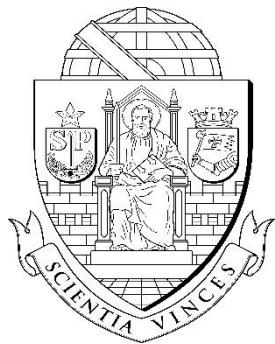


UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



TRABALHO DE FORMATURA

TF-19/32

(MONOGRAFIA)

**ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E
PALEOMAGNETISMO DAS ROCHAS VULCÂNICAS AFLORANTES
PRÓXIMO À CIDADE DE SOLEDADE, RS.**

Aluno: Thales Pescarini

Orientadora: Maria Irene Bartolomeu Raposo

SÃO PAULO

2019

Agradecimentos

A Deus, por tudo.

Agradeço à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento desse projeto, bem como das minhas bolsas de iniciação científica.

À minha orientadora e amiga, Irene, que me incentivou e me apresentou ao tema no qual trabalhamos juntos boa parte da minha graduação, muito obrigado por todo o aprendizado, paciência, carinho, cafés, risadas e viagens.

Aos meus queridos pais, Fábio e Sílvia, a quem devo absolutamente tudo, muito obrigado por estarem ao meu lado em todas as situações e por me darem todo o suporte que precisei, sem vocês eu não seria nada.

Aos meus tios e avós (todos eles) por sempre me trazerem um sentimento de família, em especial aos tios Luciano, Silviane e Paulo, pelo suporte com os livros ao longo da graduação e demais recursos que eventualmente precisei.

Ao Fu, Fehl e Tutu, minha família, meus companheiros.

À Tati, por me oferecer abrigo e um lugar que eu pude chamar de casa durante a faculdade. Foram momentos incríveis, eu me senti em família junto à Batatinha, Monalisa e agora ao Manchinha. Você é demais!

À Ana Paula, minha namorada, por todo o carinho e amor que compartilhou comigo durante a graduação e por toda a ajuda nos momentos difíceis, não sei como teria sido sem você, palavras não fazem jus a tudo o que você representa para mim.

Aos meus amigos do início da faculdade, Edu (Peka), Bia, Kef, Gabriel, Julia, Lelek, Mel e muitos outros da turma 57 com os quais compartilhei muitas risadas, campos e aulas (muitas horas). Aos meus amigos do final da faculdade, do famoso “quarto”, Alexandre (Xaropinho), Mika, João (Panaca), João (Durval), Leonardo (Fri), Rafael (Caipi), Gustavo (Cuvest) e Felipe (Gourmet), além dos outros com quem mantive contato mais próximo na turma 58, vocês são incríveis! Melhoraram (e muito) toda a minha experiência universitária, muito obrigado!

Aos “legendários” Yuri e Miguel, do nosso querido apê 151. Vocês fizeram a melhor parte da minha graduação, sério, eu nunca vou esquecer aqueles dias e a melhor república que já morei, vocês são muito especiais para mim.

Ao Daniels, Lissa, Rafa e Tom, por todas as experiências, momentos de muita alegria e amor que construímos juntos durante esses anos.

Ao Ed, Mauricio, Igor e Renan por serem meus amigos e parceiros a tantos anos.

Aos professores e funcionários do IGc, muito obrigado por me sentir em casa nesse espaço e por todo o aprendizado e convívio, vocês são uma família para mim.

Ao Ney, meu parceiro de laboratório e campo, obrigado por todas as risadas, discussões e apoio, você tornou tudo mais agradável durante meus trabalhos

Agradeço ao pessoal do IO-USP pelo laboratório cedido para parte das análises desse trabalho, em especial à Ana e ao Luigi por todo o ensinamento e apoio

SUMÁRIO

Resumo	7
Abstract	8
1. Introdução.....	9
2. Contexto Geológico	10
2.1. A Província Magmática Paraná-Etendeka	10
2.2. Origem da PMPE.....	14
2.3. Aspectos paleomagnéticos da PMPE	15
2.4. Anisotropia de Suscetibilidade Magnética e Dinâmica do Magmatismo	16
2.5. Geologia da área de estudo	17
3. Fundamentação Teórica dos Métodos	19
3.1. Conceitos de geomagnetismo	19
3.1.1. Definições básicas.....	19
3.1.2. Modelo do Dipolo Axial Geocêntrico (GAD)	21
3.1.3. Variação secular geomagnética	22
3.2. Magnetismo de rocha	22
3.2.1. Propriedades magnéticas dos sólidos.....	22
3.2.2. Mineralogia magnética.....	24
3.2.3. Magnetização remanente	26
3.2.4. Tipos de magnetização remanente	28
3.3. Anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS)	29
3.3.1. Por que a AMS?	29
3.3.2. Princípios básicos.....	30
3.4. Paleomagnetismo.....	32
3.4.1. Técnicas de desmagnetização e análise.....	32
3.4.2. Estatística de dados paleomagnéticos	33
3.4.3. Polos paleomagnéticos.....	35
3.4.4. Magnetoestratigrafia	38
4. Localização e Amostragem.....	38
5. Petrografia	40
5.1. Basaltos	40
5.2. Andesitos.....	42
5.3. Dacitos	42
5.4. Riolitos	43
6. Magnetismo de Rocha	44
6.1. Curvas termomagnéticas.....	44

6.2. Ciclos de histerese	46
6.3. Magnetização remanente isotermal (IRM)	48
6.4. Magnetização remanente anisiterética parcial (pARM).....	49
7. Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (AMS)	50
8. Paleomagnetismo	55
8.1. Desmagnetização e análise dos dados	55
8.2. Resultados	56
9. Conclusão.....	61
10. Referências.....	62

FIGURAS

Figura 1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná e perfis estudados pelo Laboratório da Anisotropias Magnéticas (LAMs)	11
Figura 2 – Diagramas discriminatórios para os tipos magmáticos basálticos da PMPE (América do Sul)	12
Figura 3 – Diagramas discriminatórios para os tipos magmáticos silícicos da PMPE (América do Sul)	13
Figura 4 – Estratigrafia química, distribuição das unidades e das idades radiométricas	14
Figura 5 – Mapa de linhações magnéticas da PMPE	17
Figura 6 – Descrição das componentes do campo geomagnético	20
Figura 7 – Modelo do Dipolo Axial Geocêntrico (GAD)	21
Figura 8 – Posições do polo norte geomagnético para os últimos 2000 anos	22
Figura 9 – Tipos de materiais magnéticos.....	23
Figura 10 – Diagrama FeO-Fe ₂ O ₃ -TiO ₂	25
Figura 11 – Ciclo de histerese esquemático.....	26
Figura 12 – Domínios magnéticos.....	27
Figura 13 – Representação do tensor de suscetibilidade magnética.....	30
Figura 14 – Ilustração do comportamento e análise da MRN durante os passos de uma desmagnetização hipotética.....	33
Figura 15 – A distribuição de Fisher.....	34
Figura 16 – Determinação da posição do polo a partir de uma direção do campo magnético	34
Figura 17 – Localização dos sítios de amostragem.....	39
Figura 18 – Fotomicrografias dos basaltos	41
Figura 19 – Fotomicrografias do andesito RA-3	42
Figura 20 – Fotomicrografias dos dacitos	43
Figura 21 – Fotomicrografia do riolito RA-9.....	44

