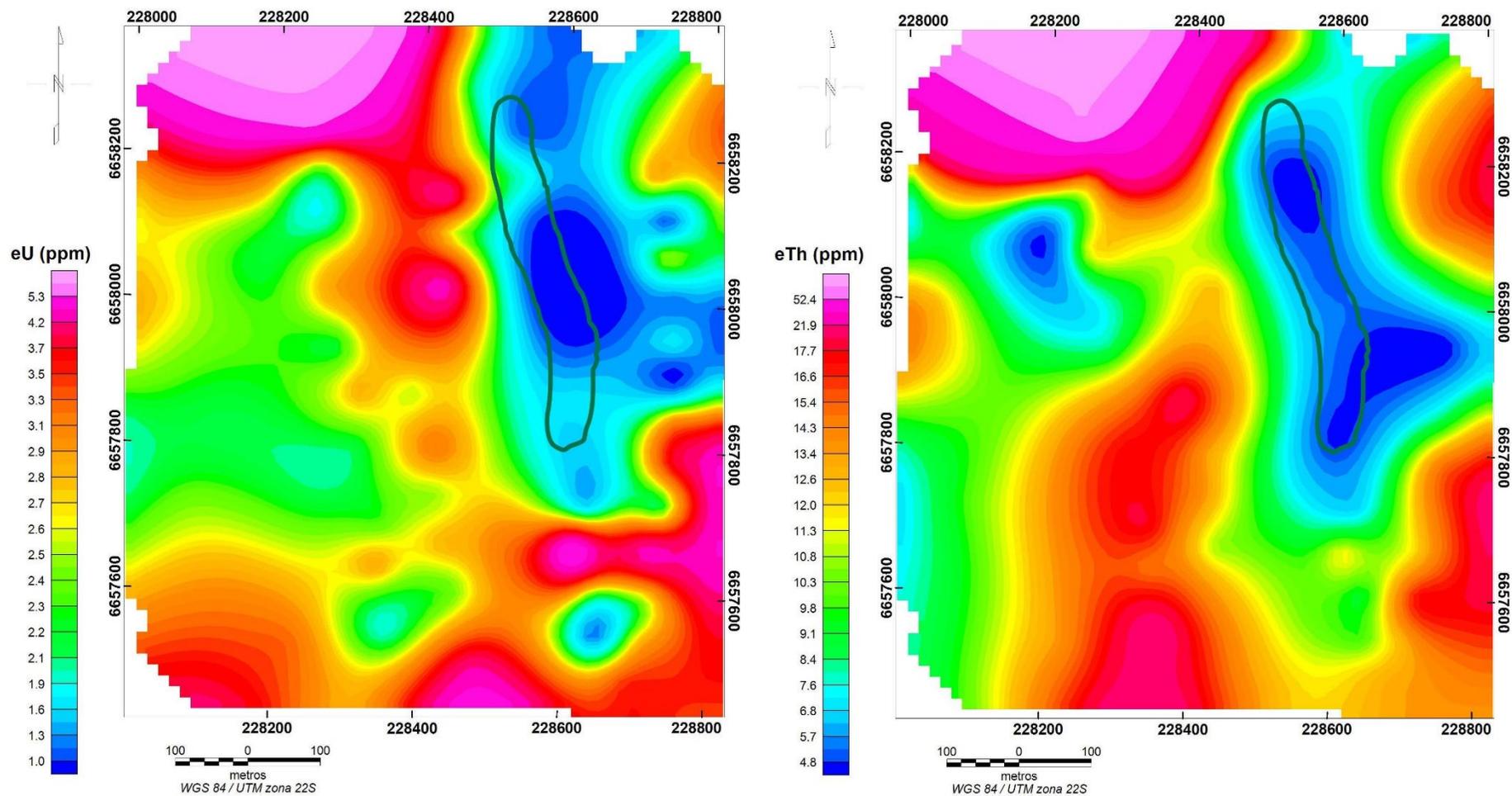


Figura 11: Mapas de equivalente de urânio (eU, esquerda) e equivalente de tório (eTh, direita) para a área do levantamento, ambos em partes por milhão (ppm). A linha verde delimita a área aflorante do corpo.

### 4.1.2 Magnetometria

A partir dos dados medidos de magnetometria foi gerado o mapa de campo magnético total reduzido do IGRF (CMT), sobre o qual foram aplicados filtros gerando mapas de redução ao polo magnético (RTP), amplitude do sinal analítico (ASA), continuação para cima (UC) e derivada inclinada do campo magnético (TDR).

Na Figura 12 é apresentado o mapa de campo magnético total reduzido do IGRF.

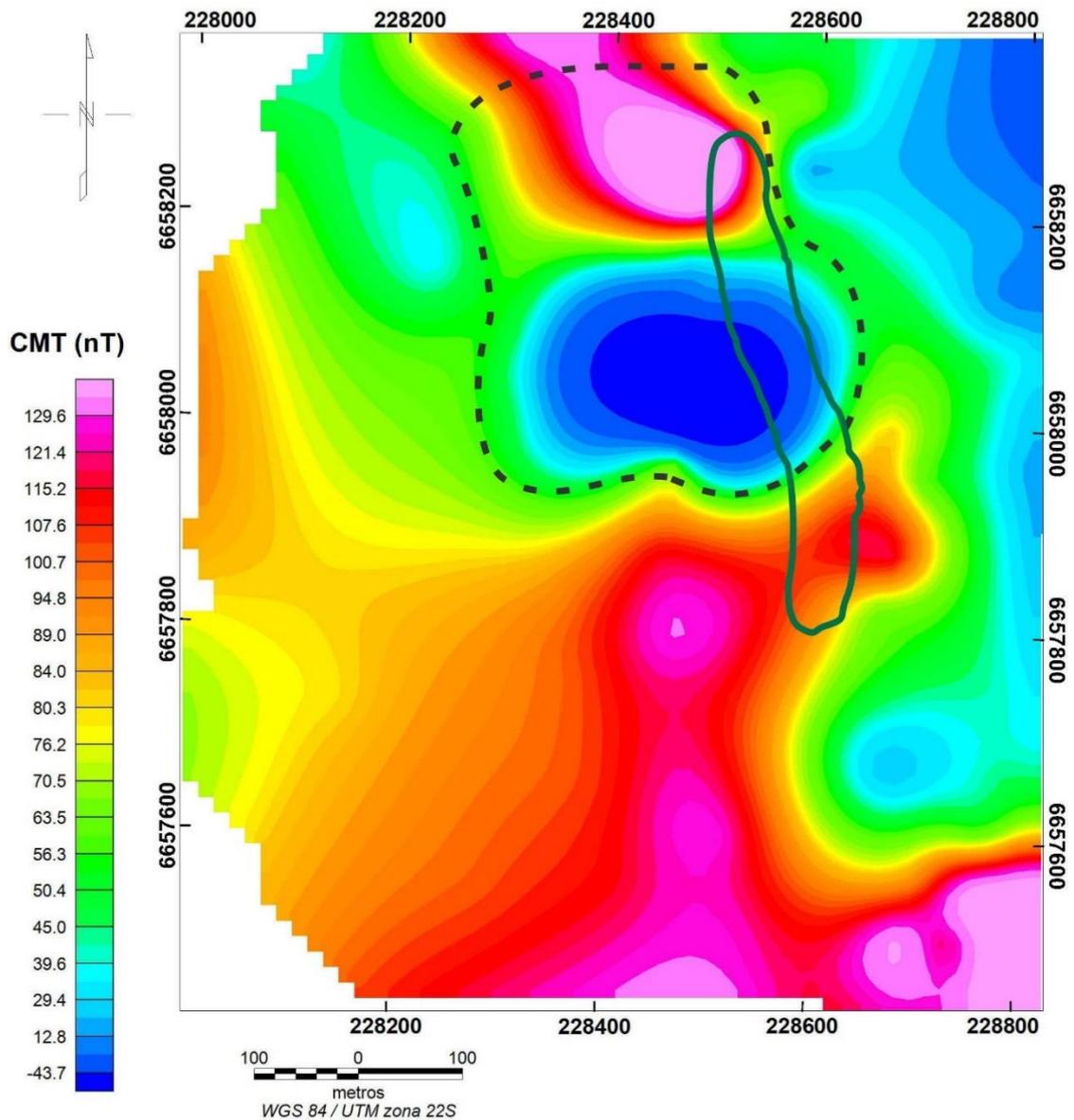


Figura 12: Mapa de campo magnético total reduzido do IGRF para a área de estudo, com o dipolo destacado pelas linhas tracejadas. A linha verde demarca os limites do corpo aflorante.

Na área o campo magnético possui uma amplitude de cerca de 450 nT, com valores mais altos predominando na parte sul e valores mais baixos na parte leste e norte, com uma notável anomalia caracterizada por um dipolo na parte centro-norte da imagem. Essa anomalia não está centrada na área aflorante do lápili-tufo, mas encontra-se ligeiramente a oeste dele.

A partir do mapa de campo magnético reduzido ao polo (Figura 13), foram separados dois domínios magnéticos e a anomalia.

O domínio magnético A apresenta valores intermediários a baixos de campo, variando de -50 a 73 nT, ocupando a borda norte e leste do mapa, praticamente englobando o dipolo magnético.

O domínio magnético B encontra-se na parte sudoeste do mapa e engloba uma grande área, com um limite de direção noroeste com o dipolo e o domínio A. Apresenta valores de campo magnético mais elevados, de 73 a 190 nT.

O dipolo localiza-se na parte central e norte do mapa. A área da fonte é estimada a partir de um círculo cujas bordas passam sobre o centro dos dois polos, o que resultaria em uma área em planta de cerca de quatro hectares. Apresenta polarização normal para o hemisfério sul, com valores mínimos de -259 nT e máximos de 200 nT.

A Figura 13, à direita, apresenta o mapa de continuação para cima (UC), que atenua o efeito de fontes mais rasas. Nessa imagem o dipolo apresenta-se mais bem delimitado.

O mapa de amplitude do sinal analítico (Figura 14) destaca a anomalia, sobre a qual apresenta seus valores mais elevados. Além disso, na região aproximadamente correspondente ao domínio magnético B apresenta valores mais baixos, e valores mais altos na região a nordeste, formando um *trend* aproximadamente noroeste. Os mapas da derivada inclinada e primeira derivada vertical, nas figuras 14 e 15, delimitam bem um corpo circular na área da anomalia.

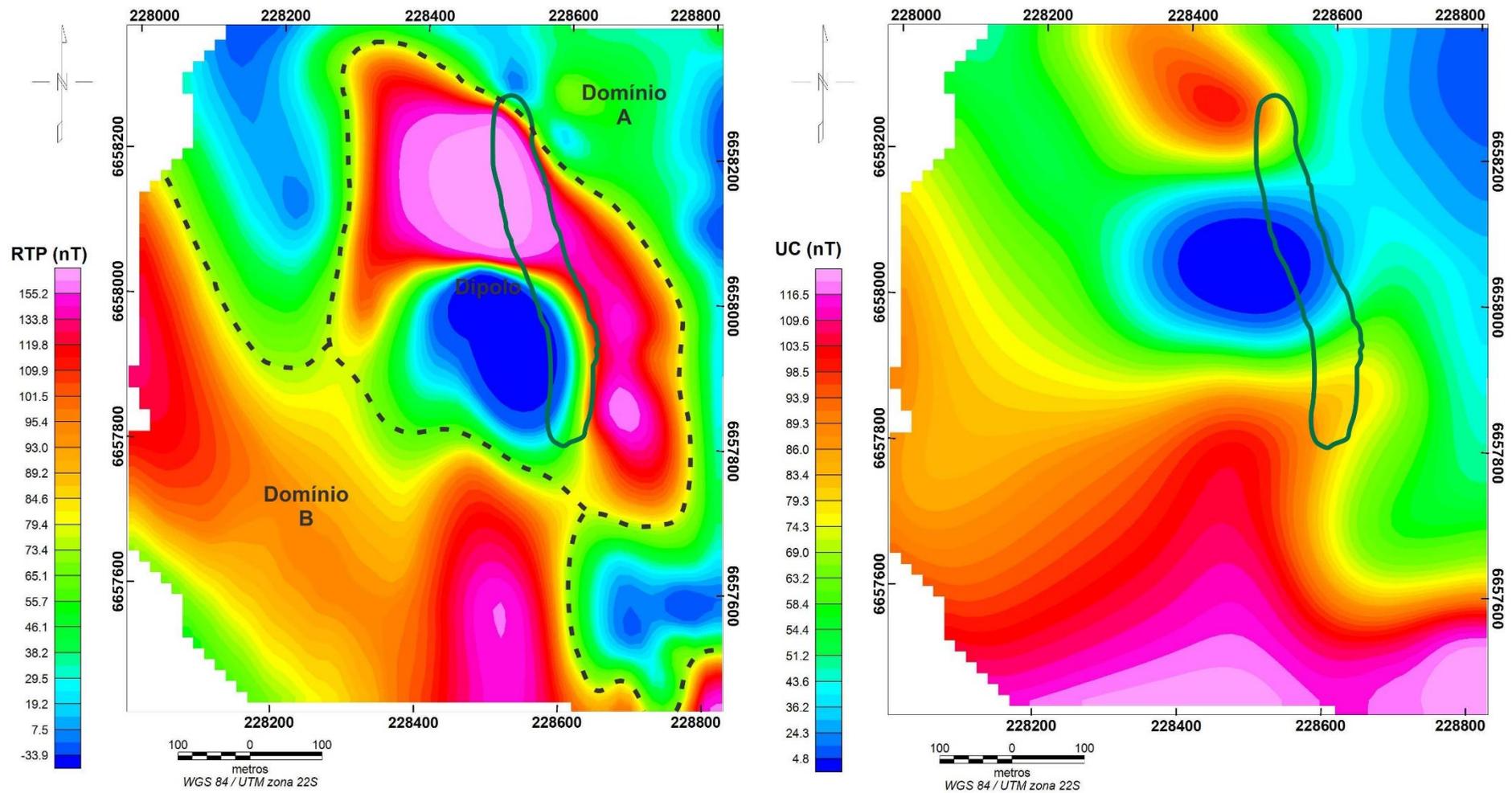


Figura 13: A imagem à esquerda apresenta o campo magnético reduzido ao polo, com o dipolo e os domínios magnéticos A e B delimitados pelas linhas tracejadas. A imagem à direita apresenta o mapa de continuação para cima, destacando a posição do dipolo. A linha verde demarca os limites do corpo aflorante.

