

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**JOHNATHAN HENRIQUE GAMBETA**

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA E ANÁLISE DIRECIONAL DOS DEPÓSITOS  
VULCÂNICOS DA PORÇÃO SUL DO PLATÔ DO TAQUAREMBÓ, DOM  
PEDRITO-RS**

**PORTO ALEGRE-RS**

**2018**

**JOHNATHAN HENRIQUE GAMBETA**

**CARACTERIZAÇÃO GEOFÍSICA E ANÁLISE DIRECIONAL DOS  
DEPÓSITOS VULCÂNICOS DA PORÇÃO SUL DO PLATÔ DO  
TAQUAREMBÓ, DOM PEDRITO-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 como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Jairo Francisco Savian  
Carlos Augusto Sommer

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

Gambeta. Johnathan Henrique

Caracterização geofísica e análise direcional dos depósitos vulcânicos da porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito, RS. / Johnathan Henrique Gambeta. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[86 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: Jairo Francisco Savian  
Carlos Augusto Sommer

1. Formação Acampamento Velho. 2. Anisotropia de susceptibilidade magnética 3. Bacia do Camaquã. 4. Aerogeofísica. 5. Platô do Taquarembó  
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

Dedico este trabalho aos meus pais Josemar e Liege e meus avós Sérgio e Norma pelo apoio e suporte incondicional.

## AGRADECIMENTOS

Ao Instituto de Geociências da UFRGS não só pelo financiamento do meu trabalho de conclusão, mas por todo apoio oferecido durante estes cinco anos da graduação. É muito gratificante saber que estudei em uma universidade pública de excelência.

Aos meus familiares, em especial meus pais Josemar e Liege, meus avós Sérgio e Norma e meus irmãos Gregori e Junior, que me apoiaram durante toda esta caminhada, sempre presentes e me dispendo todas as condições para que eu seguisse fazendo o que gosto, sem vocês nada disso seria possível. Não esquecendo também do meu tio Almir, importantíssimo na escolha desta profissão e um exemplo a ser seguido como geólogo.

Aos professores do instituto pelo conhecimento passado, em especial ao Jairo e Sommer, meus orientadores, que foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço pelo comprometimento em me orientar, por tudo o que me ensinaram nesses últimos anos e pela ótima convivência que tivemos tanto na universidade como nos diversos campos que ocorreram na geologia.

Ao pessoal do Laboratório de Paleomagnetismo da USP, que me ajudaram na obtenção dos dados para a realização deste trabalho. Obrigado também ao prof<sup>o</sup> Ricardo Trindade, por disponibilizar os equipamentos e pela atenção em resolver as dúvidas que eu tive durante este ano.

Aos meus amigos e colegas geológicos, pelos momentos bons (e ruins também) que passamos juntos na graduação. Pelas parcerias para os estudos antes de provas (normalmente momentos de aflição), pelas conversas (que acabavam sempre em besteiras) e o tempo passado juntos no decorrer dos dias, principalmente nos períodos entre aulas. E além de tudo, pelos incansáveis dias de campo que passamos juntos, são tantas histórias e risadas que dificilmente esquecerei das diversas aventuras geológicas que tivemos. Obrigado por tudo amigos!

Por fim, mas não menos importante, a você que está lendo este trabalho. Espero que de alguma forma possa ter sido útil.

“A resposta certa, não importa nada: o essencial é que as perguntas estejam certas.”

(Mário Quintana)

## RESUMO

A porção sul do Platô do Taquarembó (PT), encontrada na parte oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, é representada por abundantes depósitos vulcânicos ácidos correlacionáveis à Formação Acampamento Velho (FAV), sendo constituído por rochas efusivas e piroclásticas de composição ácida e, subordinadamente, depósitos vulcanoclásticos. Esta unidade é caracterizada por um vulcanismo ácido alcalino do final do Neoproterozoico (Ediacarano), inserido dentro do contexto evolutivo vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã. Os processos vulcânicos explosivos e efusivos presentes na FAV são responsáveis por importantes variações faciológicas desta unidade no PT, gerando principalmente derrames e domos de lavas de composição traquítica, depósitos ignimbríticos e depósitos vulcanoclásticos secundários. No entanto, a falta de continuidade lateral dos depósitos, muitas vezes provocadas por uma considerável tectônica rúptil torna difícil a tarefa de propor modelos evolutivos e paleovulcânicos para esta unidade. Sendo assim, esse trabalho separa os diferentes produtos vulcânicos, identificando as variações faciológicas presentes, e define um padrão de distribuição lateral e vertical para esses depósitos reconstruindo parcialmente o paleoambiente vulcânico que deu origem a essas rochas da FAV na porção sul do PT. Tendo em vista que a análise da trama magnética é uma ferramenta largamente utilizada nos estudos de movimentação de fluxos de lavas, este trabalho utilizou a anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), aliado aos dados de mineralogia magnética dessas rochas, para caracterizar um padrão de movimentação das lavas traquíticas e dos fluxos ignimbríticos, além da geração de mapas de gamaespectrometria e magnetometria obtidos através de levantamentos aerogeofísicos, para aprimorar a definição das unidades estratigráficas dentro da porção sul do PT. Os resultados obtidos mostram que os mapas geofísicos foram muito consistentes com os dados geológicos, demarcando com precisão os contatos entre as unidades e as estruturas mapeadas em trabalhos anteriores. A análise da mineralogia magnética, a partir das curvas de histerese, magnetização remanente isotermal (MRI) e termomagnéticas indicam tanto fases de alta como de baixa coercividade, hematita e magnetita respectivamente, controlando a susceptibilidade magnética dos ignimbritos e traquitos. Por fim, os dados direcionais, definidos através da trama magnética dessas rochas, apontam diferentes direções de fluxos para as litologias analisadas, apresentando movimentações para sudoeste dos sítios amostrados para os ignimbritos e noroeste para os traquitos. Esses dados em conjunto com trabalhos petrogenéticos anteriores indicam que o Complexo Anelar Leões é o provável conduto para a formação dos depósitos piroclásticos da FAV na região.

Palavras Chave: Formação Acampamento Velho. Anisotropia de susceptibilidade magnética. Bacia do Camaquã. Aerogeofísica. Platô do Taquarembó

## ABSTRACT

The southern portion of the Taquarembó Plateau (PT), found in the western part of the South-Rio-Grandense Shield, is represented by abundant acid volcanic deposits correlated to the Acampamento Velho Formation (FAV), being constituted by effusive and pyroclastic rocks of acid composition and, subordinately, volcanoclastic deposits. This unit is characterized by an alkaline acid volcanism from the Neoproterozoic, inserted within the volcanic-sedimentary evolutionary context of the Camaquã Basin. The explosive and effusive volcanic processes present in the FAV are responsible for important faciological variations of this unit in the PT, generating mainly spills and domes of lavas of trachytic composition, ignimbrite deposits and secondary volcanoclastic deposits. However, the lateral discontinuity of these deposits, often provoked by a considerable riptile tectonics, makes it difficult to propose evolutionary and paleovolcanic models for this unit. Thus, this work separates the different volcanic products, identifying the faciological variations present, and defines a lateral and vertical distribution pattern for these deposits, partially reconstructing the volcanic paleoenvironment that gave rise to these rocks of the FAV in the southern portion of the PT. Considering that magnetic analysis is a widely used tool in studies of lava flow, this work used anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), together with the magnetic mineralogy data of these rocks, to characterize a pattern of movement trachytic lavas and ignimbrytic fluxes, as well as the generation of maps of gamma spectrometry and magnetometry obtained through aerogeophysical surveys to improve the definition of the stratigraphic units within the southern portion of the PT. The results show that the geophysical maps were very consistent with the geological data, accurately demarcating the contacts between the units and the structures mapped in previous works. The magnetic mineralogy analysis, from the hysteresis, isothermal remanent magnetization (IRM) and thermomagnetic curves indicate both high and low coercivity phases, hematite and magnetite respectively, controlling the magnetic susceptibility of ignimbrites and trachytes. Finally, the directional data, defined through the magnetic fabric of these rocks, point out different flow directions for the analyzed lithologies, showing SW movements of the sites sampled for the ignimbrites and NW for the trachytes. These data together with previous petrogenetic studies indicate that the Anelar Leões Complex is the probable conduit for the formation of the pyroclastic deposits of the FAV in the region.

Palavras Chave: Acampamento Velho Formation. Anisotropy of magnetic susceptibility. Camaquã Basin. Aerogeophysics. Taquarembó Plateau.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa geológico simplificado do ESGR, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico na Bacia do Camaquã. Destacado em vermelho está a porção sul do Platô do Taquarembó, área de estudo deste projeto..... 16
- Figura 2. Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, responsável pela configuração do Escudo Sul-riograndense e geração da Bacia do Camaquã (Retirado de Pereira, 2011). ..... 19
- Figura 3. Contexto geológico da Bacia do Camaquã no estado do Rio Grande do Sul, contendo a disposição espacial das suas sub-bacias (Retirado de Paim; CHEMALE JR; WILDNER, 2014). ..... 21
- Figura 4. Mapa mostrando as principais ocorrências do vulcanismo da BC (RS, Brasil) e a localização do Platô do Taquarembó e Platô da Ramada (Retirado de Sommer et. al., 2003). 22
- Figura 5. Perfil estratigráfico esquemático dos depósitos vulcânicos do Platô do Taquarembó (Modificado de Sommer et. al., 2011). ..... 25
- Figura 6. Etapas de amostragem. a) perfuração; b) marcação inicial; c) orientador. .... 29
- Figura 7. Magnetômetro de amostra vibrante (VSM) MicroMag 3900 no USPMag. .... 31
- Figura 8. Susceptibilímetro Kappabridge KLY-4 (AGICO Inc), no USPMag. .... 32
- Figura 9. Representação do elipsoide magnético e seu respectivo estereograma, com seus tensores máximo  $K_1$  (vermelho), intermediário  $K_2$  (verde) e mínimo  $K_3$  (azul) e a representação do plano da foliação magnética (Modificado de TARLING e HROUDA, 1993). ..... 34
- Figura 10. Variação do elipsoide magnético definidos pelos parâmetros de forma e grau de anisotropia. (Modificado de TARLING e HROUDA, 1993). ..... 35
- Figura 11. Cilindro com marcações de campo e espécimes gerados para análise da ASM. .... 36
- Figura 12. Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA (AGICO Inc), no USPMag. .... 37
- Figura 13. Componentes geomagnéticas, sendo D a declinação magnética, I a inclinação magnética e B o vetor campo magnético (Extraído de KEAREY et. al., 2009). ..... 40
- Figura 14. Abundâncias relativas dos elementos utilizados na gamaespectrometria para os diferentes tipos de rochas (Extraído de KEAREY et.al, 2009). ..... 41
- Figura 15. Contato entre os ignimbritos estratificados que estão sotopostos aos ignimbritos reomórficos, sendo respectivamente o PT-08 e PT-07. A linha em vermelho indica onde está situada a discordância erosiva. Este afloramento está localizado na pedreira municipal

desativada de Dom Pedrito, com o paredão apresentando 15m de altura em sua parte mais alta. ....	42
Figura 16. a) Mapa geológico simplificado da porção sul do Platô do Taquarembó com distribuição dos pontos amostrados. b) seção colunar referente aos depósitos ignimbríticos, cuja nomenclatura de fácies é referente a tabela 2. c) mapa em detalhe com a distribuição dos pontos em que foi realizado amostragem, sendo estes referentes ao perfil da seção colunar (Modificado de Sommer et. al., 1999).....	44
Figura 17. a-b) ignimbritos estratificados com fragmentos líticos (andesitos) angulosos, além de shards e púmices achatados; c-d) ignimbritos reomórficos com fragmentos de cristais de quartzo e forte textura parataxítica; e-f) traquito de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato disperso em uma matriz fina. ....	45
Figura 18. Mapa de campo magnético total para a porção sul do Platô do Taquarembó.....	47
Figura 19. Mapa de sinal analítico para a porção sul do Platô do Taquarembó.....	48
Figura 20. Mapa de campo magnético anômalo total reduzido ao polo para a porção sul do Platô do Taquarembó.....	49
Figura 21. Mapa de contagem total para a porção sul do Platô do Taquarembó.....	50
Figura 22. Mapa de distribuição de K (%) para a porção sul do Platô do Taquarembó.....	51
Figura 23. Mapa de distribuição de equivalente de U para a porção sul do Platô do Taquarembó.....	51
Figura 24. Mapa de distribuição de equivalente de Th para a porção sul do Platô do Taquarembó.....	52
Figura 25. Mapa ternário para a porção sul do Platô do Taquarembó, sendo a cor ciano o K, magenta o Th e amarelo o U.....	53
Figura 26. Curvas de MRI (à esquerda), histerese (centro) e diagramas FORC (à direita) para os ignimbritos. ....	54
Figura 27. Curvas termomagnéticas dos ignimbritos representativa do PT-04 e PT-06, onde as linhas vermelha e azul representam aquecimento e resfriamento respectivamente. ....	55
Figura 28. Curvas de MRI (à esquerda), histerese (centro) e diagramas FORC (à direita) para os traquitos.....	57
Figura 29. Curvas termomagnéticas dos traquitos representativas dos pontos PT-02, PT-10 e PT-11, sendo as linhas vermelhas e azuis de aquecimento e resfriamento respectivamente. ..	58
Figura 30. Mapa geológico simplificado da área de estudo com a demarcação dos sítios amostrados (Modificado de Sommer et. al., 1999).....	59

Figura 31. Estereogramas dos pontos PT-01 e PT-03 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia), sendo os pontos vermelhos o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma representa a foliação magnética para cada sítio.....	61
Figura 32. Estereogramas dos pontos PT-04 e PT-06 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia), sendo os pontos vermelhos o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma representa a foliação magnética para cada sítio.....	62
Figura 33. Estereogramas dos pontos PT-05 e PT-07 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia), sendo os pontos vermelhos o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma representa a foliação magnética para cada sítio.....	63
Figura 34. Estereograma do ponto PT-08 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia) – b, e P (grau de anisotropia) por $K_m$ (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio. ....	64
Figura 35. Estereograma do ponto PT-09 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia) – b, e P (grau de anisotropia) por $K_m$ (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio. ....	65
Figura 36. Estereograma do ponto PT-02 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia) – b, e P (grau de anisotropia) por $K_m$ (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio. ....	66
Figura 37. Estereograma do ponto PT-10 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia) – b, e P (grau de anisotropia) por $K_m$ (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio. ....	67
Figura 38. Estereograma do ponto PT-11 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia) – b, e P (grau de anisotropia) por $K_m$ (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo $K_1$ , verde o $K_2$ e azul o $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio. ....	68
Figura 39. Mapa de Campo Magnético Total para a porção sul Do Platô do Taquarembó com demarcação da anomalia magnética positiva.....	70

Figura 40. Mapa de campo magnético anômalo total reduzido ao polo para a porção sul do Platô do Taquarembó, com demarcação das anomalias magnéticas positiva e negativa. ....	71
Figura 41. Mapa de Contagem Total com a divisão dos domínios gamaespectrométricos para a porção sul do Platô do Taquarembó. O domínio A representa os depósitos vulcânicos da FAV, domínio B o Complexo Santa Maria Chico e o domínio C os andesitos e tufos andesíticos pertencentes a Formação Hilário. ....	72
Figura 42. Mapa Ternário com a divisão dos domínios gamaespectrométricos para a porção sul do Platô do Taquarembó., , sendo a cor ciano o K, magenta o Th e amarelo o U. O domínio A representa as rochas da FAV, o domínio B o Complexo Santa Maria Chico, o domínio C os andesitos e tufos andesíticos da Formação Hilário, o domínio D as intrusivas do Complexo Anelar Leões e o domínio E a cobertura Paleozóica e Quaternária.....	73
Figura 43. Estrutura magnética hexagonal da hematita com o eixo c sendo perpendicular à base hexagonal (a) e a relação dos eixos de anisotropia de susceptibilidade magnética (b) na superfície basal do cristal (Modificado de Dunlop; Özdemir, 1997). ....	75
Figura 44. Mapa geológico simplificado da porção sul do Platô do Taquarembó com a indicação do fluxo ignimbrítico (mapa de detalhe) e dos traquitos (mapa geral), além da representação da foliação magnética para cada sítio (Modificado de Sommer <i>et. al.</i> 1999) ...	78

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Organização faciológica da SVA do Platô do Taquarembó (Retirado de SOMMER <i>et. al.</i> , 2003). ....	24
Tabela 2. Terminologia adotada por Sommer <i>et. al.</i> (2013) para caracterização das litofácies ignimbríticas da Formação Acampamento Velho para o Platô do Taquarembó. ....	26
Tabela 3. Parâmetros escalares e direcionais para os 11 sítios pertencentes as duas litologias amostradas no PT, sendo: (n/N) número de espécimes utilizados para análise/número de espécimes medidos, (Km) susceptibilidade magnética média do sítio, (L) lineação magnética, (F) foliação magnética, (P) grau de anisotropia, (T) parâmetro de forma do elipsoide, (K <sub>1</sub> ) eixo máximo, (K <sub>2</sub> ) eixo intermediário, (K <sub>3</sub> ) eixo mínimo, (Dec) declinação e (Inc) inclinação. ....	60

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASA	Amplitude do Sinal Analítico
ASM	Anisotropia de Susceptibilidade Magnética
BC	Bacia do Camaquã
CMT	Campo Magnético Total
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CT	Contagem Total
ESRG	Escudo Sul-rio-grandense
F	Foliação Magnética
FAV	Formação Acampamento Velho
FORC	<i>First Order Reversal Curve</i>
H	Campo Indutor Aplicado
H <sub>c</sub>	Coercividade
H <sub>cr</sub>	Coercividade de Remanência
K	Potássio
K <sub>1</sub>	Eixo de Susceptibilidade Magnética Máximo
K <sub>2</sub>	Eixo de Susceptibilidade Magnética Intermediário
K <sub>3</sub>	Eixo de Susceptibilidade Magnética Mínimo
K <sub>m</sub>	Susceptibilidade Magnética Média
L	Lineação Magnética
M	Magnetização Induzida
MRI	Magnetização Remanente Isotermal
M <sub>rs</sub>	Magnetização Remanente de Saturação
M <sub>s</sub>	Magnetização de Saturação
P	Grau de Anisotropia
PT	Platô do Taquarembó
SVA	Sequência Vulcânica Ácida
T	Parâmetro de Forma
Th	Tório
U	Urânio
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
VSM	<i>Vibrating Sample Magnetometer</i>

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO .....	16
1.1.	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E HIPÓTESES .....	17
1.2.	OBJETIVOS E METAS.....	18
2.	CONTEXTO GEOLOGICO .....	19
2.1.	BACIA DO CAMAQUA .....	19
2.2.	FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO .....	22
2.3.	PLATO DO TAQUAREMBÓ .....	24
3.	METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO .....	27
3.1.	ETAPA DE CAMPO .....	27
3.1.1.	AMOSTRAGEM .....	27
3.2.	MINERALOGIA MAGNÉTICA.....	29
3.2.1.	CURVAS DE HISTERESE .....	30
3.2.2.	CURVAS DE MAGNETIZAÇÃO REMANENTE ISOTERMAL (MRI).....	31
3.2.3.	CURVAS TERMOMAGNÉTICAS.....	32
3.2.4.	DIAGRAMAS FORC .....	33
3.3.	ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA.....	33
3.3.1.	PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ASM .....	36
3.4.	LEVANTAMENTO AEROGEOFISICO .....	38
3.4.1.	MAGNETOMETRIA.....	39
3.4.2.	GAMAESPECTROMETRIA .....	40
4.	RESULTADOS.....	42
4.1.	TRABALHO DE CAMPO.....	42
4.2.	AEROGEOFISICA .....	46
4.2.1.	MAGNETOMETRIA.....	47
4.2.2.	GAMAESPECTROMETRIA .....	49
4.3.	MINERALOGIA MAGNETICA.....	54
4.3.1.	IGNIMBRITOS.....	54
4.3.2.	TRAQUITOS .....	56
4.4.	ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA.....	59
4.4.1.	IGNIMBRITOS.....	61
4.4.2.	TRAQUITOS .....	66
5.	DISCUSSÃO.....	69
5.1.	AEROGEOFISICA .....	69
5.1.1.	MAGNETOMETRIA.....	69
5.1.2.	GAMAESPECTROMETRIA .....	71

5.2.	MINERALOGIA MAGNÉTICA.....	74
5.3.	ANÁLISE DIRECIONAL .....	76
6.	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	80
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	82

## 1. INTRODUÇÃO

A porção sul do Platô do Taquarembó (Figura 1) é caracterizada por um vulcanismo ácido alcalino que se situa a norte da cidade de Dom Pedrito, no Rio Grande do Sul (SOMMER, 1994). Encontra-se na parte oeste do escudo Sul-rio-grandense (ESRG), onde esta unidade é referida geralmente como Formação Acampamento Velho (FAV), conforme a classificação proposta por Ribeiro (1966).

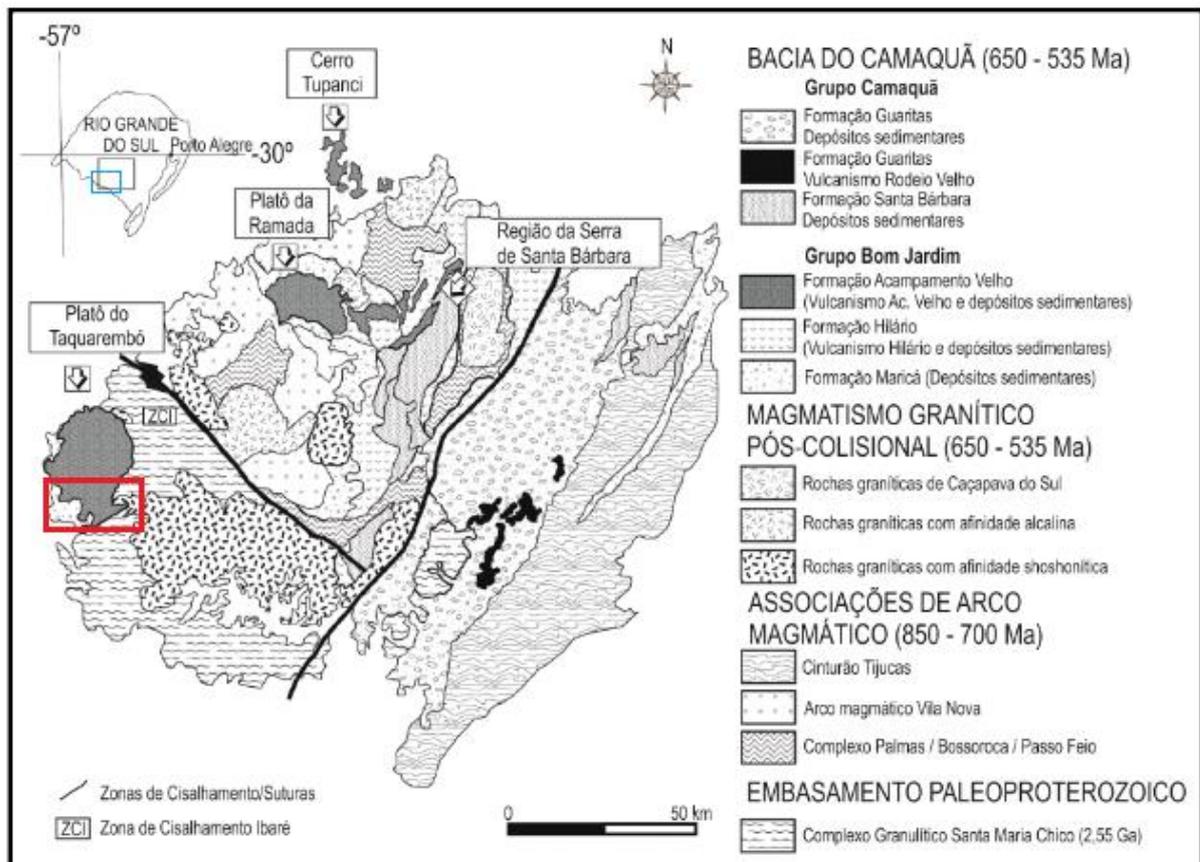


Figura 1. Mapa geológico simplificado do ESRG, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico na Bacia do Camaquã. Destacado em vermelho está a porção sul do Platô do Taquarembó, área de estudo deste projeto.

A FAV é uma unidade do final do Neoproterozoico (Ediacarano) e na região é representada principalmente por rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composição ácida e, subordinadamente, depósitos vulcanoclásticos secundários (SOMMER 1994; SOMMER *et. al.*, 1999; WILDNER *et al.*, 1999). Esses depósitos apresentam ótimas exposições de rochas vulcânicas na região sul do Platô do Taquarembó, onde se caracterizam por sucessivos pulsos efusivos e explosivos em ambiente subaéreo, diagnosticadas pela

presença de lavas, depósitos piroclásticos de fluxo e do tipo *surge* (SOMMER, 1994; SOMMER *et al.* 1999; WILDNER *et al.* 1999). Reconhecer os diferentes tipos de produtos vulcânicos, seus mecanismos de transporte e dinâmica, associados às direções dos fluxos de lavas e fluxos piroclásticos são de extrema importância para a reconstrução parcial do paleoambiente relacionado ao vulcanismo da FAV.

A geofísica pode exercer um papel importante no mapeamento geológico para o reconhecimento de feições estruturais em subsuperfície. As poucas informações de subsuperfície foram obtidas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2010) através de dados aerogeofísicos, e, até o momento, foram ainda pouco explorados (HARTMANN *et al.*, 2016). Além de dados geofísicos clássicos de gamaespectrometria e magnetometria, a partir de modelos teóricos propostos por Hargraves *et al.* (1991) e Cañón-Tapia e Pinkerton (2000), se percebeu que a análise da trama magnética, utilizando o método da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), é uma ferramenta largamente utilizada no estudo do fluxo do magma. Através de estudos geofísicos foram analisadas as ocorrências de corpos vulcânicos formados ao longo da evolução do Platô do Taquarembó, em especial, do vulcanismo da FAV.

Sendo assim, o estudo da trama magnética (ASM) em rochas vulcânicas é uma técnica importante que serve para definir padrões de movimentações dos depósitos vulcânicos. Devido a Formação Acampamento Velho apresentar uma boa exposição de rochas vulcânicas na porção sul do Platô do Taquarembó, a aplicação da ASM se mostra uma ferramenta muito útil para reconstruir parcialmente o paleoambiente vulcânico que deu origem a essas rochas. Portanto, o trabalho gera dados geofísicos para a área (principalmente magnéticos) que contribui para a compreensão do vulcanismo ocorrido na Bacia do Camaquã.

### 1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA E HIPÓTESES

Tendo em vista que os depósitos que compõe a FAV apresentam variações faciológicas decorrentes de dois processos gerais de formação (vulcânicos efusivos e piroclásticos), o problema consiste em separar esses diferentes produtos vulcânicos, que existem na região, e definir a distribuição desses depósitos. Com isso, são levantadas algumas questões que conduzem a realização desse trabalho:

- Existe relação entre a trama magnética e a trama estrutural?

- É possível levantar considerações vulcanológicas, para os produtos vulcânicos da FAV, a partir da análise da trama magnética e mineralogia magnética dessas rochas?

- É possível delimitar os depósitos vulcânicos da FAV na porção sul do PT utilizando as propriedades físicas obtidas através dos dados aerogeofísicos de gamaespectrometria e magnetometria?

Com base nos estudos já realizados na região, têm-se as seguintes hipóteses:

- A trama magnética (planar e linear) representará as orientações principais dos fluxos de lavas e dos fluxos piroclásticos, visto que a ASM em rochas vulcânicas apresenta o eixo anisotrópico de máxima alongação paralelo às superfícies de fluxo;

- Os depósitos efusivos e piroclásticos estão relacionados a um mesmo conduto vulcânico, para a FAV, na porção sul do Platô do Taquarembó.

- As rochas da FAV apresentam contraste composicional com as outras litologias da porção sul do PT, refletindo na delimitação dos corpos a partir dos mapas geofísicos.

## 1.2. OBJETIVOS E METAS

Este trabalho tem como objetivo correlacionar à trama magnética com a geologia estrutural magmática dos depósitos vulcânicos (dados de foliação, lineação), a partir da análise de ASM, com o propósito de testar as hipóteses sobre o paleoambiente vulcânico. Além disso, foi realizado o processamento de dados aerogeofísicos, coletados na região pela CPRM (CPRM, 2010), para aprimorar a definição das unidades estratigráficas e faciológicas dos depósitos vulcânicos do Platô do Taquarembó, proposto por diversos autores, como Sommer (1994), Sommer *et. al.* (1999), Wildner, Nardi e Lima (1999), Sommer *et. al.* (2011) e Sommer *et. al.* (2013).

O trabalho tem como objetivo principal auxiliar na reconstrução parcial do paleoambiente vulcânico que deu origem a FAV na porção sul do Platô do Taquarembó. Para isso, foram necessários os seguintes objetivos específicos:

- Melhorar a definição das unidades estratigráficas e as diferenças faciológicas na porção sul do Platô do Taquarembó, a partir do processamento de dados aerogeofísicos;

- Determinar com a ASM e mineralogia magnética os padrões dos diferentes tipos de produtos vulcânicos e as relações de movimentações dos fluxos de lavas e fluxos piroclásticos.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1. BACIA DO CAMAQUÃ

A Bacia do Camaquã (BC) aflora no escudo Sul-rio-grandense onde está relacionada a uma sequência vulcano-sedimentar que se depositou nos estágios tardi à pós colisionais do Ciclo Brasileiro-Pan-Africano do Cinturão Dom Feliciano (Figura 2). A classificação e os mecanismos de geração desta bacia são muito controversos, no entanto, trabalhos como de Paim, Chemale Jr e Lopes (2000), Paim, Chemale Jr e Wildner (2014), Chemale Jr (2000), Fragoso-Cesar et al. (2000, 2003), Sommer et al. (2006) e Janikian (2008, 2012), sugerem ambientes de antepaís de retroarco (Grupo Maricá), do tipo transcorrente (*strike-slipe*) para o Grupo Bom Jardim e riftes transtensivo (Grupos Guaritas e Santa Bárbara), tendo sua formação ocorrido no intervalo temporal entre 620 e 540 Ma (PAIM; CHEMALE JR; LOPES, 2000).