Figura 22 – Curvas termomagnéticas das rochas básicas	45
Figura 23 – Curvas termomagnéticas das rochas intermediárias e ácidas.....	46
Figura 24 – Ciclos de histerese.....	47
Figura 25 – Curvas de aquisição da IRM	49
Figura 26 – Curvas de aquisição da pARM.....	50
Figura 27 – Parâmetros escalares da AMS.....	52
Figura 28 – Tramas magnéticas definidas pela AMS	53
Figura 29 – Imagem de satélite com as direções de fluxo inferidas	54
Figura 30 – Comparação entre os resultados das desmagnetizações térmicas e por campo alternados.....	56
Figura 31 – Direções de magnetização média dos sítios	57
Figura 32 – Magnetoestratigrafia do perfil RA	58
Figura 33 – Localização dos perfis com estudos paleomagnéticos na região sul da PMPE ..	59
Figura 34 – Correlação magnetoestratigráfica das unidades vulcânicas na região sul da PMPE	60
Figura 35 – VGPs calculados para o perfil RA	60

TABELAS

Tabela 1 – Localização e unidades dos sítios amostrados.....	40
Tabela 2 – Dados escalares e direcionais da AMS	51
Tabela 3 – Dados de paleomagnetismo.....	57

EQUAÇÕES

Equação 1 – Momento magnético definido para um par de cargas magnéticas, M	19
Equação 2 – Momento magnético definido para uma espira de corrente elétrica, M	19
Equação 3 – Torque de alinhamento de um momento magnético com o campo magnético, Γ	19
Equação 4 – Energia de alinhamento, E	20
Equação 5 – Magnetização, J	20
Equação 6 – Equação do dipolo	21
Equação 7 – Tempo de relaxação para grãos SD, τ	27
Equação 8 – Componentes da MRN.....	28
Equação 9 – Suscetibilidade magnética para um material isotrópico, k	30
Equação 10 – Suscetibilidade magnética para um material anisotrópico, k	30
Equação 11 – Suscetibilidade magnética média, k_m	31

Equação 12 – Grau de anisotropia corrigido, P_j	31
Equação 13 – Parâmetro de forma, T	31
Equação 14 – Função densidade de probabilidade de Fisher, $P_{dA}(\theta)$	33
Equação 15 – Cálculo do vetor R de Fisher	34
Equação 16 – Cálculo da declinação média, D_m , e da inclinação média, I_m	34
Equação 17 – Parâmetro de precisão, k	35
Equação 18 – Variância de Fisher, s^2	35
Equação 19 – Limite de confiança, α	35
Equação 20 – Colatitude, p	36
Equação 21 – Latitude do polo, λ_p	36
Equação 22 – Diferença longitudinal entre o polo e o sítio, β	36
Equação 23 – Opção para o cálculo da longitude 1	36
Equação 24 – Opção de Longitude do polo 1, ϕ_p	36
Equação 25 – Opção para o cálculo da longitude 2	36
Equação 26 – Opção de Longitude do polo 2, ϕ_p	37
Equação 27 – Semi-eixo da elipse de confiança ao longo do grande círculo, dp	37
Equação 28 – Semi-eixo da elipse de confiança perpendicular ao grande círculo, dm	37

RESUMO

Estudos baseados em magnetismo de rocha, anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) e paleomagnetismo foram realizados no intuito de obter uma melhor compreensão das relações geocronológicas e cinemáticas entre as diversas unidades básicas e ácidas na região sul da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE). Os experimentos de magnetismo de rocha forneceram a mineralogia magnética através de uma abordagem *multi-proxy*, sendo os minerais magnéticos principais as titanomagnetitas de baixo Ti com diferentes graus de oxidação e, de forma subordinada, hematitas. O tamanho dos minerais magnéticos varia a depender da litologia, mas, em geral, a magnetização remanente dessas rochas provém da grãos de titanomagnetitas estáveis. A AMS mostra tramas magnéticas predominantemente oblatas e neutras com baixo grau de anisotropia, sugerindo uma deposição calma dos cristais no interior dos derrames, com uma fraca componente de cisalhamento. Os dados direcionais da AMS sugerem um posicionamento distinto para as fontes dos basaltos da Formação Torres e Vale do Sol, com fluxos orientados NE-SW e NNW-SSE, respectivamente. As direções da lineação magnética para as unidades ácidas indicam fontes alimentadoras locais. As tramas magnéticas verificadas nesse trabalho coincidem com os dados existentes na região e sustentam a hipótese de fluxos orientados preferencialmente NE-SW e de forma subordinada NW-SE, reflexos da canalização das lavas em decorrência do desenvolvimento do sistema de riftes antes da separação entre América do Sul e África. Com os estudos paleomagnéticos, foi obtida a magnetoestratigrafia da seção estudada e a comparação com as demais existentes no setor sul da PMPE permitiu novas correlações entre as unidades vulcânicas. Os dados corroboraram um hiato de tempo entre as Formações Torres e Vale do Sol e uma mudança na dinâmica do magmatismo, o que teria como consequência a mudança na faciologia e arquitetura vulcânica das unidades. No perfil estudado, observamos, assim como em outros perfis, uma direção de magnetização remanente característica muito semelhante entre a colocação da última rocha básica e a primeira ácida, indicando que houve uma colocação rápida entre essas unidades através de uma alimentação contínua dos fluxos de lavas.

ABSTRACT

Studies based on rock magnetism, magnetic susceptibility anisotropy (AMS) and paleomagnetism were performed in order to gain a better understanding of the geochronological and kinematic relationships between the various basic and acidic units of the southern Paraná-Etendeka Magmatic Province (PMPE). Rock magnetism experiments provided the magnetic mineralogy through a multi-proxy approach, with the main magnetic minerals being low Ti titanomagnetites with different degrees of oxidation and, subordinately, hematites. The size of magnetic minerals varies depending on lithology, but in general the remanent magnetization of these rocks arises from stable titanomagnetite grains. The AMS shows predominantly oblate and neutral magnetic fabrics with low anisotropy degree, suggesting a calm deposition of crystals inside the lava flows, with a weak shear component. AMS directional data suggest a distinct positioning for the Torres and Vale do Sol Formation basalt sources, with NE-SW and NNW-SSE oriented flows, respectively. The magnetic lineation directions for acidic units indicate local feeder sources. The magnetic fabric verified in this work coincide with the existing data in the region and support the hypothesis of preferentially oriented NE-SW and, subordinately, NW-SE flows, reflections of the channeling of the lavas due to the development of the rift system before the separation between South America and Africa. With the paleomagnetic studies, the magnetostratigraphy of the studied section was obtained and the comparison with the others existing in the south sector of the PMPE allowed new correlations between the volcanic units. The data corroborate a time gap between the Torres and Vale do Sol Formations and a change in the dynamics of magmatism, which would result in a change in the units' volcanic architecture and faciology. In the studied section, we observed, as in other profiles, a characteristic remanent magnetization direction very similar between the placement of the last basic rock and the first acid, indicating that there was a quick emplacement between these units through a continuous feeding of the lava flows.

1. INTRODUÇÃO

Grandes Províncias Ígneas (LIPs, no inglês) representam atividades magmáticas onde foram geradas e acumuladas enormes quantidades de lavas e intrusões em um curto intervalo de tempo. Tal como mostram estudos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no Platô Siberiano, Karoo/Ferrar, Deccan, Rio Columbia e Paraná-Etendeka, volumes de lava da ordem de 10^5 - 10^7 km³ foram acumulados em intervalos de tempo em torno de $\sim 10^5$ - 10^6 anos (Coffin e Eldholm, 1994; Storey *et al.*, 2007; Brian e Ernst, 2008).