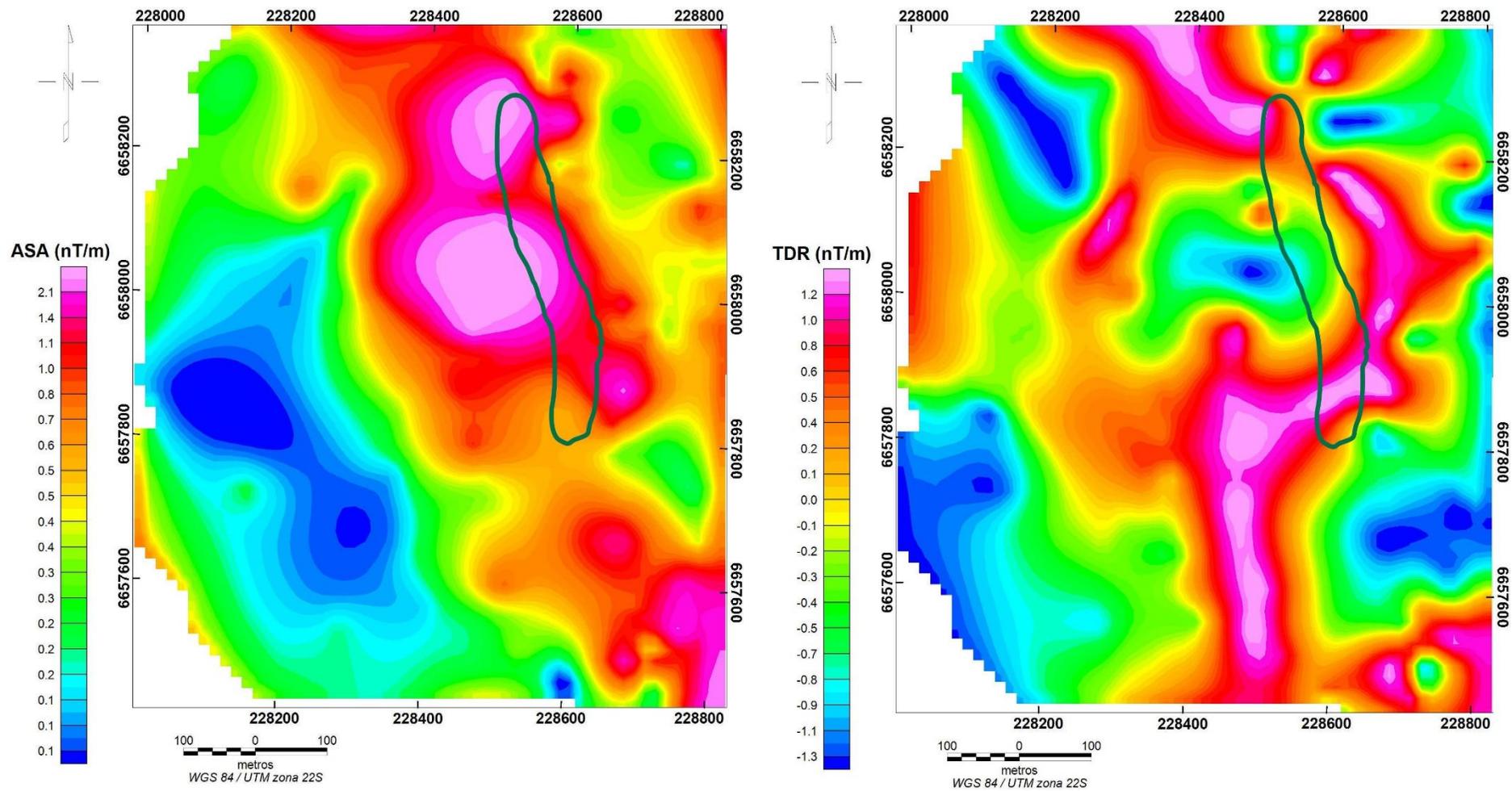


Figura 14: À esquerda, mapa de amplitude do sinal analítico e à direita, mapa da derivada inclinada. A linha verde demarca os limites do corpo aflorante.

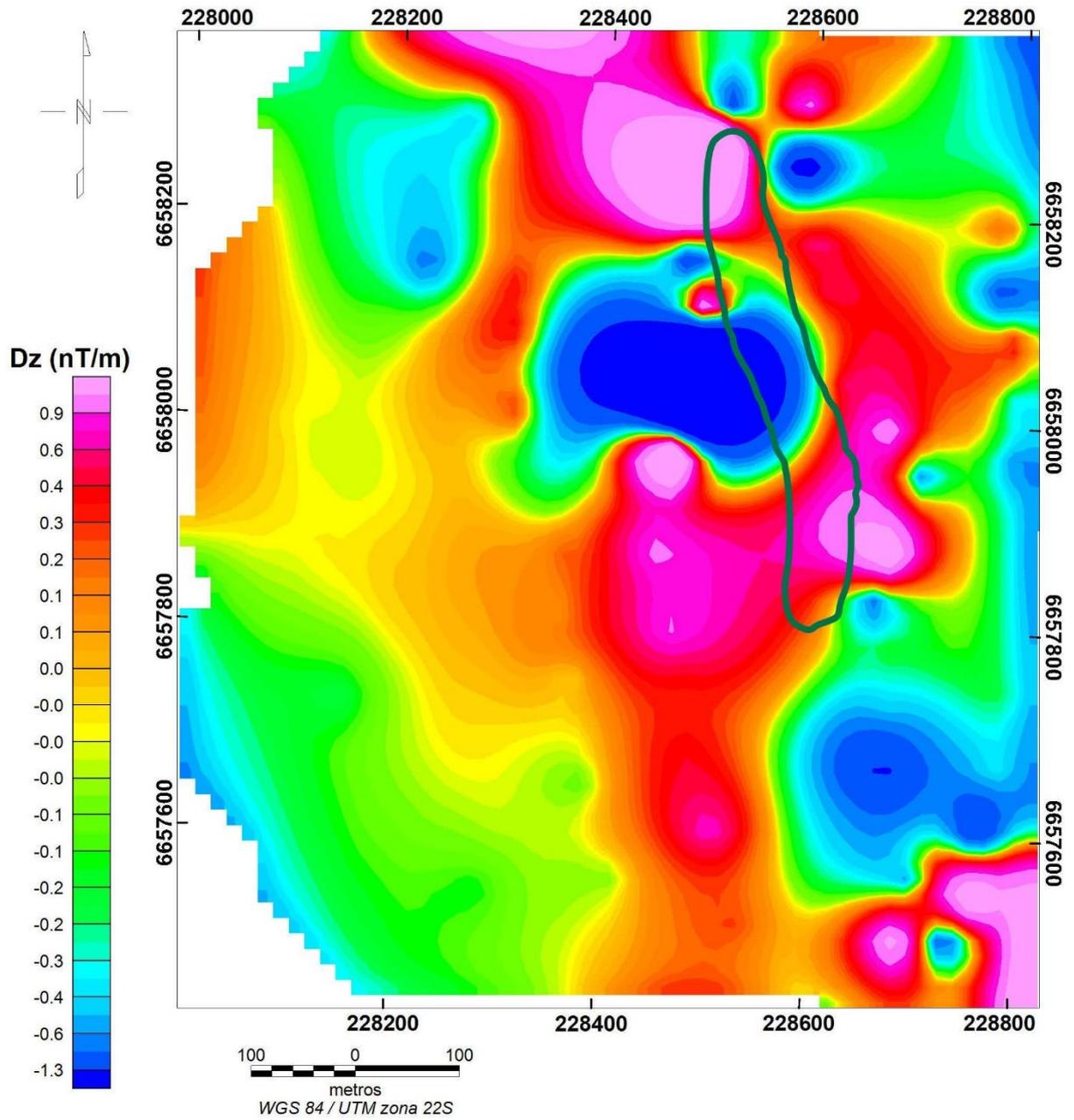


Figura 15: Mapa da primeira derivada vertical do campo magnético para a área de estudo. A linha verde demarca os limites do lúpili-tufo aflorante.

### 4.1.3 Gravimetria

Na área de estudo foram gerados mapas de anomalia Bouguer e anomalia Ar-Livre. O mapa de anomalia Bouguer com os respectivos domínios gravimétricos é apresentado na Figura 16.

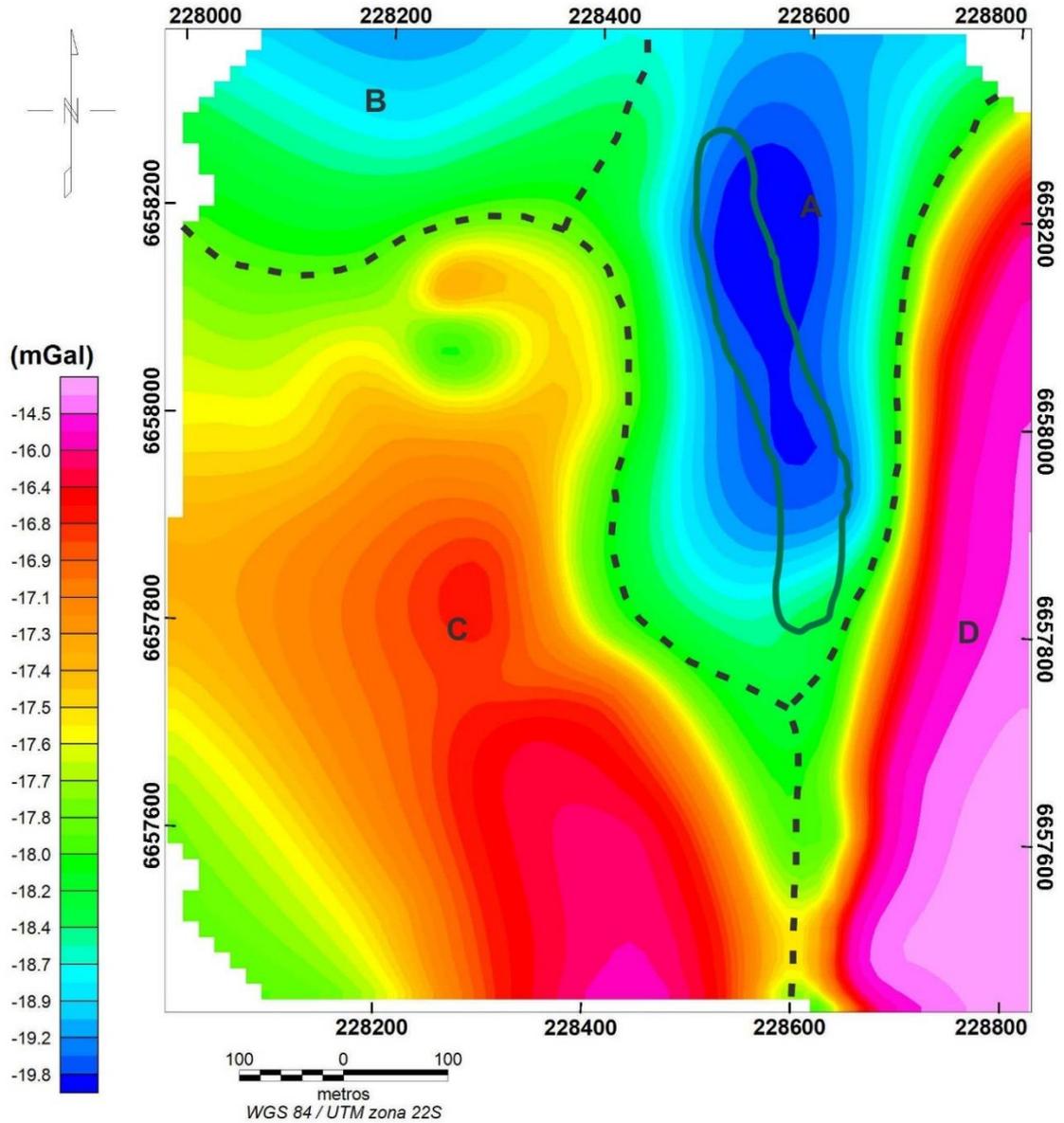


Figura 16: Mapa de anomalia Bouguer da área do levantamento e domínios gravimétricos delimitados pelas linhas tracejadas. A linha verde delimita o corpo aflorante.

O domínio gravimétrico A está localizado na área onde aflora o lópili-tufo, e seu contorno corresponde aproximadamente aos limites do corpo em superfície. É caracterizado por uma anomalia negativa, alongada na direção N-S, com valores entre -20 e -18 mGals.

O domínio gravimétrico B ocupa uma pequena área a oeste do domínio A, e também apresenta valores de gravidade baixos, entre -19 e -18 mGals.

O domínio gravimétrico C ocupa toda a área sudoeste do mapa, e apresenta valores de gravidade moderados a altos, entre -15 e -18 mGals.

O domínio gravimétrico D ocupa a borda leste do mapa e apresenta valores altos de gravidade, superiores a -18 mGals, predominantemente superiores a -16.5, chegando aos valores mais altos obtidos na área, de até -14 mGals.

A partir da combinação de dados geológicos obtidos em campo e dos dados geofísicos foi criado um esboço da geologia local para a área na escala de 1:5000, o qual é apresentado na Figura 17.