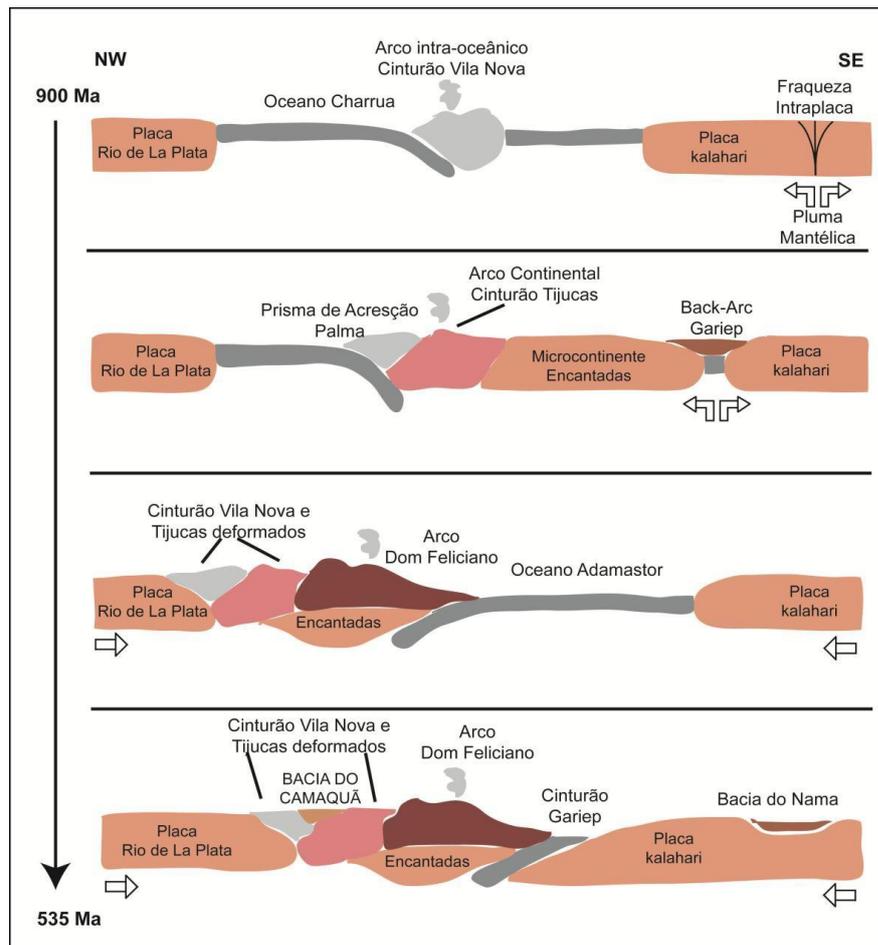


Figura 2. Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, responsável pela configuração do Escudo Sul-rio-grandense e geração da Bacia do Camaquã (Retirado de PEREIRA, 2011).

Segundo Paim, Chemale Jr e Wildner (2014), com relação à evolução geológica da BC, é mantida a ideia de esta representar um locus deposicional, caracterizado por quatro pulsos tectono-vulcano-sedimentares, determinados por eventos deposicionais com acúmulo de pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares, e intervalos predominantemente erosionais. Para os depósitos vulcânicos, as fases de preenchimento ocorrem predominantemente na base das unidades de maior hierarquia, sendo sucedidos por deposição de sedimentos principalmente siliciclásticos. O contexto dinâmico da BC, representado por diferentes eventos vulcânicos e sedimentares, produziu um complexo padrão de preenchimento, que são organizadas em uma série de unidades estratigráficas (PAIM; CHEMALE JR; LOPES, 2000).

Neste trabalho, adotou-se a divisão da BC realizada por Paim, Chemale Jr e Wildner (2014), cuja sucessão está distribuída em cinco sub-bacias, contendo parte do preenchimento da bacia e sendo limitados dos demais por feições estruturais maiores (sub-bacias Boicí-Piquiri, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada e Taquarembó) – Figura 3. Sendo assim, da base para o topo, a bacia apresenta as seguintes unidades:

i) Grupo Maricá, caracterizado por depósitos sedimentares predominantemente fluviais, costeiros e marinhos, com intervalo de deposição para esta unidade entre  $630.2 \pm 3.4$  e  $601 \pm 13$  Ma (BORBA *et. al.* 2008; ALMEIDA; CHEMALE JR; MACHADO, 2012). Fragoso-Cesar *et. al.* (2003) subdividiu este grupo em três unidades, sendo na base a Formação Passo da Promessa, na porção intermediária a Formação São Rafael, e no topo da sequência a Formação Arroio América;

ii) Grupo Bom Jardim, composto por rochas sedimentares, formando depósitos aluviais, intercalados com rochas vulcânicas de composição predominantemente básicas a intermediárias, pertencentes à Formação Hilário (REMUS *et. al.*, 1999; JANIKIAN *et. al.*, 2005), sendo este o primeiro episódio vulcânico com forte registro na BC.

iii) Grupo Santa Bárbara, representado por depósitos continentais aluviais, lacustres e fluviais (BORBA; MIZUSAKI, 2003; BORBA; MARASCHIN; MIZUSAKI, 2007) além de rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, unidade que será melhor descrita no próximo item.

iv) Grupo Guaritas, onde ocorrem rochas vulcânicas de composição predominantemente básicas na base (Membro Rodeio Velho), sucedidas por depósitos continentais aluviais, fluviais e eólicos (ALMEIDA *et. al.*, 2009).

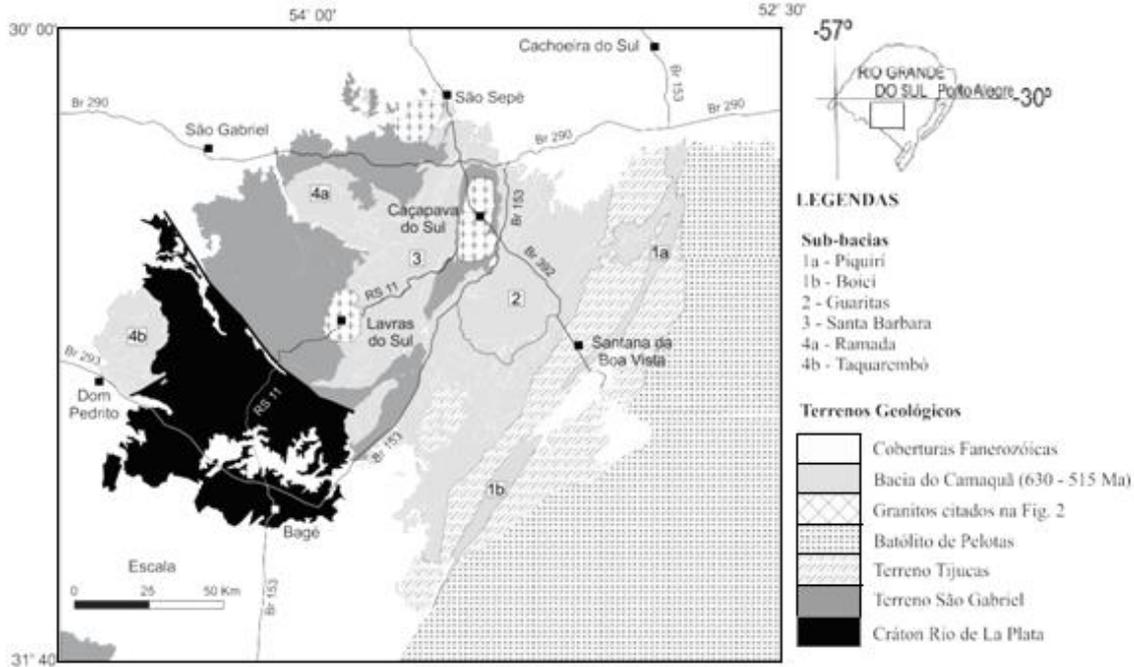


Figura 3. Contexto geológico da Bacia do Camaquã no estado do Rio Grande do Sul, contendo a disposição espacial das suas sub-bacias (Retirado de PAIM; CHEMALE JR; WILDNER, 2014).

O magmatismo Neoproterozóico da BC, é responsável por ciclos vulcânicos, descritos por trabalhos como de Wildner *et. al.* (2002), Sommer *et. al.* (2006) e Lima *et. al.* (2007), que separam em três eventos estabelecidos em ambientes continentais sob condições subaéreas (Figura 4), sendo estes:

i) Vulcanismo de composição predominantemente intermediária com algumas ocorrências ácidas e básicas, de afinidade shoshonítica (Formação Hilário *sensu* RIBEIRO; FANTINEL, 1978), sendo as rochas vulcânicas mais antigas da BC, onde dados geocronológicos de U-Pb e Ar-Ar, obtidas em rochas da Formação Hilário, indicam idade entre  $593 \pm 6$  e  $580 \pm 4$  Ma (JANIKIAN *et. al.* 2005, 2008);

ii) Vulcanismo bimodal de composição moderadamente alcalina sódica, que sucede a sequência shoshonítica (Formação Acampamento Velho *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978), constituído por depósitos efusivos e explosivos predominantemente ácidos. Dados de U-Pb, obtidos pelo método SHRIMP, indicam idades de 574 Ma (CHEMALE JR 2000; JANIKIAN *et. al.* 2008) e 550 Ma (SOMMER *et. al.* 2005);

iii) Rochas vulcânicas mais novas, sendo as últimas manifestações vulcânicas da BC, de composição básica-intermediária, representadas por basaltos e andesitos, com afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto K (Membro Rodeio Velho *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978), onde dados geocronológicos apontam idades de  $547 \pm 6$  e  $535 \pm 1$  Ma (ALMEIDA *et. al.*, 2010; ALMEIDA; CHEMALE JR; MACHADO, 2012).

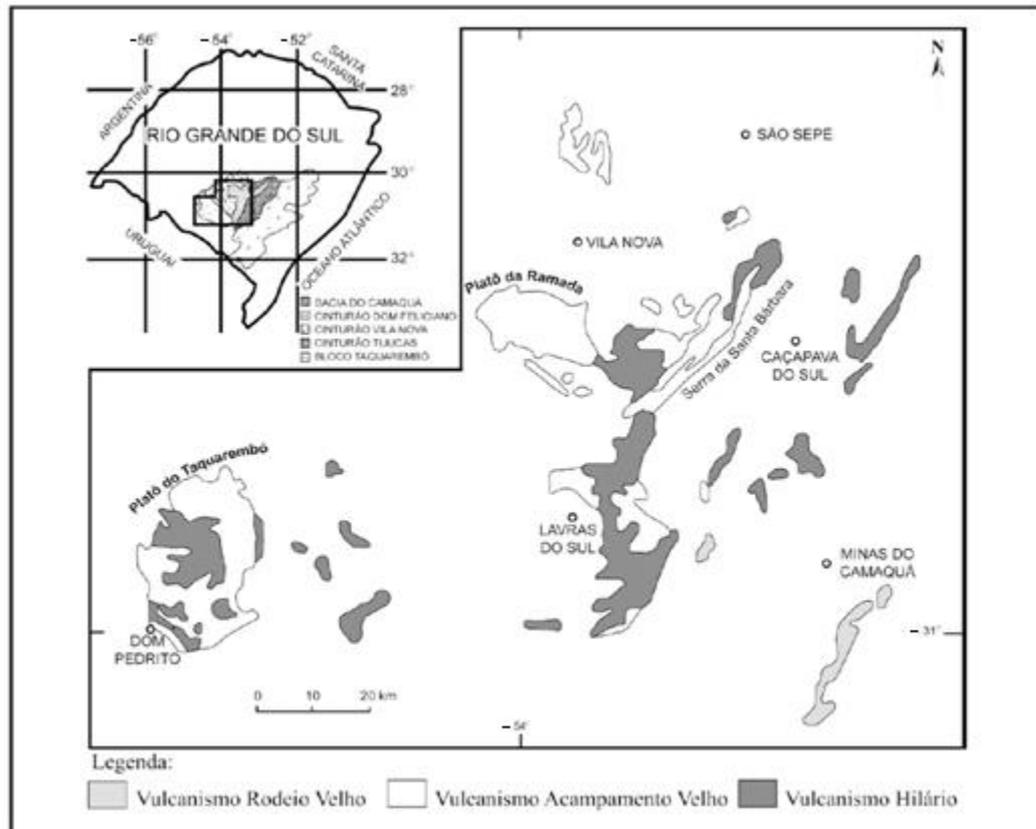


Figura 4. Mapa mostrando as principais ocorrências do vulcanismo da BC (RS, Brasil) e a localização do Platô do Taquarembó e Platô da Ramada (Retirado de SOMMER *et. al.*, 2003).

A fração vulcânica deste segundo evento é representada no extremo oeste do estado do RS, região de Dom Pedrito, e na parte central, região de Vila Nova do Sul (Figura 4), onde os sucessivos pulsos foram responsáveis pelas formações de platôs (SOMMER *et. al.*, 1999). Sendo assim, destaca-se o Platô do Taquarembó, alvo de estudo deste trabalho, que apresenta ótimas exposições de rochas vulcânicas pertencentes ao vulcanismo que deu origem a Formação Acampamento Velho.

## 2.2. FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO

A Formação Acampamento Velho representa a fração vulcânica do magmatismo alcalino sódico, supersaturado em sílica, que não apresenta registros de deformação e de metamorfismo (SOMMER, 1994; SOMMER *et. al.*, 1999; WILDNER *et. al.*, 1999). A organização estratigráfica e definição da faciologia dos depósitos vulcânicos pertencentes à FAV tem sido sugerida por Sommer (1994), Sommer *et. al.* (1999), Wildner (1999), Wildner

*et. al.*, (1999), Almeida *et. al.* (2002), Sommer *et. al.* (2011) e Sommer *et. al.* (2013), onde as melhores exposições estão localizadas no estado do RS, nos municípios de Dom Pedrito (Platô do Taquarembó), Vila Nova do Sul (Platô da Ramada e Cerro Tupanci) e Caçapava do Sul (Cerro do Perau e Cerro do Bugio).

Para este trabalho, a FAV será tratada como uma unidade pertencente ao Grupo Santa Bárbara, recobrando tanto os depósitos sedimentares do Grupo Maricá (porção norte do Platô da Ramada), quanto os depósitos do Grupo Bom Jardim, destacando a discordância angular desta formação com as unidades sotopostas, estando recoberta, em discordância erosiva, pelos depósitos de arenitos e conglomerados do Grupo Santa Bárbara (JANIKIAN, 2005).

Segundo Sommer *et. al.* (2011) as principais unidades da FAV são depósitos de fluxo piroclástico, principalmente ignimbritos com faciologia variável, brechas vulcânicas, tufos de queda e depósitos efusivos (derrames e hipabissais), de composição predominantemente riolítica. Nos depósitos piroclásticos dominam os componentes juvenis, principalmente cristaloclastos de quartzo e feldspato alcalino, púmices e *shards*. Na porção basal dos depósitos os litoclastos são mais abundantes sendo principalmente conatos, embora sejam comuns fragmentos acidentais e acessórios originados das rochas encaixantes. A geometria dos depósitos é variável, observando-se depósitos estratificados e parcialmente soldados até ignimbritos maciços com alto grau de soldagem. Nas lavas é comum porções autobrechadas, foliadas e maciças (SOMMER *et. al.*, 1999, 2005, 2006, 2011; LIMA *et. al.*, 2007).

A atividade ígnea na FAV é caracterizada por um magmatismo predominantemente ácido, de afinidade alcalina bimodal sódica (WILDNER *et. al.* 1999, 2002; SOMMER *et. al.*, 1999). Wildner *et.al.* (1999) identificou um trend comendítico, típico de associações de margens continentais ativas ou de ambientes pós-colisionais posicionados acima de zonas de subducção. Dados de U-Pb em zircões retirados de riolitos, obtidos através do método SHRIMP, indicam idades para a FAV de  $574 \pm 7$  Ma na região do Passo do Salsinho (JANIKIAN *et. al.* 2008) e  $549,3 \pm 5$  Ma na região do Platô da Ramada (SOMMER *et. al.* 2005).

Uma característica marcante da FAV é a ocorrência de depósitos ignimbríticos sub-horizontais, com variáveis faciologias, responsáveis pela geração de platôs no estado do RS (e.g. Platô do Taquarembó e Platô da Ramada). Estes depósitos preservam feições típicas de processos piroclásticos primários, indicativas de fluxos de alta temperatura. Estas características somadas à frequente ocorrência de lavas e corpos hipabissais, predominantemente de composição ácida, sugerem um vulcanismo estabelecido em ambiente subaéreo, possivelmente relacionados a caldeiras vulcânicas (SOMMER *et. al.*, 2011).

### 2.3. PLATÔ DO TAQUAREMBÓ

O Platô do Taquarembó é uma feição geomorfológica, caracterizado por um alto topográfico, situado no extremo oeste do estado do RS, mais precisamente a norte da cidade de Dom Pedrito. O vulcanismo responsável pela formação do platô estabeleceu-se sobre uma crosta continental granulítica, composta por rochas pertencentes ao Complexo Granulítico Santa Maria Chico (NARDI; HARTMANN, 1979), sendo todos os depósitos identificados de natureza subaérea (SOMMER *et. al.*, 2011). Segundo Wildner et al. (1999) o vulcanismo do platô é representado por derrames básicos a intermediários, seguidos por uma sucessão de rochas efusivas e piroclásticas ácidas, além de depósitos sedimentares vulcanogênicos.

Trabalhos como de Sommer (1994) e Sommer *et. al.* (1999) caracterizam a porção sul do Platô do Taquarembó, onde a fração vulcânica é informalmente definida como Sequência Vulcânica Ácida (SVA). A SVA é uma sucessão de rochas efusivas (derrames e diques de composições traquidácicas à riolíticas), depósitos piroclásticos (fluxo, principalmente ignimbritos, e queda) e, subordinadamente, vulcanoclásticos, onde a sequência de eventos refletem as variações da atividade vulcânica no Platô do Taquarembó (SOMMER, 1994; WILDNER *et. al.*, 1999), sendo dividida em dois episódios explosivos separados estratigraficamente por unidades efusivas, conforme ilustra a Tabela 1.

EVENTOS	PROCESSOS	DEPÓSITOS	UNIDADES
Efusivo 2	Fluxo de lavas	Derrames traquidácicos e riolíticos	Associação Efusiva II
	Mecanismos de fluxo de massa	Fluxos piroclásticos de púmices (ignimbritos)	Depósitos Ignimbritos
Explosivo 2	Mecanismos de fluxo de massa (+ ressedimentação)	Fluxo piroclásticos de blocos/cinzas e fluxos de púmices ressedimentados	Depósitos de fluxo piroclástico ressedimentados
	Mecanismos de tração	Tipo surge	Depósitos tipo surge
Efusivo 1	Fluxo de lavas	Derrames traquidácicos e riolíticos	Associação efusiva 1
Explosivo 1	Mecanismos de suspensão (+ ressedimentação)	Piroclásticos de queda ressedimentados	Depósitos de brechas piroclásticas ressedimentados
	Mecanismos de suspensão	Piroclásticos de queda	Depósitos piroclásticos de queda

Tabela 1. Organização faciológica da SVA do Platô do Taquarembó (Retirado de SOMMER *et. al.*, 2003).

As rochas da SVA são organizadas em diferentes fácies, sendo que Sommer (1994), de acordo com a sucessão de eventos, definiu o agrupamento destas em dois episódios, sendo eles:

i) episódio formador de derrames de composição traquidacítica à riolítica (associação de rochas efusivas I), antecedido por uma fase piroclástica, formadora de depósitos piroclásticos de queda.

ii) episódio predominantemente explosivo, formando em sua base depósito de brechas vulcanoclásticas, sucedidos por depósitos de fluxo piroclástico, gradando no final do episódio para uma fase não explosiva formadora de derrames (associação de rochas efusivas II).

O segundo ciclo explosivo do platô é marcado por depósitos de fluxo piroclástico que se concentram na porção superior da SVA, sendo depositados em áreas com topografia horizontal, sem um controle efetivo da gravidade nos movimentos reomórficos (Sommer *et. al.*, 2011). No PT, foi possível identificar três unidades de resfriamento nos depósitos ignimbríticos, propostos por Sommer *et. al.* (2003, 2011), conforme ilustra a Figura 5:

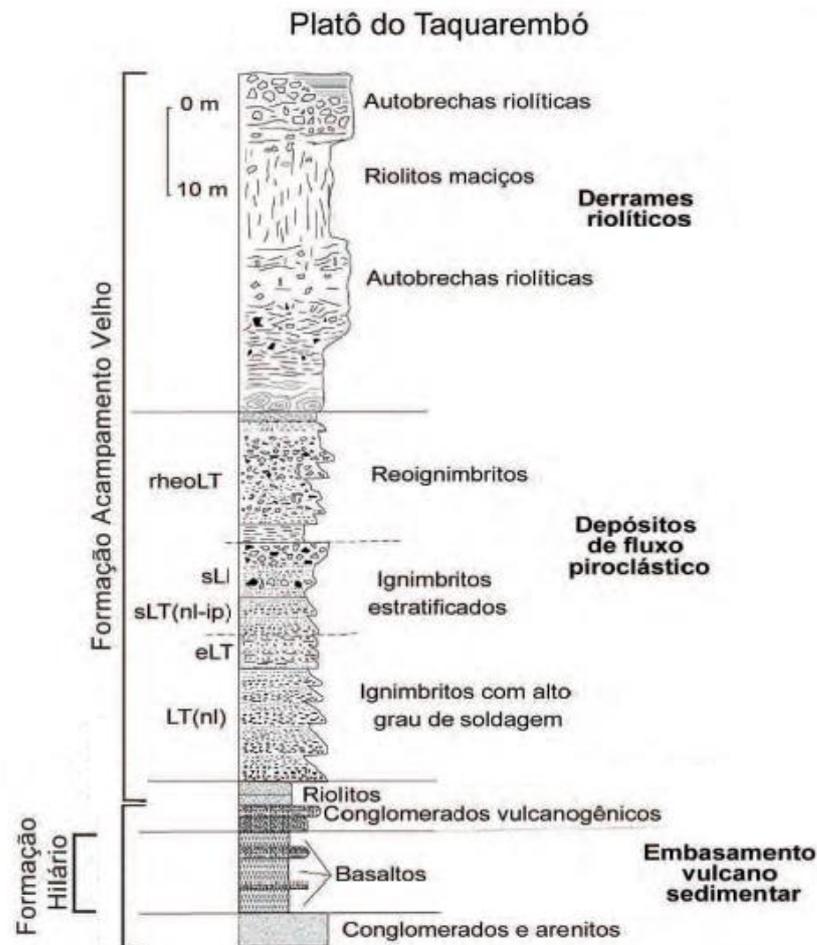


Figura 5. Perfil estratigráfico esquemático dos depósitos vulcânicos do Platô do Taquarembó com as três unidades de resfriamento para os depósitos de fluxo piroclástico (Modificado de SOMMER *et. al.*, 2011).

A porção inferior é rica em púmices e *shards* fortemente achatados e possui uma soldagem de alto grau com feições indicativas de reomorfismo destacadas na porção de topo. O depósito é maciço e constitui uma unidade deposicional homogênea com maior concentração de litoclastos na porção inferior.

Nas porções intermediárias do platô, os ignimbritos estão organizados em uma sucessão de camadas sub-horizontais, caracterizados como ignimbritos estratificados, que internamente apresentam gradação normal de litoclastos e inversa de púmices. Apresentam um grau moderado de soldagem, sendo mal selecionados e constituídos por piroclastos tamanho lúpili e, subordinadamente cinza e bloco. A estratificação pode ser interpretada como uma sucessão de unidades deposicionais distintas, que foram depositadas quase que simultaneamente, comportando-se como uma única unidade de resfriamento.

Por fim, na porção superior ocorrem os ignimbritos reomórficos, onde o contato é marcado por uma discordância erosiva. Estes possuem um aspecto homogêneo (“afanítico”), caracterizado por uma drástica diminuição da porosidade dessas rochas, tornando o depósito maciço, assemelhando-se a rochas riolíticas efusivas. Estruturas de fluxo são marcadas por níveis onde se concentram os *lithophysae*, onde vale destacar o forte achatamento de vitroclastos e púmices, além de uma textura parataxítica. Sommer *et. al.* (2013) realizou uma descrição das fácies ignimbríticas para os depósitos vulcânicos da FAV, cujas abreviações foram utilizadas neste trabalho (Tabela 2).

Abreviação das Fácies	Descrição das fácies
rheoLT	Lápili-tufo mal selecionado com matriz vitroclástica fortemente achatada e alongada. Presença de estruturas rotacionais.
sLT(nl-ip)	Lápili-tufo estratificado, mal selecionado, com gradação normal para litoclastos e inversa para púmices.
LT(nl)	Lápili-tufo maciço mal selecionado. Gradação normal para litoclastos tamanho lúpili em matriz tamanho cinza.
eLT	Lápili-tufo com matriz eutaxítica.
mLT	Lápili-tufo maciço.
//bpl	Lapilito riolítico soldado, com matriz vitroclástica. Púmices achatados e alinhados, definindo uma foliação.
crLT	Lápili-tufo rico em cristais.
sLI	Lapilito estratificado, rico em litoclastos

Tabela 2. Terminologia adotada por Sommer *et. al.* (2013) para caracterização das litofácies ignimbríticas da Formação Acampamento Velho para o Platô do Taquarembó.

### **3. METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO**

Este capítulo é dividido em subitens, onde serão descritos os métodos de anisotropia de susceptibilidade magnética e das técnicas utilizadas para o estudo da mineralogia magnética dessas rochas, ambas processadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USP-Mag). Métodos geofísicos clássicos de gamaespectrometria e magnetometria, obtidos através de aerolevantamentos realizados pela CPRM, também serão abordados, além da síntese das atividades efetuadas na etapa de campo.

#### **3.1. ETAPA DE CAMPO**

O trabalho de campo foi realizado dos dias 22 a 25 de janeiro de 2018, contou com a participação dos professores Jairo Francisco Savian e Carlos Augusto Sommer, onde foi possível realizar as atividades previstas na etapa de planejamento do campo. Para a realização do trabalho foi utilizado GPS modelo Garmin, para determinar a localização de cada sítio paleomagnético, bússola modelo Brunton, para coleta de dados estruturais (foliações e lineações magmáticas) e uma perfuratriz à gasolina para a amostragem geofísica de testemunhos de furos cilíndricos orientados, para a ASM, ambos de posse do Instituto de Geociências da UFRGS. Além da obtenção dos dados geofísicos, foi realizada a caracterização litológica para cada sítio, com coleta de amostras para descrição em lâmina petrográfica.

##### **3.1.1. AMOSTRAGEM**

Foi realizada amostragem em 11 sítios paleomagnéticos, distribuídos em quatro pedreiras próximos a cidade de Dom Pedrito, onde foram coletados sete cilindros por sítio,

sendo este o número mínimo que os autores propõem (JELINEK, 1981), visto que a ASM é uma análise estatística e requer uma quantidade mínima de amostras para análise.

A amostragem consiste na obtenção de testemunhos de furos cilíndricos, de 1'' de diâmetro e de 2 a 8 cm de comprimento, sendo executada com a utilização de uma perfuratriz portátil a gasolina, da marca STIHL, adaptada com uma broca cilíndrica oca de 1'' de diâmetro e, aproximadamente, 15 cm de comprimento, com sua extremidade diamantada. Uma mangueira é acoplada a perfuratriz, que conecta um sistema de bombeamento, onde é ejetada uma mistura de água com óleo para motor dois tempos, que ajuda no resfriamento e no desgaste da rocha. Sendo assim, faz-se necessário a participação de duas pessoas, uma para realizar a perfuração e outra para bombear o fluido para o equipamento (Figura 6a-b).

Os testemunhos são orientados com o auxílio de um orientador, que consiste em uma haste oca de alumínio com uma ranhura na base, de mesmo diâmetro e comprimento da broca (Figura 6c). Ele possui um clinômetro, para medida do caimento do furo, uma bússola modelo Brunton, para medida de azimute, e uma haste metálica em cima da bússola para coleta, se necessário (rochas que apresentam forte magnetização espontânea impossibilitam o uso de bússola), do azimute solar.

O procedimento para coleta do testemunho consiste em cinco etapas (Figura 6): i) marcação inicial, realizado com a perfuratriz ao lado de onde será feito a perfuração final, para referenciar caso ocorra a quebra do cilindro; ii) procedimento de perfuração; iii) colocação do orientador para definição da posição espacial dos furos (dados de caimento, azimute e hora da medida); iv) marcação no cilindro, por meio de um fio de cobre, na parte superior do testemunho, através da ranhura presente na base do orientador; v) marcação da amostra com caneta permanente (onde permaneceu o traço do fio de cobre), para referenciar os espécimes na hora do processamento em laboratório. Alguns cilindros quebram durante a perfuração, nesse caso é necessário retirá-lo do furo, colar as partes com cola instantânea, e colocá-lo novamente na sua posição original (seguindo a marcação inicial da primeira etapa). É medida sua orientação e é indicado com caneta o local no testemunho onde deve ser feito as marcações (não se utiliza o fio de cobre, pois como o testemunho não está preso no afloramento, pode ocorrer uma má demarcação).