O estudo das LIPs tem grande interesse científico uma vez que são janelas para a compreensão de diversos processos tectônicos, geodinâmicos, petrológicos e ambientais. A origem e as consequências desses eventos para a Terra e a vida ainda são controversas, de forma que se faz primordial obter uma melhor compreensão das suas características geofísicas e geológicas, dos processos que as geram e de como evoluem.

A Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) registra um dos magmatismos continentais mais expressivos da História da Terra e se enquadra no conceito de LIP. Sua ocorrência se deu no Cretáceo Inferior precedendo a fragmentação do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul, onde um volume de lavas estimado em 800.000 km³ foi derramado e acumulado (Peate *et al.*, 1990). A PMPE contém uma grande diversidade de rochas, sendo as principais os basaltos toleíticos e andesitos basálticos (97.5%), enquanto ocorrem uma quantidade subordinada de rochas ácidas (2.5%), sendo essas majoritariamente dacitos, riolacitos e riolitos.

Essas rochas foram divididas e classificadas historicamente através de aspectos geoquímicos e petrográficos. Tais divisões serviram de parâmetro para as várias tentativas de correlação entre as unidades com respeito à estratigrafia, origem e evolução, sendo que, atualmente, novas abordagens têm sido utilizadas para entender essas questões, em especial as técnicas de faciologias vulcânicas, paleomagnetismo e anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS).

Porém dada a dimensão da PMPE, estudos mais detalhados utilizando essas técnicas são necessários haja vista já terem provado sua eficácia e contribuição para melhor entendimento do magmatismo (e.g. Ernesto *et al.*, 1990; Raposo e Ernesto, 1995a; Raposo e Ernesto, 1995b; Raposo, 1997; Guimarães *et al.*, 2018; Cañon-Tapia e Raposo, 2018).

Portanto, este trabalho pretende aplicar estas técnicas no intuito de obter a magnetoestratigrafia das rochas vulcânicas ácidas e básicas de baixo-TiO₂ do perfil e caracterizar a cinemática de colocação das lavas, posteriormente comparando esses dados com os demais existentes na região.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. A Província Magmática Paraná-Etendeka

A PMPE registra o segundo maior vulcanismo da História da Terra, ocorrido no Cretáceo Inferior (Valanginiano – Hauteriviano). A pilha vulcânica se estende sobre a América do Sul (Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai) e em uma pequena parte do sudoeste da África, na Namíbia e Angola, alcançando uma profundidade máxima de 1700 m na calha central da Bacia do Paraná (Fig.1). Essas rochas são majoritariamente basaltos toleíticos e andesitos basálticos, com quantidades subordinadas de dacitos, riodacitos e riolitos, agrupadas, no lado sul-americano, no Grupo Serra Geral. Já no lado Africano, a estratigrafia vulcânica é separada em duas formações principais: Awahab e Tafelberg (Milner *et al.*, 1995; Jerram *et al.*, 1999), sendo a Formação Awahab composta de lavas pahoehoe com olivina, cobertas por andesitos basálticos, a Formação Tafelberg por andesitos basálticos sobrepostos por unidades ácidas, sendo essas últimas correlacionáveis com as unidades ácidas na Bacia do Paraná.

As rochas da PMPE são posicionadas estratigraficamente acima dos arenitos eólicos da Formação Botucatu (Juro-Cretáceo) na Bacia do Paraná e da Formação Etjo, na Bacia de Huab (África). A divisão das unidades dentro da PMPE foi realizada historicamente através de critérios geoquímicos propostos primeiramente por Bellieni *et al.* (1984) e Mantovani *et al.* (1985), segmentando a parte norte, com rochas de alto conteúdo de TiO_2 ($> 2\% \text{ wt}$) e elementos incompatíveis (e.g. Ba, La, Ce, Ze, e Sr) da parte sul, com rochas de baixo TiO_2 ($< 2\% \text{ wt}$).

Mais tarde, uma estratigrafia regional foi proposta por Peate *et al.* (1990) dividindo a sucessão de rochas vulcânicas em tipos magmáticos. No setor de baixo- TiO_2 , ao sul, a pilha é caracterizada por lavas basálticas do tipo magmático Gramado sobrepostas pela unidade de rochas ácidas do tipo magmático Palmas e por fim, no topo, lavas basálticas do tipo magmático Esmeralda (Peate *et al.*, 1992; Peate *et al.*, 1997). Basaltos do tipo magmático Urubici, de alto- TiO_2 e alto- Sr, ocorrem de forma restrita ao longo do limite norte do setor de baixo TiO_2 e intercalados com basaltos do tipo Gramado. As lavas de alto- TiO_2 no setor norte da PMPE são caracterizadas pelos basaltos dos tipos magmáticos Ribeira, Pitanga e Paranapanema, de forma ascendente na estratigrafia, e pela unidade ácida Tipo Chapecó.