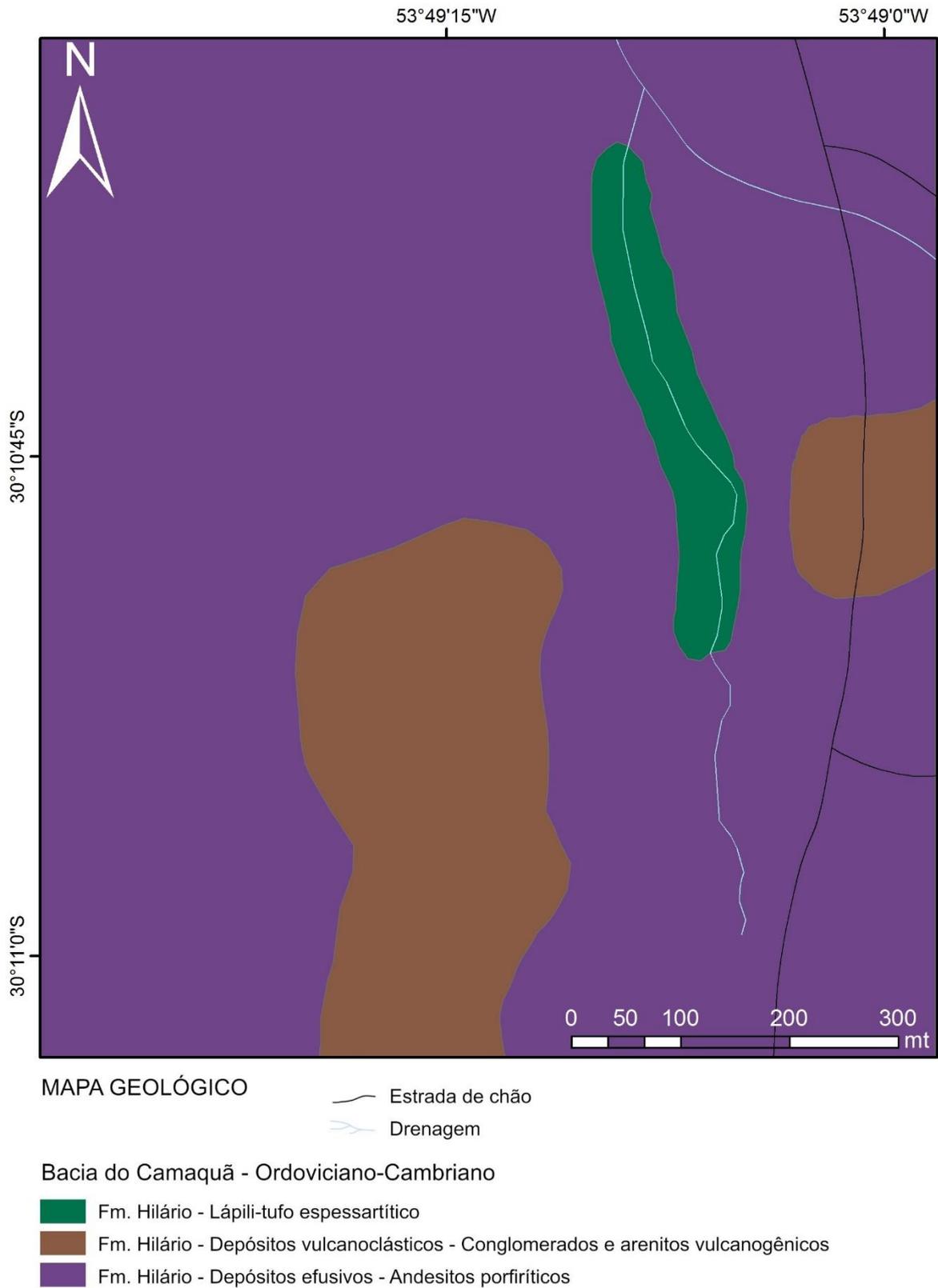


Figura 17: Esboço geológico da área de estudo (modificado de Barrios, 2015).

#### 4.1.4 Modelagem dos dados magnetométricos

A partir dos dados magnéticos foi possível realizar a inversão sobre o dipolo observado e geração de um modelo de distribuição de susceptibilidade magnética em três dimensões, utilizando-se a ferramenta *Voxi Earth Modelling* da GeoSoft. Na Figura 18 é apresentado a área que foi selecionada para a realização da inversão geofísica e o modelo gerado a partir dela.

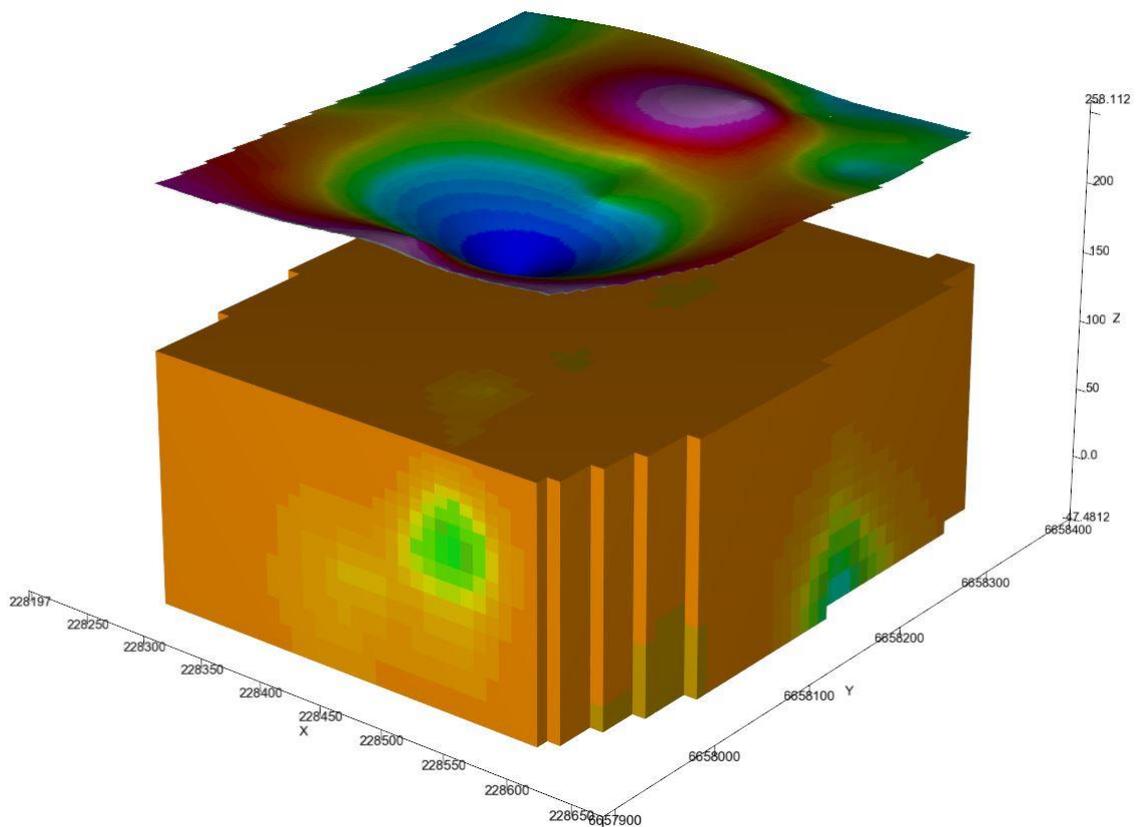


Figura 18: Área da anomalia magnética e resultado da inversão.

Na Figura 19 foram feitos cortes sucessivos no eixo Y (norte-sul), nas coordenadas 6658130 m e 6658180 m. Na imagem é possível observar a presença de uma anomalia com susceptibilidade mais alta com um formato alongado na vertical.

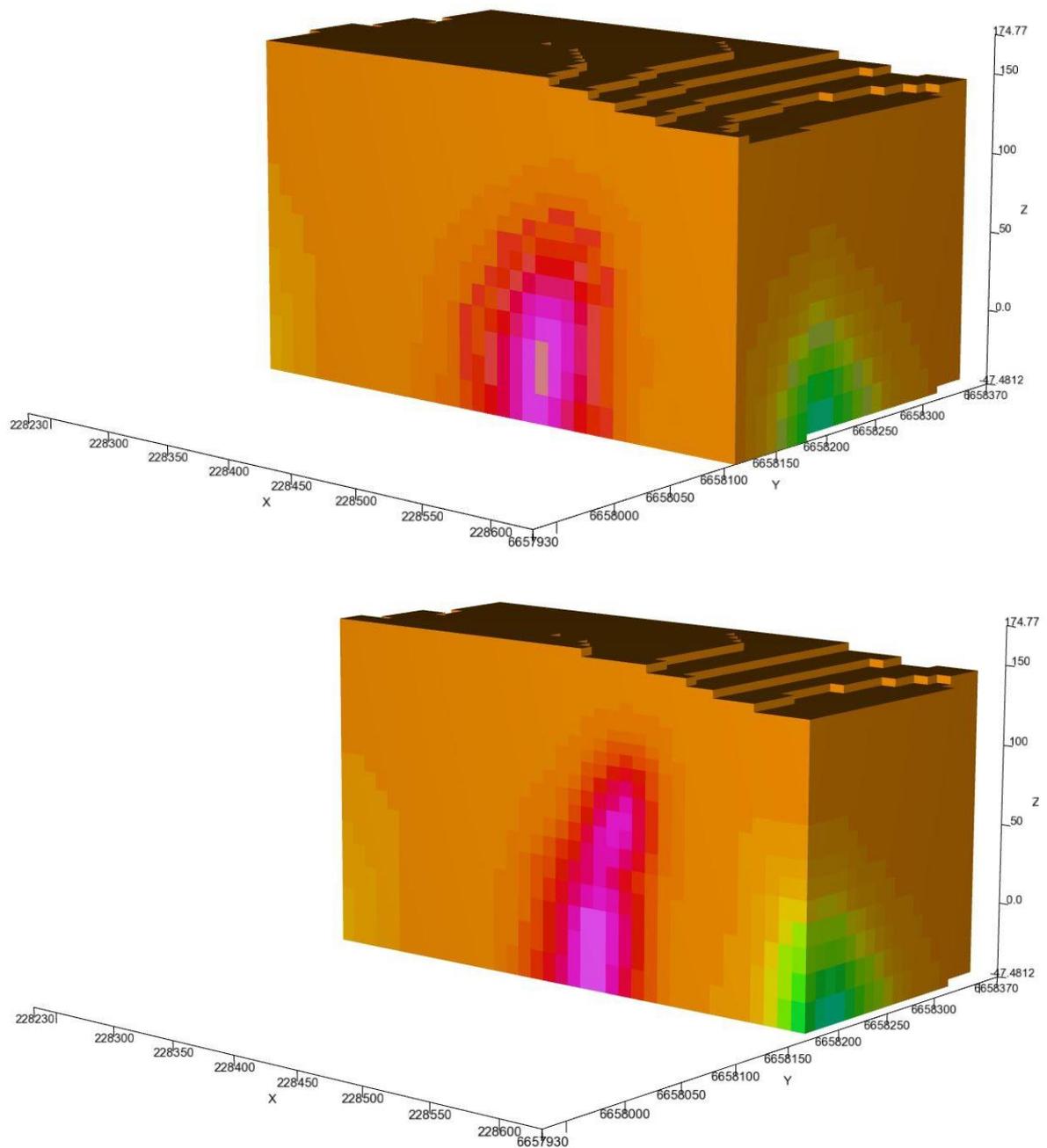


Figura 19: Cortes realizados no eixo Y, apresentando uma anomalia com susceptibilidade mais elevada.

Na Figura 20 foi feito um corte no eixo X (leste-oeste), na coordenada de 228484 m. Nessa imagem é possível observar essa mesma anomalia de valores mais elevados, que alcança até a cota de aproximadamente 105 metros, ou seja, a cerca de 70 m de profundidade.

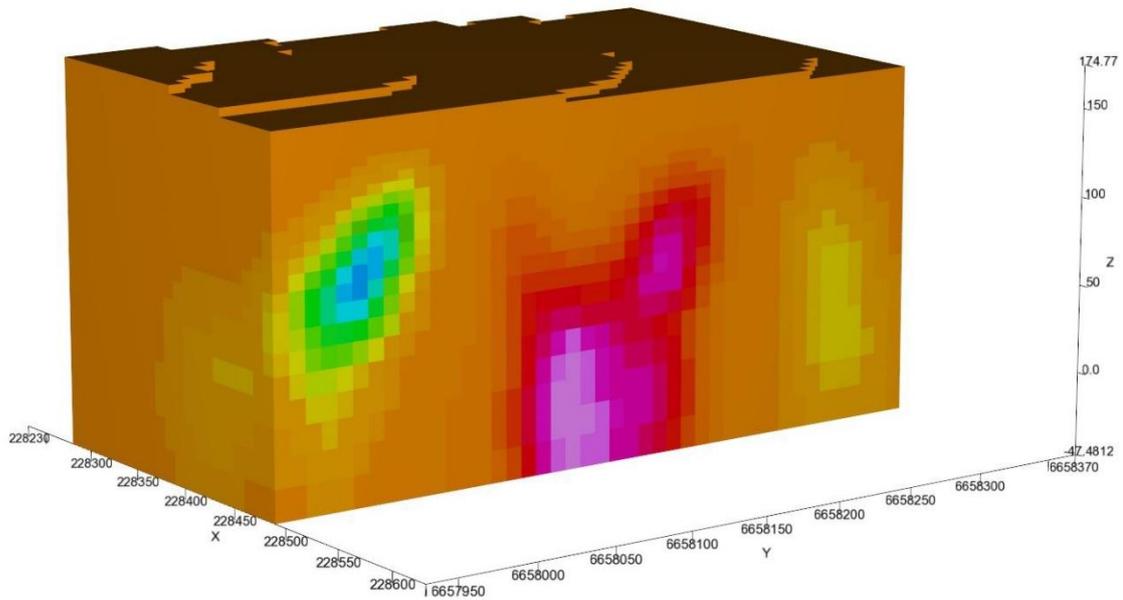


Figura 20: Corte no eixo X, onde se observa a anomalia positiva na parte central do modelo e uma anomalia negativa na parte sul.

A Figura 21 apresenta um corte dos valores de susceptibilidade, onde foram deixados apenas os valores mais elevados, dando uma ideia da geometria do corpo e posição em relação à anomalia.