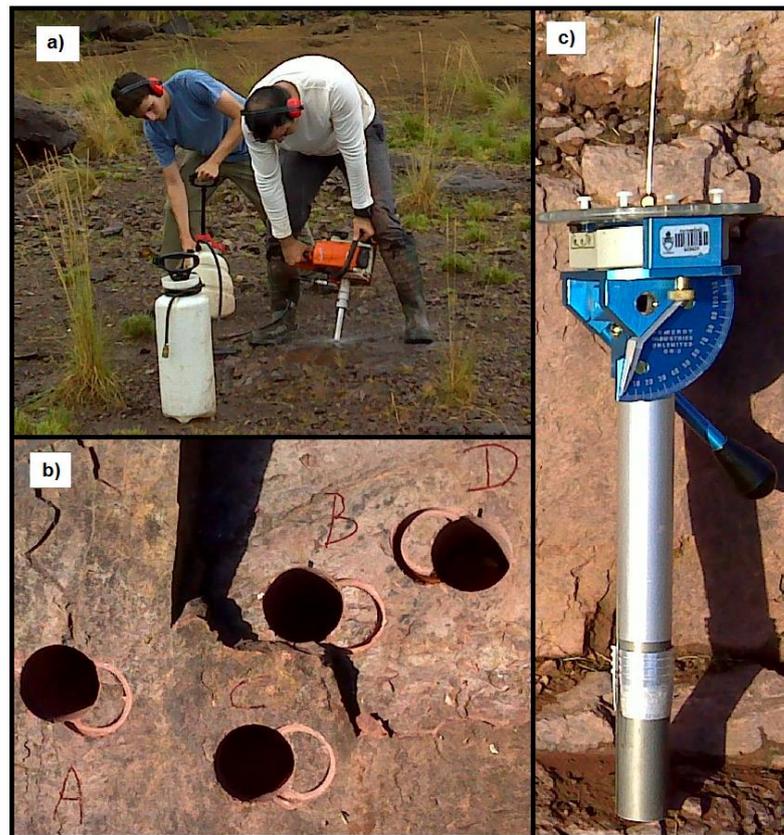


Figura 6. Etapas de amostragem. a) perfuração; b) marcação inicial; c) orientador.

### 3.2. MINERALOGIA MAGNÉTICA

A determinação das fases minerais responsáveis pela susceptibilidade magnética ( $\chi$ ) e a magnetização remanente natural (MRN) das rochas é fundamental para a compreensão dos resultados obtidos com a ASM, visto que todos minerais apresentam uma susceptibilidade magnética não-nula. Os principais minerais que compõem as rochas como quartzo e feldspatos possuem susceptibilidades muito baixas (negativas) e são chamados de diamagnéticos. Minerais importantes como alguns filossilicatos (biotita e clorita) e anfibólios (hornblenda) possuem susceptibilidade magnética moderadamente positiva, sendo caracterizados como paramagnéticos. Minerais que, na maioria dos casos, são traços em rochas como magnetita, hematita e pirrotita apresentam susceptibilidade magnética muito alta, sendo capazes de guardar a componente de magnetização obtida durante o período de sua formação, sendo classificados como ferromagnéticos. Logo, a susceptibilidade completa de

uma rocha representa um somatório de contribuições de todas espécies minerais presentes, ponderadas de acordo com suas abundâncias relativas e susceptibilidades específicas.

Sendo assim, o estudo da mineralogia magnética consiste na caracterização das fases minerais magnéticas presente na rocha através de técnicas como: curvas de histerese, curvas de magnetização remanente isotermal (MRI) e curvas termomagnéticas. Diagramas FORC (*first order reversal curve*) também são utilizados para a determinação de parâmetros intrínsecos a estrutura das fases ferromagnéticas. A descrição de cada técnica é detalhada nos próximos itens.

### 3.2.1. CURVAS DE HISTERESE

A curva de histerese é obtida pela medição da magnetização que a amostra adquire em função da aplicação de um campo magnético induzido. A sua caracterização fornece parâmetros importantes para a determinação das fases minerais ferromagnéticas presentes na rocha, sendo eles a magnetização de saturação ( $M_s$ ), magnetização remanente de saturação ( $M_{rs}$ ), coercividade ( $H_c$ ) e a coercividade de remanência ( $H_{cr}$ ).

A curva é gerada através da aplicação de um campo magnético crescente, por convenção positivo, até a amostra adquirir  $M_s$ . Quando o campo é retirado, permanece na amostra uma magnetização remanente de saturação ( $M_{rs}$ ), indicando a presença de fases minerais ferromagnéticas. Aplicando-se um campo reverso, a magnetização se torna nula quando o módulo do campo for igual ao  $H_c$ , que indica a quantidade de magnetização necessária para se remover a magnetização de saturação, também chamado de coercividade. Aumentando progressivamente o campo reverso, a amostra irá alcançar a  $M_s$  negativa e, retirando-se o campo, a coercividade remanente é adquirida, reduzindo a zero a remanência obtida na saturação ( $M_{rs}$ ), completando o ciclo de histerese. Os padrões e os parâmetros obtidos com as curvas permitem caracterizar os minerais magnéticos responsáveis pela susceptibilidade magnética do material. Além disso, no caso das amostras possuírem magnetitas e/ou titanomagnetitas, os dados podem ser interpretados utilizando o chamado diagrama de Day, o qual define as estruturas de domínio (domínio simples – SD, pseudo-domínio simples – PSD, e multidomínios – MD) do material a partir dos parâmetros  $M_{rs}/M_s$  versus  $H_{cr}/H_c$  (Day *et. al.*, 1977). No entanto, este diagrama apresenta algumas limitações (Roberts *et. al.*, 2018), sendo necessária a aplicação de técnicas mais avançadas, como os diagramas FORC (seção 3.2.4).

### 3.2.2. CURVAS DE MAGNETIZAÇÃO REMANENTE ISOTERMAL (MRI)

A obtenção das curvas de magnetização remanente isotermal (MRI) ocorre de forma similar às de histerese, onde é aplicado nas amostras um campo magnético induzido, sucessivamente maior, até a saturação da amostra, e realizado a medida consequente da magnetização para cada passo do campo aplicado. No entanto, diferente do que ocorre nas histereses, aplica-se um campo magnético a uma temperatura ambiente e constante. O campo é progressivamente aplicado até que as amostras adquiram a magnetização de saturação ( $M_s$ ), onde a curva terá uma inflexão e a magnetização seguirá constante, ou até o limite do equipamento, que para este experimento é de 1 Tesla (T). A técnica da MRI permite caracterizar a coercividade ( $H_c$ ) do material, visto que minerais com mais alta  $H_c$  apresentam  $M_s$  superiores ou próximos a campos de 800 nT (*e.g.* Hematita), e minerais com baixa  $H_c$  saturam em campos inferiores ou próximos a 300 nT, como a magnetita (ÖZDEMIR; DUNLOP, 1997).

Tanto as curvas de histerese como as curvas de MRI são processadas no mesmo equipamento, o magnetômetro VSM (*vibrating sample magnetometer*) MicroMag 3900 (Figura 7). Para isso, uma amostra representativa para cada sítio é escolhida e cominuída até uma fração bem fina, sendo posteriormente pesada para que os dados de magnetização obtidos sejam normalizados pelas suas respectivas massas.

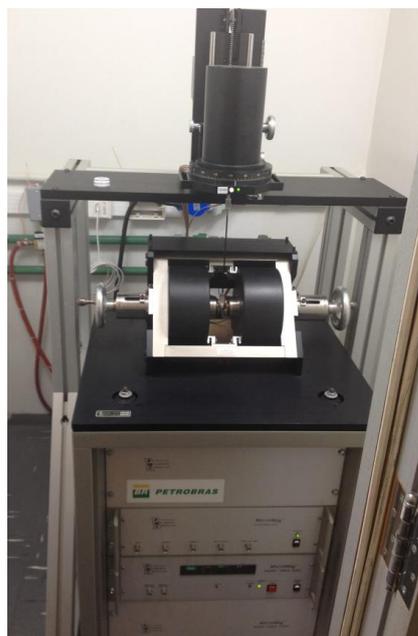


Figura 7. Magnetômetro de amostra vibrante (VSM) MicroMag 3900 no USPMag.

### 3.2.3. CURVAS TERMOMAGNÉTICAS

A técnica consiste na medição dos valores de susceptibilidade magnética em função do progressivo aumento de temperatura. A análise da inflexão das curvas termomagnéticas fornece informações sobre os minerais magnéticos responsáveis por gerar a susceptibilidade magnética nas amostras. O presente trabalho utilizará as curvas de alta temperatura, onde as principais transições ocorrem na temperatura de Curie, que acontece a 578°C, caracterizando a magnetita, e a temperatura de Néel, a 675°C, que indica a presença de hematita (ÖZDEMIR; DUNLOP, 1997). Essas transições ocorrem, pois os minerais magnéticos chegam a sua temperatura de desbloqueio, onde os momentos atômicos dos minerais flutuam caoticamente, transformando-se de um mineral de comportamento ferromagnético para paramagnético.

As curvas termomagnéticas foram medidas através do equipamento Kappabridge KLY-4 da empresa AGICO (Figura 8), onde foram selecionadas cinco amostras representativas de todos os sítios para caracterização da mineralogia magnética. A preparação das amostras para análise é similar ao método de preparação para as curvas de histerese e de MRI, onde a amostra é cominuída até uma fração bem fina, sendo posteriormente pesada. Para a visualização do comportamento das curvas utilizou-se o software Cureval 8 (AGICO Inc.), fornecido pela mesma empresa fabricante do equipamento.



Figura 8. Susceptibilímetro Kappabridge KLY-4 (AGICO Inc), no USPMag.

### 3.2.4. DIAGRAMAS FORC

O diagrama FORC (*first order reversal curve*) é uma técnica magnética que é utilizada para determinar a estrutura de domínio dos minerais, ou seja, a interação magnética entre as partículas ferromagnéticas, e também o espectro de coercividade dos materiais (Roberts et al., 2014). Estas curvas são derivadas a partir de diversas medições de vários ciclos de histerese em uma amostra, distribuídas em um amplo espectro de campo magnético aplicado. O modelamento das curvas de histerese por meio de funções de distribuições bidimensionais gera os diagramas FORC, que são conhecidos também como diagramas de contorno.

O processamento das amostras para geração dos diagramas FORC ocorreu no magnetômetro de amostra vibrante (VSM) MicroMag 3900 da *Princeton Measurements Corporation* (Figura 7), o mesmo em que se processa as curvas de histerese e MRI. Os dados foram adquiridos com uma calibração de 300 curvas de reversão com tempo médio de 200 milissegundos. Após processamento, os diagramas foram gerados no programa FORCinel (HARRISON; FEINBERG, 2008) do software Igor Pro (Wavemetrics), utilizando-se um fator de suavização 5 (*smoothing fator*- SF = 5).

### 3.3. ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), segundo estudos realizados por Jackson (1991) e Rochette *et. al.* (1992), é uma propriedade física das rochas que são utilizadas para estudos estruturais e de petrofábrica. A ASM tem como princípio a orientação preferencial dos minerais magnéticos anisotrópicos, ou seja, da fábrica magnética da rocha. Em escala granulométrica, a ASM é controlada pelas direções e o tipo do sistema cristalográfico dos minerais, sendo assim, a orientação principal dos eixos cristalográficos determina a ASM para a maioria dos minerais, visto que esses eixos normalmente controlam a forma dos grãos (TARLING; HROUDA, 1993).

A ASM é descrita matematicamente através da seguinte relação:  $M = k H$ . Onde M é a magnetização induzida, H um campo indutor aplicado e k á susceptibilidade magnética do material em SI (Sistema Internacional). Aplicando o método matricial são obtidos os tensores

de susceptibilidade que são ortogonais entre si e apresentam um valor máximo ( $K_1$ ), intermediário ( $K_2$ ) e mínimo ( $K_3$ ) do tensor, cuja representação espacial é um elipsoide (TARLING; HROUDA, 1993). A lineação magnética (L) é definida pelo eixo  $K_1$ , sendo a foliação magnética (F) representada pelo plano que contém os eixos  $K_1$  e  $K_2$  (Figura 9).

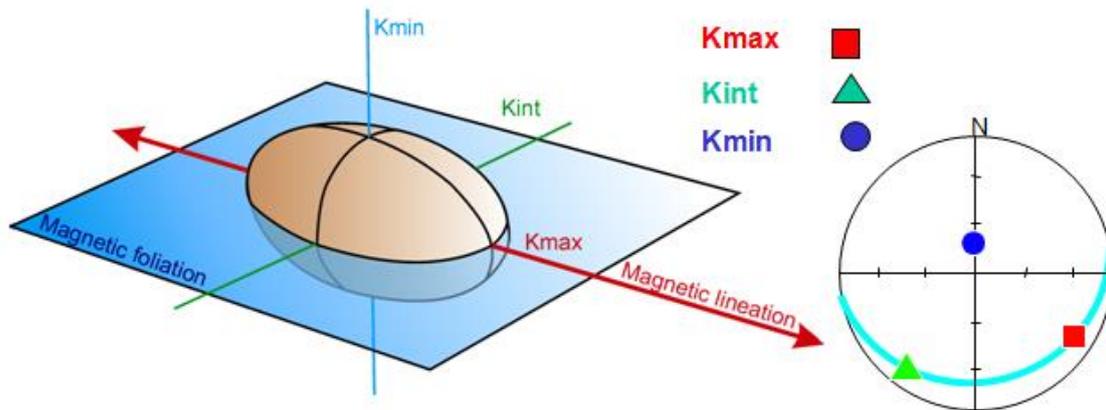


Figura 9. Representação do elipsoide magnético e seu respectivo estereograma, com seus tensores máximo  $K_1$  (vermelho), intermediário  $K_2$  (verde) e mínimo  $K_3$  (azul) e a representação do plano da foliação magnética (Modificado de TARLING; HROUDA, 1993).

A partir da definição dos tensores, alguns parâmetros, descritos por Jelinek (1981), já podem ser obtidos como: i) grau de anisotropia do elipsoide (P); ii) simetria do elipsoide (T), onde T varia de -1 a 1 para elipsoides prolatos a oblatos, respectivamente (Figura 10). O detalhamento metodológico da ASM foi revisado recentemente por Borradaile e Jackson (2010) além de possíveis aplicações do método.

A complexidade conceitual do método da ASM reside no fato que o tensor susceptibilidade (K), para uma amostra de rocha, é o somatório dos tensores de cada mineral presente (JACKSON, 1991), logo a orientação preferencial de forma de grão ou de agrupamento de grãos desempenham uma função importante na ASM. Sendo assim, a ASM total é sensível a: i) valores de susceptibilidades; ii) anisotropia de partículas; iii) abundância mineral relativa; iv) fábrica mineral (ROCHETTE *et. al.*, 1992).

A ASM é uma técnica que, nos últimos anos, está ganhando destaque devido a sua larga faixa de aplicações nas diversas áreas das ciências da Terra. Segundo Jackson (1991), isso ocorre devido alguns fatores, que são: i) aplicabilidade a praticamente todos os tipos de rochas; ii) o método apresenta alta sensibilidade, permitindo determinar fábricas em rochas que previamente foram consideradas isotrópicas, abrindo novos campos de pesquisa; iii) o tempo para processamento das amostras, para obtenção dos dados, é curto (aproximadamente 4

minutos por espécime), o que permite investigações estatísticas, muito útil para mapear estruturas, como aquelas encontradas em corpos magmáticos, ou ainda para estudos de movimentação de corpos vulcânicos (pertinente ao atual projeto); iv) possibilidades para aplicação quantitativa e semi-quantitativa, em termos de fábrica, intensidade de deformação e simetria; v) importante uso como ferramenta para estudos paleomagnéticos.

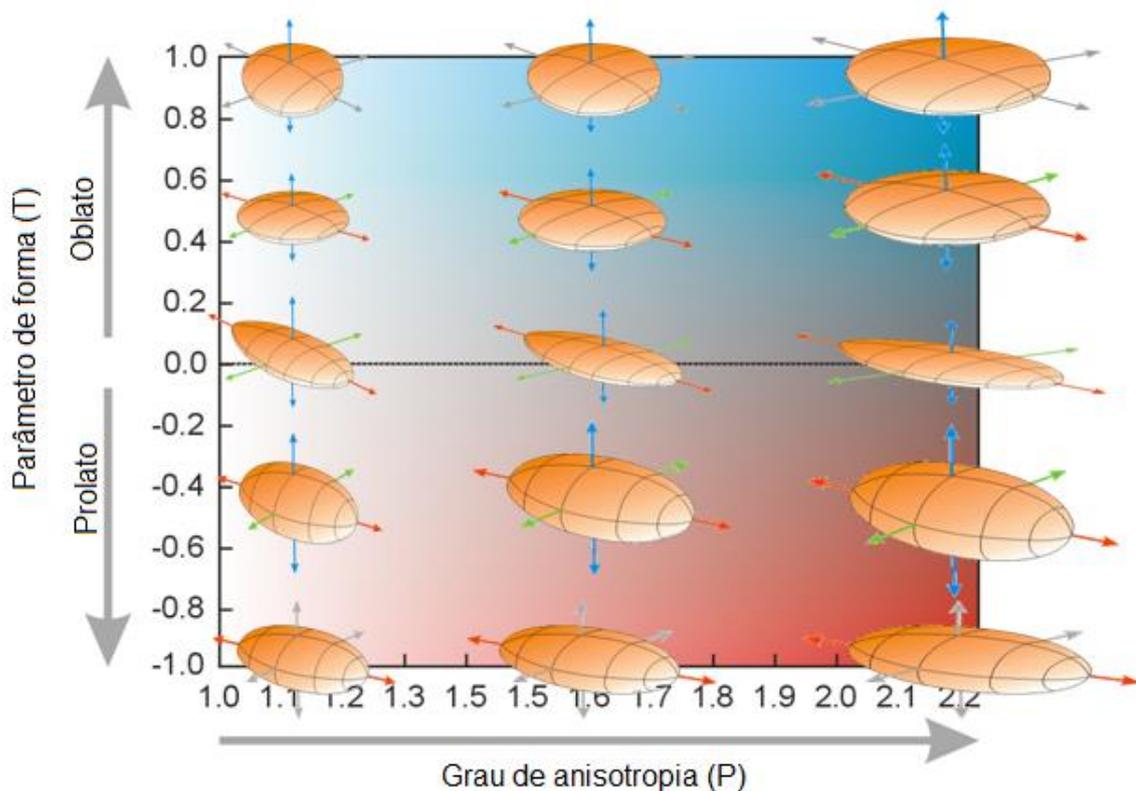


Figura 10. Variação do elipsoide magnético definidos pelos parâmetros de forma e grau de anisotropia. (Modificado de TARLING; HROUDA, 1993).

A aplicação da ASM para estudo de rochas vulcânicas, efusivas e piroclásticas, foi realizada em trabalhos de Cañón-Tapia e Pinkerton (2000), onde a partir de modelos teóricos se percebeu que a análise da trama magnética é uma ferramenta largamente utilizada como um *proxy* para concluir a direção de fluxos magmáticos, ou seja, as orientações obtidas através da ASM, indiretamente estão medindo a orientação dos minerais magnéticos, levando a uma interpretação de direções de fluxos das lavas. Além disso, trabalhos como de Agrò et al. (2015) foram importantes, visto que descreveram a trama magnética em ignimbritos, classificando como trama “normal” quando o plano de foliação magnética é paralela ao acamamento, trama “intermediária” quando o plano de foliação magnético é inclinado, próximo a 45°, com o acamamento e trama “inversa” quando a lineação magnética é

ortogonal ao acamamento. No entanto, trabalhos recentes mostram que esta técnica deve ser acompanhada por uma detalhada caracterização mineralógica, para reduzir interpretações ambíguas da petrofábrica (MONCINHATTO *et al.*, 2017).

### 3.3.1. PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS PARA ASM

O processamento dos dados de ASM é realizado por meio de espécimes padrão, que são derivados dos cilindros coletados em campo. Os espécimes gerados a partir do corte dos cilindros deverão ter 25,4 mm de diâmetro e 22 mm de altura (volume de 10 cm<sup>3</sup>). No processo dá-se prioridade para porções mais basais do cilindro, visto que a parte mais superior do testemunho está sujeito a maiores condições intempéricas devido a sua exposição, podendo estar mais alterada.

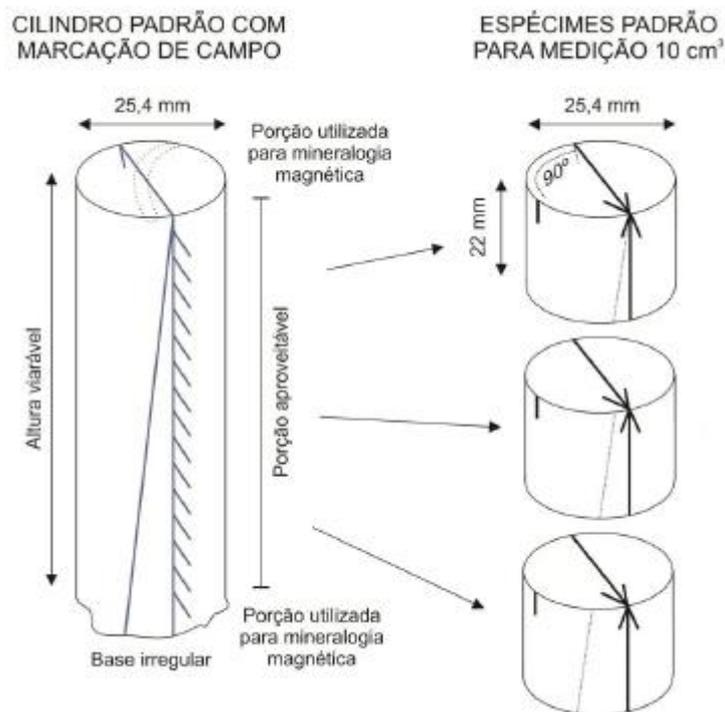


Figura 11. Cilindro com marcações de campo e espécimes gerados para análise da ASM.

Sendo assim, o procedimento para preparação das amostras compreende o corte dos cilindros, realizado em uma serra especial para estudos de ASM (suporte com dimensões específicas para produção dos espécimes), após espera-se secar as amostras para se realizar a

marcação e a posterior identificação dos mesmos, conforme o código proposto na figura 11. Por fim, embala-se completamente cada espécime com filme de PVC, de forma a evitar contaminação do equipamento durante as medidas. A base irregular dos testemunhos é reservada para análise da mineralogia magnética, sendo empacotadas em saquinhos simples.

As medidas de ASM de cada espécime são realizadas no susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA (Figura 12) da empresa AGICO, que opera em três diferentes frequências. Foram coletados ao todo 77 cilindros, gerando um total de 112 espécimes. Os resultados são processados utilizando o software Anisoft 5 concedida pela empresa fabricante do equipamento.

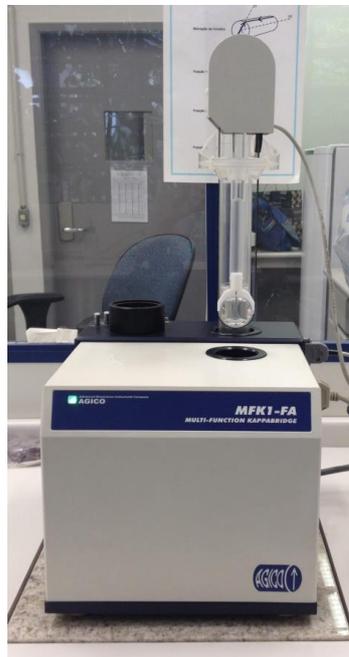


Figura 12. Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA (AGICO Inc), no USPMag.

Os dados que são gerados para cada espécime são da posição espacial dos seus três principais eixos:  $K_1$  (máximo),  $K_2$  (intermediário) e  $K_3$  (mínimo) além da susceptibilidade magnética. Sendo assim, os espécimes são colocados no suporte (*holder*) em três posições diferentes, onde em cada uma delas a amostra, por meio de um sistema automatizado, sofre rotação dentro do susceptibilímetro. O próprio software realiza as correções da orientação dos eixos em relação ao norte geográfico, através dos dados obtidos em campo de orientação dos cilindros. O resultado final é um estereograma com os três eixos magnéticos de todos os espécimes (Figura 9) e uma média dos principais tensores para o sítio em análise (parâmetros direcionais), além de informações dos parâmetros escalares (Figura 10).

### 3.4. LEVANTAMENTO AEROGEOFÍSICO

A aerogeofísica é um ramo da geofísica aplicada que coleta dados a partir de aeronaves (aviões e helicópteros), com o objetivo de obter dados geofísicos indiretos de uma determinada região, ou também a nível de detalhamento, para aumentar a quantidade de informações de regiões já estudadas anteriormente. Para este trabalho, utilizaram-se dados fornecidos pela CPRM do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul, que ocorreu no sudeste do estado, compreendendo a região de Dom Pedrito.

Conforme relatório apresentado pela CPRM (2010), o levantamento aerogeofísico consistiu do recobrimento de 159.789,21 km de perfis aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos de alta resolução, com linhas de voo e controle orientadas nas direções N-S e E-W, com espaçamento de 500 m e 10 km, respectivamente. Na região de Dom Pedrito, a aeronave PR-SSB realizou o levantamento com uma velocidade aproximada de voo de 227 Km/h e altura de 100m. O magnetômetro utilizado foi o Scintrex CS-2, com resolução de 0,001 nT efetuando leituras a cada 0,1 segundos, o equivalente, considerando a velocidade, a aproximadamente 6,3m do terreno. O gamaespectrômetro *Radiation Solutions*, modelo RS-500, de 256 canais espectrais equipou a aeronave, com leituras realizadas a cada segundo, representando medições a intervalos de amostragem de aproximadamente 63m no terreno (CPRM, 2010).

Os dados do Projeto Aerogeofísico do Escudo do Rio Grande do Sul foram convertidos para bancos de dados em formato *geodatabase* (GDB's), onde estão agrupadas informações de posicionamento corrigidas e todos os demais canais de informação registrados a bordo da aeronave (CPRM, 2010). O formato disponibilizado ASCII XYZ, é compatível com o software *OASIS MONTAJ* do sistema *GEOSOFT*, sendo este programa utilizado, no presente trabalho, para o processamento dos mapas de gamaespectrometria e magnetometria.

### 3.4.1. MAGNETOMETRIA

A magnetometria é um método geofísico potencial, cujo objetivo é analisar a geologia com base em anomalias do campo magnético terrestre, resultante de propriedades magnética das rochas em subsuperfície (KEAREY *et. al.*, 2009). Sendo assim, o levantamento magnético apresenta aplicações tanto em pequenas escalas, para a arqueologia (identificação de objetos metálicos soterrados), como em escalas maiores para a identificação de grandes depósitos de minerais metálicos (*e.g.* magnetita) e também para investigação de estruturas geológicas regionais.

Para se realizar a interpretação geológica em subsuperfície a partir de dados magnetométricos é necessário o conhecimento do campo magnético da Terra, visto que as anomalias magnéticas, geradas por variações nas propriedades magnéticas das rochas, são efeitos localizados que se superpõe ao campo magnético normal terrestre. Por definição, o campo magnético terrestre pode ser representado por um dipolo magnético, centralizado no centro da Terra, com uma inclinação de aproximadamente  $11,5^\circ$  com o eixo de rotação terrestre. Este campo é vetorial, ou seja, em qualquer parte da superfície da Terra ele apresentará um ângulo de inclinação e declinação, onde o referencial adotado é o norte geográfico (Figura 13). Sendo assim, em levantamentos magnetométricos, é necessário remover o efeito do campo magnético terrestre, para que a os dados obtidos reflitam apenas em variações magnéticas das rochas. A correção é realizada através do Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF), que define o campo magnético teórico não perturbado em qualquer ponto da superfície terrestre (KEAREY *et. al.*, 2009).

Desta forma, as anomalias magnéticas, anulado o efeito do campo magnético terrestre, resultam das propriedades magnética das rochas em subsuperfície. A susceptibilidade magnética, definida pela capacidade que um material tem em magnetizar-se, caracteriza o comportamento magnético dos minerais. Como os principais minerais formadores de rocha apresentam baixos valores de susceptibilidade, as anomalias positivas do campo magnético se devem a presença de minerais magnéticos, onde, o mais comum é a magnetita. Segundo KEAREY *et. al.* (2009), apesar da forma, tamanho e dispersão dos grãos magnéticos em uma rocha afetarem seu caráter magnético, é coerente classificar o comportamento magnético das rochas de acordo com seu conteúdo global de magnetita. Vale ressaltar que, as anomalias

magnéticas ocorrem de forma mais acentuada em locais em que há um maior contraste entre uma litologia e outra, visto que o método é baseado no magnetismo presente nas rochas.

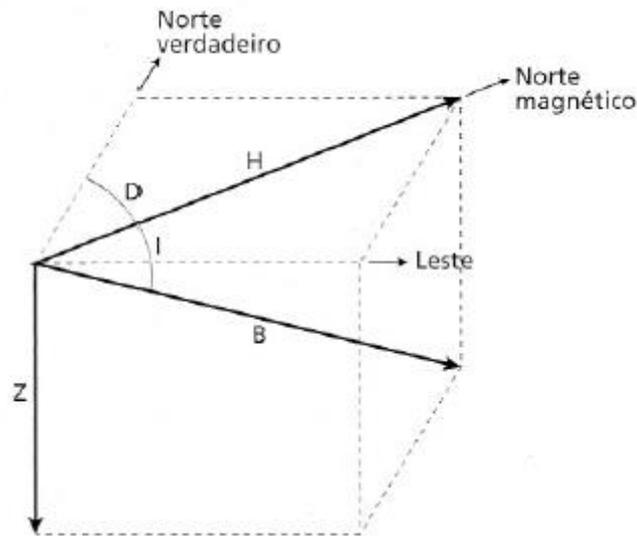


Figura 13. Componentes geomagnéticas, sendo D a declinação magnética, I a inclinação magnética e B o vetor campo magnético (Extraído de KEAREY et. al., 2009).