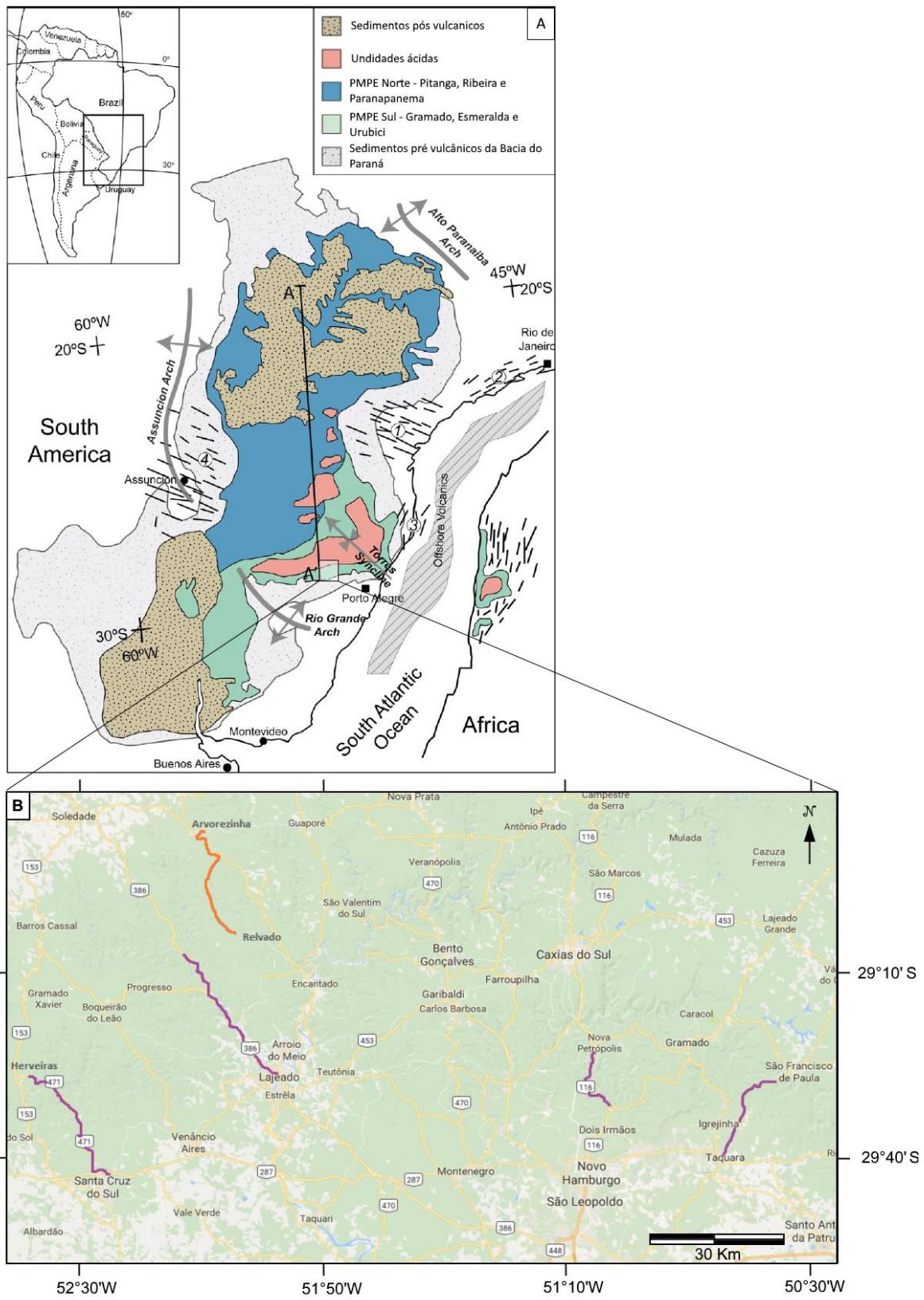


Figura 1. (A) Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com distribuição das unidades e principais estruturas tectônicas (modificado de Peate *et al.*, 1992; Stewart *et al.*, 1996; Hawkesworth *et al.*, 2000; Rossetti *et al.*, 2018). Enxames de diques: 1 – Ponta Grossa, 2 – Santos-Rio de Janeiro, 3 – Florianópolis, 4 – Paraguai. (B) Perfil estudado na região pelo Laboratório de Anisotropias Magnéticas da Universidade de São Paulo (LAMs-USP) através dos métodos de AMS e paleomagnetismo; em laranja, o perfil estudado nesse trabalho (Google Maps).

Os basaltos do tipo Gramado são considerados os mais primitivos e os únicos a apresentarem valores de MgO acima de 7% em peso, enquanto os do tipo Pitanga e Urubici raramente ultrapassam 6%, e os demais (Esmeralda, Ribeira e Paranapanema) apresentam valores entre 2-7%. Os basaltos de baixo-TiO₂ são discriminados também através da razão Ti/Y < 310 enquanto os de alto-TiO₂ apresentam Ti/Y > 310, sendo que os do tipo Gramado e Esmeralda (este mais raramente), possuem também razão Ti/Zr < 65 (Fig. 2) (Peate *et al.*, 1992; Peate *et al.*, 1997; Garland *et al.*, 1995).

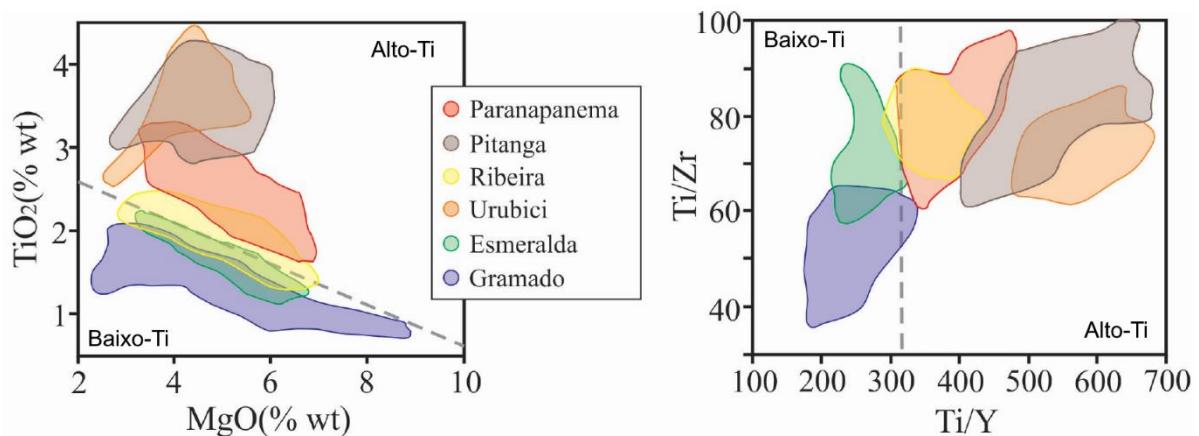


Figura 2. Diagramas discriminatórios para tipos magmáticos basálticos da PMPE (América do Sul). (Compilado de Peate *et al.*, 1992; Peate *et al.*, 1997; Garland *et al.*, 1995, e extraído de Guimarães, 2019).

As unidades ácidas da PMPE são divididas nos tipos magmáticos Chapecó, a norte e Palmas, a sul (Bellieni *et al.*, 1984, 1986; Piccirillo *et al.*, 1987). A unidade Chapecó, composta por dacitos, foi ainda dividida por Peate *et al.* (1992), Garland *et al.*, (1995) e Nardy *et al.*, (2008) nos sub-tipos Guarapuava, Ourinhos e Tamara. Enquanto o tipo Palmas, composto de dacitos e riolitos, foi dividido nos sub-tipos Santa Maria, Caxias do Sul, Anita Garibaldi, Clevelândia, Jacuí e Barros Cassal (Peate *et al.*, 1992; Nardy *et al.*, 2008; Polo e Janasi, 2014).

Os tipos Palmas e Chapecó são claramente distintos quanto ao conteúdo de P₂O₅ e razões isotópicas Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (Fig. 3). O magma do tipo Palmas possui menor conteúdo de P₂O₅ (< 0.38%) e TiO₂ (< 1.2 %) e uma maior razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (> 0.71) enquanto o tipo magmático Chapecó possui teores mais elevados de P₂O₅ (~0.3 – 0.5% wt) e TiO₂ (>1.2% wt) e uma menor razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (<0.71) (Garland *et al.*, 1995; Nardy *et al.*, 2008; Guimarães, 2014).

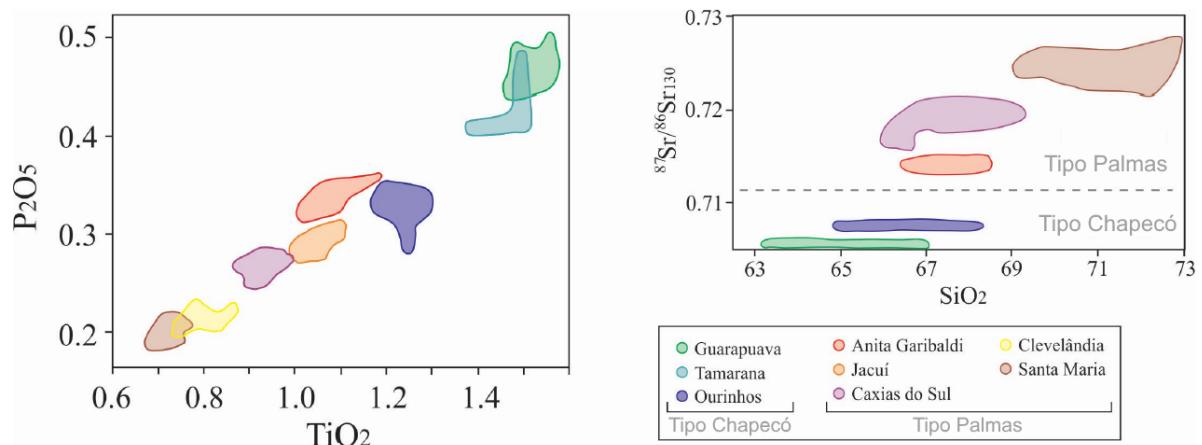


Figura 3. Diagramas discriminatórios para tipos magnáticos silícicos da PMPE (América do Sul) baseados nos conteúdos de P_2O_5 e TiO_2 e na razão isotópica Sr^{87}/Sr^{86} . (Compilado de Garland *et al.*, 1995; Nardy *et al.*, 2008; Guimarães, 2014, e extraído de Guimarães, 2019).