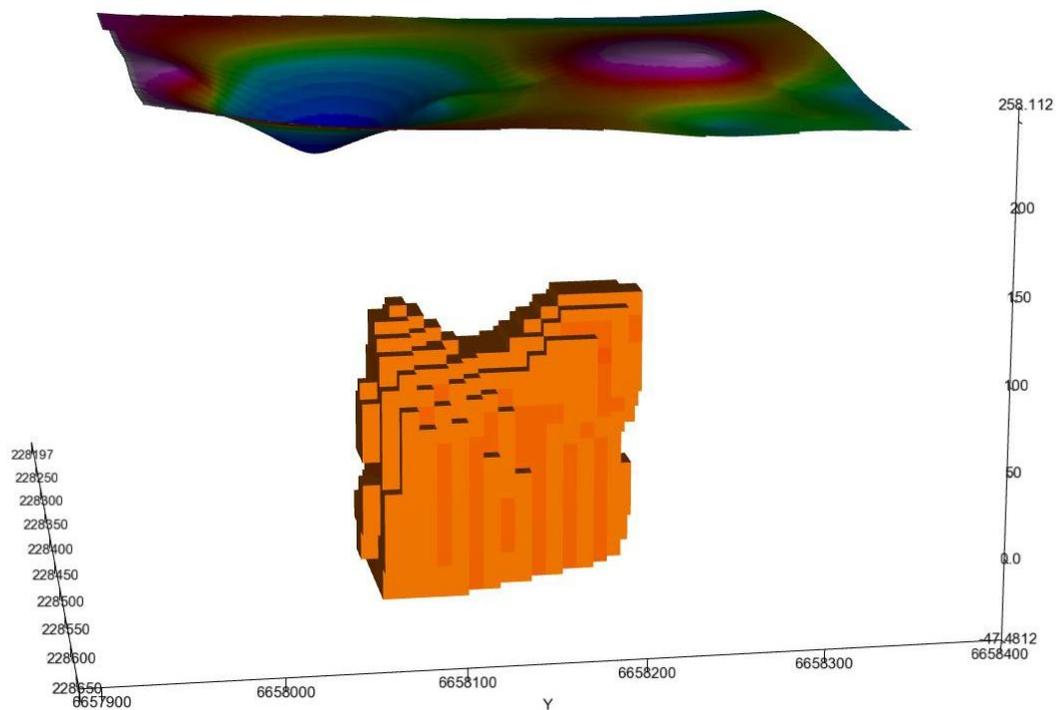


Figura 21: Corte nos valores de susceptibilidade mais baixos, mostrando a forma da anomalia e sua posição em relação ao dipolo.

#### 4.1.5 Modelagem dos dados gravimétricos

A partir dos dados gravimétricos foi possível modelar a geologia em subsuperfície em duas dimensões utilizando-se o problema direto. Assim foi gerado um perfil transversal ao lápili-tufo aflorante entre as coordenadas 228400 e 228700 m leste, na latitude de 6658180 m norte. O perfil modelado é apresentado na Figura 22.

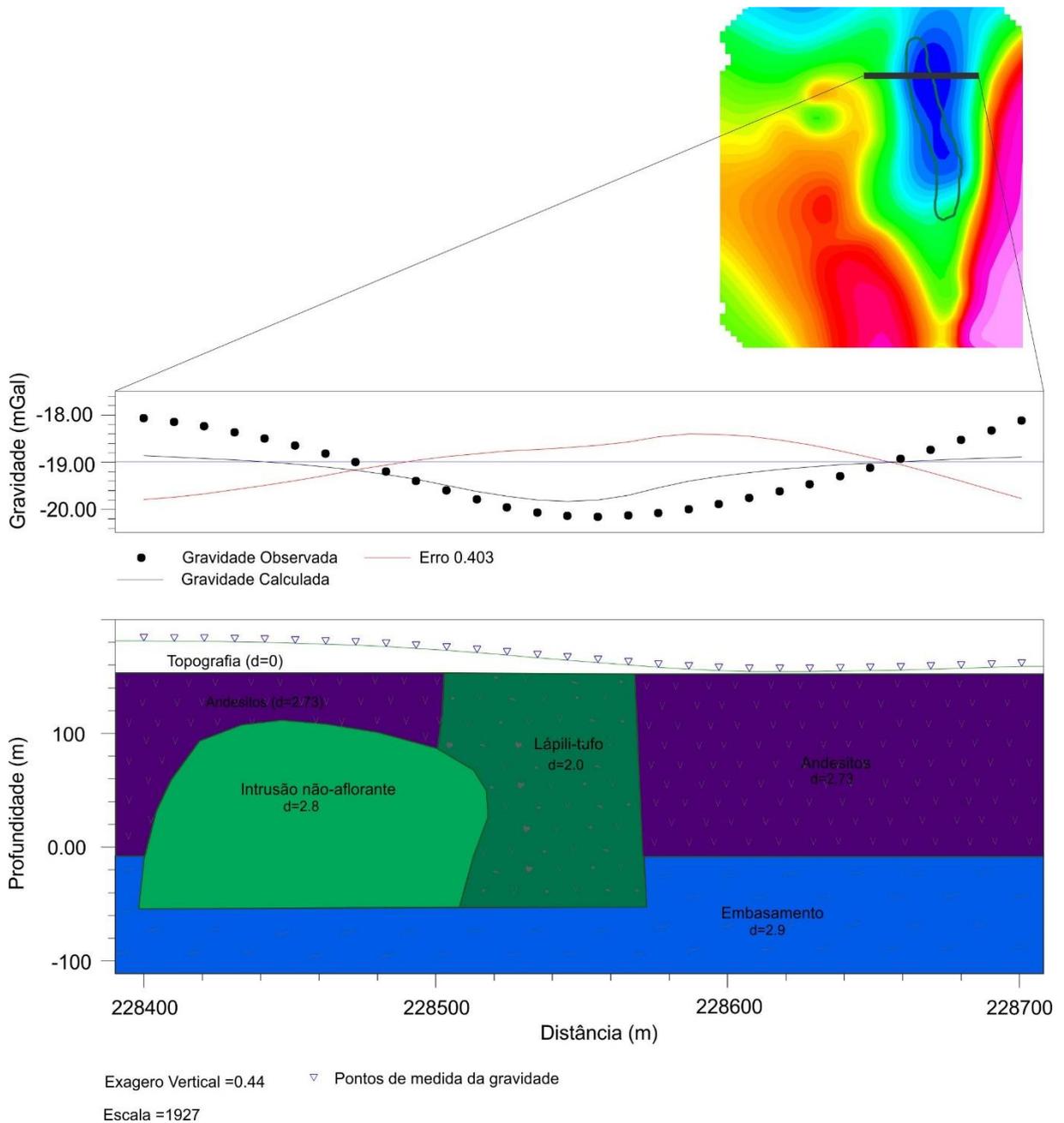


Figura 22: Modelo em duas dimensões gerado a partir dos dados gravimétricos (d – densidade). A intrusão não aflorante refere-se ao possível corpo intrusivo sugerido pela inversão dos dados magnetométricos.

A densidade dos andesitos foi obtida a partir de amostras coletadas em campo e os limites do lápili-tufo em superfície foram determinados em campo. O embasamento foi assumido como sendo o Complexo Cambaí (ocorre próximo), o qual é formado por gnaisses na área. Densidades desse tipo de rocha variam entre 2.6 e 2.9 g/cm<sup>3</sup> (SHARMA, 1997), e foi escolhida a que, dentro desse *range*, melhor aproximou a gravidade calculada da observada. A densidade do lápili-tufo foi escolhida entre valores apresentados para densidades de rochas piroclásticas e epiclásticas de composição kimberlitica, cujos valores mais baixos chegam a 1.8 g/cm<sup>3</sup> (ARNOTT; KOSTLIN, 2003 apud RAO; SRIVASTAVA; SIVAJI, 2008).

A geometria do corpo não aflorante foi copiada do modelo gerado pela inversão dos dados magnéticos. Sua densidade, bem como o limite entre andesitos e embasamento, foram escolhidos da forma que melhor ajustasse a gravidade calculada com a gravidade observada.

## 4.2 QUÍMICA MINERAL

Esse capítulo foi dividido em quatro partes: a primeira delas se refere a aspectos texturais e petrográficos da rocha. Em vista do trabalho de Buckowski (2011), que já estudou e publicou dados petrográficos do alvo do presente projeto, essa primeira parte contem predominantemente dados compilados de seu trabalho, aqui colocados como uma transição entre os aspectos macroscópicos da litologia apresentados anteriormente (geofísica) e aspectos de escala microscópica que serão descritos a seguir (química mineral). As outras três partes se referem a dados publicados pela primeira vez, sendo eles as análises químicas de, respectivamente, clinopiroxênios, anfibólios e feldspatos.

### 4.2.1 Petrografia do lápili-tufo

De acordo com Buckowski (2011), o lápili-tufo apresenta uma textura vulcanoclástica, sendo composto por fragmentos de andesitos, espessartitos, xenólitos máfico-ultramáficos, com uma matriz tufacea e carbonatos preenchendo interstícios entre os fragmentos em algumas porções. O tamanho dos fragmentos aumenta em direção às bordas do corpo, chegando a

tamanho bloco. No entanto, predominam fragmentos tamanho lápili e cinza. Na fração mais fina (tamanho lápili e cinza), predominam fragmentos de espessartitos sobre os fragmentos de andesitos, enquanto na fração mais grossa ocorre o contrário. Na fração lápili também ocorrem fragmentos de cristais de anfibólio e piroxênio, púmices, fenocristais de anfibólio e piroxênio euédricos e com bordas retas. A matriz é composta por fragmentos de anfibólio e clinopiroxênio, fragmentos e micrólitos de plagioclásio, e carbonato, clorita e epidoto secundários. Alguns minerais opacos estão presentes na matriz da rocha, predominantemente sulfetos de cobre e sulfetos de ferro e cobre, mas também há platina e ouro (Buckowski, 2011).

A Figura 23 apresenta a rocha em afloramento (A) e sua textura (B), aspectos gerais ao microscópio (C e D), detalhes da matriz e de alguns constituintes (E e F).

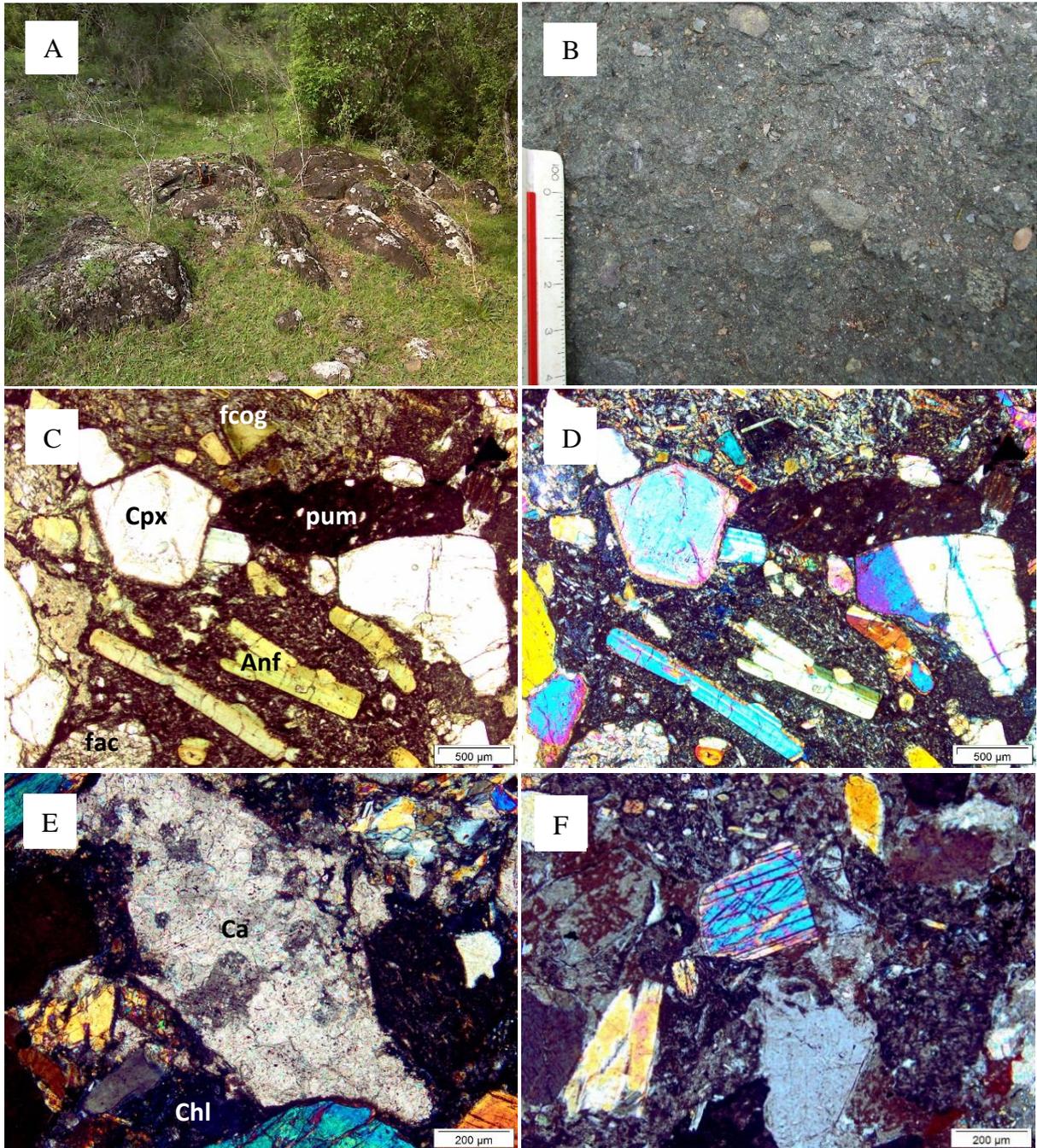


Figura 23: (A) rocha no afloramento; (B) detalhe da textura fragmentada do lápili-tufo; (C e D) aspectos gerais do lamprófiro, mostrando a textura fragmentada, com macrocristais de anfibólio (Anf) e clinopiroxênio (Cpx), fragmentos de rocha cognatos (fcog) e acidentais (fac), púmices (pum) em uma matriz composta por plagioclásio e anfibólio, em diversos locais alterada para clorita (Chl). (C) luz transmitida plano polarizada; (D) luz transmitida polarizada cruzada; (E) carbonato (Ca) e clorita na matriz da rocha; (F) xenocristal de piroxênio.