Para este trabalho, o método magnetométrico foi utilizado principalmente para identificar estruturas geológicas presentes na área de estudo, além de uma possível delimitação de corpos em que seja possível realizar a caracterização de diferentes comportamentos magnéticos das litologias associadas.

### 3.4.2. GAMAESPECTROMETRIA

O método gamaespectrométrico consiste na medição da intensidade de radiação emitida por determinados elementos encontrados nas rochas. Na natureza existem mais de 50 isótopos radioativos de ocorrência natural, no entanto, a maioria destes é raro ou muito fracamente radioativo (KEAREY *et. al.*, 2009). Sendo assim, os elementos tório ( $^{232}\text{Th}$ ), urânio ( $^{238}\text{U}$ ) e potássio ( $^{40}\text{K}$ ) foram definidos como os únicos elementos naturais que ocorrem em abundância nas rochas (Figura 14), que produzem raios gama com energia suficiente para serem detectados em levantamentos gamaespectrométricos (MINTY, 1997). Logo, a medição

da energia das emissões gama permite estimarmos a concentração de cada um desses elementos citados, visto que cada radioisótopo é associado a um pico de energia.

Com isso, levantamentos radiométricos são regularmente utilizados com o objetivo de delimitar áreas de interesse para a exploração mineral, tanto para depósitos radioativos (urânio e tório) como para depósitos não radioativos que estão associados a elementos radiogênicos, como o titânio e o zircônio (KEAREY *et. al.*, 2009). Além disso, a gamaespectrometria se mostrou uma técnica muito eficaz para mapeamento geológico de superfície, visto que diferentes litologias podem ser reconhecidas devidas suas distintas assinaturas (MOXHAM, 1963; PIRES e HARTHILL, 1989). Vale ressaltar que os raios gama não conseguem penetrar grandes espessuras de solo e rocha, sendo assim, o método fornece informações de concentração dos elementos já citados, apenas de uma camada de, no máximo, 40 cm de profundidade (MINTY, 1997).

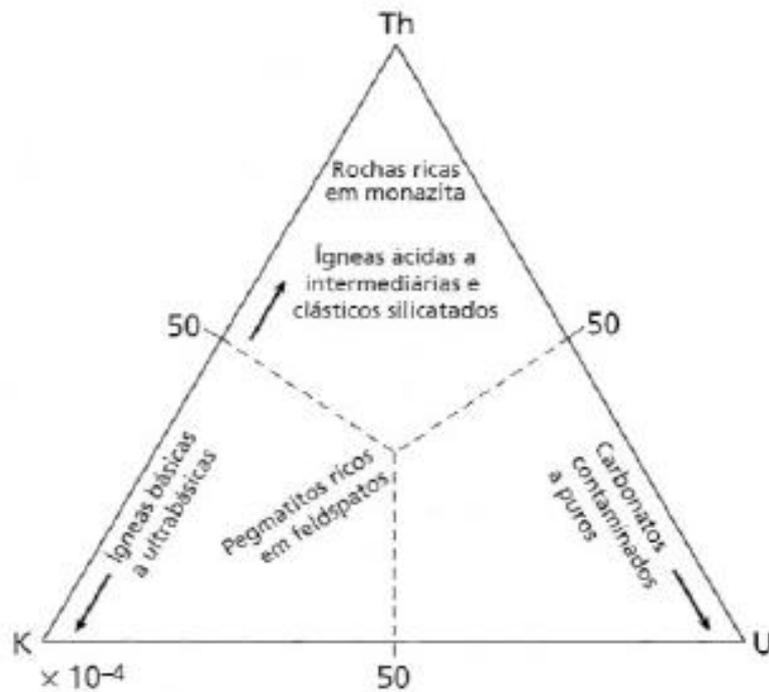


Figura 14. Abundâncias relativas dos elementos utilizados na gamaespectrometria para os diferentes tipos de rochas (Extraído de KEAREY *et.al*, 2009).

## 4. RESULTADOS

Os resultados foram divididos em quatro itens, sendo eles: trabalho de campo, aerogeofísica, mineralogia magnética e anisotropia de susceptibilidade magnética.

### 4.1. TRABALHO DE CAMPO

Neste capítulo serão descritos os dados geológicos obtidos para a área de estudo. Ao todo, foram visitadas quatro pedreiras na porção sul do Platô do Taquarembó, sendo dois pontos pertencentes à associação de rochas efusivas e dois às rochas piroclásticas (Figura 15). O mapa em detalhe (Figura 16c) mostra o perfil realizado na região com o intuito de identificar o empilhamento dos pacotes vulcânicos e as variações faciológicas presentes nos depósitos ignimbríticos, tanto lateral como verticalmente. Sendo assim, os dados geológicos obtidos na região foram comparados com trabalhos de mapeamento realizados por Sommer (1994), onde se adotou a mesma nomenclatura de fácies visando facilitar a correlação entre os trabalhos.



Figura 15. Contato entre os ignimbritos estratificados que estão sotopostos aos ignimbritos reomórficos, sendo respectivamente o PT-08 e PT-07. A linha em vermelho indica onde está situada a discordância erosiva. Este afloramento está localizado na pedreira municipal desativada de Dom Pedrito, com o paredão apresentando 15m de altura em sua parte mais alta.

Conforme mostra a seção colunar (Figura 16b), foram identificadas quatro variações faciológicas para os depósitos ignimbríticos, agrupados em ignimbritos estratificados que compreende as fácies sLT (nl-ip) sendo os sítios PT-01 e PT-03, eLT (PT-04 e PT-06) e crLT (PT-08) e os ignimbritos reomórficos com a fácie rheoLT (PT-05 e PT-07; PT-09). O contato entre estes depósitos foi visualizado em campo, sendo marcado por uma discordância erosiva (Figura 15), onde os ignimbritos estratificados correspondem aos pacotes tabulares que estão sotopostos a um espesso pacote com um aspecto mais homogêneo caracterizando os ignimbritos reomórficos.

Os ignimbritos estratificados são depósitos tabulares de coloração avermelhada, muito mal selecionados, onde no geral apresentam um padrão granodecrescente ascendente de líticos e um aumento na quantidade de púmices para o topo, sendo os fragmentos líticos angulosos de 1 a 2 cm, com composição riolítica a andesítica. Apresentam fácies que variam de lapilitos com matriz tufácea a lapili-tufo com forte textura eutaxítica presente em praticamente toda a sequência, tendendo a parataxítica ao topo de cada depósito. Alguns pacotes possuem níveis ricos em blocos e bombas, ocorrendo principalmente no topo de cada sequência. Destaca-se também a presença de fraturas e cavidades preenchidas por sílica, indicando um aumento da quantidade de voláteis com provável escape de gases. No geral, a  $S_0$  segue um mesmo padrão para estes depósitos, possuindo na média atitude de 10/020.

Os ignimbritos reomórficos ocorrem na porção superior da sequência vulcânica e, no afloramento estudado, apresentam uma espessura de aproximadamente 12 m. São representados por ignimbritos maciços com aspecto porfirítico, extremamente soldados com estrutura parataxítica predominante, ocorrendo também eutaxítica. Rocha muito mal selecionada com reomorfismo associado, constituído predominantemente de fragmentos líticos (>10%) que variam de 2 cm a 5 cm de composição riolítica e andesítica. Fragmentos de cristais e fenocristais de K-feldspato também ocorrem, estando estes dispersos na matriz tufácea de aspecto vítreo. O reomorfismo desses ignimbritos é marcado por estruturas de fluxo que ocorrem principalmente em níveis onde se concentram as *lithophysae*. Em lâmina delgada, destaca-se a forte textura parataxítica e fragmentos de cristais de quartzo dispersos em matriz com aspecto vítreo (Figura 17c).

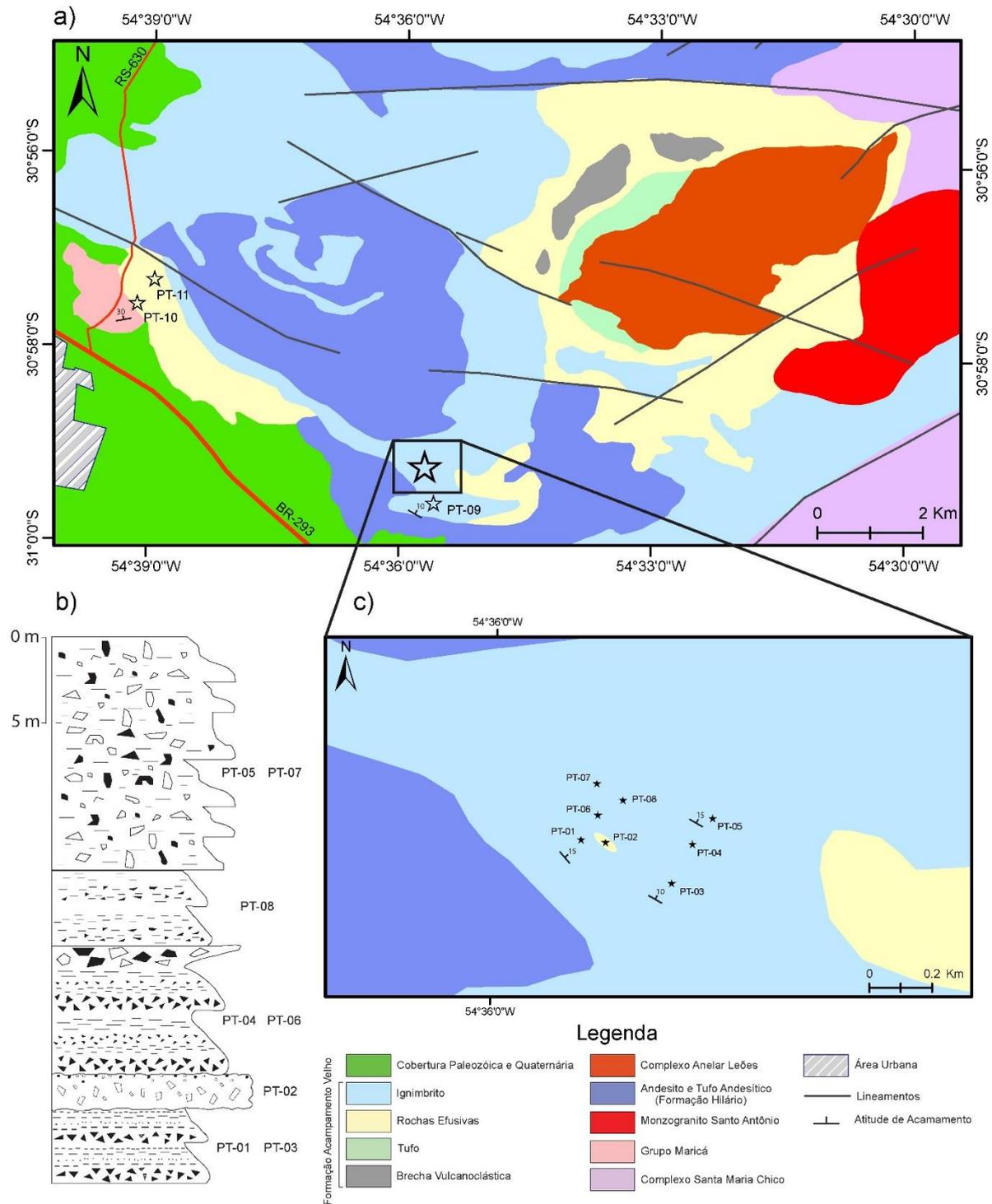


Figura 16. a) Mapa geológico simplificado da porção sul do Platô do Taquarémó com distribuição dos pontos amostrados. b) seção colunar referente aos depósitos ignimbriticos, cuja nomenclatura de fácies é referente a tabela 2. c) mapa em detalhe com a distribuição dos pontos em que foi realizado amostragem, sendo estes referentes ao perfil da seção colunar (Modificado de SOMMER et. al., 1999).

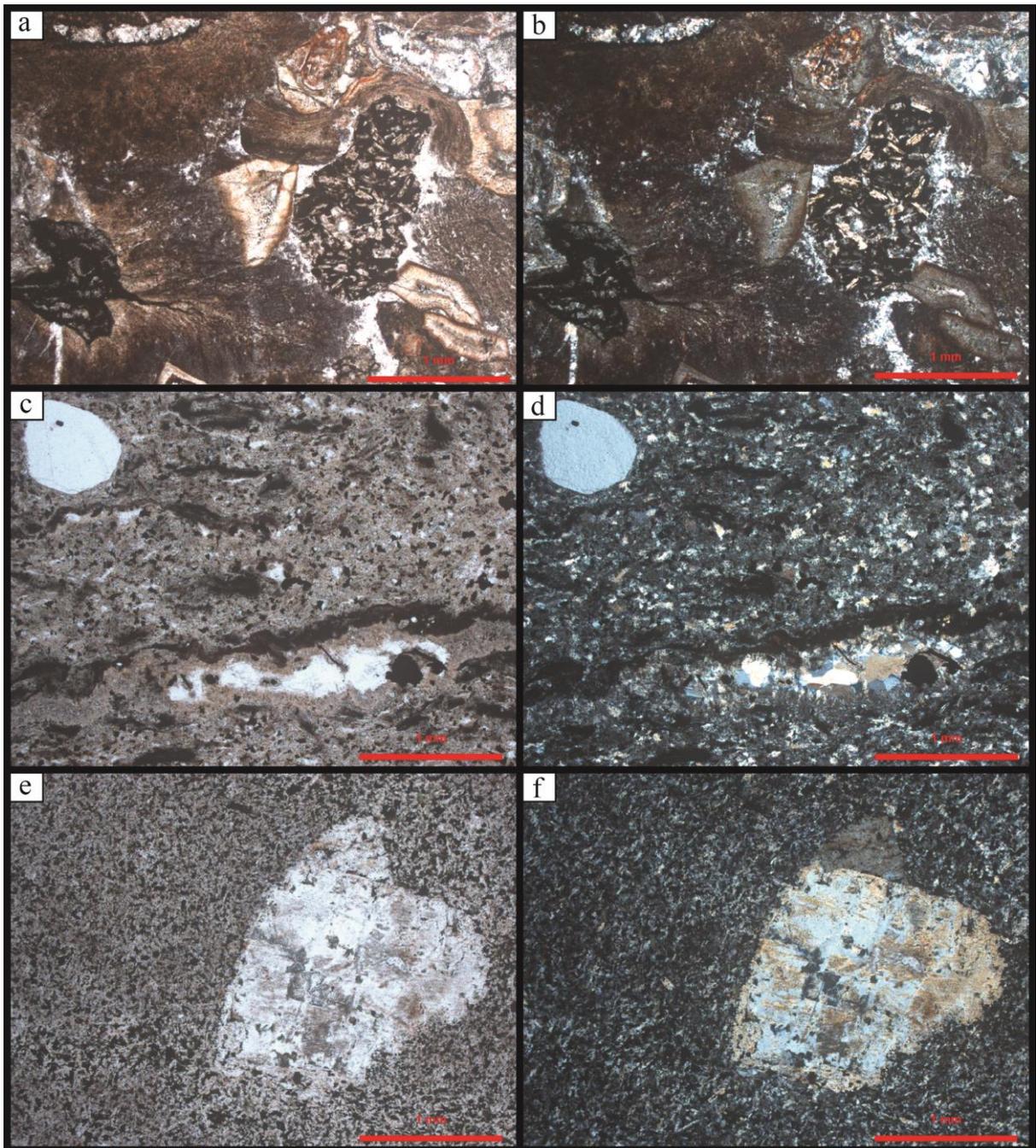


Figura 17. a-b) ignimbritos estratificados com fragmentos líticos (andesitos) angulosos, além de *shards* e púmices achatados; c-d) ignimbritos reomórficos com fragmentos de cristais de quartzo e forte textura parataxítica; e-f) traquito de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato disperso em uma matriz fina.

Intercalado aos ignimbritos estratificados (Figura 16) há um derrame (PT-02), com disposição tabular de aproximadamente 5m de espessura, concordante com a  $S_0$  dos ignimbritos, sendo definido como um traquito pertencente à associação de rochas efusivas. A rocha é maciça com textura porfírica, caracterizada por fenocristais euédricos (5 a 10%) de K-feldspatos dispersa em uma matriz afanítica. Em direção ao topo do pacote observou-se a presença de um nível rico em vesículas e amígdalas preenchidas por carbonato e sílica, indicando que o corpo realmente trata-se de um derrame e não uma soleira.

Para a associação de rochas efusivas, os dois pontos visitados encontram-se a oeste da região estudada. Este grupo é caracterizado por traquitos maciços de textura porfírica com fenocristais euédricos (<10%) de K-feldspato envoltos por uma matriz afanítica (Figura 17e), com incipiente textura traquitóide e presença de amígdalas estiradas preenchidas por carbonato. Estas rochas apresentam disjunções colunares irregulares, além de uma grande densidade de fraturas subverticais. No ponto PT-10, foi identificado o contato destes vulcanitos com as rochas sedimentares da Formação Maricá que estão fortemente basculadas, sendo constituídos por arenitos finos a pelitos de cor avermelhada, onde, em direção ao traquito, percebe-se que estas rochas adquirem coloração mais escura evidenciando uma forte silicificação, indicativo do efeito térmico causado pela colocação desses depósitos vulcânicos.

#### 4.2. AEROGEOFÍSICA

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir do levantamento aerogeofísico realizado pela CPRM, referente ao Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010), para a área de estudo. Sendo assim, o foco desta etapa consiste na geração de mapas gamaespectrométricos e magnetométricos visando à caracterização de domínios geofísicos para a porção sul do Platô do Taquarembó.

#### 4.2.1. MAGNETOMETRIA

Após a realização de todas as correções necessárias, foi realizado a interpolação do campo magnético anômalo da região estudada (Figuras 18, 19 e 20). Inicialmente foi gerado o mapa de campo magnético anômalo total (CMT) com o intuito de verificar a consistência dos dados magnéticos em comparação ao contexto geológico e estrutural conhecido. Posteriormente, foram obtidos mapas de amplitude do sinal analítico (ASA) e de campo magnético anômalo total reduzido ao polo (Figuras 19 e 20, respectivamente), para uma melhor análise das anomalias magnéticas que ocorrem na porção sul do Platô do Taquarembó.

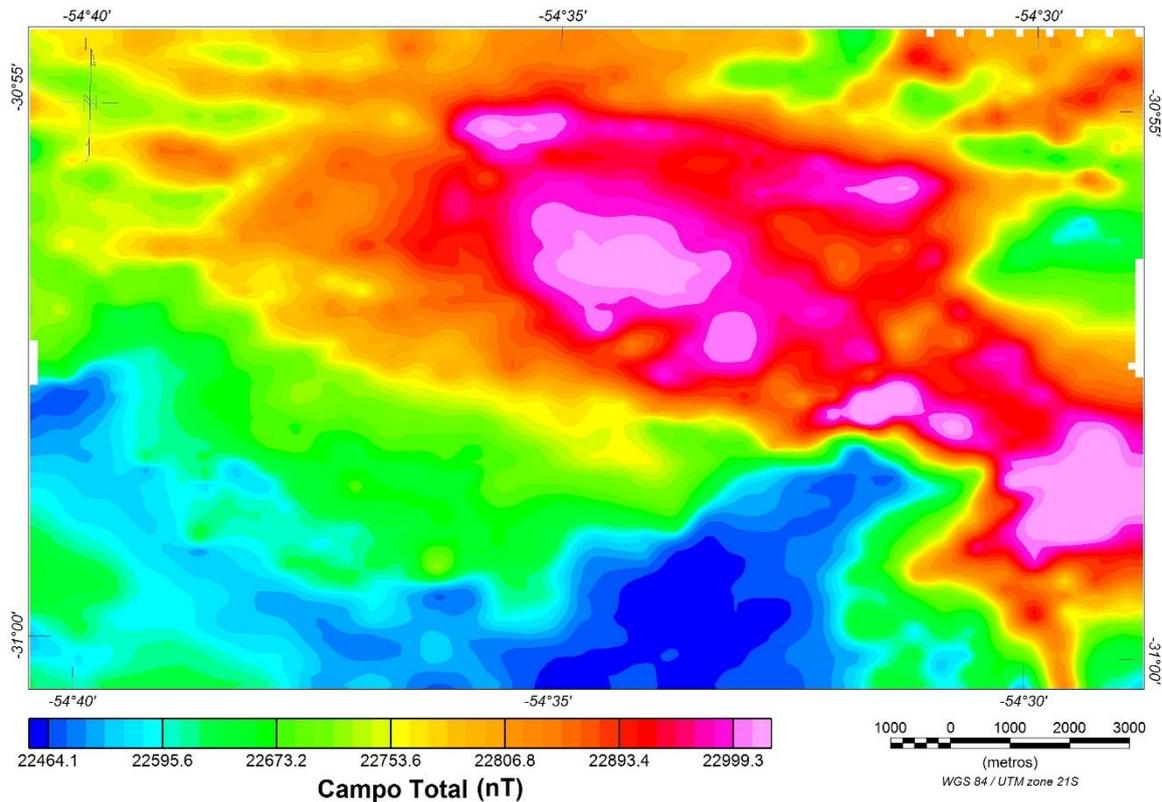


Figura 18. Mapa de campo magnético total (nT) para a porção sul do Platô do Taquarembó.

O mapa com os valores de sinal analítico aplicado aos dados de campo magnético total é uma técnica que permite, em conjunto com dados de redução ao polo, uma melhor delimitação dos limites laterais e dos centros dos corpos com uma mesma assinatura magnética, independente da presença e da intensidade da magnetização remanescente

associada aos corpos intrusivos, o que torna este método uma ferramenta útil para obter informações preliminares sobre o comportamento do corpo em subsuperfície. Na área de estudo (Figura 19), observa-se que os maiores valores, caracterizando anomalias positivas, se encontram na região leste com uma resposta de até 0.6 nT/m

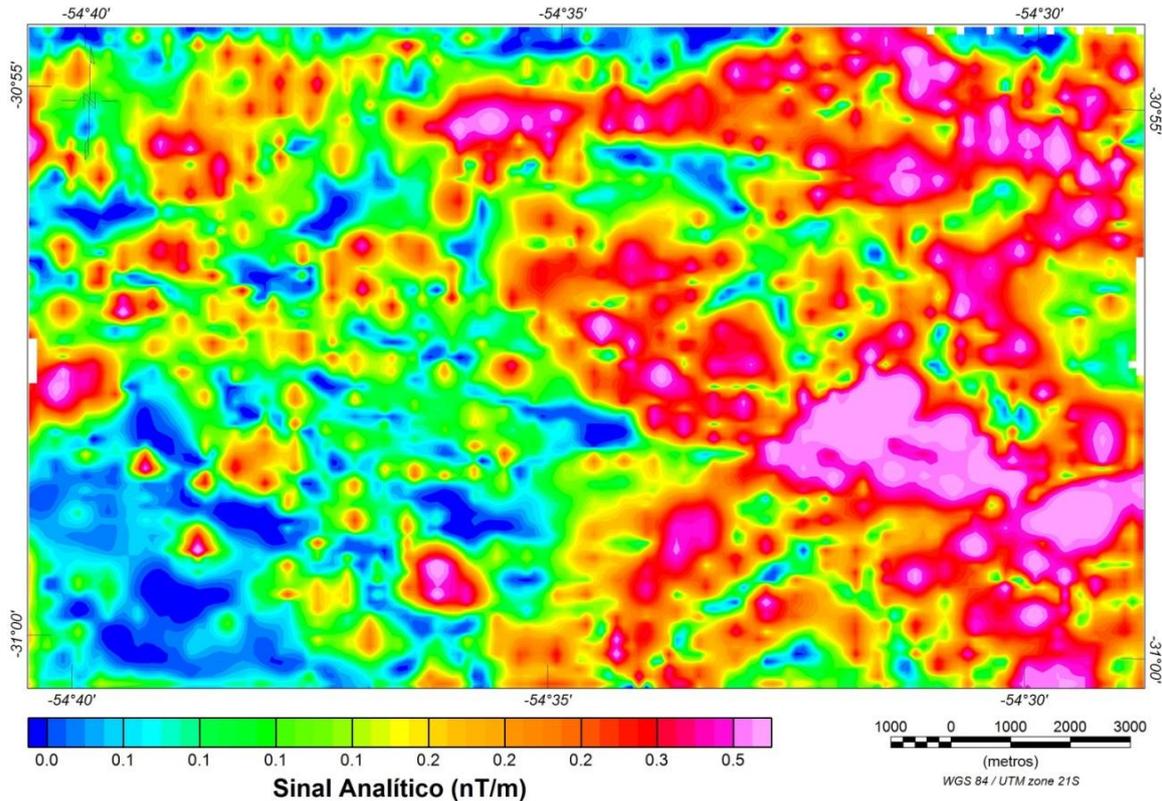


Figura 19. Mapa de sinal analítico (nT/m) para a porção sul do Platô do Taquarembó.

Já o mapa de campo magnético anômalo total reduzido ao polo (Figura 20), tem como objetivo simplificar a interpretação dos dados, visto que esta técnica de processamento transforma anomalias magnéticas dipolares em anomalias monopolares, a partir do recálculo do CMT como se o campo induzido atuasse com uma inclinação de 90°, centralizando o sinal sobre os corpos causativos. Assim como o ASA, este apresentou anomalias positivas localizadas na região centro-leste da área de estudo, no entanto com uma menor dispersão do sinal e uma melhor delimitação do corpo causador, com os maiores valores chegando a aproximadamente 23200 nT.

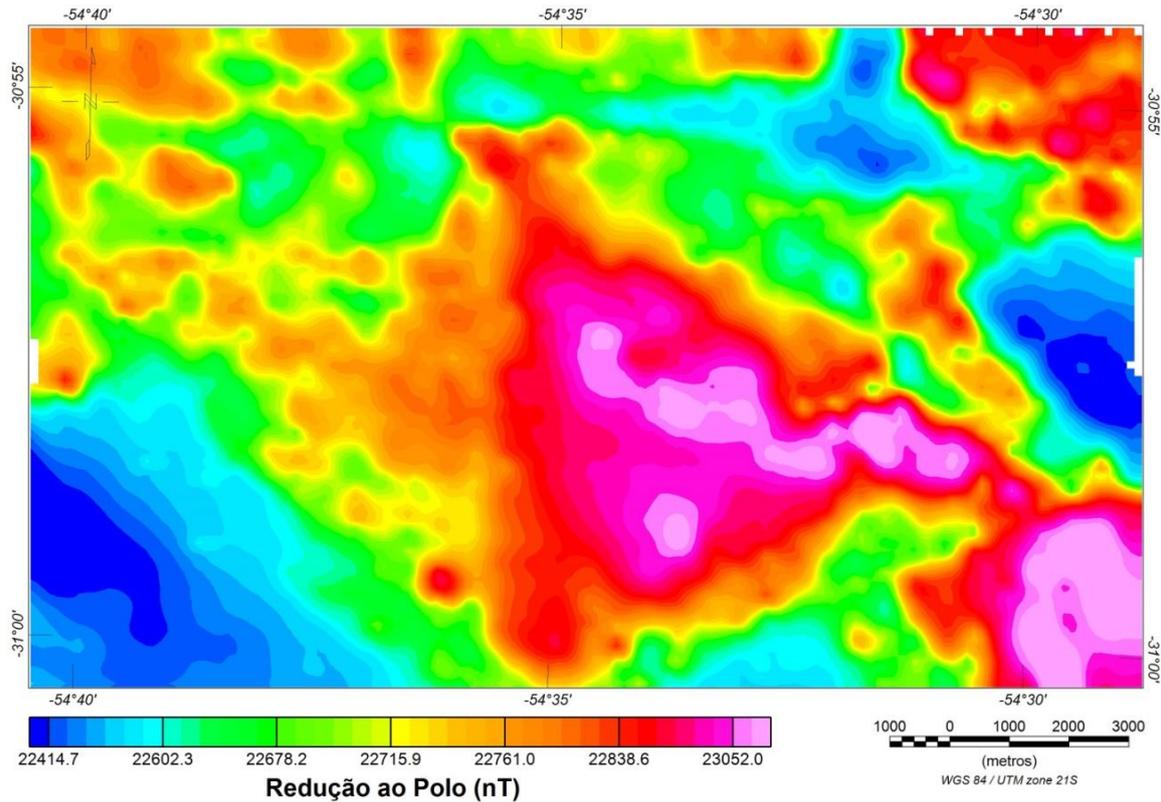


Figura 20. Mapa de campo magnético anômalo total reduzido ao polo para a porção sul do Platô do Taquarembó.

#### 4.2.2. GAMAESPECTROMETRIA

A partir dos dados gamaespectrométricos foram gerados os mapas referentes aos canais dos elementos radiométricos K (%), eU (ppm), eTh (ppm), contagem total e diagrama ternário que estão dispostos nas figuras 21 a 25. O primeiro mapa gerado foi o de contagem total (CT), sendo possível identificar uma similitude dos dados radiométricos com o contexto geológico da área de estudo, visto que a disposição espacial das anomalias coincide com o mapa geológico da região (Figura 16a). Para este trabalho optou-se por escolher a composição de cores RGB para os mapas de CT e aos canais dos elementos radiométricos, pois apresentou melhor contraste, sendo de suma importância visual para a caracterização dos domínios composicionais.