A correlação geoquímica e estratigráfica entre as unidades tanto na América do Sul quanto na África permite não só ligar essas duas partes da PMPE numa única província como também sugerir uma migração do magmatismo de sul para norte, uma vez que tipos magnáticos mais evoluídos ficam mais espessos em direção a norte, enquanto as unidades mais primitivas predominam no sul.

As idades radiométricas obtidas para a PMPE permitem restringir uma maior atividade vulcânica entre 135 a 131 Ma, no Cretáceo Inferior, por datações $^{40}Ar/^{39}Ar$ recalculadas por Janasi *et al.*, (2011), sendo que essa atividade teria começado na parte sul da província onde as idades estão bem agrupadas em torno de 134.1 e 134.8 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$ por aquecimento em patamares, Renne *et al.*, 1992; Theide e Vasconcelos, 2010). Ernesto *et al.* 1999, obtiveram idades mais jovens entre 133.6 e 131.5 Ma em basalto de alto- TiO_2 consistentes com a hipótese de uma migração do magmatismo de sul para norte. Idades obtidas por Janasi *et al.*, (2011) através do método U-Pb TIMS em Zircão e Badeleita de dacitos do tipo magnático Chapecó (sub-tipo Ourinhos), o qual representa a base do vulcanismo ácido de alto- TiO_2 , indicam um curto período de tempo para a sequência de alto- TiO_2 (~3 Ma) tendo início em 134.3 ± 0.8 Ma (Fig.4).

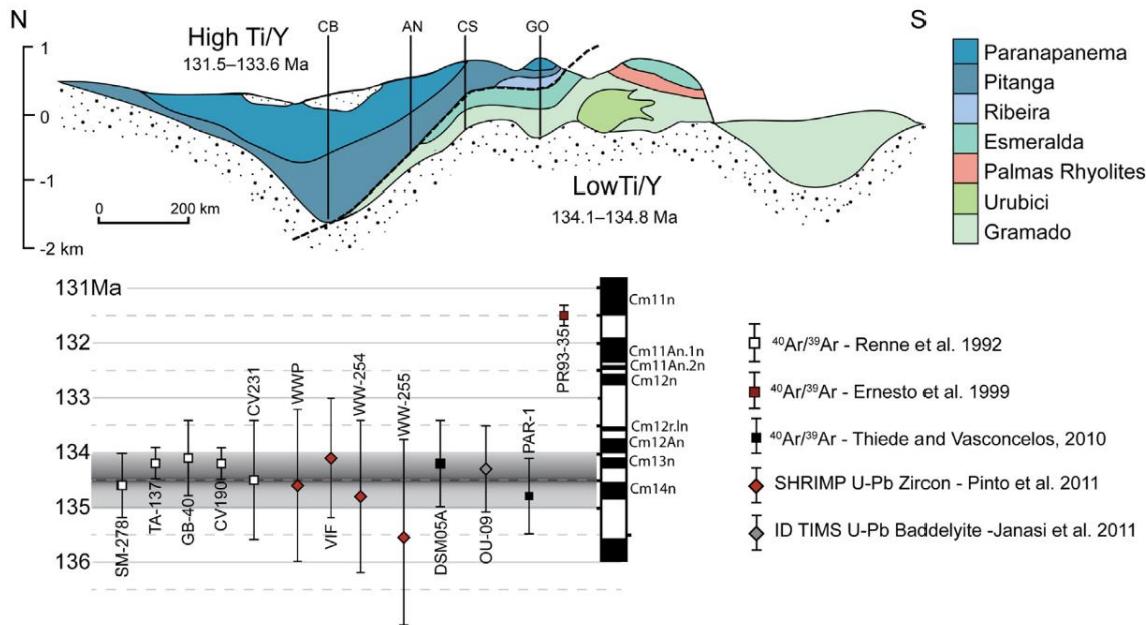


Figura 4. Estratigrafia química e distribuição dos tipos magnéticos baseados em dados de sondagem (CB, NA, CS e GO). Setor sul da PMPE: tipos magnéticos Gramado, Urubici, Palmas e Esmeralda; Setor norte da PMPE: tipos magnéticos Ribeira, Pitanga e Paranapanema (Modificado de Peate, 1997; extraído de Rossetti *et al.*, 2018); e distribuição das idades radiométricas com a maioria das amostras em torno de 134.5 ± 0.5 Ma (Compilado de Renne *et al.*, 1992; Ernesto *et al.*, 1999; Theide e Vasconcelos, 2010; Pinto *et al.*, 2011; Janasi *et al.*, 2011, e extraído de Rossetti *et al.*, 2018).

2.2. Origem da PMPE

A origem da PMPE, assim como de outras LIPs, é controversa. Uma linha de pesquisadores postula que a origem das LIPs estaria relacionada ao afinamento litosférico o qual geraria descompressão das rochas sobrejacentes (White e McKenzie, 1989; Lustrino, 2005) enquanto outros a associam à ocorrência de plumas mantélicas (Morgan, 1971; Richards *et al.*, 1989; Campbell e Griffiths, 1990; Campbell, 2005). A PMPE foi a princípio associada à pluma de Tristão da Cunha (e.g. Milner e Le Roex, 1996; Gibson *et al.*, 1995; Courtillot *et al.*, 1999; Marsh *et al.*, 2001), embora dados geoquímicos coletados por Peate (1997), Comin-Chiaromonti *et al.* (1997) e Marques *et al.* (1999) indiquem que esta tenha contribuído unicamente como uma fonte térmica para o aquecimento da litosfera da qual teriam sido gerados os magmas.

As rochas da PMPE possuem assinaturas geoquímicas e isotópicas distintas daquelas esperadas para uma fonte astenosférica e também de basaltos oceânicos de Tristão da Cunha. A assinatura isotópica dada pela razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, valores negativos de ϵNd e baixos valores da razão Nb/La indicam contribuição de uma fonte enriquecida tal qual a do manto litosférico para essas rochas (e.g. Hawkesworth *et al.*, 1988; Turner e Hawkesworth, 1995; Peate, 1997; Ernesto *et al.*, 2002), com exceção ao tipo magnético Esmeralda, o qual teria assinaturas isotópicas sugestivas de fonte litosférica. No entanto Peate (1997) argumenta

que, para esse último caso, haveria um grau de fusão diferenciado com possível vínculo a heterogeneidades químicas no manto litosférico. Por outro lado, Gibson *et al.* (1995) sugere que a fonte para os magmas basálticos seria astenosférica que teriam passado por uma mistura com magmas máficos ricos em voláteis e K na base da litosfera e, mais tarde, assimilado material crustal. O trabalho recente de Rocha-Junior *et al.* (2012) propõe através de isótopos de Os, Sr, Nd e Pb que os magmas basálticos seriam derivados da astenosfera metassomatizada e posteriormente misturados a componentes enriquecidos do manto.

Ernesto *et al.* (2002) mostram ainda, através de dados paleomagnéticos, que uma reconstrução do movimento da América do Sul não coincidiria com a posição da pluma de Tristão da Cunha a qual estaria localizada a 1000 km ao sul da PMPE no momento de sua geração. Os mesmos autores sugerem ainda que a similaridade entre os basaltos de alto-TiO₂ do Alto do Rio Grande, parte da Cadeia de Walvis e da PMPE, seria indicativo de uma delaminação subcontinental litosférica.