### 4.2.2 Clinopiroxênio

O clinopiroxênio do lápili-tufo encontra-se como fenocristais, com dimensões variando de 0,3 a 1,2 mm, predominantemente subédrico, mas também ocorrendo como cristais euédricos e anédricos (fragmentos). Sob luz plano polarizada apresenta-se incolor (Figura 23 C), algumas vezes parcialmente alterado para anfibólio, e com fraturas. Zonação ocorre em diversos cristais. Algumas análises representativas de sua composição encontram-se na Tabela 3.

Tabela 3: Composição química de alguns clinopiroxênios do lápili-tufo.

Elemento	CT15E C1 PX 1	CT15E C1 PX 5	CT15E C1 PX 8	CT15E C5 PX2
SiO <sub>2</sub>	52,42	52,76	51,83	52,19
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,18	0,21	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	2,21	3,33	2,61
FeO	6,36	6,46	5,90	6,44
MnO	0,05	0,17	0,15	0,20
MgO	15,60	16,13	15,68	15,71
CaO	21,71	21,54	21,76	21,83
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,27	0,43	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,08	0,26	0,17
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,02	0,06	0,05
NiO	0,02	0,00	0,04	0,04
<b>Total</b>	<b>99,56</b>	<b>99,82</b>	<b>99,67</b>	<b>99,72</b>

Segundo os critérios de Morimoto et al. (1988), os piroxênios são do grupo cálcico (campo Quad da Figura 24), classificados como augitas e diopsídios, predominantemente alumínicos, e alguns deles alumínicos crômicos. Essa composição química é semelhante à encontrada por Lima e Nardi (1998) para lamprófiros da Formação Hilário (Figura 24 A).

As composições formam um agrupamento principal muito próximo do agrupamento dos clinopiroxênios da Fm. Hilário, com algumas das análises levemente afastadas. Utilizando-se os limites composicionais estabelecidos por Sun e Bertrand (1991) apud Pandev et al., (2017) para a afinidade de clinopiroxênios, observa-se afinidade orogênica para os clinopiroxênios do lápili-tufo (Figura 24 B).

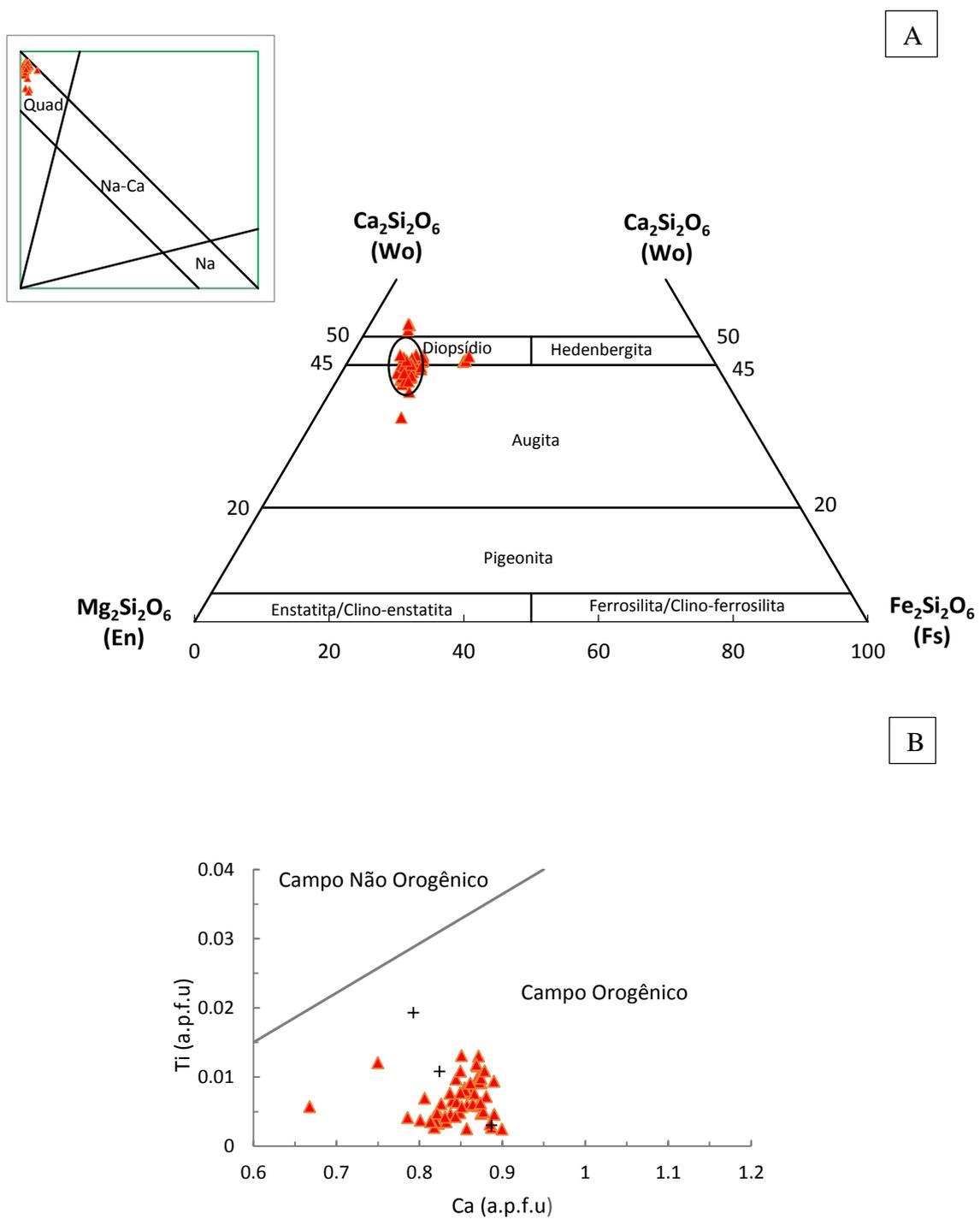


Figura 24: (A) Classificação dos clinopiroxênios do lópili-tufo espessartítico (triângulos) de acordo com os critérios de Morimoto et al., (1988). O círculo representa a classificação dos clinopiroxênios obtida por Lima e Nardi (1998) para os lamprófiros da Fm. Hilário. (B) Plotagem de Ca vs Ti para clinopiroxênios do lópili-tufo e de lamprófiros da Fm. Hilário (cruzes) seguindo os critérios de Sun e Bertrand (1991) apud Pandev et al. (2017) mostrando sua afinidade orogênica.

### 4.2.3 Anfibólio

Os fenocristais de anfibólio variam de 0,3 a 4 mm, são predominantemente subédricos, fragmentados e fraturados, muitas vezes com macla. Apresentam pleocroísmo de verde claro a verde (Figura 23 C), com zonação comum. Anfibólio também ocorre na matriz, em cristais de até 0,1 mm, sem zonação. A Tabela 4 apresenta os resultados das análises de alguns cristais.

Tabela 4: Composição de anfibólios do lápili-tufo.

Elemento	CT15E C1 ANF 9	CT15E C1 ANF 10	CT15E C2 ANF 1	CT15E C2 ANF 2
SiO <sub>2</sub>	44,036	43,825	43,453	44,022
TiO <sub>2</sub>	1,317	1,639	1,274	1,283
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,604	12,372	12,926	12,724
FeO	9,178	9,523	8,636	8,683
MnO	0,087	0,117	0,039	0,135
MgO	16,043	16,006	16,35	16,552
CaO	11,762	11,855	11,871	11,57
Na <sub>2</sub> O	2,408	2,522	2,454	2,483
K <sub>2</sub> O	1,009	0,823	0,993	1,086
BaO	0,007	-	-	0,246
F	0,007	-	-	-
Cl	-	-	0,014	0,017
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,192	0,548	0,181
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,134	0,072	0,103	0,086
SrO	0,001	-	0,098	-
<b>Total</b>	<b>98,943</b>	<b>98,946</b>	<b>98,759</b>	<b>99,068</b>

Seguindo os critérios de Leake et al., (1997), esses anfibólios são classificados como Mg-hastingsitas e tschermakitas (Figura 25), ocorrendo uma predominância das primeiras. Observa-se uma diminuição na concentração de magnésio na composição dos cristais menores e da matriz.

A presença de Mg-hastinsita como fenocristais também foi reportada por Lima e Nardi (1998) para os anfibólios de lamprófiros da Fm. Hilário. Apesar disso, pode-se observar na Figura 25 que a composição desses últimos é levemente diferente da composição dos anfibólios do lápili-tufo, sendo essa diferença caracterizada por uma razão  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  mais baixa como reflexo da menor concentração de magnésio nesses cristais.

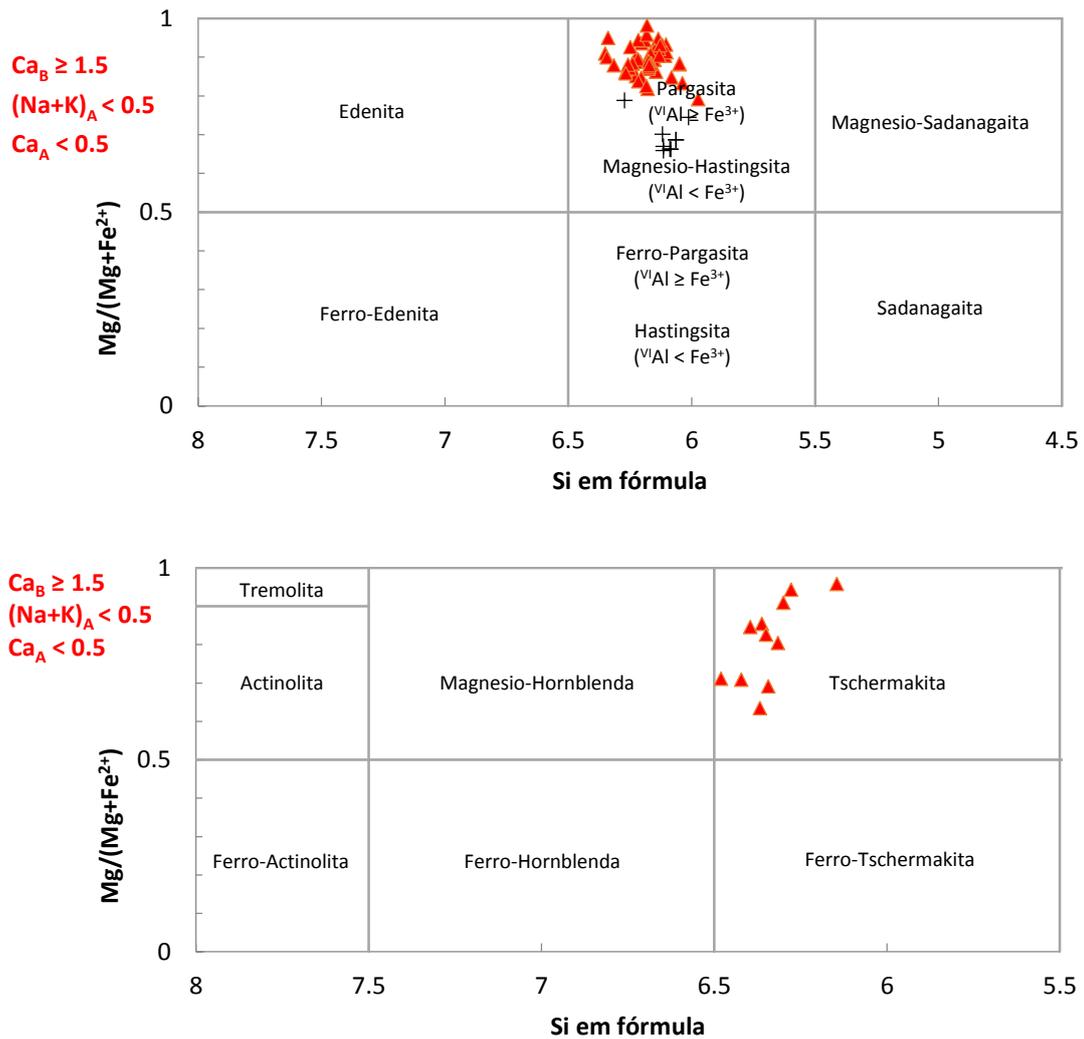


Figura 25: Classificação dos anfibólios do lópili-tufo espessartítico (triângulos) de acordo com os critérios de Leake et al., (1997). As cruces representam a composição alguns anfibólios de lamprófiros da Fm. Hilário (Lima e Nardi, 1991, 1998).

#### 4.2.4 Feldspato

O feldspato ocorre como micrólitos alongados na matriz, as vezes sendo alterado para argilominerais e carbonato. Apesar de terem sido realizadas diversas análises, poucas delas oferecem resultados confiáveis, devido às dimensões desses cristais e alteração. Assim, foram selecionadas as amostras cujo total da soma dos elementos fecha entre 98 e 102% e que o somatório dos componentes anortita, albita, e ortoclásio fechou acima de 90%. Essas análises são apresentadas na Tabela 5, e a classificação obtida, na Figura 26, junto da classificação de alguns feldspatos de lamprófiros associados à Fm. Hilário (LIMA; NARDI, 1998). Tanto os feldspatos do lápili-tufo como os dos lamprófiros da Fm. Hilário apresentaram composição albítica.

Tabela 5: Composição de alguns feldspatos do lápili-tufo, e teor dos componentes anortita, albita e ortoclásio.