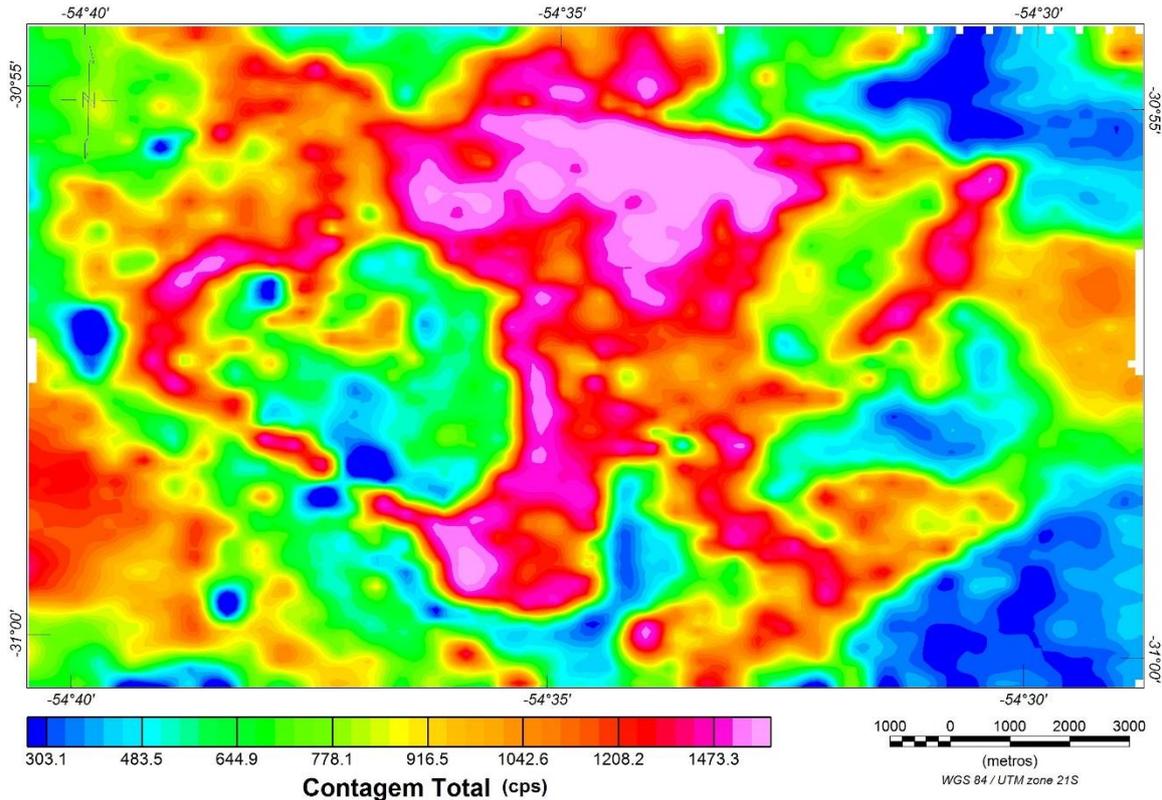


Figura 21. Mapa de contagem total (cps) para a porção sul do Platô do Taquarembó.

Os mapas de distribuições dos elementos (Figuras 22, 23 e 24) em eTh e K (%) mostram que os teores médios destes radioelementos estão mais concentrados nas regiões em que afloram as rochas pertencentes a FAV, sendo possível correlacionar os dados radiométricos com as litologias presentes na área de estudo. Sendo assim, percebe-se uma acentuada correlação destes mapas com o de CT, apresentando valores máximos de 2,0 ppm em eTh e de 2,7% para K. Já para o eU, nota-se que as anomalias apresentam uma distribuição similar com a dos outros radioelementos, no entanto, estão mais dispersas no mapa, não possuindo continuidade para uma mesma litologia, sendo os valores máximos de aproximadamente 1.95 em ppm.

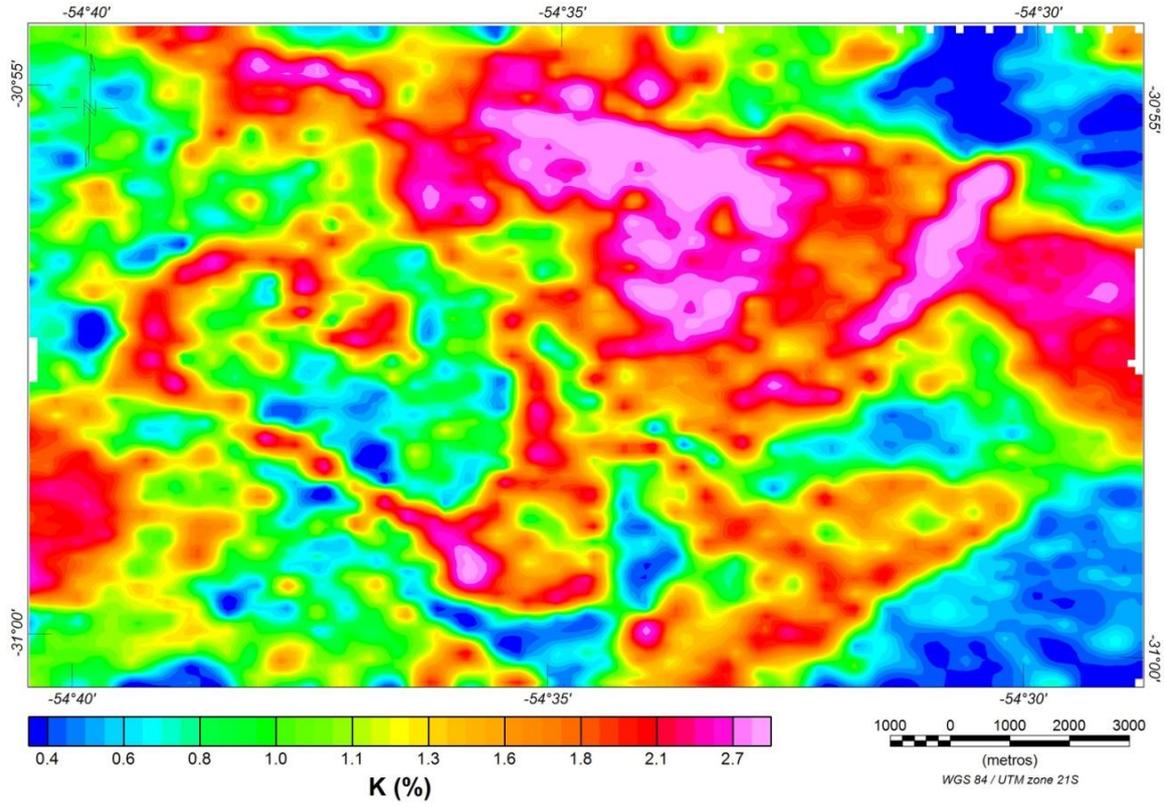


Figura 22. Mapa de distribuição de K (%) para a porção sul do Platô do Taquarembó.

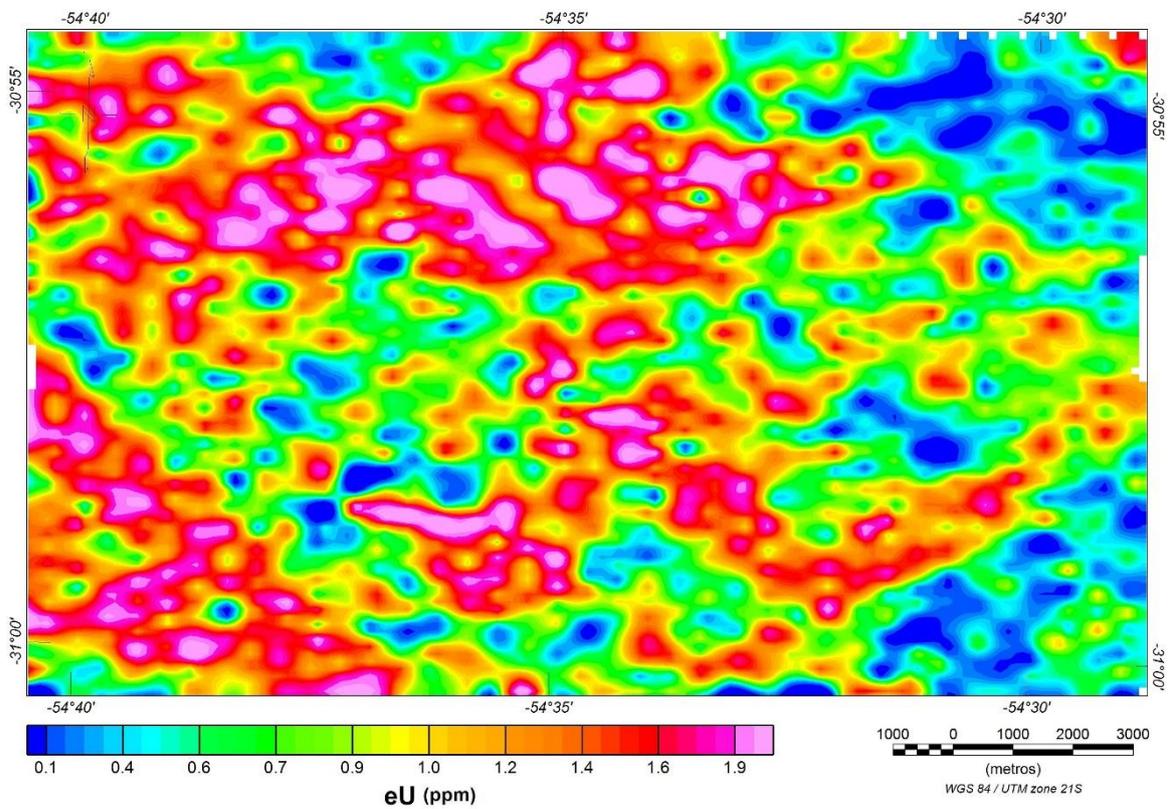


Figura 23. Mapa de distribuição de equivalente de U (ppm) para a porção sul do Platô do Taquarembó.

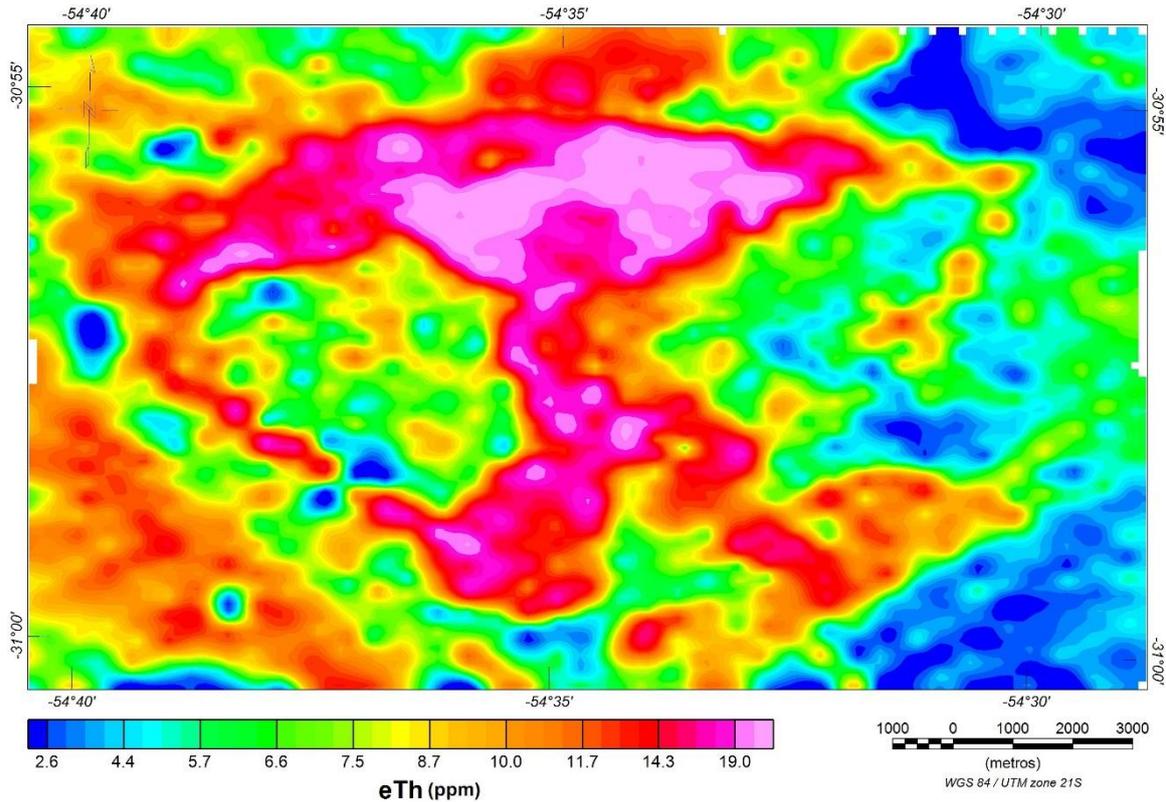


Figura 24. Mapa de distribuição de equivalente de Th (ppm) para a porção sul do Platô do Taquarembó.

Visando ressaltar os contrastes entre as áreas com diferentes concentrações dos três elementos, foi gerado o mapa ternário (Figura 25) com o intuito de facilitar a interpretação dos dados, visto que a delimitação dos corpos pode não estar tão evidente nos mapas de distribuição dos três elementos. Para realizar o mapa ternário foi utilizado o padrão CMY (Cyan-Magenta-Yellow), que atribui a cor ciana ao K, magenta ao Th e amarelo ao U.

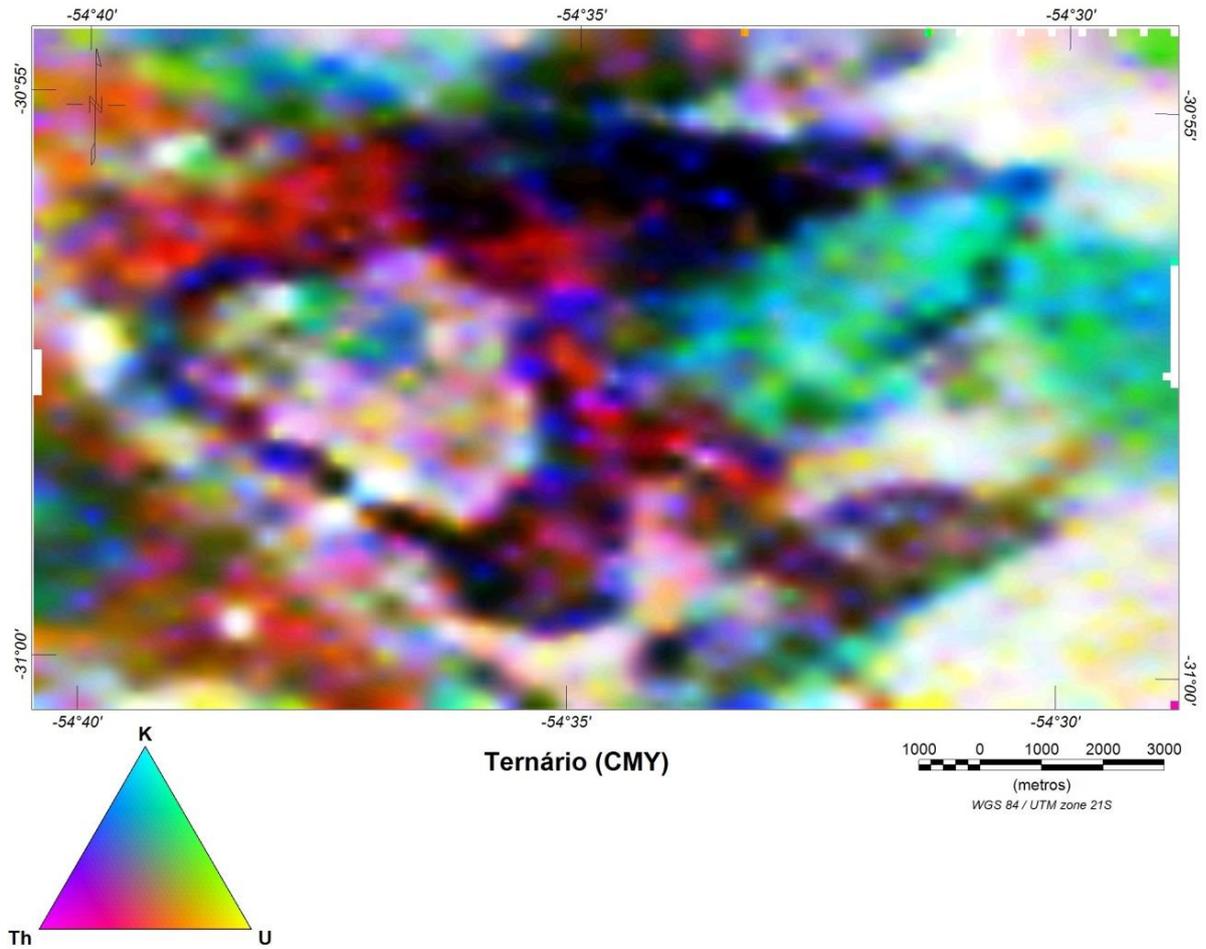


Figura 25. Mapa ternário para a porção sul do Platô do Taquarembó, sendo a cor ciano o K, magenta o Th e amarelo o U.

### 4.3. MINERALOGIA MAGNÉTICA

#### 4.3.1. IGNIMBRITOS

A análise das curvas de histerese e de magnetização remanente isotérmica (MRI) permitiu dividir os 8 sítios referentes aos ignimbritos em dois grupos principais (Figura 26). O grupo representado pelo sítio PT-06 engloba a maioria dos pontos amostrados, sendo eles o PT-01, PT-05, PT-06, PT-07, PT-08 e PT-09. Estes possuem curvas de histereses amplas com marcante presença de minerais ferromagnéticos de alta coercividade, apresentando inflexões do tipo “cintura de vespa” (ROBERTS; CUI; VEROSUB, 1995), indicando a presença importante de outros minerais de mais baixa coercividade. Os parâmetros obtidos com a histerese mostram que a fase mineral que controla a susceptibilidade magnética da rocha apresenta valores de coercividade ( $H_c$ ) de 255 mT e uma coercividade remanente ( $H_{cr}$ ) de 511 mT. Para o grupo representado pelo PT-04, que inclui o sítio PT-03, percebe-se um comportamento oposto ao descrito. Nestes as histereses mostram-se mais simétricas e estreitas indicando minerais de baixa coercividade, com as curvas tendo um comportamento simples, ou seja, sem inflexões indicando a presença de outros minerais. Os valores de coercividade ( $H_c$ ) de 17 mT e a coercividade remanente ( $H_{cr}$ ) de 46 mT.

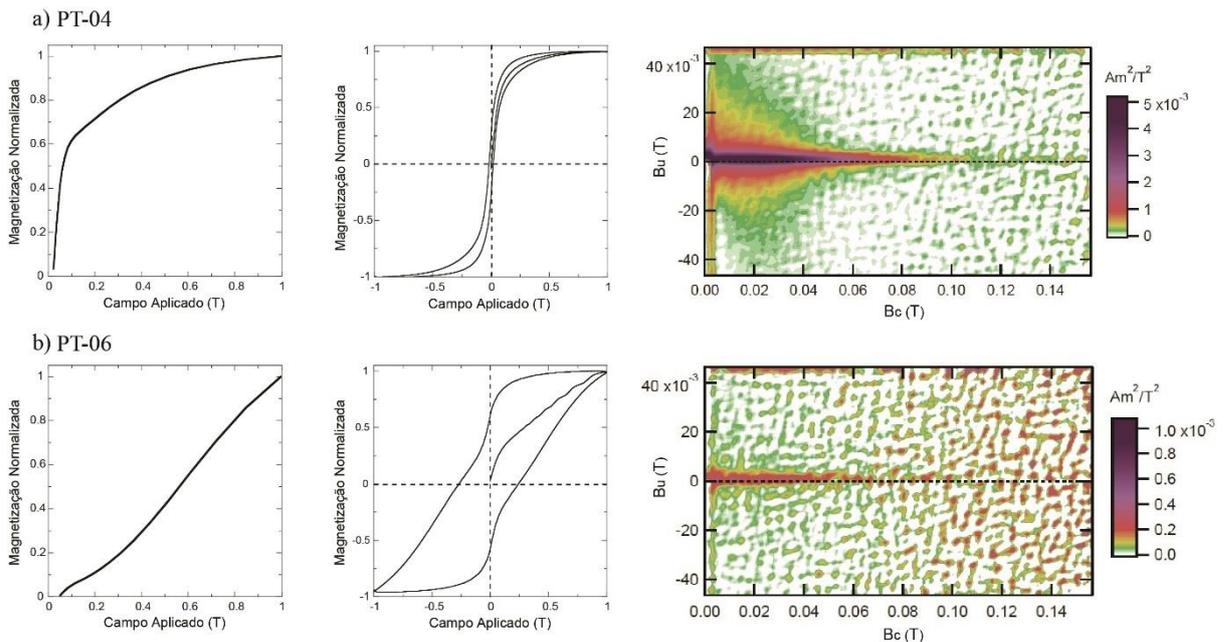


Figura 26. Curvas de MRI (à esquerda), histerese (centro) e diagramas FORC (à direita) para os ignimbritos.

Para as curvas de magnetização remanente isotérmica (MRI), no padrão mais comum para os ignimbritos, representado pelo sítio PT-06, a magnetização é praticamente constante em função do campo aplicado não ocorrendo a saturação das amostras até 1 T (Figura 26b). Para este grupo há importante contribuição de apenas uma componente magnética de alta coercividade, visto que é necessário aplicar um campo maior que 1 T para que ocorra a saturação. Para os ignimbritos representados pelo sítio PT-04, temos um comportamento oposto, onde a curva de MRI apresenta uma inflexão entre 100 mT e 200 mT com estabilização da magnetização da amostra a campos de aproximadamente 400 mT, indicando uma mistura de fases minerais ferromagnéticas de baixa e alta coercividades controlando a susceptibilidade destes sítios.

Os diagramas FORC apresentam a mesma assinatura para os dois grupos de ignimbritos, no entanto, o sinal presente no PT-06 é mais descontínuo comparado ao PT-04 onde este é mais homogêneo e consideravelmente mais forte atingindo valores de até  $5 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{T}^2$ . Para ambos sítios os diagramas FORC mostram um formato horizontal centralizado na origem ( $B_u = 0$ ), conforme ilustra a Figura 26.

As curvas termomagnéticas representativas dos ignimbritos (Figura 27) mostram um comportamento diferente para cada grupo. Para os sítios correspondentes ao PT-04, percebe-se que a susceptibilidade magnética ( $K$ ) se mantém estável até a temperatura de aproximadamente  $500^\circ\text{C}$  onde ocorre uma queda abrupta dos valores de  $K$  até este tornar-se praticamente nulo em  $585^\circ\text{C}$ , coincidindo com a temperatura de Curie. Já para o grupo do PT-06, os valores de  $K$  diminuem constantemente em função do progressivo aumento da temperatura com uma queda em aproximadamente  $675^\circ\text{C}$ . Ambas as amostras possuem valores baixos de susceptibilidade magnética ( $K$ ) e comportamento reversível das curvas, indicando que não houve formação de novas fases minerais.

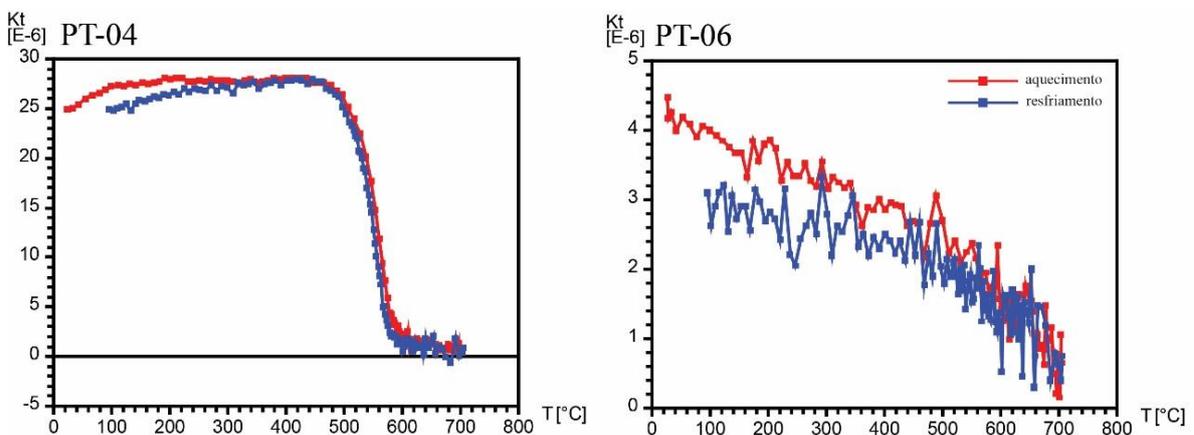


Figura 27. Curvas termomagnéticas dos ignimbritos representativa do PT-04 e PT-06, onde as linhas vermelha e azul representam aquecimento e resfriamento respectivamente.

#### 4.3.2. TRAQUITOS

As curvas de histerese e de MRI apresentaram padrões diferentes para cada traquito amostrado. Conforme mostra a Figura 28, percebe-se que o sítio PT-10 apresenta a histerese mais ampla para os traquitos, sendo um padrão característico de minerais ferromagnéticos de alta coercividade, com leve inflexões indicando uma pequena ocorrência de outras fases. A coercividade ( $H_c$ ) é de 112 mT e a coercividade remanente ( $H_{cr}$ ) de 323 mT. Para o sítio PT-02, nota-se que a curva é muito similar ao descrito para o PT-10, no entanto a histerese é mais estreita, sendo a inflexão do tipo “cintura de vespa” mais pronunciada, caracterizando a presença importante de uma mistura de minerais de baixa e alta coercividade contribuindo para a susceptibilidade magnética desta amostra. Para este sítio a coercividade ( $H_c$ ) é de 45 mT e a coercividade remanente ( $H_{cr}$ ) de 203 mT, valores menores que os apresentados para o sítio PT-10. Por fim, o sítio PT-11 possui um padrão distinto dos outros traquitos, sendo a histerese bastante simétrica e estreita, com a curva tendo um comportamento simples, indicando a presença de apenas um componente mineral ferromagnético de baixa coercividade controlando a susceptibilidade magnética da rocha. Os parâmetros revelam que a fase mineral apresenta valores de coercividade ( $H_c$ ) de 40 mT e coercividade remanente ( $H_{cr}$ ) de 89 mT, sendo estes os mais baixos para os traquitos.

As curvas de MRI mostram que tanto o sítio PT-02 como o PT-10 não saturam em campos de até 1 T, sendo assim muito similares entre si. Para a amostra correspondente ao PT-02, percebe-se que há uma inflexão da curva entre 100 mT e 200 mT, onde então a magnetização segue com aumento constante em função do campo aplicado, indicando duas componentes magnéticas de diferentes coercividades. Já para o PT-10, a aproximadamente 500 mT de campo aplicado a curva apresenta uma inflexão, seguindo com progressivo aumento da magnetização. A curva de MRI para o PT-11 é diferente dos demais traquitos, visto que as amostras saturam em campos aplicados até 1 T, apresentando saturação entre 200 mT e 300 mT, revelando que há apenas uma fase mineral de baixa coercividade controlando a susceptibilidade magnética da rocha.

Os diagramas FORC (Figura 28) para os traquitos mostram um sinal fraco para o sítio PT-02 e PT-10 com seus valores máximos levemente distribuídos em  $B_c = 0$ , atingindo valores de  $10 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{T}^2$  para o PT-02 e de  $5 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{T}^2$  no PT-10. Já para o PT-11 o padrão de distribuição do diagrama é completamente diferente, com seus valores mais altos

distribuídos de forma decrescente na horizontal, centralizado na origem ( $B_u = 0$ ), possuindo os valores mais altos para os traquitos de  $30 \times 10^{-3} \text{ Am}^2/\text{T}^2$ .

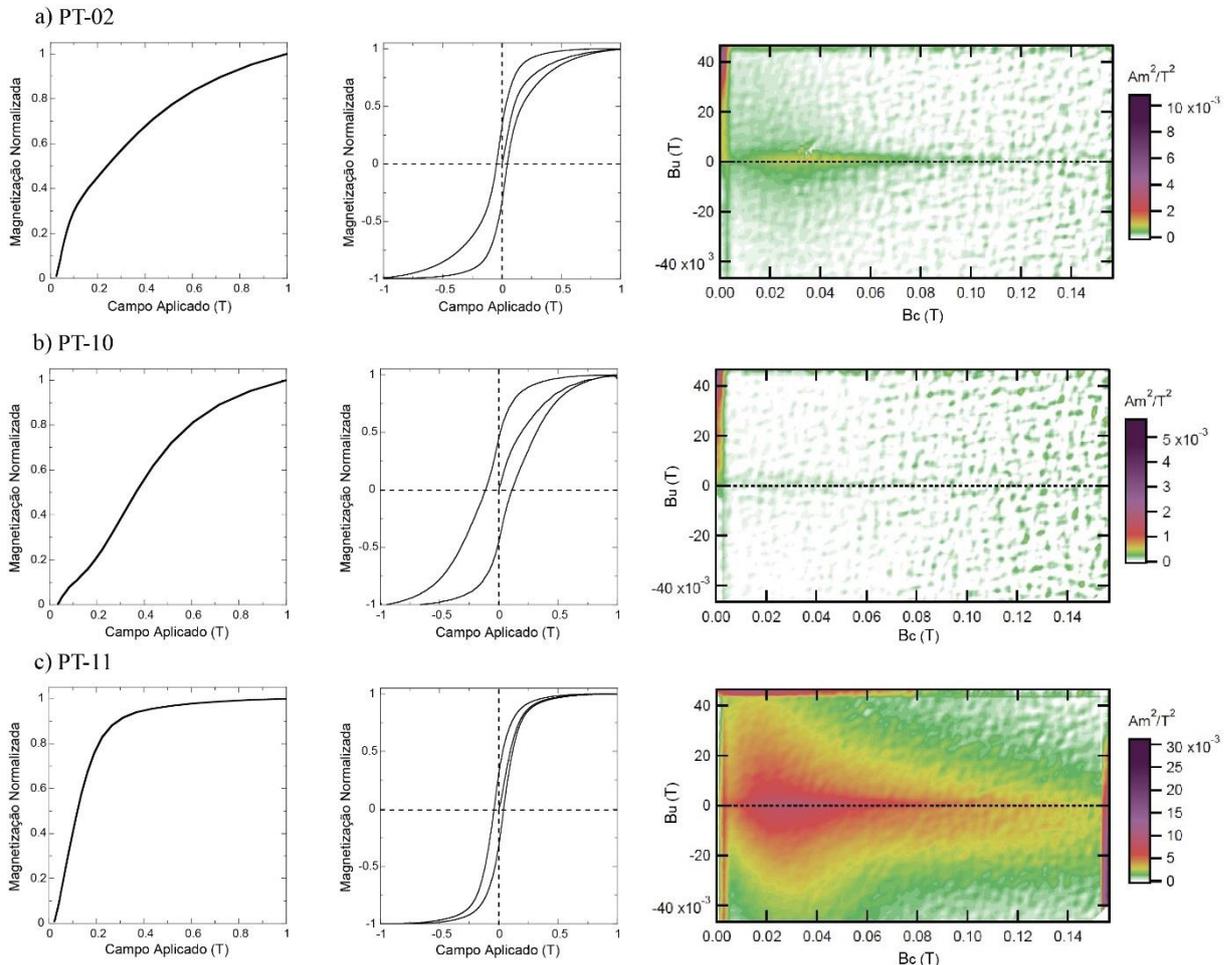


Figura 28. Curvas de MRI (à esquerda), histerese (centro) e diagramas FORC (à direita) para os traquitos.