A origem das rochas ácidas da província também é tema de debate, embora seja claro para muitos autores que a afinidade química e a posição estratigráfica mostrem um vínculo genético entre estas e as rochas basálticas (Bellieni *et al.*, 1984; Piccirillo *et al.*, 1987; Garland *et al.*, 1995). As rochas do tipo Chapecó são reconhecidas como tendo origem no *underplating* de magmas basálticos na crosta inferior assimilando material crustal, como indicam as razões Rb/Sr (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995). Enquanto Freitas (2009) aponta que essas rochas teriam como principais processos geradores a assimilação e cristalização fracionada (AFC). Já as rochas do tipo Palmas têm como modelo de geração mais aceito a cristalização fracionada dos basaltos de baixo-TiO₂ do tipo Gramado, junto com assimilação crustal (Mantovani *et al.*, 1985; Peate, 1997; Garland *et al.*, 1995; Guimarães, 2014, 2019).

2.3. Aspectos Paleomagnéticos da PMPE

Os estudos paleomagnéticos da PMPE começaram durante a década de 60 com o trabalho pioneiro de Creer (1962), seguido pelos trabalhos de Pacca e Hiodo (1976) e Ernesto *et al.* (1979), os quais introduziram a amostragem estratigráfica dos derrames na região sul. Posteriormente, Ernesto e Pacca (1988) e Ernesto *et al.* (1990) realizaram trabalhos mais abrangentes na PMPE incluindo a região norte. Estudos mais recentes ampliaram a base de dados da PMPE no Brasil (Ernesto *et al.*, 1999, Alva-Valdívía *et al.*, 2003), no Paraguai (Ernesto *et al.*, 1996; Goguitchaichvili *et al.*, 2013) e na Argentina (Mena *et al.*, 2006). Ademais, foram realizados estudos paleomagnéticos nos enxames de diques de Ponta Grossa (Raposo e Ernesto, 1995) e de Florianópolis (Raposo *et al.*, 1998).

Esses estudos, foram capazes de propor um modelo de movimentação da placa Sul-Americana e abertura do Oceano Atlântico Sul a qual teria realizado uma rotação no sentido horário ($\sim 5^\circ$) enquanto se deslocava em direção ao sul ($\sim 10^\circ$) no Cretáceo Inferior. Esse

movimento estaria de acordo com os dados geoquímicos e estratigráficos que propõem uma migração do magmatismo para norte durante a evolução da província (Ernesto *et al.*, 1990).

Ernesto *et al.*, 1990 fizeram uma ampla correlação magnetoestratigráfica entre vários perfis realizados ao longo da PMPE, evidenciando o magmatismo diacrônico e contribuindo para o melhor entendimento da relação entre as unidades anteriormente definidas com base unicamente em dados geoquímicos e petrográficos. Porém, é importante mencionar que muitas questões acerca das relações temporais e estratigráficas entre as unidades ainda permanecem em aberto, em especial aquelas entre as unidades básicas e ácidas. Dessa forma, estudos como o realizado nesse trabalho se fazem necessários na medida em que a comparação de novas seções com as existentes permitirá um maior detalhamento e precisão dessas relações.

2.4. Anisotropia de Suscetibilidade Magnética e Dinâmica do Magmatismo

Os trabalhos aplicando as técnicas de anisotropias magnéticas em lavas na PMPE são poucos, considerando toda a extensão e potencial de aplicabilidade. No Brasil, os estudos de AMS em lavas se restringem praticamente àqueles realizados por Glen *et al.* (1997), Tamrat e Ernesto (1999) e, mais recentemente, por Zaffani (2013), Pescarini e Raposo (2017), Cañon-Tapia e Raposo (2018) e Guimarães *et al.* (2018). Esses estudos mostram tramas mais bem definidas nas bordas sul e leste da PMPE, com um agrupamento das linhas magnéticas (K_{max}) essencialmente nas direções NE-SW e NW-SE, tornando-se mais difusas em direção à borda norte e oeste possivelmente devido a uma mudança na dinâmica de fluxo do magma (Fig. 5). Os estudos de AMS nas unidades ácidas indicam que estas tiveram fontes alimentadoras locais, formando estruturas dômicas, *coulées*, entre outras, além de propor um estilo eruptivo dominantemente efusivo (Guimarães *et al.*, 2018; Cañon-Tapia e Raposo, 2018).

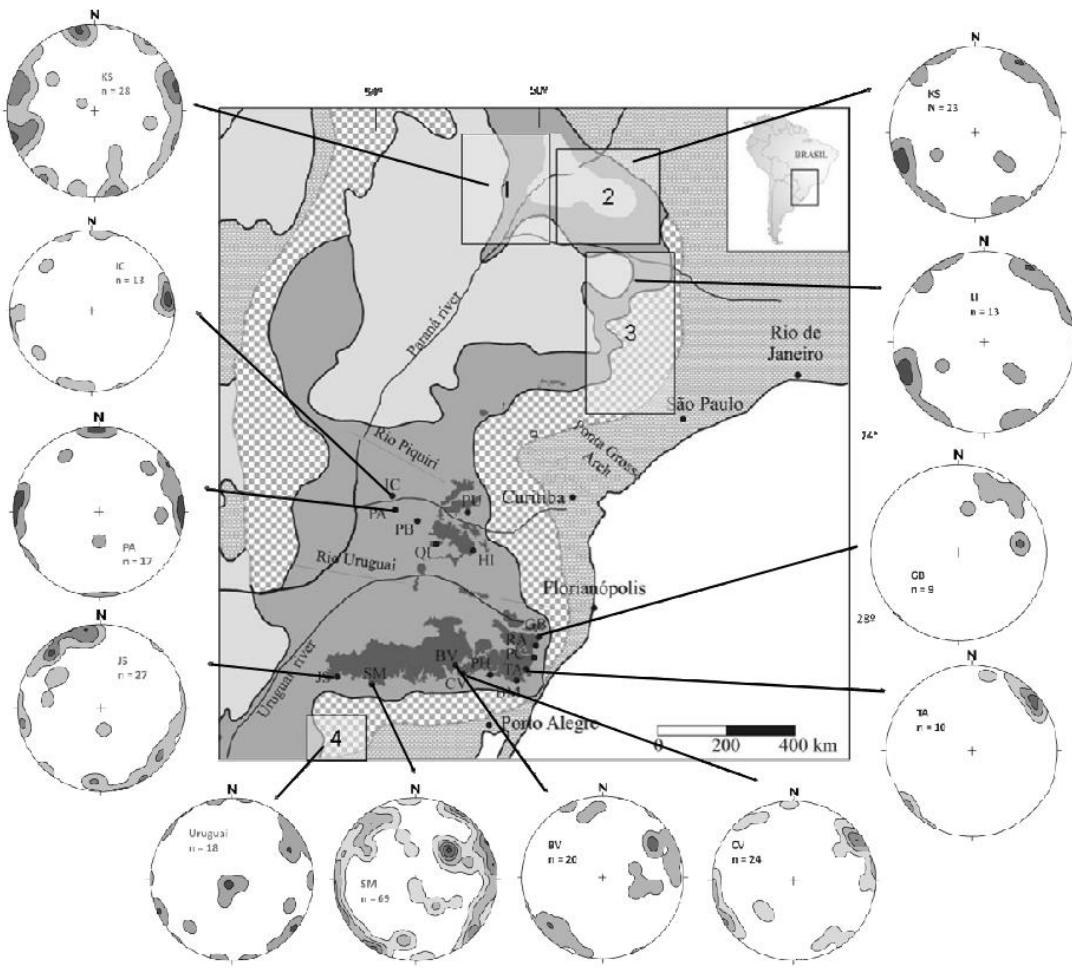


Figura 5. Mapa de linhações magnéticas da PMPE. 1, 2 – Zaffani (2013); 3 Tamrat e Ernesto (1999); 4 – Masquelin et al. (2009); demais seções – Ernesto e Pacca, 1988. (Modificado de Zaffani, 2013)

2.5. Geologia da Área de Estudo

A área de estudo se encontra no flanco sul do Sinclinal de Torres, estrutura com direção NW-SE que controlou o empilhamento das unidades na região sul da PMPE. A pilha é composta, da base para o topo, por basaltos do tipo Gramado, andesitos, dacitos e riolitos do tipo Palmas e basaltos do tipo Esmeralda. Rossetti et al. (2018) propuseram para a região uma divisão das unidades baseadas em observações do estilo eruptivo e dados geoquímicos. Esta divisão comprehende a Formação Torres seguida pela Formação Vale do Sol na base (basaltos do tipo Gramado), sobrepostas pela Formação Palmas (rochas ácidas) e Formação Esmeralda (basaltos).