Elemento	CT15E C1 matriz 3	CT15E C4 matriz 7	CT15E C4 matriz 9
SiO <sub>2</sub>	65,50	65,58	66,84
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,63	19,17	19,82
FeO	0,98	0,91	0,31
MnO	0,00	0,07	0,00
MgO	1,14	0,95	0,20
CaO	1,01	1,81	1,54
Na <sub>2</sub> O	10,13	9,80	10,98
K <sub>2</sub> O	1,22	1,30	0,34
BaO	0,03	0,19	0,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>99,645</b>	<b>99,779</b>	<b>100,526</b>
% An	4,755	8,555	7,187
% Ab	86,540	82,801	87,635
% Or	5,906	0,000	0,000

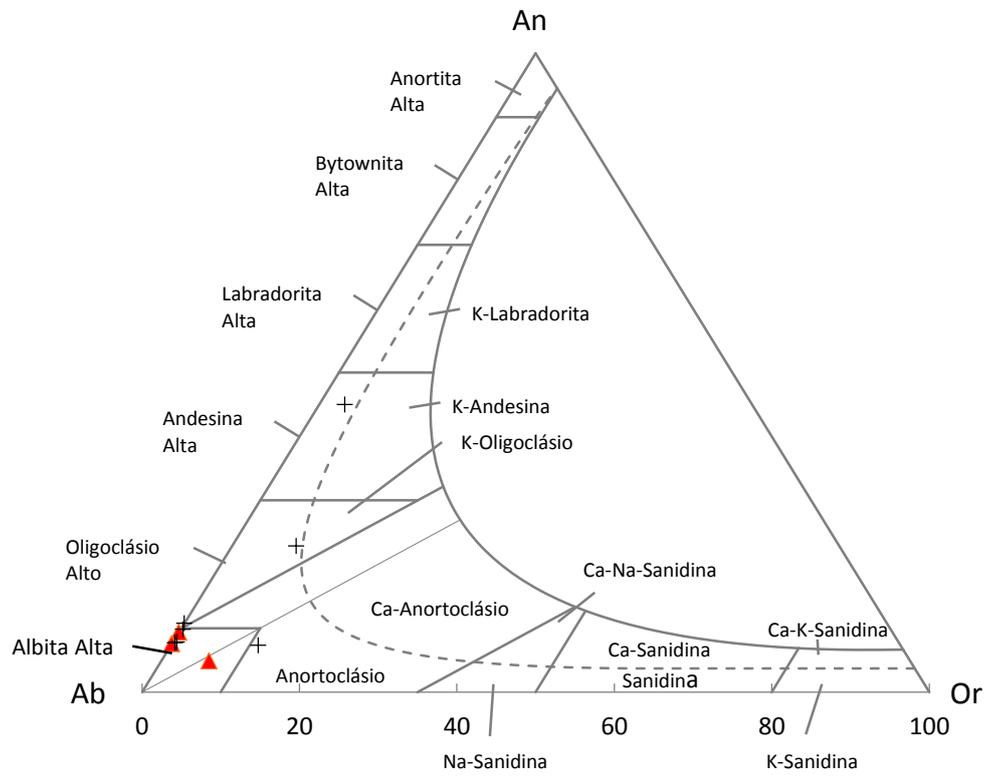


Figura 26: Classificação dos feldspatos do lápili-tufo (triângulos) e de lamprófios pertencentes à Fm. Hilário (cruzes). Os dados relativos aos feldspatos de lamprófios da Fm. Hilário foram retirados de Lima e Nardi (1998).

## 5 DISCUSSÕES

A seguinte discussão contempla os dados e mapas gamaespectrométricos, magnetométricos e gravimétricos, e os dados e gráficos de composição química dos minerais do lápili-tufo espessartítico. A organização das discussões segue os moldes dos resultados, tratando primeiramente do que diz respeito à geofísica e, posteriormente, à química mineral.

### 5.1 GEOFÍSICA

Os domínios gamaespectrométricos apresentam uma leve correspondência com a área das litologias aflorantes (Figura 27). Particularmente para os conglomerados (domínio C), a gamaespectrometria fornece resultados muito condizentes com a litologia, delimitando bem sua distribuição nos mapas ternário, de contagem total, potássio e tório. Os andesitos (domínios B1 e B2) também têm sua distribuição bem marcada pelos dados gamaespectrométricos, embora apresentem uma amplitude de valores razoavelmente grande.

O domínio A, que abrange a área aflorante do lápili-tufo, possui valores de K, eU e eTh baixos, contrastantes com os valores dos andesitos, um pouco mais altos. No entanto, em dois pontos a leste do corpo intrusivo, ocorrem arenitos cujos valores desses elementos não diferem do lápili-tufo, de modo que essas duas litologias acabam sendo mescladas no mesmo domínio.

O domínio D, embora ocorrendo em área onde a litologia aflorante são andesitos, possui valores de eU e, principalmente, eTh muito elevados, totalmente discrepantes dos valores obtidos em outros andesitos. Uma análise macroscópica dos andesitos do domínio D permitiu observar que os fenocristais de feldspatos se encontram fortemente alterados para epidoto e argilominerais. Além disso, em campo, foram vistas fraturas aparentemente silicificadas nessa área. Sendo assim, a causa dos valores anormalmente altos desses elementos parece ter sido a passagem de fluidos hidrotermais alterando a rocha e enriquecendo em urânio e, particularmente, tório, que apresenta os valores mais elevados, chegando a 70 ppm. Também é importante observar que a área abrangida por esse domínio provavelmente não é fiel à ocorrência em campo dos andesitos hidrotermalizados, pois esses valores estão na borda do mapa, e, ao interpolar pela mínima curvatura, a suavização da superfície deve ter extrapolado

esses valores elevados para uma área maior do que a real. De fato, esses valores anômalos foram obtidos em apenas três pontos.

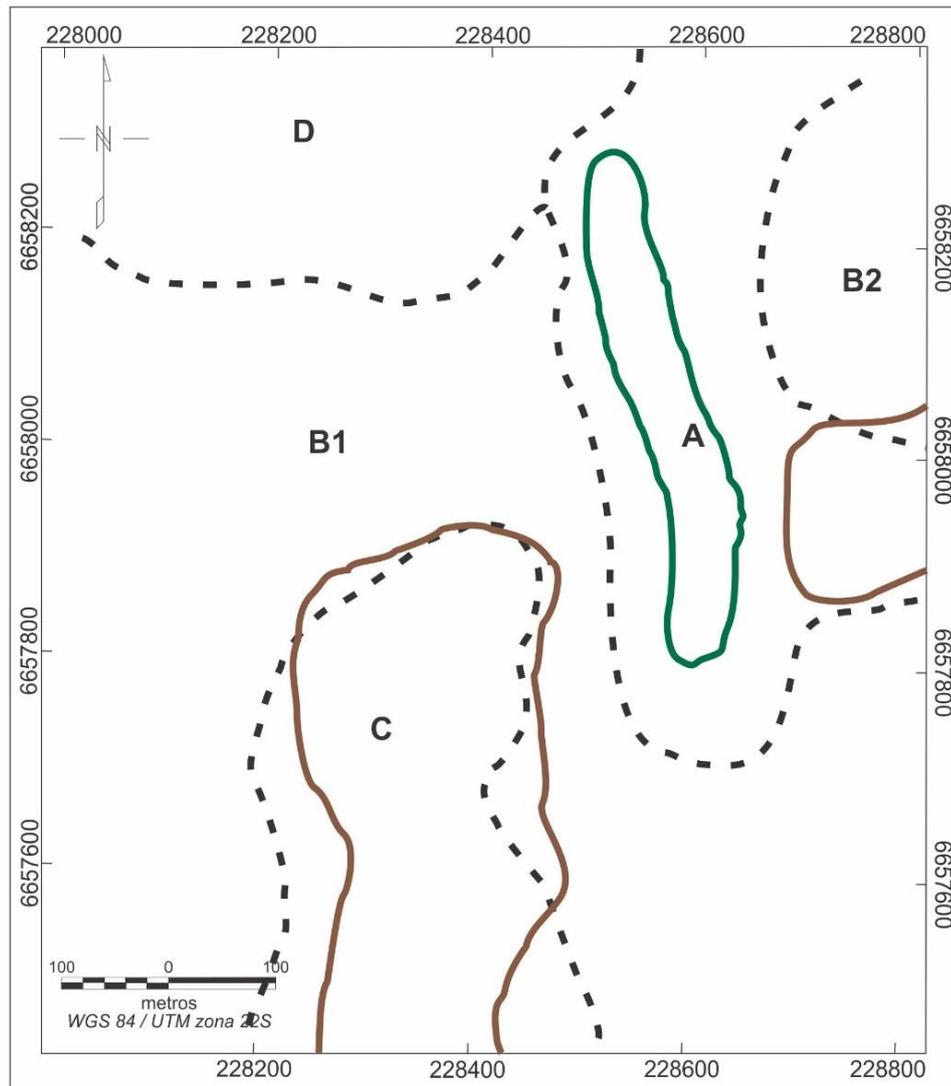


Figura 27: Domínios gamaespectrométricos e contatos geológicos da área de estudo. Linha verde delimita o lópili-tufo. Linhas marrons delimitam a ocorrência de arenitos e conglomerados.

Enriquecimento de tório em ambiente hidrotermal pode gerar um dos quatro principais tipos de depósitos desse elemento, que são depósitos em veios (BARTHEL; TULSIDAS, 2014). De acordo com os autores, esses veios ocorrem em zonas de cisalhamento, associados com rochas ígneas intrusivas ou extrusivas. O enriquecimento observado nos andesitos hidrotermalizados pode ter origem semelhante, embora com um enriquecimento menos intenso.

O mapa de campo magnético anômalo apresentou um dipolo com polarização normal um pouco a oeste da área aflorante do lópili-tufo. Na Figura 28 são apresentados o dipolo observado no mapa campo magnético total e as anomalias geradas pelos filtros de amplitude do sinal analítico, primeira derivada vertical e derivada inclinada em relação ao lópili-tufo.

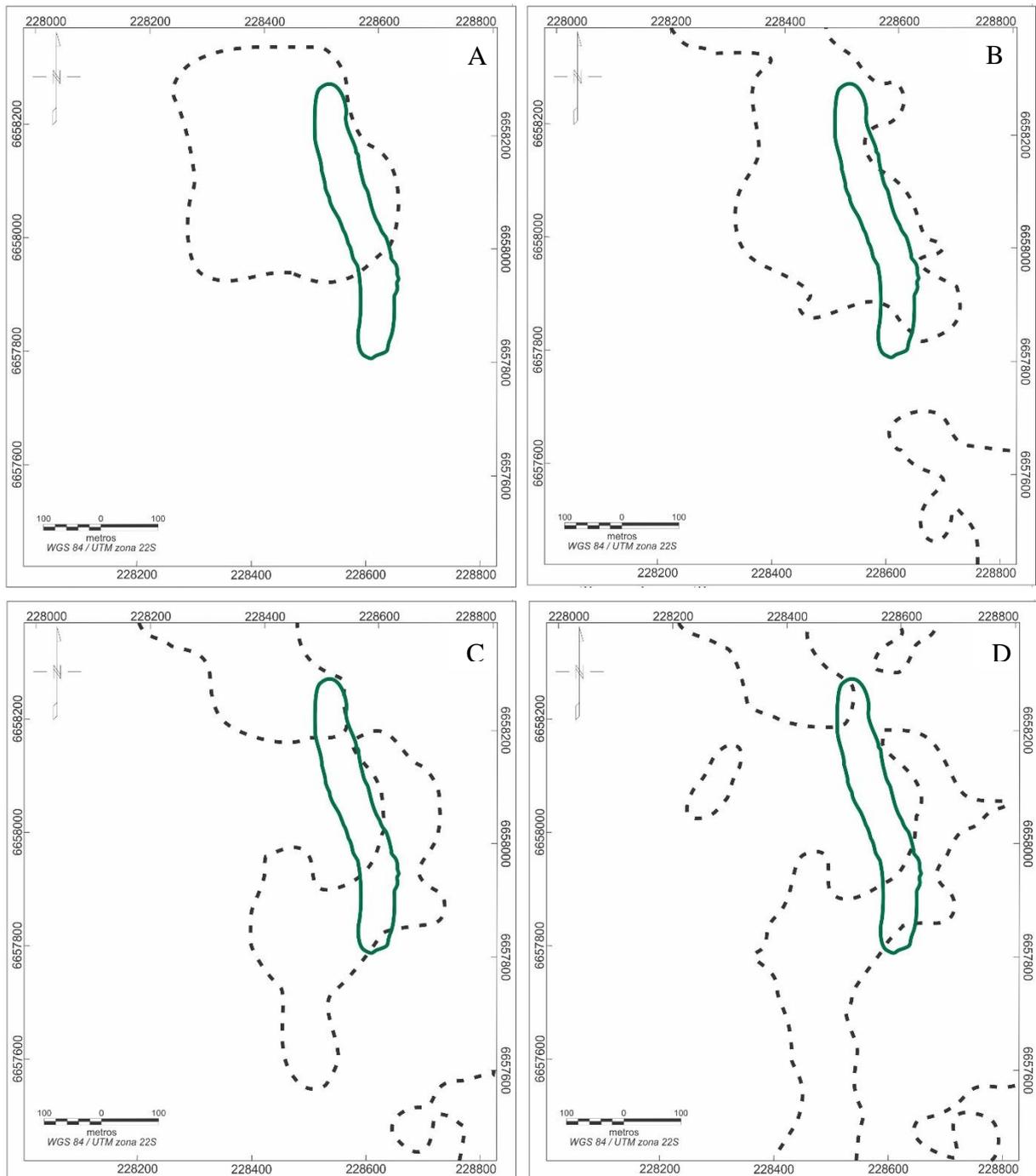


Figura 28: Dipolo (A), anomalias de amplitude do sinal analítico (B), de primeira derivada vertical (C) e da derivada inclinada do campo magnético (D), e sua posição em relação ao lópili-tufo aflorante (linha contínua verde).

Tendo em vista que o filtro de amplitude do sinal analítico posiciona a anomalia sobre a fonte ou sobre os limites dela, a anomalia observada nesse mapa aparenta ser gerada por um corpo de dimensões maiores que o lópili-tufo. A derivada vertical é um filtro que destaca as bordas de corpos, atribuindo a essas regiões valores mais altos. O mapa da primeira derivada vertical indica a presença de um corpo com formato cilíndrico que não corresponde ao formato

da área aflorante do lápili-tufo. Da mesma forma, o mapa de derivada inclinada fornece boas respostas a estruturas. Suas anomalias são semelhantes às da primeira derivada vertical, indicando a presença de um corpo cilíndrico.