As curvas termomagnéticas para os traquitos (Figura 29) também apresentam comportamentos distintos para cada sítio. No PT-02, os valores de susceptibilidade magnética ( $K$ ) se mantém estáveis até aproximadamente  $550^\circ\text{C}$  onde há uma queda abrupta de  $K$  até este tornar-se praticamente nulo próximo de  $700^\circ\text{C}$ . Já para o PT-10, a curva de aquecimento apresenta um comportamento anômalo, onde os valores de  $K$  são constantemente zerados em função da temperatura. No entanto, a  $510^\circ\text{C}$  há um aumento da susceptibilidade conhecido como “pico de Hopkinson” coincidindo com a temperatura em que  $K$  aumenta na curva de resfriamento. Por fim, para o PT-11, percebe-se que  $K$  na curva de aquecimento apresenta um padrão escalonado iniciando com aumento em  $150^\circ\text{C}$ , e conseqüente diminuição dos valores de susceptibilidade em  $300^\circ\text{C}$  e  $580^\circ\text{C}$  onde torna-se praticamente nulo. O sítio PT-02

apresenta os menores valores de susceptibilidade magnética entre os traquitos, sendo esta a única amostra que apresentou um comportamento reversível das curvas termomagnéticas, indicando que tanto no PT-10 como no PT-11 houve formação de novas fases minerais durante a aplicação deste método.

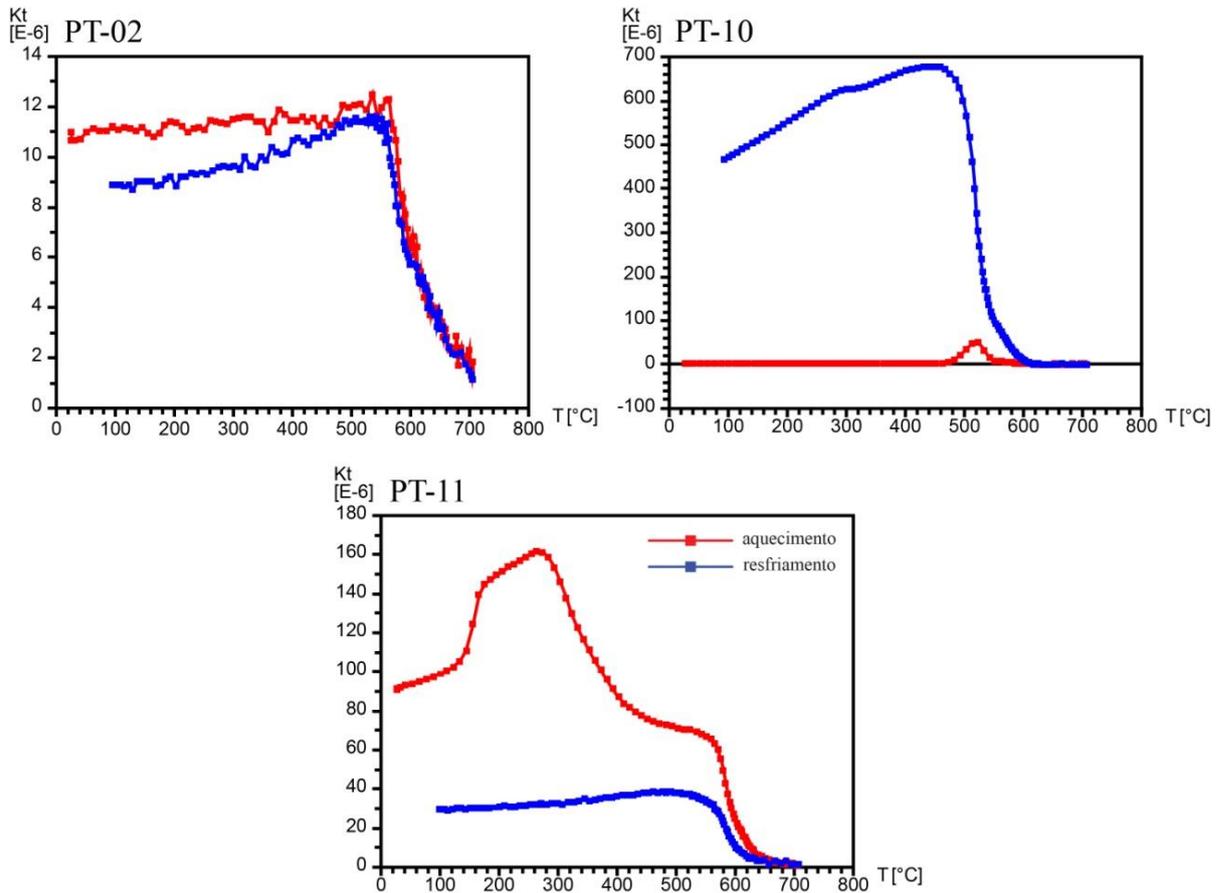


Figura 29. Curvas termomagnéticas dos traquitos representativas dos pontos PT-02, PT-10 e PT-11, sendo as linhas vermelhas e azuis de aquecimento e resfriamento respectivamente.

#### 4.4. ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Os dados obtidos através das análises de ASM foram descritos para os ignimbritos, de acordo com suas respectivas fácies identificadas em campo, e para os traquitos, onde os parâmetros escalares e direcionais médios para todos os sítios estão agrupados na Tabela 3. Ao todo foram amostrados 11 pontos, cuja distribuição espacial destes está representada na Figura 30, sendo 8 pertencentes às rochas vulcânicas piroclásticas (ignimbritos) e três para a associação de rochas efusivas (traquitos).

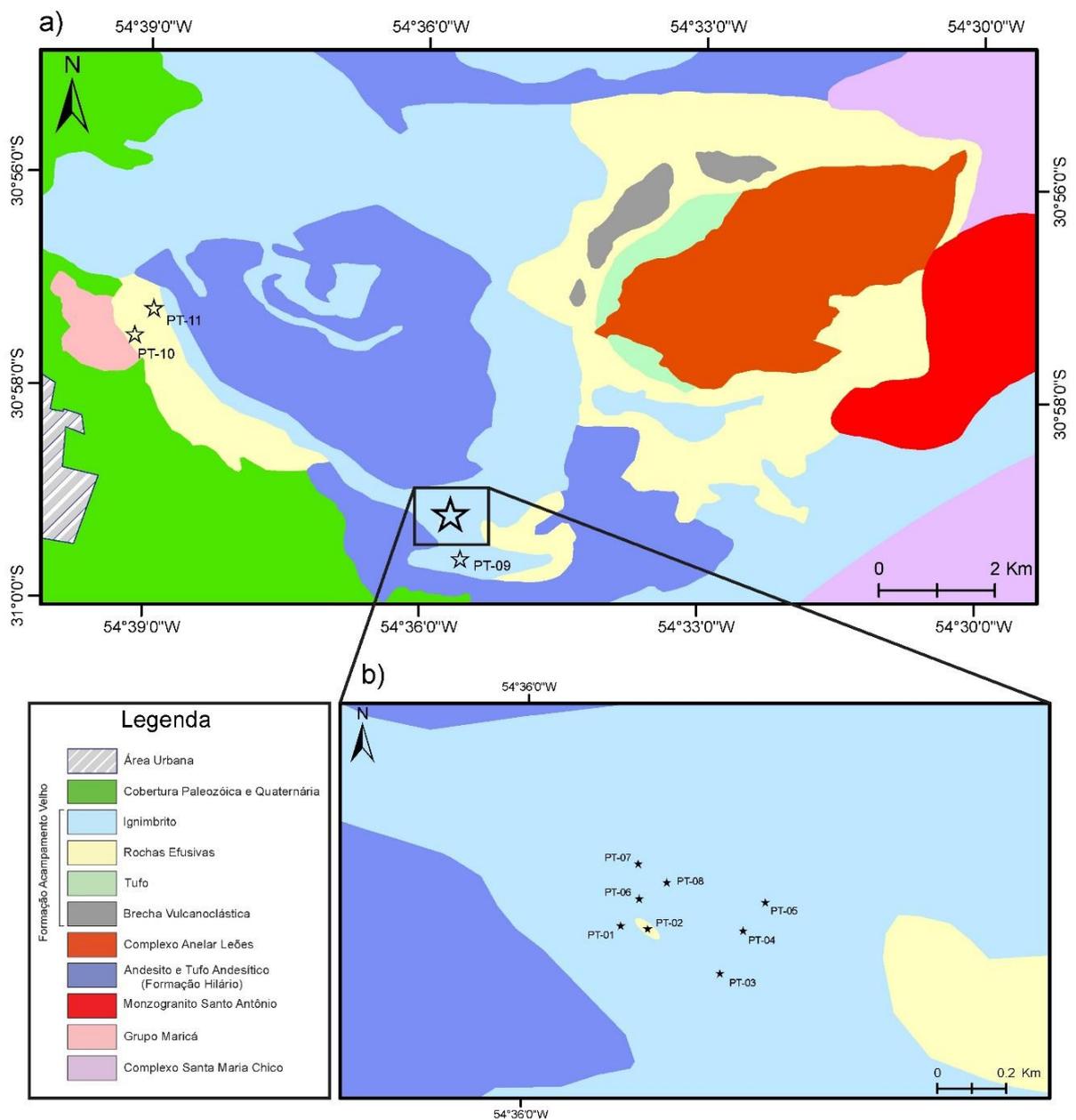


Figura 30. Mapa geológico simplificado da área de estudo com a demarcação dos sítios amostrados (Modificado de Sommer et al., 1999).

Litologia	Sitio	Parâmetros Escalares						Parâmetros Direcionais					
		n/N	Km (SI)	L	F	P	T	K <sub>1</sub>		K <sub>2</sub>		K <sub>3</sub>	
								Dec (°)	Inc (°)	Dec (°)	Inc (°)	Dec (°)	Inc (°)
Ignimbritos	PT-01	13/13	7,32E-04	1,027	1,054	1,083	0,252	347	15	083	19	221	65
	PT-03	13/13	1,35E-03	1,020	1,021	1,041	-0,011	075	76	311	07	220	11
	PT-04	12/12	1,35E-03	1,015	1,023	1,038	-0,002	325	50	157	39	63	06
	PT-05	7/7	8,03E-05	1,031	1,103	1,139	0,553	319	71	140	19	50	01
	PT-06	8/8	1,49E-04	1,029	1,053	1,084	0,178	298	69	096	19	188	07
	PT-07	7/7	5,68E-05	1,048	1,112	1,168	0,384	351	31	134	53	250	18
	PT-08	9/9	5,97E-04	1,019	1,035	1,055	0,270	298	72	158	13	065	11
	PT-09	7/7	7,80E-05	1,031	1,049	1,081	0,395	164	02	254	07	055	83
	Traquitos	PT-02	15/15	6,90E-04	1,006	1,008	1,014	0,126	254	52	120	29	017
PT-10		12/12	1,70E-04	1,014	1,020	1,034	0,305	238	31	072	58	332	06
PT-11		7/7	9,71E-03	1,004	1,004	1,008	-0,082	185	65	051	18	315	16

Tabela 3. Parâmetros escalares e direcionais para os 11 sítios pertencentes as duas litologias amostradas no PT, sendo: (n/N) número de espécimes utilizados para análise/número de espécimes medidos, (Km) susceptibilidade magnética média do sítio, (L) lineação magnética, (F) foliação magnética, (P) grau de anisotropia, (T) parâmetro de forma do elipsoide, (K<sub>1</sub>) eixo máximo, (K<sub>2</sub>) eixo intermediário, (K<sub>3</sub>) eixo mínimo, (Dec) declinação e (Inc) inclinação.

#### 4.4.1. IGNIMBRITOS

##### 4.4.1.1. PT01 E PT-03 (sLT nl-ip)

A partir da Figura 31, nota-se que a foliação magnética para ambos os sítios apresenta uma direção NW-SE sendo o mergulho de baixo ângulo para o sítio PT-01 e subvertical no sítio PT-03 para NE. A lineação magnética ( $K_1$ ) possui caimento de baixo ângulo para NNW no PT-01, ao contrário do sítio PT-03, onde apresenta caimento para NW sendo subvertical.

Com relação aos parâmetros escalares, observa-se que os sítios apresentam valores de susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) de  $1,04 \times 10^{-3}$  SI. O grau de anisotropia ( $P$ ) é maior para o sítio PT-01, sendo o valor médio para esta fácies de 1,062. O parâmetro de forma ( $T$ ) não apresenta todos os pontos no campo de  $T > 0$ , no entanto, a fábrica magnética que melhor representa a fácies é oblata, visto que os valores de  $T$  tendem a estar dispostos principalmente na região positiva do gráfico (Figura 31b). Vale ressaltar que, para ambos os sítios, a foliação magnética ( $F$ ) é maior que a lineação ( $L$ ), corroborando para o fato de o elipsoide ser oblato.

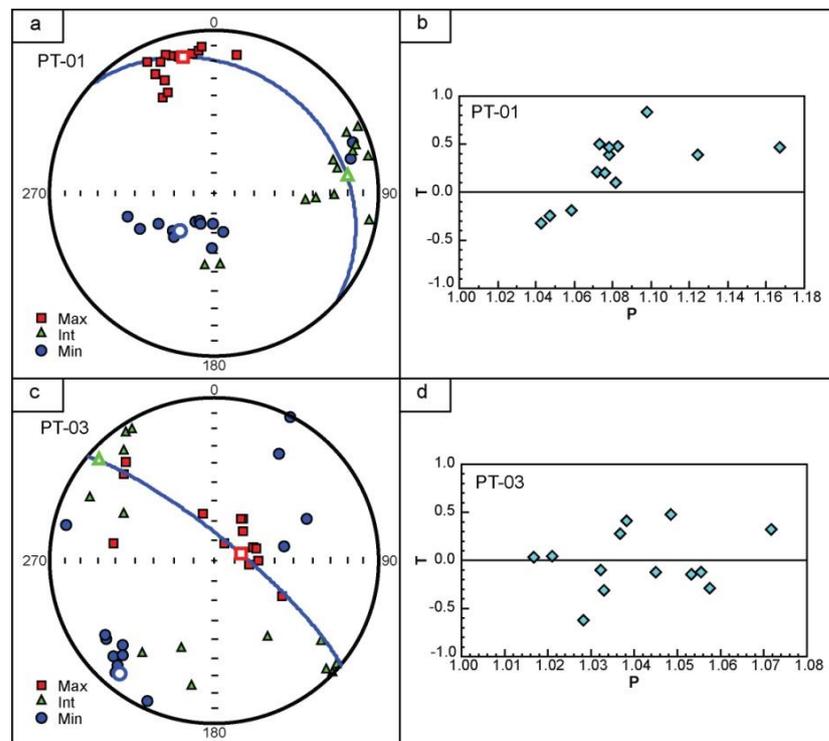


Figura 31. Estereogramas dos pontos PT-01 e PT-03 e seus respectivos gráficos de  $T$  (parâmetro de forma) por  $P$  (grau de anisotropia), sendo os pontos vermelhos o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma representa a foliação magnética para cada sítio.

## 4.4.1.2. PT-04 E PT-06 (eLT)

Com base nos estereogramas (Figura 32a), percebe-se que as foliações magnéticas apresentam uma direção similar NW-SE. No entanto, o sítio PT-06 tende a ser WNW-ESE, onde o mergulho ocorre tanto para SW (sítio PT-04) como para NNE (sítio PT-06), atribuindo-se isto ao fato destes planos serem subverticais. As lineações magnéticas ( $K_1$ ) possuem atitudes similares, tendo caimento em alto ângulo para NW.

A susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) dos espécimes para esta fácies é de  $7,49 \times 10^{-4}$  SI. O grau de anisotropia (P) varia de 1,038 para o sítio PT-04 a 1,084 para o PT-06. O parâmetro de forma (T) apresenta valores em todos os campos e uma forte amplitude de resultados (Figura 32b), variando de negativo no PT-04 a positivo no PT-06. Para ambos os sítios, os valores de foliação (F) magnética superam os de lineação (L), indicando uma fábrica magnética predominantemente oblata.

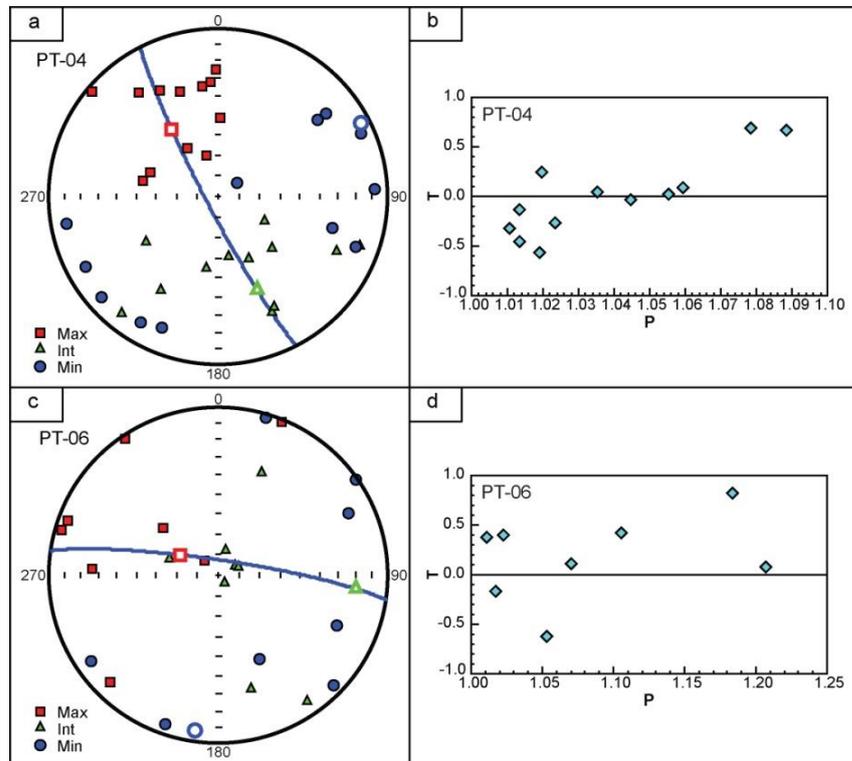


Figura 32. Estereogramas dos pontos PT-04 e PT-06 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia), sendo os pontos vermelhos o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma representa a foliação magnética para cada sítio.

## 4.4.1.3. PT-05 E PT-07 (rheoLT)

Para esta fácies ignimbrítica, percebe-se que os parâmetros direcionais são muito similares para os dois sítios. Os estereogramas (Figura 33a) indicam uma foliação magnética de direção NW-SE, sendo vertical para o sítio PT-05 e subvertical no sítio PT-07 com mergulho para NW. A lineação magnética varia de caimento de alto ângulo (PT-05) à baixo (PT-07) para NW.

A susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) para esta fácies é de  $6,855 \times 10^{-5}$  SI, sendo o grau de anisotropia (P) maior para o PT-07 (média de 1,153), com seus valores crescendo em função do aumento da susceptibilidade magnética para ambos os sítios. O parâmetro de forma (T) apresenta valores moderados, sendo 0,553 para o sítio PT-05 e de 0,384 para o PT-07 (Figura 33b), indicando uma fábrica magnética predominantemente oblata. Os valores de foliação magnética (F) corroboram com os dados de T, visto que estes são consideravelmente superiores aos de lineação magnética (L).

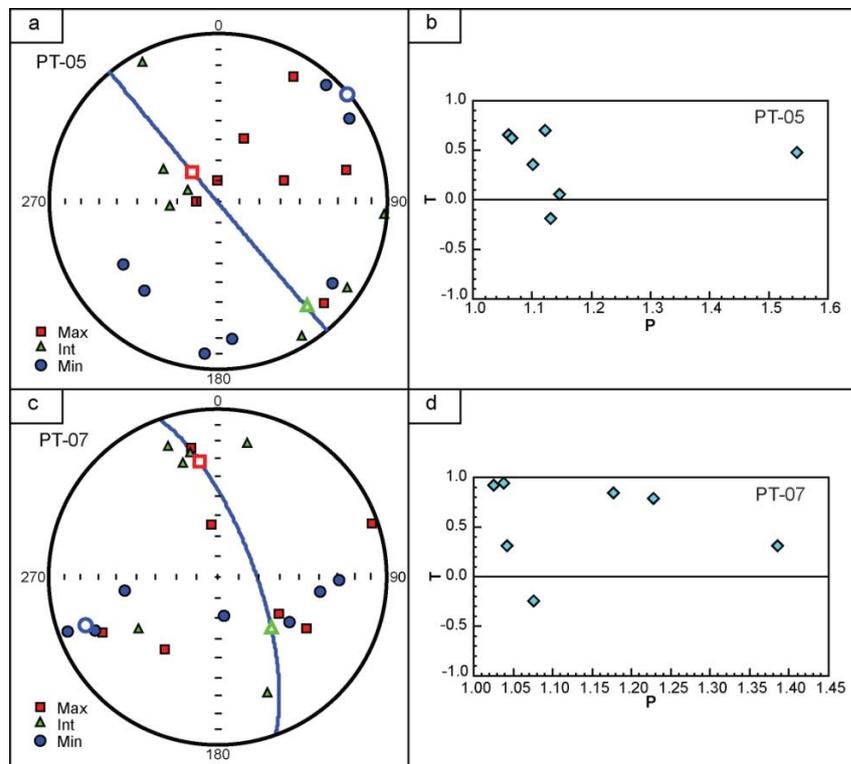


Figura 33. Estereogramas dos pontos PT-05 e PT-07 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia), sendo os pontos vermelhos o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma representa a foliação magnética para cada sítio.

## 4.4.1.4. PT-08 (crLT)

A partir da Figura 34, nota-se que a foliação magnética é bem definida, tendo os eixos mínimos ( $K_3$ ) agrupados representando o polo da foliação. Esta foliação apresenta direção NW-SE, com mergulho subvertical para SW. A lineação magnética ( $K_1$ ) possui caimento em alto ângulo para NW.

A susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) é de  $5,97 \times 10^{-4}$  SI para os espécimes deste sítio. O grau de anisotropia ( $P$ ) é bastante variável, onde os seus valores crescem em função do progressivo aumento da susceptibilidade (Figura 34b), com um valor médio de 1,055. O parâmetro de forma ( $T$ ) se concentra em valores de  $T > 0$  com média de 0,270, sendo a foliação magnética ( $F$ ) mais bem definida que a lineação magnética ( $L$ ), indicando um elipsoide oblato. A trama planar é bem definida para este sítio, onde é possível identificar um agrupamento dos eixos máximos ( $K_1$ ) e intermediário ( $K_2$ ) no plano de foliação.

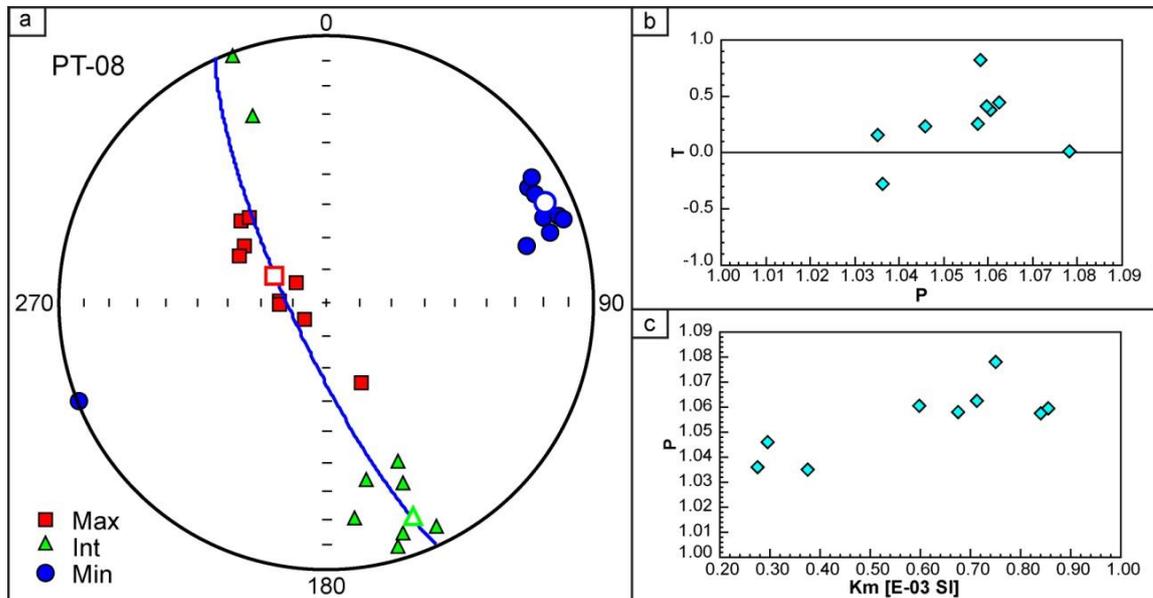


Figura 34. Estereograma do ponto PT-08 e seus respectivos gráficos de  $T$  (parâmetro de forma) por  $P$  (grau de anisotropia) – b, e  $P$  (grau de anisotropia) por  $K_m$  (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio.

## 4.4.1.5. PT-09 (rheoLT)

Com base no estereograma (Figura 35a), percebe-se que esta fácies, representada pelo sítio PT-09, apresenta parâmetros direcionais diferentes dos demais ignimbritos, onde a foliação magnética é sub-horizontal, com a direção NW-SE sendo similar aos sítios anteriores. A lineação magnética ( $K_1$ ) possui caimento em baixo ângulo para SSE, diferente das atitudes dos demais sítios, onde este apresentava-se normalmente para NW. Isto pode ser explicado devido à foliação ser sub-horizontal, fazendo com que o eixo de máxima elongação do elipsoide ( $K_1$ ) facilmente mude de sentido.

Com relação aos parâmetros escalares, a susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) para os espécimes deste sítio é de  $7,80 \times 10^{-5}$  SI. O grau de anisotropia ( $P$ ) é de 1,083, sendo considerado alto comparado às fácies anteriores, onde há uma tendência dos seus valores decrescerem com o progressivo aumento da susceptibilidade magnética (Figura 35c). O parâmetro de forma ( $T$ ) é positivo, com a média sendo de 0,395 (Figura 35b). A foliação magnética ( $F$ ) é maior que a lineação magnética ( $L$ ), indicando que a fábrica magnética para esta fácies é representada por um elipsoide oblato.

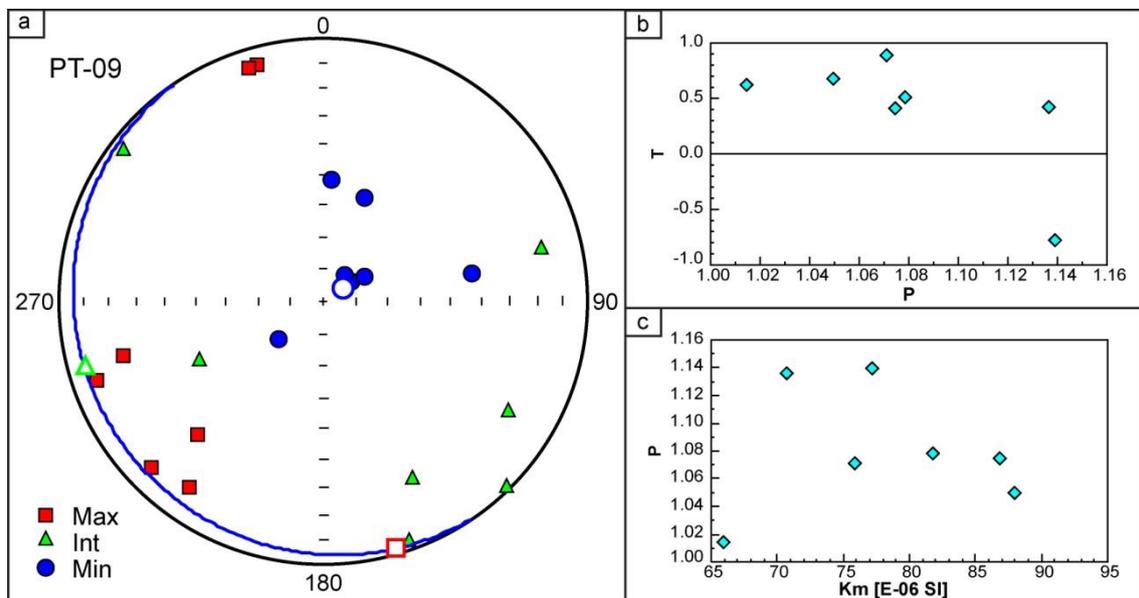


Figura 35. Estereograma do ponto PT-09 e seus respectivos gráficos de  $T$  (parâmetro de forma) por  $P$  (grau de anisotropia) – b, e  $P$  (grau de anisotropia) por  $K_m$  (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio.