A Formação Torres é definida por basaltos toleíticos caracterizados por lavas *pahoehoe* compostas as quais formam lobos individuais (0.5 -2.5 m) e perfazem uma arquitetura de fluxos entrelaçados. Petrograficamente as rochas dessa formação têm granulação fina a média, são afíricas a porfiríticas (plagioclásio < 5% volume modal), possuem como mineralogia essencial plagioclásio (~An₆₀), augita (~En₄₆W₃₄Fs₂₀) e óxidos de ferro (Ti-

magnetita e magnetita) ± olivina, e como texturas principais ocorrem a intergranular e mais raramente ofítica a sub-ofítica.

A Formação Vale do Sol comprehende espessos derrames basálticos a andesito-basálticos em formato de lençol de morfologia *pahoehoe* rugosas (ou *rubbly*) com espessuras médias de 35 a 45 m. Essa formação decresce em espessura em direção a sul e a oeste onde, em alguns lugares, a Formação Palmas se assenta diretamente sobre a Formação Torres. O contato entre as Formações Torres e Vale do Sol geralmente é marcado por uma superfície de transição brusca não erosional, usualmente marcada pela presença de uma camada fina de arenito e por uma breve reversão do campo geomagnético em alguns perfis, como observado por Pescarini e Raposo (2017). As rochas variam de texturas ao longo do mesmo derrame podendo ocorrer basaltos afíricos a porfiríticos (plagioclásio), o grau de cristalinidade varia de holocrystalinas a holohialinas e possuem uma matriz vítrea a criptocristalina composta de cristais de plagioclásio (An_{58}), augita ($En_{45}Wo_{32}Fs_{25}$), pigeonita ($En_{42}Wo_{11}Fs_{47}$) e Ti-magnetita.

A Formação Palmas agrupa as rochas ácidas do sul da PMPE e é composta por fluxos tabulares, lava domos e sistemas de condutos complexos. Essa formação engloba (na área de estudo) os sub-tipos magmáticos, posicionados da base para o topo, Caxias do Sul, Barros Cassal e Santa Maria (Guimarães *et al.*, 2018).

A sequência Caxias do Sul comprehende dacitos ($SiO_2 \sim 68 - 69\% \text{ wt}$, $TiO_2 \sim 0.9 \% \text{ wt}$) que são expostos ao longo de vales onde se distinguem pacotes de lavas sobrepostas em formato de lençol ou lobos com espessuras individuais máximas de 6 m. A cristalinidade das rochas varia de hipohialina a hipocrystalina com até 12 % de microfenocristais de plagioclásio, pigeonita, ortopiroxênio, augita e Ti-magnetita, em textura localmente glomeroporfirítica numa massa vítrea a devitrificada com até 30 % de micrólitos de plagioclásio + augita + apatita +Ti-magnetita.

Pacotes de lavas andesíticas e dacíticas de 3 a 5 m de espessura compõe o sub-tipo Barros Cassal. Andesitos basálticos e andesitos ($SiO_2 \sim 55 - 58\% \text{ wt}$) são descritos como afaníticos a finos, hipohialinos a hipocrystalinos com textura subofítica e pequenos fenocristais de plagioclásio (em parte zonados com bordas reabsorvidas), augita e Ti-magnetita. Os dacitos ($SiO_2 \sim 64 - 66\% \text{ wt}$) são vítreos, com até 30% de microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita e Ti-magnetita.

Os riolitos ($SiO_2 \sim 71 - 73\% \text{ wt}$, $TiO_2 \sim 0.7\% \text{ wt}$) do sub-tipo Santa Maria ocorrem como extensos platôs formando sequências que podem chegar até 150 m de espessura. Frequentemente, uma camada de 2 – 5 m de obsidiana aparece no topo de sequência, cobrindo as sequências vulcânicas anteriores, ou, mais comumente, diretamente sobre arenitos ou brechas vulcanoclásticas clasto-suportadas (Riccomini *et al.*, 2016). A sequência Santa Maria tem baixo conteúdo de cristais raramente excedendo 10% vol., ocorrendo como microfenocristais e micrólitos de plagioclásio (labradorita), pigeonita e Ti-magnetita dispersos

numa matriz vítreia a devitrificada (com intercrescimento de quartzo e sanidina). Polo *et al.* (2017) interpretam essas rochas como sendo formadas por depósitos de um ou mais fluxos de lavas, sugerindo então uma origem efusiva, enquanto outros autores propõem que essas rochas sejam predominantemente reoignimbros, logo, de origem piroclástica (Luchetti *et al.*, 2018).

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DOS MÉTODOS

A revisão bibliográfica dos métodos utilizados foi realizada através dos livros de Butler (1992) e Tarling e Hrouda (1993).

3.1. Conceitos de Geomagnetismo

3.1.1. Definições Básicas

Algumas definições básicas são importantes para compreender toda a gama de estudos baseados em magnetismo aplicado às geociências. Estas definições serão utilizadas extensivamente nas discussões subsequentes da monografia, sendo que, três delas são especialmente importantes: momento magnético M , magnetização J , e campo magnético H .

O momento magnético pode ser definido referindo-se tanto a um par de cargas magnéticas ou a um circuito de corrente elétrica numa espira. Para um par de cargas magnéticas com magnitude m e separada por um vetor de distância infinitesimal \vec{l} , o momento magnético é dado por:

$$\vec{M} = m\vec{l} \quad (1)$$

Para uma espira de área A por onde passa uma corrente elétrica I , o momento magnético é:

$$\vec{M} = IA\vec{n} \quad (2)$$

onde n é o vetor unitário perpendicular à espira. Um dipolo magnético com um momento magnético M quando colocado em um campo magnético H tenderá a se alinhar com a direção do campo por um toque de alinhamento Γ dado pelo produto vetorial:

$$\vec{\Gamma} = \vec{M} \times \vec{H} = MH \sin(\theta)\Gamma u \quad (3)$$

onde Γu é o vetor unitário paralelo a Γ . Um momento magnético que é livre para ser rotacionado irá se alinhar com a direção do campo devido a esta ser a configuração de menor energia potencial do sistema. A energia de alinhamento pode ser expressa pelo produto escalar

$$E = -\vec{M} \cdot \vec{H} \quad (4)$$

A intensidade magnética, ou magnetização, de um material é o total de momento dipolar por unidade de volume, sendo, portanto, calculado pela soma dos momentos magnéticos individuais dividido pelo volume que os engloba

$$\vec{J} = \frac{\sum_i \vec{M}_i}{volume} \quad (5)$$

Outros conceitos básicos importantes no paleomagnetismo são aqueles que descrevem a direção do campo geomagnético na superfície da Terra (Fig. 6), sendo estes a *declinação* D , que é o ângulo azimutal entre o norte geográfico e a componente horizontal do campo (norte magnético), e a *inclinação* I , que é o ângulo vertical entre a componente horizontal do campo e o vetor campo geomagnético (positivo para baixo). A determinação de D e I descrevem completamente a direção do vetor campo geomagnético.