O modelo gerado a partir da inversão dos dados geofísicos mostra um corpo com formato aproximadamente cilíndrico posicionado sob a área aflorante do lápili-tufo, indicando que a anomalia não é gerada pelo lápili-tufo aflorante, mas sim por outro corpo localizado a aproximadamente 70 metros de profundidade. A Figura 29 apresenta a posição da área aflorante do lápili-tufo e o corpo intrusivo modelado.

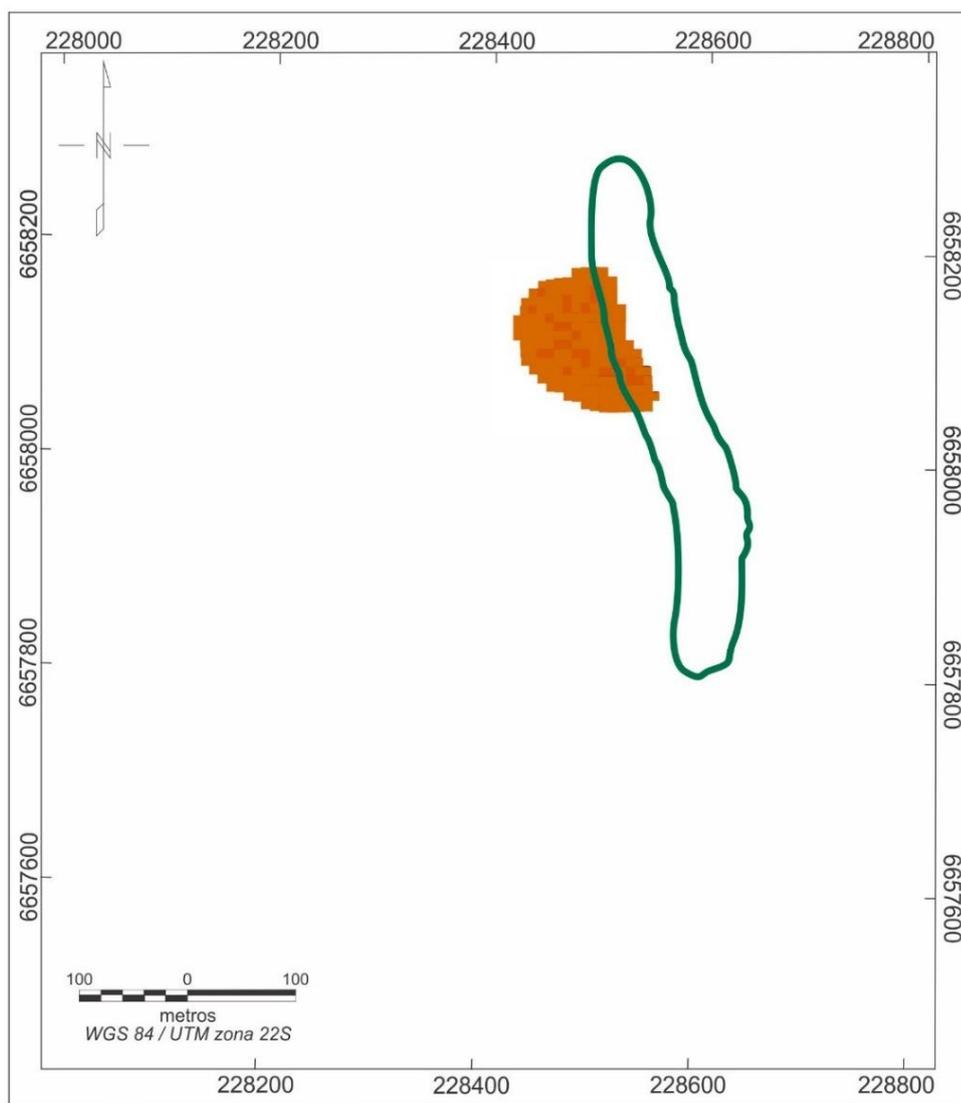


Figura 29: Modelo gerado a partir da inversão dos dados magnéticos para o corpo intrusivo e sua posição em relação ao lápili-tufo (vista em planta).

Não há dados suficientes para sugerir a relação entre este suposto corpo cilíndrico e o corpo de lápili-tufo, mas não se descarta tratar-se de corpos intrusivos complexos, onde o lápili-tufo teria um formato de dique oriundo de um sistema intrusivo cilíndrico, semelhante ao de

um *pipe* kimberlítico (MITCHELL, 1986). Segundo Wilson e Head III (2007) alguns diques nesses sistemas podem forma “blows”, que são locais onde esses diques se expandem em feições lenticulares que podem ter uma espessura até 10 a 20 vezes maior que a do dique (Figura 30 A). Rock (1991) menciona a ocorrência desse tipo de estrutura para diques de lamprófiros (Figura 30 B e C).

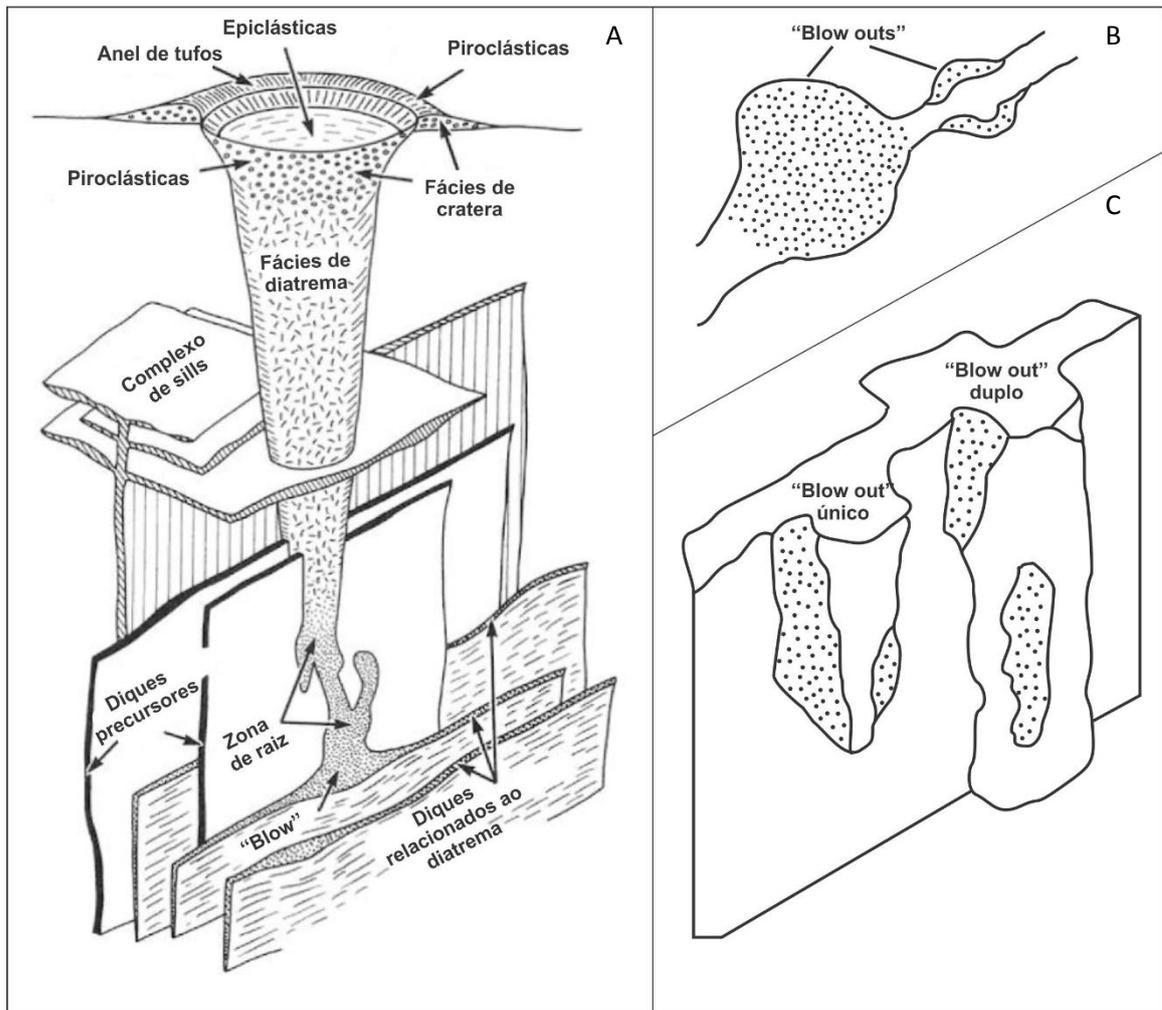


Figura 30: Em A, modelo de sistemas kimberlíticos complexos, extraído e modificado de Mitchell (1986). Em B e C, modelo de "blow outs" em intrusões lamprofíricas, extraído e modificado de Rock (1991).

O mapa de anomalia Bouguer apresenta uma anomalia negativa nítida coincidente com a área aflorante do lápili-tufo. Segundo Parasnis (1973) corpos em profundidade causam anomalias amplas, com baixas amplitudes, enquanto corpos rasos geram anomalias restritas e nítidas. Assim, aparentemente o lápili-tufo gera uma anomalia negativa onde se encontra. No entanto, análises de amostras do lápili-tufo resultaram em uma densidade de  $2,93 \text{ g/cm}^3$ , maior do que das encaixantes (andesitos:  $2,73 \text{ g/cm}^3$ ; conglomerados:  $2,6 \text{ g/cm}^3$ ). Considerando que o lápili-tufo é uma rocha com textura fragmentada do qual foram escolhidas amostras o menos

alteradas possível, e que se localiza a poucos quilômetros de onde aflora o embasamento da Bacia do Camaquã, foram levantadas as seguintes possibilidades:

- As medidas de densidade não correspondem à realidade, tendo sido escolhidas amostras nas partes menos fraturadas e hidrotermalizadas (essas amostras foram inicialmente escolhidas para análises geoquímicas e lâminas), e a real densidade do lamprófiro é menor que a das encaixantes. Densidades das fácies de cratera (piroclásticas e epiclásticas, as mais semelhantes à textura do lápili-tufo) são baixas, chegando a  $1.8 \text{ g/cm}^3$  (ARNOTT; KOSTLIN, 2003 apud RAO; SRIVASTAVA; SIVAJI, 2008).

- Na área em que se encontra o lamprófiro, as rochas da Bacia do Camaquã formam apenas uma “casca”, e o embasamento (Complexo Cambaí) se encontra poucos metros abaixo. Se o embasamento for mais denso que o lápili-tufo, isso poderia causar a anomalia negativa.

Também é possível que ambas as hipóteses sejam verdadeiras, com a densidade do lamprófiro menor que a medida em laboratório e um embasamento raso e mais denso que o lápili-tufo.

O modelo gerado a partir dos dados gravimétricos permitiu um ajuste razoável entre a gravidade medida e a observada. Os limites do dique próximo à superfície foram estabelecidos de acordo com a geologia observada em campo. O maior erro no ajuste entre os dados calculados e observados ocorre ligeiramente a oeste do dique, onde, para satisfazer os dados gravimétricos, ele teria uma extensão maior, com praticamente o dobro da largura observada em superfície. Essa diferença entre a geologia e a geofísica pode ser causada pela interpolação, que pode ter tornado a anomalia maior do que ela realmente é na direção leste-oeste.

Outro fato notável é que não há uma anomalia de gravidade correspondente à anomalia magnética. Assumindo a existência do corpo intrusivo mencionado na discussão dos dados magnéticos, sua densidade deve ser maior que a do lápili-tufo e muito semelhante à das rochas circundantes, ou seja, cerca de  $2.6 \text{ g/cm}^3$  a  $2.8 \text{ g/cm}^3$ .

Esse corpo pode ser geneticamente relacionado ao lápili-tufo, mas relacionado a uma fácies hipabissal, como observado em *pipes* kimberlíticos (MITCHELL, 1986). A mudança de característica faciológica para um termo vulcanoclástico pode estar condicionado a diversos fatores, como um processo de descompressão durante a ascensão do magma que poderia desencadear um processo explosivo, ou a presença de um freático e a consequente geração de um processo explosivo hidrovulcânico. Dados de densidade obtidos para lamprófiros alcalinos maciços por Rao, Srivastava e Sivaji (2008) resultaram em valores entre  $2.82 \text{ g/cm}^3$  e  $3.05 \text{ g/cm}^3$ . Os valores mais baixos não estão distantes da densidade dos andesitos que ocorrem na

região ( $2.73 \text{ g/cm}^3$ ), implicando que se for um lamprófiro, esse deve ser maciço, o que seria característico de uma fácies hipabissal. O fato do corpo mais profundo causar influência no campo magnético da área enquanto o dique não poderia ser consequência da textura brechada e alteração desse último, que poderiam ter destruído os minerais magnéticos dessa rocha e, conseqüentemente, diminuído a sua susceptibilidade magnética.

Ainda, essa intrusão pode não ter nenhuma relação genética com o lópili-tufo, podendo ter sido formada por líquidos magmáticos que aproveitaram as mesmas estruturas que o lópili-tufo para ascender.

De qualquer modo, por se tratar de uma anomalia magnética que sugere a presença de um corpo em maior profundidade, outros métodos de avaliação (e.g. sondagem) seriam necessários para comprovar as hipóteses levantadas anteriormente, mas que por questões financeiras não serão passíveis de serem realizadas no presente projeto.

## 5.2 QUÍMICA MINERAL

A análise da composição química dos clinopiroxênios permitiu classificá-los como augitas e diopsídios. As composições encontradas são semelhantes às obtidas por Lima e Nardi (1998) para lamprófiros da Fm. Hilário (Figura 24) vinculados a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul. Algumas análises encontram-se um pouco afastadas do agrupamento principal, com teores mais altos da molécula wollastonita. Essas análises foram realizadas em um cristal com bordas arredondadas e estrias (Figura 23 F), diferente dos outros clinopiroxênios da rocha. Foi interpretado como um xenocristal arrancado das encaixantes pelo magma no seu caminho em direção à superfície.