#### 4.4.2. TRAQUITOS

##### 4.4.2.1. PT-02

A partir da figura 36a, percebe-se que os eixos intermediários ( $K_2$ ) e mínimo ( $K_3$ ) apresentam uma alta dispersão dentro do estereograma, onde a foliação magnética possui uma direção WNW-ESE com mergulho em alto ângulo para SW. A lineação magnética ( $K_1$ ) está em alto ângulo para WSW.

A susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) é de  $6,90 \times 10^{-4}$  SI para os espécimes deste sítio. O grau de anisotropia ( $P$ ) é considerado baixo comparado aos ignimbritos, apresentando valor médio de 1,014, onde não há uma evidente correlação com os valores de susceptibilidade magnética correspondente. O parâmetro de forma ( $T$ ) possui tanto valores positivos quanto negativos, tendo a média de 0,126. A foliação magnética ( $F$ ) apresenta valor médio de 1,008, sendo muito similar aos resultados da lineação magnética ( $L$ ) que é de 1,006. Devido a média positiva para  $T$ , o elipsoide oblato é o que melhor define este sítio.

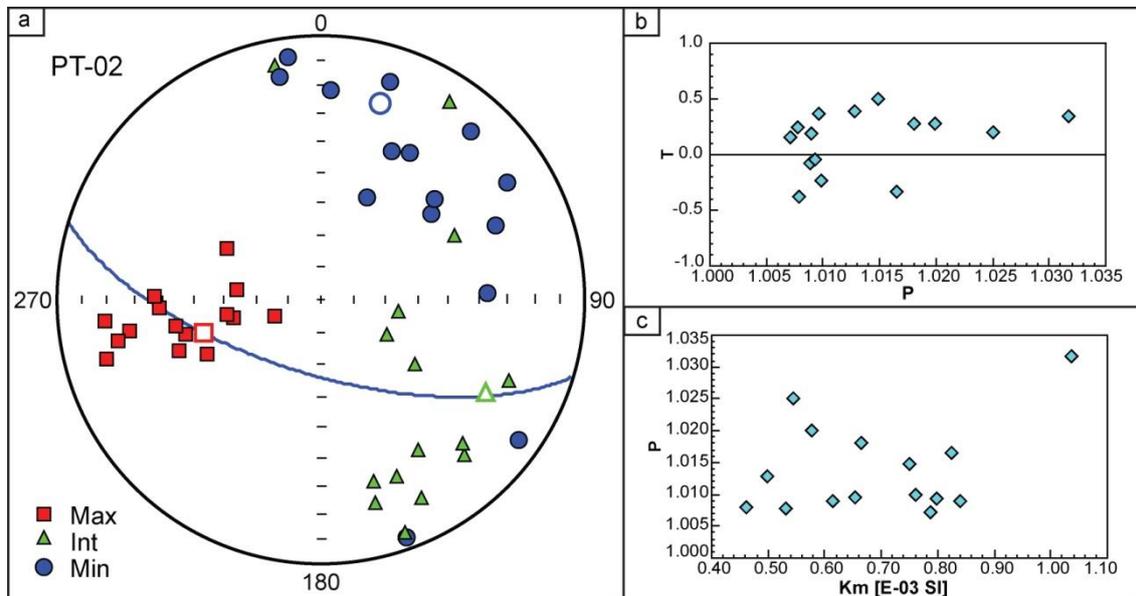


Figura 36. Estereograma do ponto PT-02 e seus respectivos gráficos de  $T$  (parâmetro de forma) por  $P$  (grau de anisotropia) – b, e  $P$  (grau de anisotropia) por  $K_m$  (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio.

## 4.4.2.2. PT-10

Baseado nos dados direcionais e no estereograma (Figura 37a), nota-se que os eixos magnéticos ( $K_1$ ,  $K_2$  e  $K_3$ ) apresentam uma alta dispersão, sendo a foliação magnética com direção NE-SW com mergulho subvertical para SE. A lineação magnética ( $K_1$ ) possui caimento em baixo ângulo para SW.

A susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) para os espécimes é de  $1,70 \times 10^{-4}$  SI. O grau de anisotropia ( $P$ ) apresenta valor médio de 1,034 com uma tendência dos seus valores crescerem com o progressivo aumento da susceptibilidade magnética (Figura 37c). O parâmetro de forma ( $T$ ) apresenta valores principalmente no campo  $T > 0$ , com a média sendo 0,305. A foliação magnética ( $F$ ) é maior que a lineação magnética ( $L$ ) indicando que a fábrica magnética para este sítio é representada por um elipsoide oblato.

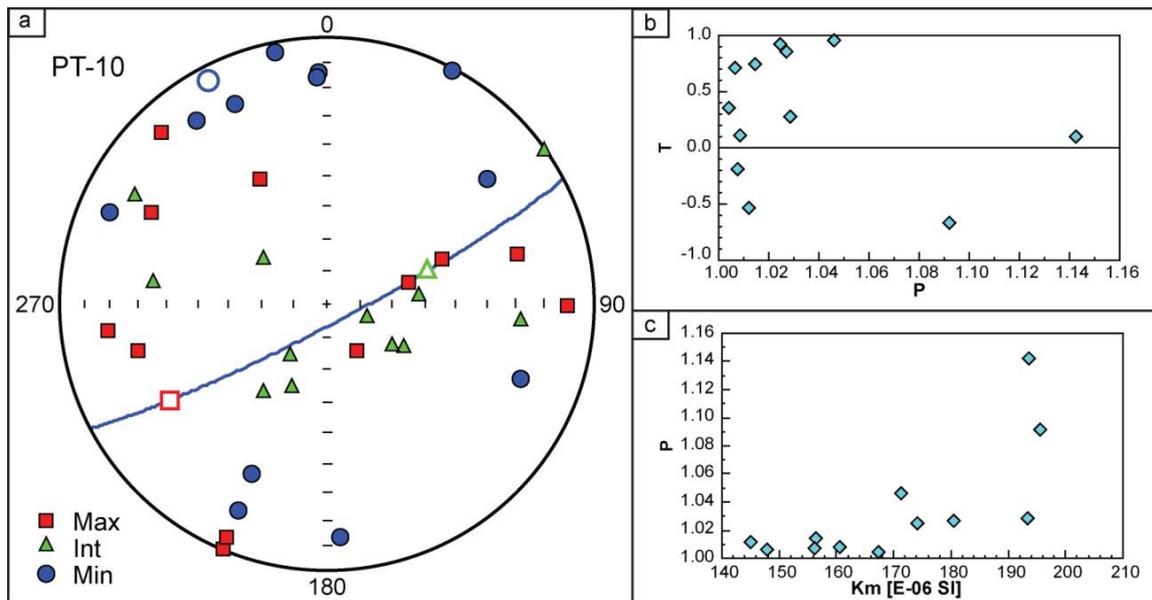


Figura 37. Estereograma do ponto PT-10 e seus respectivos gráficos de  $T$  (parâmetro de forma) por  $P$  (grau de anisotropia) – b, e  $P$  (grau de anisotropia) por  $K_m$  (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio.

## 4.4.2.3. PT-11

A partir da Figura 38a, percebe-se que a atitude da foliação magnética é similar ao sítio PT-10 com direção NE-SW com mergulho em alto ângulo para SE. A lineação magnética ( $K_1$ ) possui caimento em alto ângulo para S.

A susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) é de  $9,71 \times 10^{-3}$  SI para os espécimes deste sítio. O grau de anisotropia (P) é o mais baixo entre os traquitos, sendo o valor médio de 1,008, não havendo correlação com os valores de susceptibilidade magnética. O parâmetro de forma (T) apresenta valores tanto no campo positivo como no negativo, com a média de -0,082 indicando que a trama magnética para este sítio é melhor representada por um elipsoide prolato. A foliação magnética (F) exibe o mesmo valor que a lineação magnética (L), sendo comum para os sítios em que o grau de anisotropia é baixo.

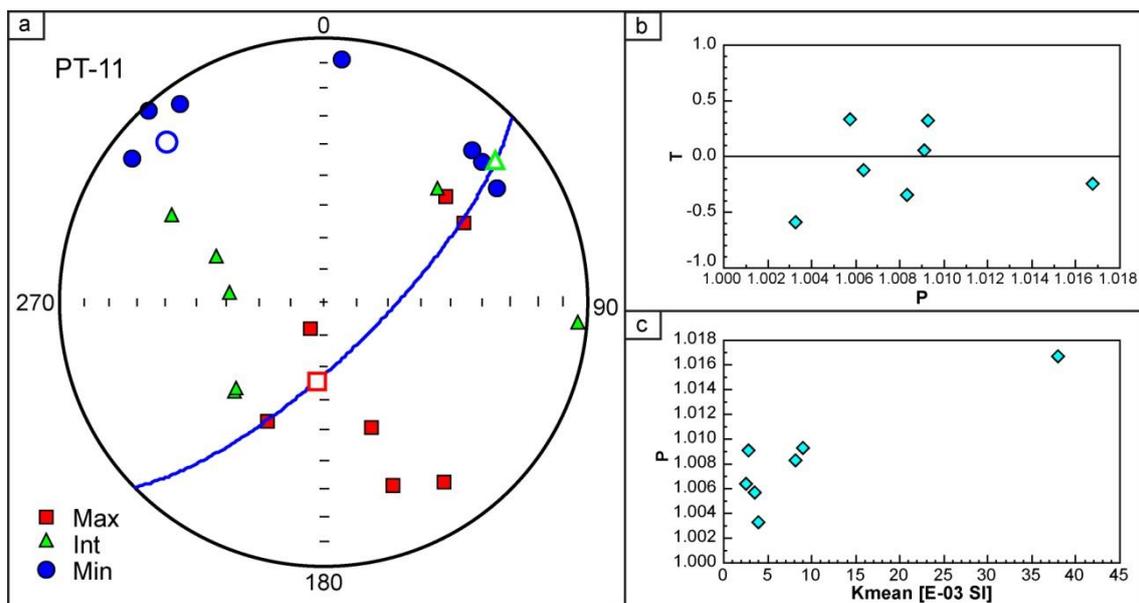


Figura 38. Estereograma do ponto PT-11 e seus respectivos gráficos de T (parâmetro de forma) por P (grau de anisotropia) – b, e P (grau de anisotropia) por  $K_m$  (susceptibilidade magnética média) – c. Os pontos vermelhos representam o eixo  $K_1$ , verde o  $K_2$  e azul o  $K_3$ . O plano representado em azul no estereograma indica a foliação magnética para este sítio.

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1. AEROGEOFÍSICA

#### 5.1.1. MAGNETOMETRIA

Dados aeromagnéticos vem sendo largamente utilizados na identificação de anomalias magnéticas causadas pelos minerais magnéticos constituintes das rochas, fornecendo informações valiosas à geologia (e.g., NABIGHIAN *et al.*, 2005; RAJARAM; ANAND, 2014). Hartmann et al. (2016) classificou a região onde se coloca a atual área de estudo como a Shallow Magnetic Province 4 (SMP4), que consiste em uma estrutura circular que inclui o complexo granulítico Santa Maria Chico (de idades entre 2.5 e 2.0 Ga) no Terreno Taquarembó e também o Platô do Taquarembó com a predominância de rochas vulcânicas (~550 Ma). A partir do mapa de campo magnético total (Figura 39), interpolado para a área de estudo, foi possível identificar alguns dados consistentes com o contexto geológico e estrutural da porção sul do PT. Percebe-se uma forte anomalia magnética positiva de direção NW-SE que coincide com as principais direções dos lineamentos presentes na região de estudo, indicando que estas estruturas podem ser mais profundas. A anomalia de campo positiva está localizada na região próxima ao Complexo Anelar Leões, no entanto, a sua dimensão é maior, mostrando que o corpo pode apresentar maior largura em subsuperfície. Ao analisar o comportamento do sinal magnético nos mapas de CMT deve-se tomar cuidado, já que essas são anomalias magnéticas dipolares não delimitam com precisão os limites dos corpos, necessitando a interpretação de mapas em que é realizado o emprego de filtros (NABIGHIAN *et al.*, 2005). Este resultado é muito importante no que tange a futura interpretação dos dados de fluxo dos depósitos vulcânicos determinados pela ASM, visto que estes mapas nos permitiram expandir a área de interpretação.

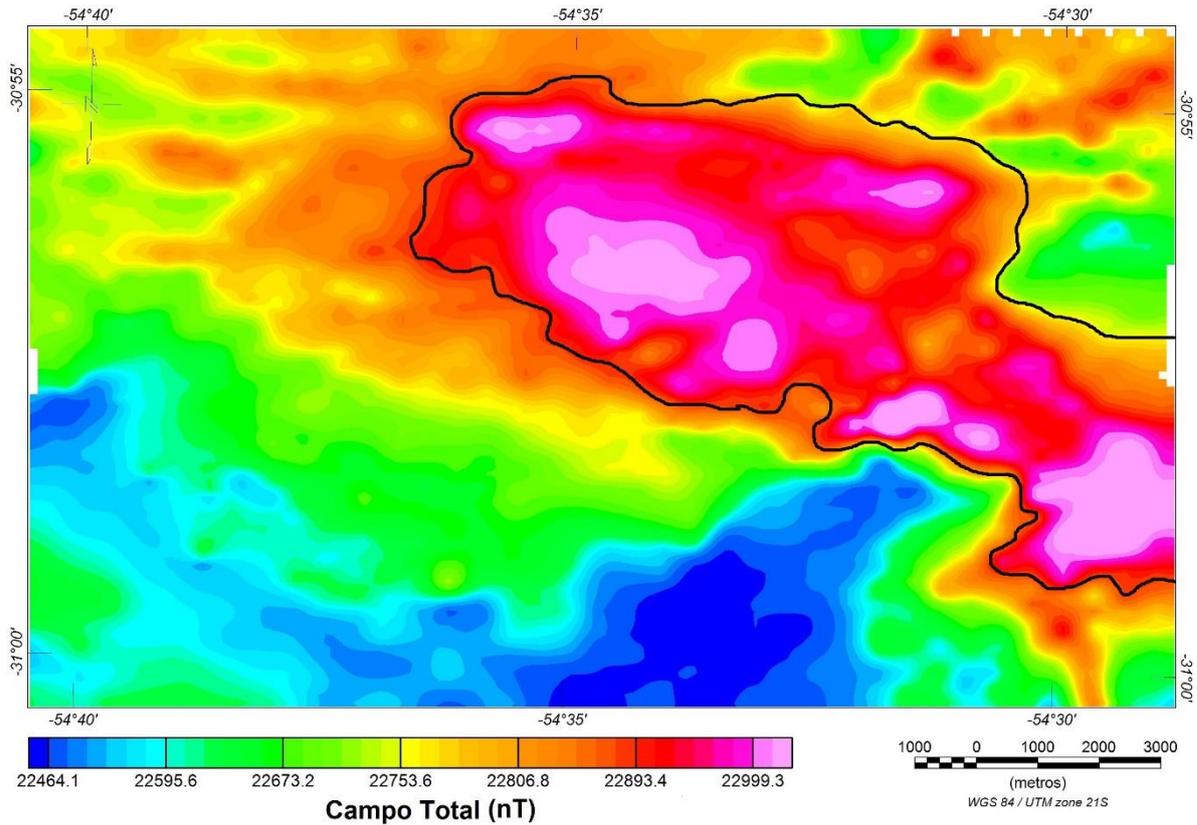


Figura 39. Mapa de Campo Magnético Total para a porção sul Do Platô do Taquarembó com demarcação da anomalia magnética positiva.

No mapa de campo magnético anômalo reduzido ao polo (Figura 40), percebe-se uma anomalia magnética positiva com direção que coincide com o mapa CMT e com os lineamentos NW-SE. A anomalia localiza-se na região central da área de estudo, próximo das rochas ígneas intrusivas do Complexo Anelar Leões, mostrando que este corpo é maior em subsuperfície ou a existência de outras rochas com altos teores de minerais magnéticos que não afloram na região. Além disso, percebe-se uma anomalia de campo magnético negativo na borda SW da região, provavelmente associada com as rochas sedimentares da cobertura Paleozoica e Quaternária, devido ao limite coincidir com a delimitação mapeada em campo.

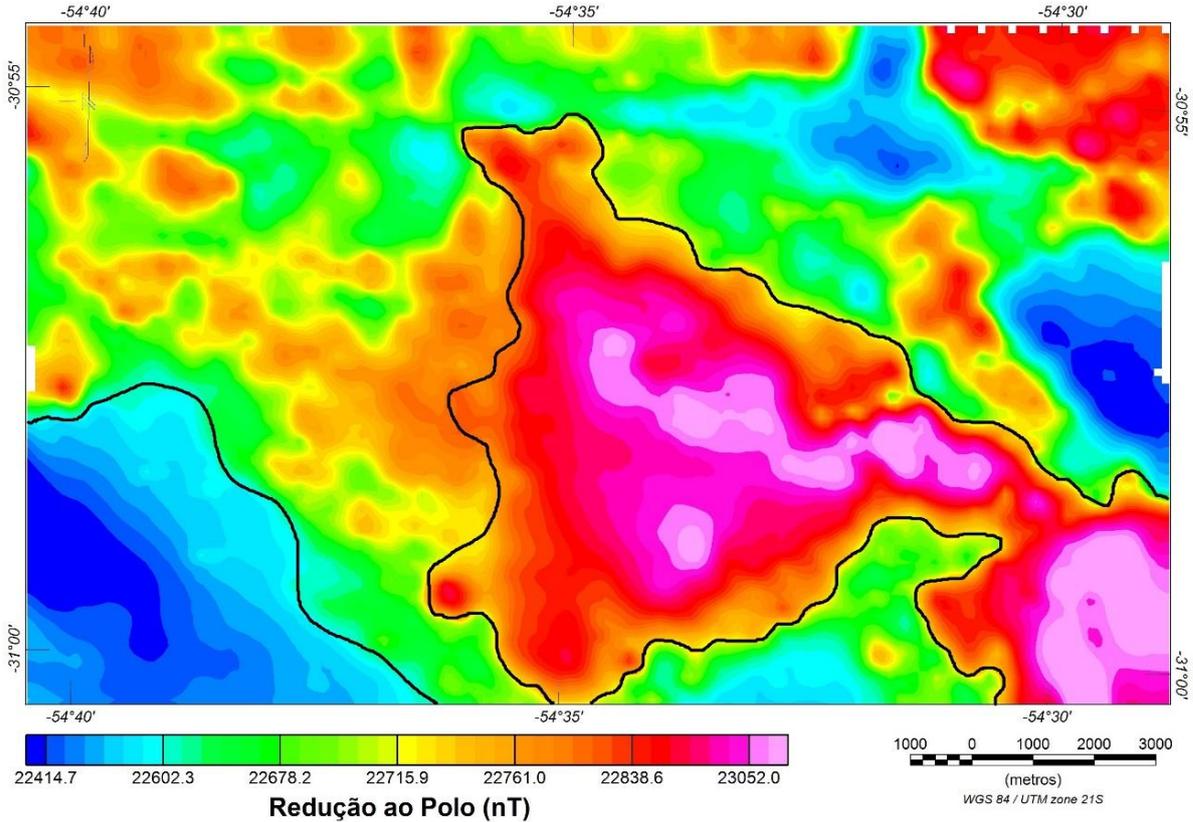


Figura 40. Mapa de campo magnético anômalo total reduzido ao polo para a porção sul do Platô do Taquarembó, com demarcação das anomalias magnéticas positiva e negativa.

### 5.1.2. GAMAESPECTROMETRIA

A análise do mapa de contagem total da distribuição dos três elementos (Figura 41) é muito similar ao mapeamento realizado por Sommer (1994), sendo possível caracterizar três domínios gamaespectrométricos correspondentes às unidades mapeadas, que refletem a geologia da região estudada, representando a província KUTh5 de Hartmann et al. (2016). O domínio A (Figura 41) é caracterizado por rochas com valores altos de contagem total correspondentes aos depósitos vulcânicos da FAV, onde estes apresentaram fortes anomalias de Th e K, delimitando bem os limites laterais do corpo. O domínio B representa o Complexo Santa Maria Chico com baixos valores de contagem total, sendo comum para rochas granulíticas, visto que estas não possuem forte correlação com os elementos estudados no espectro gamaespectrométrico. Por fim o domínio C possui contagem total com valores intermediários sendo caracterizado por andesitos e tufos andesíticos pertencentes à Formação

Hilário, onde sua melhor exposição está situada na parte central do mapa sendo circundada pelos vulcanitos da FAV.

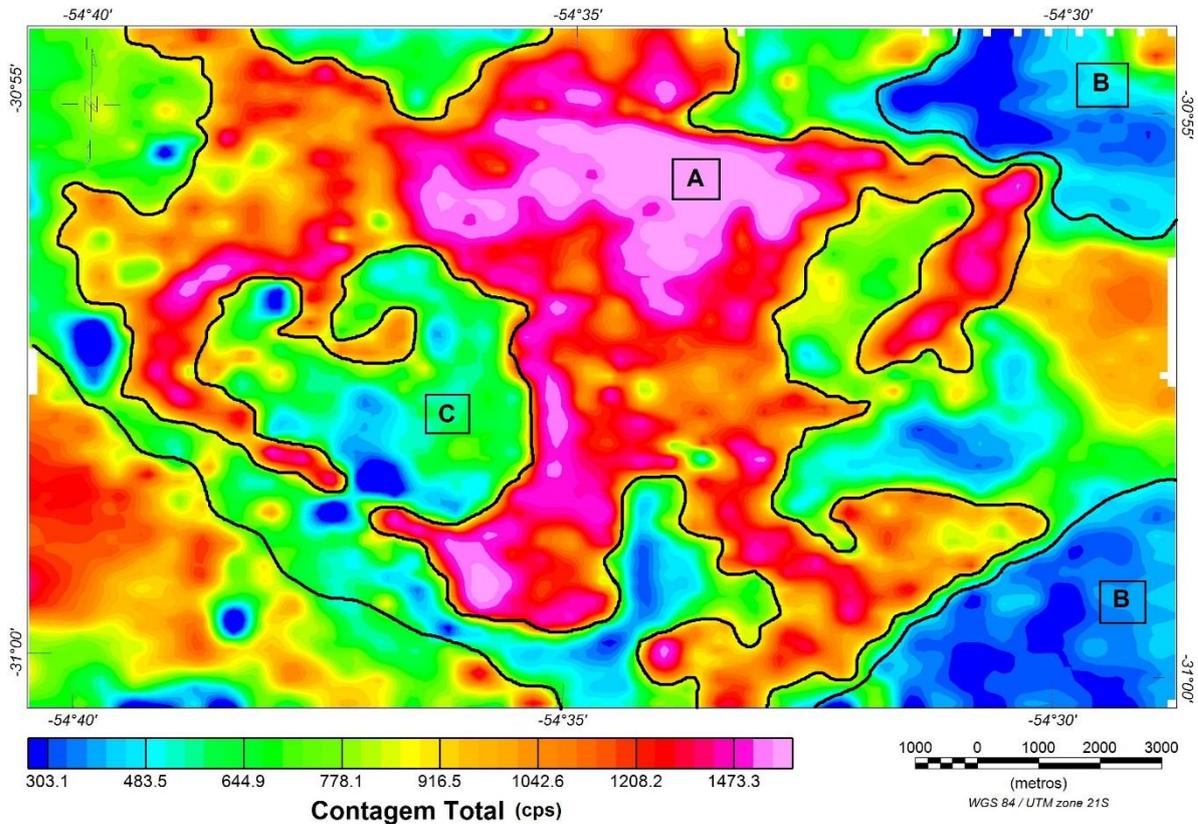


Figura 41. Mapa de Contagem Total com a divisão dos domínios gamaespectrométricos para a porção sul do Platô do Taquarembó. O domínio A representa os depósitos vulcânicos da FAV, domínio B o Complexo Santa Maria Chico e o domínio C os andesitos e tufos andesíticos pertencentes a Formação Hilário.

No diagrama ternário (Figura 42) a composição de cores CMY foi a que apresentou melhor contraste, permitindo delimitar mais unidades que não haviam sido detectadas no mapa de CT. Conforme mostra a Figura 42, a região que corresponde ao Complexo Anelar Leões apresenta uma forte anomalia de K (Domínio D), sendo diferenciada dos depósitos ignimbríticos da FAV que apresentam maior correlação com Th o que é comum para estas litologias, visto que este elemento está comumente presente em minerais acessórios de rochas vulcânicas félsicas (DICKSON; SCOTT, 1997). Os andesitos e tufos andesíticos da Formação Hilário estão representados no mapa com cores claras (Domínio C), sendo similares no centro da porção sul do PT com o mapeamento realizado por Sommer (1994), no entanto, foi diagnosticado um pequeno corpo de mesmo sinal na borda leste (abaixo do Complexo Anelar Leões) mapeado como pertencente aos depósitos ignimbríticos. As rochas sedimentares do Grupo Maricá e da cobertura Paleozoica e Quaternária estão mais evidentes no mapa ternário

(Domínio E), com maiores associações com Th e U, delimitando bem o contato com a associação efusiva da FAV. Vale ressaltar que tanto os depósitos de tufo como os de brecha vulcanoclástica não aparecem nos mapas de CT e ternário, indicando que os mapas gamaespectrométricos foram eficientes para delimitação das unidades estratigráficas, porém pouco úteis na identificação da variação faciológica presente nos depósitos vulcânicos, evidenciando composição similar aos ignimbritos e a associação efusiva da FAV.

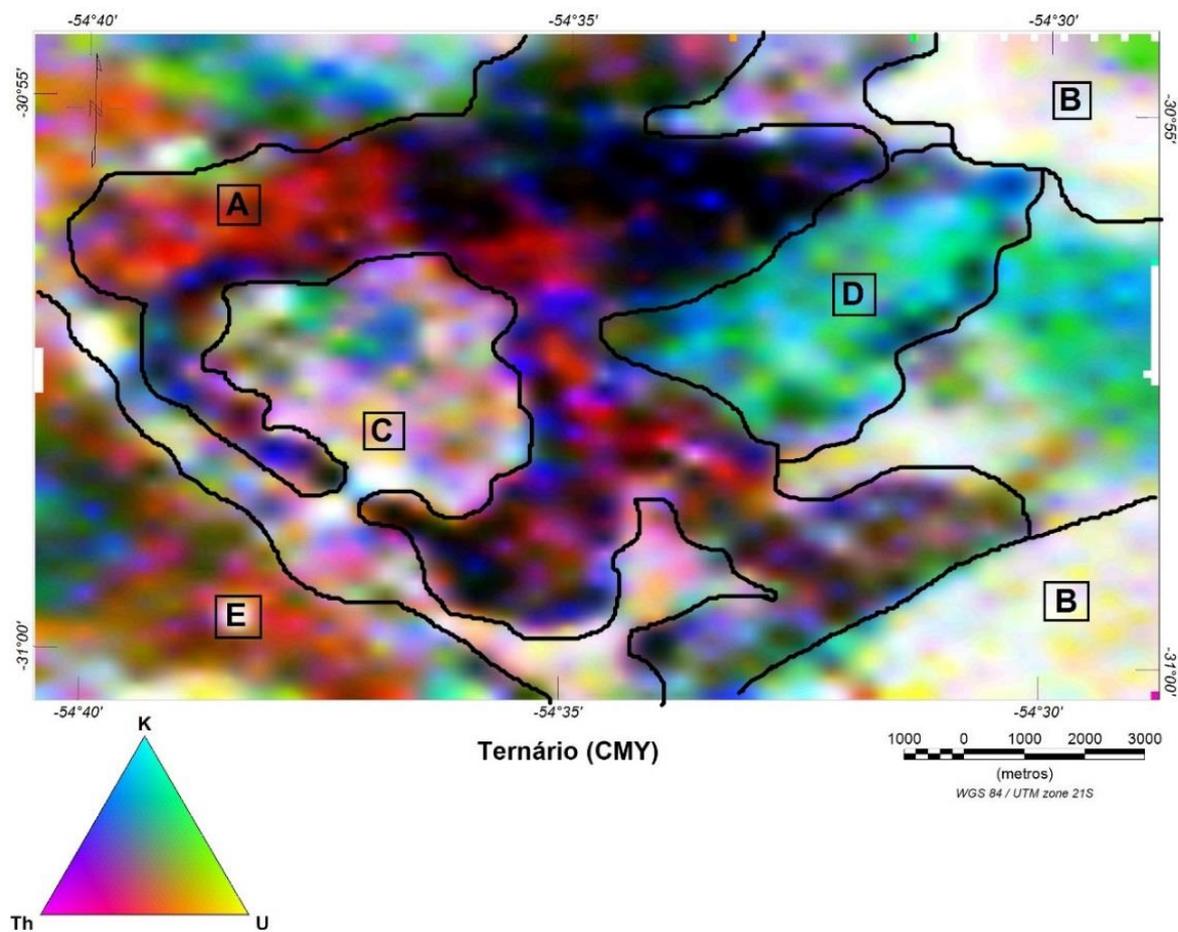


Figura 42. Mapa Ternário com a divisão dos domínios gamaespectrométricos para a porção sul do Platô do Taquarembó, sendo a cor ciano o K, magenta o Th e amarelo o U. O domínio A representa as rochas da FAV, o domínio B o Complexo Santa Maria Chico, o domínio C os andesitos e tufos andesíticos da Formação Hilário, o domínio D as intrusivas do Complexo Anelar Leões e o domínio E a cobertura Paleozóica e Quaternária.

## 5.2. MINERALOGIA MAGNÉTICA

A partir da análise conjunta dos resultados obtidos para as técnicas de identificação da mineralogia magnética, foram estabelecidas correlações com o objetivo de caracterizar as principais fases minerais geradoras da anisotropia de susceptibilidade magnética, e, conseqüentemente, da trama magnética dessas rochas. As curvas de histerese e de aquisição remanente isotermal (MRI) para os ignimbritos indicam que essa litologia possui uma contribuição predominantemente ferromagnética com todos os sítios apresentando saturação das curvas em campos acima de 300 mT (e.g., ROBERTS; CUI; VEROSUB, 1995). O mesmo ocorre para os traquitos, que possuem saturação das amostras a campos acima de 200 mT, sendo então a susceptibilidade magnética controlada por minerais ferromagnéticos.

A divisão proposta para os ignimbritos mostra que o grupo representado pelos sítios PT-01, PT-05, PT-06 PT-07, PT-08 e PT-09 não saturam em campos de até 1 T, indicando que a fase mineral principal é de alta coercividade, evidenciado também pelo padrão amplo das histereses, sendo uma característica típica da hematita (e.g., ÖZDEMIR; DUNLOP, 1997), que apresenta uma estrutura magnética hexagonal conforme ilustra a Figura 43. Já para o grupo do PT-03 e PT-04 o comportamento das curvas não se assemelha aos outros sítios, sendo o padrão simétrico e estreito característico de minerais ferromagnéticos de baixa coercividade como a magnetita (e.g., ÖZDEMIR; DUNLOP, 1997). Os diagramas FORC para ambos os grupos mostram que os ignimbritos possuem estruturas de domínio simples (SD), visto que estes mostram um formato horizontal centralizado na origem ( $B_u=0$ ), sendo o sinal muito mais significativo no grupo do PT-04 (e.g., ROBERTS *et. al.*, 2006).

As curvas termomagnéticas para os ignimbritos também demonstraram um comportamento distinto para cada grupo de amostras, onde vale ressaltar que ambos possuem um padrão reversível das curvas, indicando que não houve neoformação de minerais durante a aplicação do método. Para o grupo representado pelo PT-06, percebe-se que a temperatura em que ocorre a queda da susceptibilidade magnética é de aproximadamente 700°C, sendo esta a temperatura de Néel em que desaparece o efeito antiferromagnético dos materiais, indicando que a fase mineral presente nas amostras é a hematita (e.g., ÖZDEMIR; DUNLOP, 1997). Para o grupo do PT-04 a queda da susceptibilidade magnética começa a 500°C, apresentando maior caimento da curva a 580°C, o que coincide com a temperatura de Curie, indicando que

a fase mineral ferromagnética para estes sítios é a magnetita, não havendo contribuição de outros minerais magnéticos.

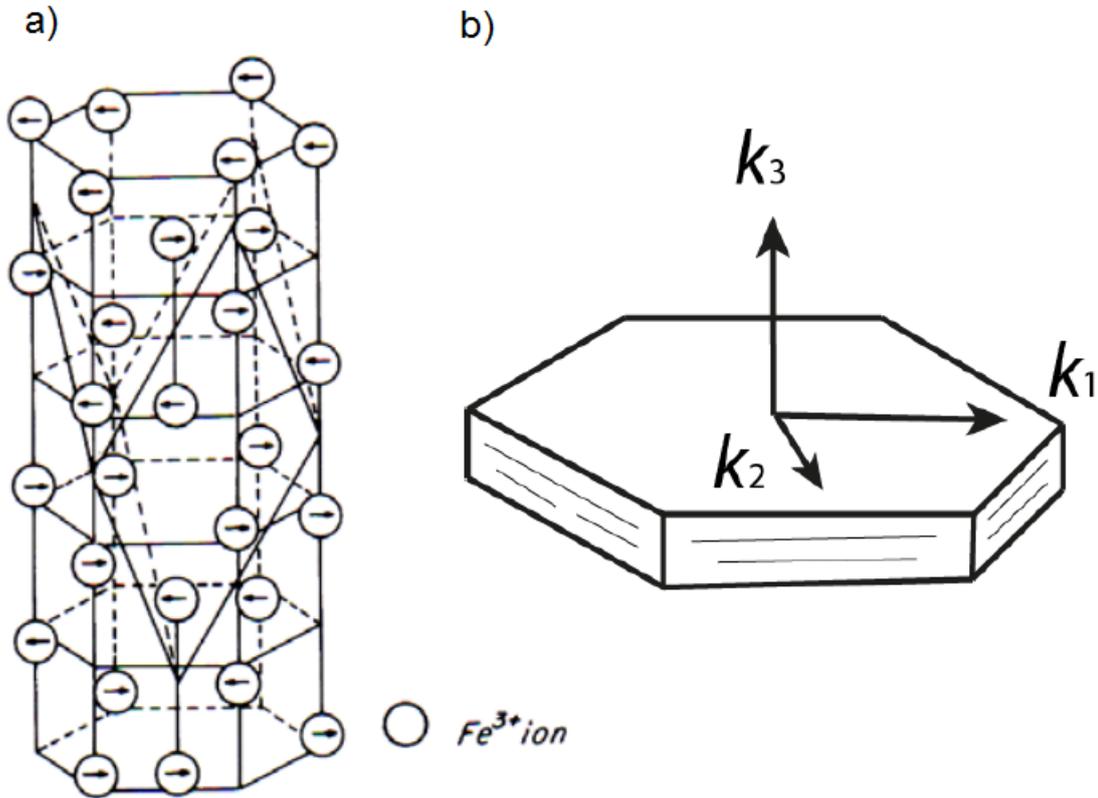


Figura 43. Estrutura magnética hexagonal da hematita com o eixo c sendo perpendicular à base hexagonal (a) e a relação dos eixos de anisotropia de susceptibilidade magnética (b) na superfície basal do cristal (Modificado de ÖZDEMİR; DUNLOP, 1997).

Já para os traquitos, cada sítio apresentou um comportamento distinto, com assembleias minerais que se assemelham aos ignimbritos, no entanto, em algumas amostras há contribuição de mais de uma fase mineral ferromagnética. No sítio PT-02 a susceptibilidade magnética é controlada predominantemente por magnetita, visto que a curva de MRI (Figura 28a) praticamente satura a campos de até 1 T, o que, junto com as inflexões do tipo “cintura de vespa”, também caracteriza a ocorrência de hematita em menores proporções (ROBERTS; CUI; VEROSUB, 1995). O inverso desse padrão ocorre no sítio PT-10, onde o principal componente magnético é a hematita com pouca contribuição de magnetita para a susceptibilidade da amostra, uma vez que a curva de MRI não satura a campos de 1 T e a histerese se mostra muito mais ampla (Figura 28b), possuindo também inflexão, sendo esta menos pronunciada que no PT-02. O PT-11 é constituído por magnetita

pura, com curvas de MRI (Figura 28c) típicas desta fase mineral, com a sua saturação em campos de aproximadamente 300 mT e também a histerese mostrando um padrão bastante simétrico e estreito indicando uma baixa coercividade para esta amostra.

Os diagramas FORC para os traquitos são caracterizados por um baixo sinal para o sítio PT-02 e PT-10 (Figura 28a e 28b), com seus maiores valores distribuídos verticalmente em  $B_c = 0$  o que indica uma estrutura multidomínio (MD) em ambos pontos (e.g., Roberts *et al.*, 2006). No PT-11, o padrão decrescente na horizontal, centralizado na origem ( $B_u=0$ ), é típico de amostras que apresentam variação de tamanho de grão, o que coincide com o fato de ocorrer a presença de minerais secundários nestas amostras, identificado na curva termomagnética de aquecimento (Figura 29c).

As curvas termomagnéticas dos traquitos confirmam a mineralogia proposta, onde tanto o sítio PT-10 como o PT-11 não apresentam padrão reversíveis das curvas de aquecimento e resfriamento, indicando neoformação de minerais, sendo em ambos os casos a magnetita, devido ao aumento da susceptibilidade ocorrer próximo a temperatura de Curie. O padrão distinto que ocorre no PT-11, com aumento de temperatura a 150°C e um decréscimo em 300°C está associado a minerais secundários, como sulfetos de ferro, que não são constituintes originados durante o processo de formação dos depósitos vulcânicos. Vale ressaltar que no sítio PT-10 a curva de aquecimento possui um pico de aumento de susceptibilidade a aproximadamente 510°C, conhecido como “pico de Hopkinson” indicando que as magnetitas desta amostra apresentam Ti em sua estrutura cristalina (e.g., ÖZDEMİR; DUNLOP, 1997).

### 5.3. ANÁLISE DIRECIONAL

Com base nos resultados referentes aos parâmetros escalares para os ignimbritos, observa-se que a foliação magnética é sempre bem definida para a maioria dos sítios amostrados. O parâmetro de forma (T) é positivo e a fábrica magnética dessas rochas é predominantemente oblata com a foliação magnética (F) possuindo valores maiores que a lineação magnética (L). Isto evidencia que a hematita é realmente a principal componente magnética para esta litologia, visto que o sistema cristalino deste mineral é hexagonal, cristalizando com hábito tanto laminar como tabular. Os sítios PT-03 e PT-04 não apresentam

o parâmetro de forma (T) similar aos demais ignimbritos. No entanto, a foliação magnética (F) continua sendo superior a lineação magnética (L), com dados direcionais muito semelhante aos demais ignimbritos. A diferença destes dois pontos para os demais está associada ao mineral magnético gerador da susceptibilidade magnética destas amostras, visto que a magnetita possui estrutura cristalina isométrica com hábito normalmente granular, gerando mudanças nos valores do parâmetro de forma ( $T < 0$ ).

As análises dos eixos de susceptibilidade indicam que a foliação magnética dos ignimbritos é preferencialmente NW-SE, com ângulos variando de sub-horizontais a subverticais, com mergulho tanto para SW como para NE (Figura 44). O grau de anisotropia (P) é alto, considerando que ignimbritos apresentam valores de  $P < 1.035$ , estando associado com a ocorrência de hematita, que é uma fase mineral de alta coercividade (AGRÒ *et al.*, 2015). A fábrica magnética é resultante do alinhamento preferencial dos cristais de hematita. No entanto, como a lineação magnética (L) não é bem definida, a caracterização do eixo  $K_1$  como a direção de fluxo não é suficiente e, nestes casos, a interpretação deve ser tomada com cuidado, necessitando estudar a relação entre os três eixos de susceptibilidade. Sendo assim, os dados direcionais para os ignimbritos indicam uma direção de fluxo para SW definido pelo polo da foliação, marcada pelo eixo de susceptibilidade mínimo ( $K_3$ ) que ocorre em boa parte dos pontos. Alguns sítios apresentam o eixo  $K_3$  com direção para NE, sendo interpretado devido à foliação magnética ser praticamente vertical (PT-04, PT-05 e PT-08) e horizontal (PT-09). A utilização do eixo  $K_3$  como marcador de fluxo para essa trama magnética é descrito como o plano de foliação magnética estar imbricado e a lineação ficar próxima do mergulho desta foliação, sendo representado pelo seu polo no estereograma (AGRÒ *et al.*, 2015).

Vale ressaltar que os sítios PT-03 e PT-04, que possuem magnetita como marcador da susceptibilidade magnética, apresentam dados direcionais similares aos outros pontos dos ignimbritos que possuem hematita. Isto se deve a magnetita que apresenta anisotropia de forma, ou seja, o alinhamento preferencial da ASM é paralelo ao maior eixo cristalográfico do mineral. Contudo, trabalhos como Stephenson, Sadikun e Potter (1986) e Potter e Stephenson (1988) descrevem uma trama inversa para magnetitas com efeito SD, determinado pelos diagramas FORC, onde o eixo  $K_3$  representa a direção de fluxo preferencial.

Para os traquitos, a foliação magnética apresenta atitude muito similar nos sítios PT-10 e PT-11 e um padrão oposto para o ponto PT-02. O PT-11 é o único que possui um parâmetro de forma (T) negativo, mas com valores muito próximos a zero. O valor de foliação magnética (F) é igual para a lineação magnética (L) no ponto PT-11 e levemente superior para

os demais, dificultando a definição da fábrica dessas rochas. Vale ressaltar que os valores de susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) para os traquitos são superiores aos ignimbritos. Isso pode ser explicado pelas fases magnéticas presentes, visto que a magnetita apresenta valores de susceptibilidade maiores comparado a rochas que possuem hematita como principal componente ferromagnético (ÖZDEMIR; DUNLOP, 1997).

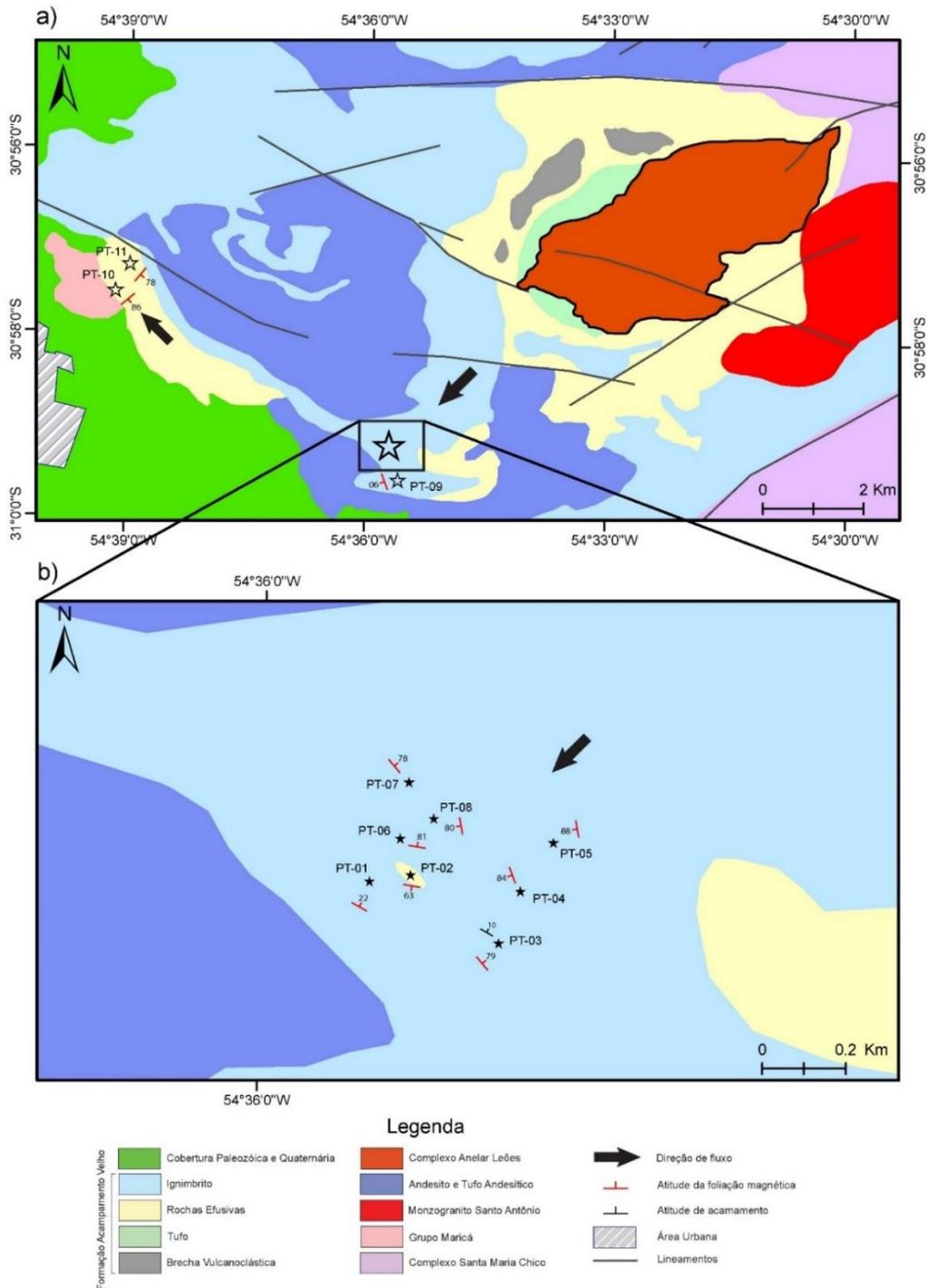


Figura 44. Mapa geológico simplificado da porção sul do Platô do Taquarembó com a indicação do fluxo ignimbrítico (mapa de detalhe) e dos traquitos (mapa geral), além da representação da foliação magnética para cada sítio (Modificado de SOMMER *et al.* 1999)

Os parâmetros direcionais apontam uma foliação magnética com direção preferencial para NE-SW e mergulho em alto ângulo para SE. O ponto PT-02 apresenta um comportamento distinto dos outros sítios com a direção da foliação magnética sendo NW-SE e mergulhando em alto ângulo para SW. O grau de anisotropia (P) é baixo se comparado aos valores obtidos para os ignimbritos, tornando difícil a compreensão do padrão de distribuição dos eixos de susceptibilidade magnética, visto que os dados para cada espécime estão muito dispersos entre si no estereograma. Sendo assim, as análises direcionais, a partir da interpretação dos eixos de susceptibilidade magnética, indicam uma direção de fluxo para NW para os traquitos. Foram utilizados os pontos PT-10 e PT-11 para determinar a direção preferencial de fluxo para essa associação de rochas, sendo menos relevante a direção obtida pelo sítio PT-02, pois este se encontra entre a sequência de depósitos ignimbríticos.

A análise direcional obtida para os depósitos vulcânicos indica que os ignimbritos apresentam sentido de fluxo para SW, com sua principal fonte para formação dos fluxos ignimbríticos a NE dos pontos amostrados. Trabalhos realizados por diversos autores (SOMMER 1994; SOMMER *et al.*, 1993; GASTAL 1999; GASTAL; SOMMER, 1999), a partir de dados de campo, sugere que um corpo com forma anelar (Complexo Anelar Leões – GASTAL *et al.* 1992), intrusivo nas unidades basais da sequência vulcânica ácida (SVA) das rochas da FAV, poderia estar associado a um complexo de caldeira vulcânica. Deste modo, estaria relacionado com a erupção desta sequência de depósitos vulcânicos, por meio de um sistema de condutos anelares e fissurais. Além disso, Sommer (1994), Gatal (1999) e Gatal e Sommer (1999), por meio de análises químicas, sugeriram que as rochas vulcânicas da FAV poderiam apresentar cogeneticidade com as intrusivas deste complexo, corroborando com os dados de campo.

Do ponto de vista geofísico e direcional, a partir dos dados obtidos de ASM, sugere-se que o Complexo Anelar Leões pode estar relacionado com a gênese dos depósitos ignimbríticos da FAV na porção sul do PT, visto que este se encontra a NE dos pontos amostrados, corroborando com os aspectos vulcanológicos descritos nos trabalhos anteriores. Vale ressaltar que os depósitos piroclásticos são comumente associados a complexos anelares, sendo fortemente relacionados à formação de um sistema de caldeiras (LIPMAN, 1997; LIPMAN 2000; SMITH; BAILEY, 1968), que são geradas a partir do abatimento de câmaras magmáticas localizados em um nível crustal abaixo destas estruturas.

## 6. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir das discussões, conclui-se que:

Os dados magnetométricos são consistentes com os dados geológicos, indicando lineamentos de direção NW-SE e fortes anomalias magnéticas que possivelmente estão associadas com corpos magmáticos mais profundos. A gamaespectrometria apresentou resultados coerentes com o mapeamento realizado em trabalhos anteriores, sendo um forte aliado na delimitação das unidades estratigráficas presentes na área de estudo;

A susceptibilidade magnética para as rochas da FAV é gerada especialmente por minerais ferromagnéticos, sendo que os ignimbritos possuem a hematita como principal mineral. Contudo, dois sítios apresentaram a magnetita como fase magnética. Para os traquitos a principal componente é magnetita, com um sítio indicando uma mistura de hematita com magnetita;

A trama magnética planar e linear é resultado do alinhamento preferencial destes minerais, cuja correlação dos dados de anisotropia indicam que as orientações dos três eixos de susceptibilidade são correspondentes ao período de formação destas rochas, ou seja, são gerados durante a cristalização das lavas e refletem as direções de fluxo;

A foliação magnética é mais evidente que a lineação magnética, alterando o modo de definição das direções dos fluxos para ambas as associações de rochas. Para os ignimbritos a foliação magnética tem direção preferencial NW-SE alternando o caimento tanto para NE como SW. Os traquitos apresentam foliação magnética com direção NE-SW mergulhando em alto ângulo para SE, indicando que a trama magnética para estas rochas é diferente;

Tendo-se como base os dados direcionais obtidos por ASM, identificou-se uma possível fonte para os ignimbritos a NE dos pontos amostrados, coincidindo com o Complexo Anelar Leões que, segundo alguns autores (SOMMER, 1994; GASTAL 1999; GASTAL; SOMMER, 1999, SOMMER et. al. 1999) poderia estar geneticamente relacionado com formação dos depósitos piroclásticos da FAV na região. Os traquitos apresentaram direções de fluxo para NW, com possível fonte a SE dos pontos amostrados. No entanto, deve-se tomar cuidado, visto que a baixa quantidade de pontos pode não ser representativa para os depósitos efusivos.

Portanto, a utilização da ASM se mostrou eficaz para a definição da movimentação dos fluxos de lavas e piroclásticos, contribuindo para definição de possíveis fontes para essas rochas. Como trabalhos futuros, sugere-se um adensamento da malha de amostragem de ASM, visando a obtenção de dados e interpretações mais concretas em relação ao paleoambiente vulcânico da FAV no Platô do Taquarembó.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGRÒ, A. et al. Magnetic fabric of ignimbrites: a case study from the Central Anatolian Volcanic Province. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 396, n. 1, p. 159-175, 2015.
- ALMEIDA, D. P. M. et al. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS-Brazil). **Gondwana Research**, v. 5, n. 3, p. 721-733, 2002.
- ALMEIDA, 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: **Petrology-New Perspectives and Applications**. InTech, 2012.
- ALMEIDA, R. P. et al. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 217, n. 1-4, p. 30-51, 2009.
- ALMEIDA, R. P. et al. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. **The journal of Geology**, v. 118, n. 2, p. 145-161, 2010.
- BORBA, A. W.; MIZUSAKI, A. M. P. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 5, p. 365-380, 2003.
- BORBA, A. W.; MARASCHIN, A. J.; MIZUSAKI, A. M. P. Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-rio-grandense, Brasil): um exercício de geologia histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica. **Pesquisas em Geociências. Porto Alegre, RS**. Vol. 34, n. 2 (2007), p. 57-74, 2007.
- BORBA, A. W. et al. U-Pb zircon and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. **Basin Research**, v. 20, n. 3, p. 359-375, 2008.
- CAÑÓN-TAPIA, E.; PINKERTON, H. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 98, n. 1-4, p. 219-233, 2000.
- CHEMALE JR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. **Geologia do Rio Grande do Sul**, p. 13-52, 2000.
- DAY, R.; FULLER, M.; SCHMIDT, V. A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. **Physics of the Earth and planetary interiors**, v. 13, n. 4, p. 260-267, 1977.

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

DO BRASIL, CPRM-Serviço Geológico. **Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul**. 2010.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. et al. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 442-445, 2000.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. et al. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. **SBG, Enc. Estrat. RS—Escudos e Bacias**, v. 1, p. 139-144, 2003.

GASTAL, M. C. P.; SCHIMITT, R. S.; NARDI, L. V. S. Granitóides da Parte Centro/Sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense. Novos Dados e Discussões sobre Gênese e Tipologia do Magmatismo Alcalino. **Pesquisas em Geociências**, v. 19, n. 2, p. 174-182, 1992.

GASTAL, M. C. P. The alkaline and shoshonitic intrusives in the region of the Taquarembó Plateau, southern Brazil: are they genetically related. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 1, p. 85-98, 1999.

GASTAL, M. C. P.; SOMMER, C. A. **Correlação entre o Complexo Anelar Leões e a Sequência Vulcânica Ácida, Platô do Taquarembó, RS: Aspectos Geológicos e Geoquímicos**. Boletim de Resumos I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados Gramado. 1999.

HARGRAVES, R. B.; JOHNSON, D.; CHAN, C. Y. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks. **Geophysical Research Letters**, v. 18, n. 12, p. 2193-2196, 1991.

HARRISON, R. J.; FEINBERG, J. M. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 5, 2008.

HARTMANN, L. A.; LOPES, W. R.; SAVIAN, J. F. Integrated evaluation of the geology, aerogamaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 88, n. 1, p. 75-92, 2016.

JACKSON, M. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. **Pure and Applied Geophysics**, v. 136, n. 1, p. 1-28, 1991.

JANIKIAN, L. et al. Evolução paleoambiental e seqüências deposicionais do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na Porção Norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 245-256, 2005.

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, 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, 2012.
- JELINEK, V. Characterization of the magnetic fabric of rocks. **Tectonophysics**, v. 79, n. 3-4, p. T63-T67, 1981.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de exploração**. Oficina de Textos, 2009.
- 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. **Iannuzzi R. & Frantz JC (eds.)**, v. 50, p. 79-95, 2007.
- LIPMAN, P. W. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. **Bulletin of volcanology**, v. 59, n. 3, p. 198-218, 1997.
- LIPMAN, P. **Calderas**. In: H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer and J. Stix (Editors), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, pp. 643-662, 2000.
- MINTY, B. R. S. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 17, p. 39-50, 1997.
- MONCINHATTO, T. R. et al. **Resultados preliminares de anisotropia de susceptibilidade magnética e mineralogía magnética do complexo vulcânico caviahue-copahue Argentina**. 2017.
- MOXHAM, R. M. Natural radioactivity in Washington county, Maryland. **Geophysics**, v. 28, n. 2, p. 262-272, 1963.
- NABIGHIAN, M. N. et al. The historical development of the magnetic method in exploration. **Geophysics**, v. 70, n. 6, p. 33ND-61ND, 2005.
- NARDI, L. V. S.; HARTMANN, L. A. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-Riograndense. **Acta Geol. Leopold**, v. 3, n. 6, p. 45-76, 1979.
- ÖZDEMİR, Ö.; DUNLOP, D. J. Effect of crystal defects and internal stress on the domain structure and magnetic properties of magnetite. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 102, n. B9, p. 20211-20224, 1997.
- PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR, F.; LOPES, R. da C. A bacia do Camaquã. **Geologia do Rio Grande do Sul**, p. 231-274, 2000.
- PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR, F.; WILDNER, W. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). **Ciência e Natura**, v. 36, n. 3, p. 183-193, 2014.
- PEREIRA, J. G. **Contribuição ao estudo geológico da Bacia do Camaquã–RS, através de modelagem aeromagnética 2, 5D**, p. 45, 2011.

- PIRES, A. C. B.; HARTHILL, N. Statistical analysis of airborne gamma-ray data for geologic mapping purposes: Crixas-Itapaci area, Goiás, Brazil. **Geophysics**, v. 54, n. 10, p. 1326-1332, 1989.
- POTTER, D. K.; STEPHENSON, A. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. **Geophysical Research Letters**, v. 15, n. 10, p. 1097-1100, 1988.
- RAJARAM, M.; ANAND, S. P. Aeromagnetic signatures of Precambrian shield and suture zones of Peninsular India. **Geoscience Frontiers**, v. 5, n. 1, p. 3-15, 2014.
- REMUS, M. V. D. et al. SHRIMP U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. **Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados**, v. 1, n. 1999, p. 83, 1999.
- RIBEIRO, M. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul--Brasil**. Divisão de Fomento da Produção Mineral, 1966.
- RIBEIRO, M.; FANTINEL, L. M. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia, Série Geológica**, v. 5, n. 1, 1978.
- ROBERTS, A. P.; CUI, Y.; VEROSUB, K. L. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 100, n. B9, p. 17909-17924, 1995.
- ROBERTS, A. P. et al. Characterization of hematite ( $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), goethite ( $\alpha$ -FeOOH), greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>), and pyrrhotite (Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>) using first-order reversal curve diagrams. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. B12, 2006.
- ROBERTS, Andrew P. et al. Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve diagrams. **Reviews of Geophysics**, v. 52, n. 4, p. 557-602, 2014.
- ROBERTS, A. P. et al. A Critical Appraisal of the “Day” Diagram. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 123, n. 4, p. 2618-2644, 2018.
- ROCHETTE, P.; JACKSON, M.; AUBOURG, C. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. **Reviews of Geophysics**, v. 30, n. 3, p. 209-226, 1992.
- SMITH, R. L.; BAILEY, R. A. Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Jemez Mountains, New Mexico. **Special Paper—Geological Society of America**, p. 447-448, 1968.
- SOMMER, C. A.; LIMA, E. F. de; NARDI, L. V. S. O vulcanismo ácido alcalino no Platô do Taquarembó, Dom Pedrito, RS. **Simpósio Internacional del Neoproterozóico-Cámbrico en la Cuenca del Plata**, v. 1, 1993.
- SOMMER, C. A. O Vulcanismo Ácido Alcalino da Porção Sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito-RS. 1994.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do Platô do taquarembó, Dom Pedrito-RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 245-254, 1999.

SOMMER, C. A. et al. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-grandense. **Pesquisas em Geociências**. Porto Alegre, RS. Vol. 30, n. 1, p. 3-26, 2003.

SOMMER, C. A. et al. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, n. 3-4, p. 237-254, 2005.

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.

SOMMER, C. A. et al. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 420-435, 2011.

SOMMER, C. A. et al. Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 152-165, 2013.

STEPHENSON, A.; SADIKUN, S. t; POTTER, D. K. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. **Geophysical Journal International**, v. 84, n. 1, p. 185-200, 1986.

TARLING, D.; HROUDA, F. **Magnetic anisotropy of rocks**. Springer Science & Business Media, 1993.

WILDNER, W.; NARDI, L. V. S.; DE LIMA, E. F. Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A Well-Preserved Neoproterozoic–Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. **International Geology Review**, v. 41, n. 12, p. 1082-1098, 1999.

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**, v. 118, n. 1-2, p. 261-283, 2002.