Os anfibólios foram classificados como Mg-hastingsitas e tschermakitas. Essas composições são semelhantes às apontadas por Rock (1984) como típicas desse tipo de rocha, e são semelhantes às de anfibólios de lamprófiros da Fm. Hilário, com pequenas diferenças. A maior concentração de Mg nos anfibólios do lópili-tufo pode ser devido à natureza mais primitiva desse em relação aos lamprófiros da Fm. Hilário, como sugerido por Buckowski (2011).

A plotagem dos clinopiroxênios no diagrama de Ca x Ti (Figura 24 B) sugere que esse magma tenha sido gerado dentro de um contexto orogênico, o que condiz com o interpretado

por Lima, Sommer e Nardi (2007) para os ciclos vulcânicos neoproterozóicos da BC, como sendo os estágios finais de um período pós-colisional.

As análises dos feldspatos forneceram resultados diferentes do esperado. Comumente o feldspato desses magmas máficos é cálcico. No entanto, os valores obtidos indicam que o plagioclásio é do tipo albita. Considerando que esses plagioclásios se apresentam como micrólitos, em uma matriz com intensa alteração, que se reflete nos resultados pouco satisfatórios das análises (a maioria das análises não pôde ser utilizada por apresentar muito erro ou altos teores de elementos que entram apenas em pequena quantidade na estrutura do feldspato), pode-se supor que a albita não seja o plagioclásio original dessa rocha. Composições obtidas por Lima e Nardi (1998) são apresentadas na Figura 26. Muitas das análises plotaram no campo da albita, e os autores sugeriram que isso foi devido a transformações hidrotermais, principalmente a ação de CO<sub>2</sub>, retirando cálcio dos plagioclásios e reprecipitando como uma película de carbonato sobre ou entre os grãos, sugerindo que a composição original tenha sido andesina. No caso do lápili-tufo, a presença de carbonato na matriz é comum, e a textura fragmentada pode ter permitido que um processo desse tipo tenha sido mais intenso do que nos lamprófiros maciços estudados por Nardi e Lima (1998). Nesse caso, o plagioclásio original seria de uma composição mais cálcica.

## 6 CONCLUSÕES

A partir dos resultados apresentados e discutidos é possível chegar às seguintes conclusões:

- (i) Os dados gamaespectrométricos e gravimétricos fornecem boa resposta ao lápili-tufo demarcando um corpo alongado na direção norte-sul com cerca de 450 metros de comprimento e 70 metros de largura, com o formato de um dique vertical a subvertical.
- (ii) Os dados magnéticos não fornecem resposta ao lápili-tufo, mas apresentaram um dipolo que sugere a presença de outro corpo intrusivo não aflorante próximo a ele.
- (iii) Os clinopiroxênios são augita e diopsídio, os anfibólios são majoritariamente Mg-hastingsita e, subordinadamente, tschermakita, e o feldspato é de composição albitica.

(iv) A composição das principais fases minerais constituintes desse lamprófiro é semelhante à de outros lamprófiros ocorrentes na Bacia do Camaquã e relacionados ao vulcanismo Hilário.

As informações geoquímicas obtidas por Buckowski (2011) e os resultados de química mineral apresentados no presente trabalho são condizentes com dados de lamprófiros vinculados à Fm. Hilário. Sendo assim, é possível afirmar que o lópili-tufo espessartítico está provavelmente vinculado ao episódio magmático que deu origem a essa formação. Dados de geocronologia dariam uma resposta final a essa questão, embora sua obtenção poderá ser dificultada pela alteração da rocha e sua composição básica, que resulta em um baixo conteúdo de zircão, além dos fragmentos de rochas encaixantes com idades distintas.

## 7 REFERÊNCIAS

ALMEIDA, D. D. P. M.; CHEMALE JR, F.; MACHADO, A. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: AL-JUBOURY, A. I. **Petrology - New Perspectives and Applications**. Rijeka: [s.n.], 2012. p. 73-130.

AQUINO, Robson dos Santos. **Levantamento Gravimétrico do Litoral Médio do Estado do Rio Grande do Sul: Parte Central Emersa da Bacia de Pelotas**. 2017. 92 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.

BARBOSA, R. D.; PEREIRA, J. G. **Inversão 3D de dados Magnéticos da Região de Mara Rosa - Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI**. Thirteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro: [s.n.]. 2013.

BARRIOS, Marcelo Francisco Szalanski. **Geologia e Petrografia das Rochas Andesíticas da Região do Cerro Tupanci, Vila Nova do Sul, RS**. 2015. 82 f. Monografia (Graduação) - Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

BARTHEL, F.; TULSIDAS, H. Thorium: Geology, occurrence, deposits and resources. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON URANIUM RAW MATERIAL FOR THE NUCLEAR FUEL CYCLE: EXPLORATION, MINING, PRODUCTION, SUPPLY AND DEMAND, ECONOMICS AND ENVIRONMENTAL ISSUES. 2014. Vienna, **Book of Abstracts**. Vienna, 2014, p.83.

BLAKELY, R. J. **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**. [S.l.]: Press Syndicate of the University of Cambridge, v. I, 1996.

BUCKOWSKI, Natalia. **Caracterização dos lamprófiros espessartíticos da região de Vila Nova do Sul, RS**. 2011. 77 f. Monografia (Graduação) - Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

CARLETON COLLEGE. Wavelength-dispersive spectroscopy (WDS) - SERC-Carleton. **SERC-Carleton College**. Disponível em: <[https://serc.carleton.edu/research\\_education/geochemsheets/wds.html](https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/wds.html)>. Acesso em: 24 Maio 2018.

CPRM. GeoSGB Dados, Informações e Produtos do Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <<http://geosgb.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 28 set. 2018.

DICKSON , B. L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. **Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 187-200, 1997.

DUTRA, A. C. **Inversão tridimensional de dados gravimétricos e magnéticos da Província Alcalina de Goiás - Investigando o controle tectônico**. 2011. 152 f. Tese (Doutorado em Ciências em Geofísica) - Instituto de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

HODGSON, C. J.; TROOP, D. G. A New Computer-Aided Methodology for Area Selection in Gold Exploration: A Case Study from the Abitibi Greenstone Belt. **Economic Geology**, v. 83, p. 952-977, 1988.

JANIKIAN, L. et al. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. **Terra Nova**, v. 20, n. 4, p. 259-266, Julho 2008.

JANIKIAN, L. et al. Ages (U–Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 21, n. 2-3, p. 466-482, Março 2012.

KANE , M. F. A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. **Geophysics** , v. 27, n. 4, p. 455-462, Agosto 1962.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de Exploração**. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina de Textos, v. I, 2009.

LE MAITRE, R. W. **A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989.

LE MAITRE, R. W. et al. **Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks**. 2ª. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.

LEAKE , B. E. et al. Nomenclature of Amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission of New Minerals and Mineral Names. **The Canadian Mineralogist**, v. 35, p. 219-246, 1997.

LEITZKE, Felipe Padilha. **Geologia e petrologia das rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci, centro-oeste do RS**. 2011. 126 f. Monografia (Graduação) - Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

LEITZKE, Felipe Padilha. **Rochas vulcânicas alta-sílica na região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense**. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

LI, Y.; OLDEMBURG, D. W. Stable reduction to the pole at the magnetic equator. **Geophysics**, v. 66, n. 2, p. 571-578, Março 2001.

LIMA, E. F. Petroquímica e prospecção litogeoquímica da área da Merita, região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. 1985. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

LIMA, E. F. ; NARDI, L. V. S.; SOMMER, C. A. Lamprófiros Espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS: Litoquímica e Química Mineral. In: IANUZZI, Roberto.; FRANTZ, José Carlos. (Ed.) **50 ANOS de geologia: Instituto de Geociências. Contribuições**. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, 2007. p. 43-57.

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. Os lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul: Gênese e Evolução. **Geochimica Brasiliensis**, 1991.

LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 113-124, 1998.

LIMA, E. F.; SOMMER, C. A; NARDI, L. V. S. O Vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-rio-grandense: Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: IANUZZI, Roberto.; FRANTZ, José Carlos. (Ed.) **50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições**. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, 2007. p. 79-95.

LOWRIE, William. **Fundamentals of Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 391 p.

MARIITA, N. O. The Magnetic Method. In. Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources, Lake Naivasha, Kenya. 2007.

MELGAREJO, J. C. et al. Técnicas de caracterización mineral y su aplicación em exploración y explotación minera. **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, v. 62, n. 1, p. 1-23, 2010.

MENEGOTTO, E.; MEDEIROS, E. R. **Contribuição ao Estudo das Rochas Ígneas Ácidas da Região da Serra Tupanci-RS**. Anais do 29º Congresso. [S.l.]: [s.n.]. 1976. p. 425-432.

MIDDLEMOST, E. A. K. **The nomenclature and origin of the noncumulate ultramafic rocks and the systematic position of kimberlites**. Fourth International Kimberlite Conference. [S.l.]: [s.n.]. 1986. p. 72-74.

MINTY, B. R. S. **A Review of Airbone Gamma-ray Spectrometric Data Processing Techniques**. Australian Government Publishing Service. Canberra, p. 55. 1988.

MITCHELL, R. H. **Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology**. 1ª. ed. New York: Plenum Press, 1986.

MORIMOTO, N. et al. Nomenclature of Pyroxenes. **Mineralogy and Petrology**, v. 39, n. 1, p. 55-76, Setembro 1988.

NABIGHIAN, M. N. Additional Comments on the Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 85-92, Fevereiro 1974.

NABIGHIAN, Misac N. et al. The historical development of the magnetic method in exploration. **Geophysics**, v. 70, n. 6, p. 33ND-61ND, 2005.

NAGY, D. The prism method for terrain corrections using digital computers. **Pure and Applied Geophysics**, v. 63, n. 1, p. 31-39, Dezembro 1966.

NARDI, Lauro Valentim Stoll. **Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil**. 1984. 538 f. Tese (Doutorado em Geociências) - King's College, London, 1984.

NARDI, L. V. S.; LIMA, E. F. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 2, p. 139-146, Junho 1985.

NARDI, L. V. S.; LIMA, E. F. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 1, January 1998.

NOAA. Magnetic Field Calculators. **National Oceanic and Atmospheric Administration | U.S. Department of Commerce**. Disponível em: <<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#igrfwmm>>. Acesso em: 15 Maio 2018.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR, F.; LOPEZ, R. D. C. A bacia do Camaquã. In: HOLZ, Michael; DE ROS, Luiz Fernando. (Ed.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 231-274.

PANDEV, A. et al. Subduction–tectonics in the evolution of the eastern Dharwar craton, southern India: Insights from the post-collisional calc-alkaline lamprophyres at the western margin of the Cuddapah basin. **Precambrian Research**, v. 298, p. 235-251, 2017.

PARASNIS, D. **Mining geophysics: methods in geochemistry and geophysics**. 2<sup>a</sup>. ed. Elsevier, 1973.

RAO, N. V. C.; SRIVASTAVA, R. K.; SIVAJI, C. Petrophysical properties of Indian kimberlites, lamproites and lamprophyres. **Indian Dykes: Geochemistry, Geophysics and Geochronology: New Delhi, India, Narosa Publishing House**, p. 309-318, 2008.

RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. SM; LOURO, V. H. A. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. **Terra Didática**, v. 10, n. 1, p. 29-51, 2014.

RIBEIRO, M. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul - Brasil**. Divisão de Fomento da Produção Mineral. [S.l.]. 1966.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L. M. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul Rio-grandense: I. Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Ihneríngia, Série Geológica**, n. 5, p. 19-54, 1978.

ROBERTSON, J. F. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rocks units in the Caçapava - Lavras Region. State of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos da Escola de Geologia, UFRGS**, Porto Alegre, p. 41-54, 1966.

ROCK, N. M. S. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks. **Journal of Petrology**, v. 27, n. 1, p. 155-196, 1986.

ROCK, N. M. S. **Lamprophyres**. London: Blackie and Son Ltd, 1991.

ROISEMBERG, A. et al. **Aspectos Petrológicos e Geoquímicos do Vulcanismo Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico do RS com base nos Elementos Maiores**. Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. Porto Alegre: [s.n.]. 1983. p. 237-285.

ROOS, Siegbert. **Gamaespectrometria e Magnetometria aplicados à determinação de novos alvos de exploração mineral na região de Amaral Ferrador-RS, porção Leste do Cinturão Dom Feliciano**. 2017. 122 f. Monografia (Graduação) - Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.

ROSENBUSCH, H. **Mikroskopische Physiographie**. 3. ed. Stuttgart: Schweizerbart, 1877.

RUDNICK, R. L.; GAO, S. Composition of the Continental Crust. **Treatise on Geochemistry**, v. 3, p. 659, Dezembro 2003.

SHARMA, P. V. **Environmental and Engineering Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 475 p.

SOARES, Marcio de Souza. **Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS**. 2001. 187 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Escola de Engenharia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e Materiais, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

SOMMER, C. A. et al. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. v. 78, n. 3, p. 573-589, 2006.

STRECKEISEN, A. IUGS subcomission on the systematics of igneous rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilite rocks. Recommendations and suggestions. **Neues Jahrbuch für Mineralogie**, v. 143, p. 1-14, 1978.

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites e melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. **Geology**, v. 7, n. 7, p. 331-335, Julho 1979.

ULBRICH, H. H. G. J. et al. Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 9, n. 1, p. 33-53, Janeiro 2009.

WHITEHEAD, N. **Filtragem montaj MAGMAP - Processamento de Dados de Campos Potenciais no Domínio da Frequência Extensão para o Oasis montaj v7.1.** [S.l.]. 2009.

WILDNER, W. et al. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, n. 118, p. 261-283, Novembro 2002.

WILSON, L.; HEAD III, J. H. An integrated model of kimberlite ascent and eruption. **Nature**, v. 447, p. 53-57, Maio 2007.

WOOLEY, A. R. et al. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. **The Canadian Mineralogist**, v. 34, p. 175-186, Abril 1996.

WYMAN, D. A.; KERRICH, R. The mesothermal gold-lamprophyre association: significance for an accretionary geodynamic setting, supercontinent cycles, and metallogenic processes. **Mineralogy and Petrology**, v. 51, p. 147-172, 1994.