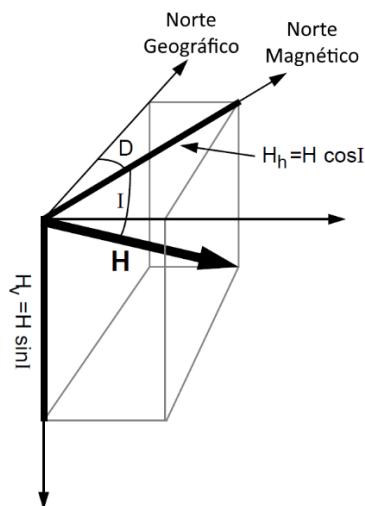


Figura 6. Descrição das componentes do campo geomagnético. O vetor campo magnético total \mathbf{H} pode ser desmembrado em (1) uma componente vertical, $H_v = H \sin I$ e (2) uma componente horizontal, $H_h = H \cos I$; inclinação, I , é o ângulo vertical entre a horizontal e \mathbf{H} ; declinação, D , é o ângulo azimutal entre a componente horizontal de \mathbf{H} e o norte geográfico (Traduzido de Butler, 1992).

3.1.2. Modelo do Dipolo Axial Geocêntrico (GAD)

Um conceito fundamental, do qual derivam muitos princípios do paleomagnetismo, é o do *Dipolo Axial Geocêntrico (GAD)*. Esse modelo assume que o campo magnético terrestre é gerado unicamente por um único dipolo magnético localizado no centro da Terra e alinhado com o eixo de rotação (Fig. 7).

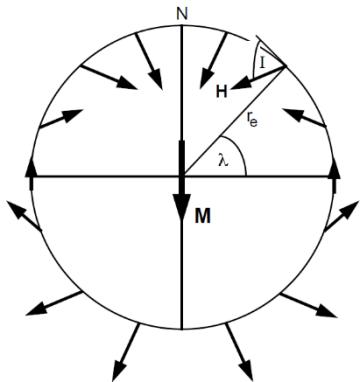


Figura 7. Modelo do dipolo axial geocêntrico. O dipolo magnético M está localizado no centro da Terra e alinhado com o eixo de rotação; λ é a latitude geográfica; r_e é o raio médio da Terra; as direções do campo magnético na superfície da Terra produzidas pelo dipolo axial geocêntrico estão esquematicamente representadas; a inclinação, I , é mostrada para uma localização; N é o norte geográfico (Redesenhado de McElhinny, 1973, por Butler, 1992).

Assumindo a hipótese de GAD, a inclinação do campo, e consequentemente suas componentes horizontal e vertical, podem ser determinadas para uma certa latitude λ através da equação:

$$\tan I = \left(\frac{H_v}{H_h} \right) = \left(\frac{2 \sin \lambda}{\cos \lambda} \right) = 2 \tan \lambda \quad (6)$$

A equação 3.6 é conhecida como a “equação do dipolo”. A relação entre I e λ dada por essa equação é importante para o entendimento de muitas aplicações tectônicas e paleogeográficas do paleomagnetismo.

No entanto, o modelo de GAD é apenas uma aproximação do comportamento do campo geomagnético, pois sabemos com base em medidas atuais e recentes do campo que este não coincide exatamente com o eixo de rotação da Terra nem possui exclusivamente uma componente dipolar. Na verdade, o campo geomagnético é constituído por características dipolares e não dipolares que perfazem um comportamento complexo, com zonas de menor ou maior intensidade do que seria o esperado para um campo dipolar (anomalias). Porém, como veremos, o modelo de GAD ainda pode ser assumido uma vez que na escala de tempo geológico esse modelo é uma boa aproximação.

3.1.3. Variação Secular Geomagnética

A direção e a magnitude do campo geomagnético na superfície da Terra muda com o tempo. Essa variação se deve a uma combinação de mudanças nas componentes não dipolares (períodos < 3000 yr) e dipolares (períodos ~ 10^3 yr) do campo.

Dados de arqueomagnetismo e paleomagnetismo obtidos de rochas vulcânicas holocênicas foram analisados por Merrill e McElhinny (1983) para entender a variação secular. Nesse estudo, oito regiões do globo foram definidas e nestas foram determinadas as direções do campo geomagnético em intervalos de 100 yr. As posições dos polos magnéticos foram então utilizadas para criar polos geomagnéticos médios globais para cada intervalo de 100 yr nos últimos 2000 yr. O resultado é mostrado na Figura 8.

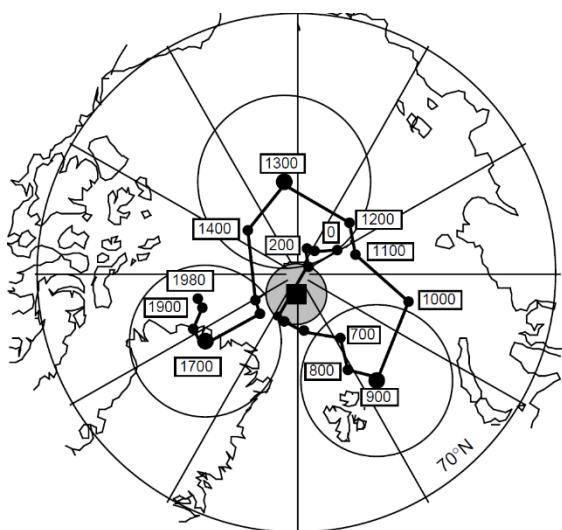


Figura 8. Posições do polo norte geomagnético para os últimos 2000 anos. Cada ponto é o polo geomagnético médio para intervalos de 100 yr, números indicam a data em anos D.C; círculos ao redor dos polos de 900, 1300 e 1700 são os limites com 95% de confiança; o polo geomagnético médio para os últimos 2000 yr é representado pelo quadrado maior com o círculo cinza de sua região de 95% de confiança (Dados de Merrill e McElhinny, 1983, compilados por Butler, 1992).

A Figura 8 mostra que os polos geomagnéticos tendem a descrever uma deriva ao redor do polo norte geográfico. O polo geomagnético médio calculado através destes determinados na deriva coincide com o eixo de rotação da Terra, o que nos permite afirmar que, na média ao longo do tempo, o campo geomagnético se encontra alinhado com o eixo de rotação. Portanto, o modelo GAD é valido desde que se assumam períodos que contenham a variação secular (idealmente, mais de um ciclo).

3.2. Magnetismo de Rocha

3.2.1. Propriedades Magnéticas dos Sólidos

Quando realizado um experimento onde se verifica a magnetização, J , adquirida por um sólido em resposta à aplicação de um campo magnético, H , três tipos de comportamentos podem ser observados, classificando os materiais como **diamagnéticos**, **paramagnéticos**

ou **ferromagnéticos** (Fig. 9). A suscetibilidade magnética, k , representa a capacidade do material em adquirir magnetização. Para substâncias isotrópicas k é um tensor de igual módulo para todas direções, enquanto para substâncias anisotrópicas, k é um tensor que necessita de uma matriz 3×3 para uma descrição completa.

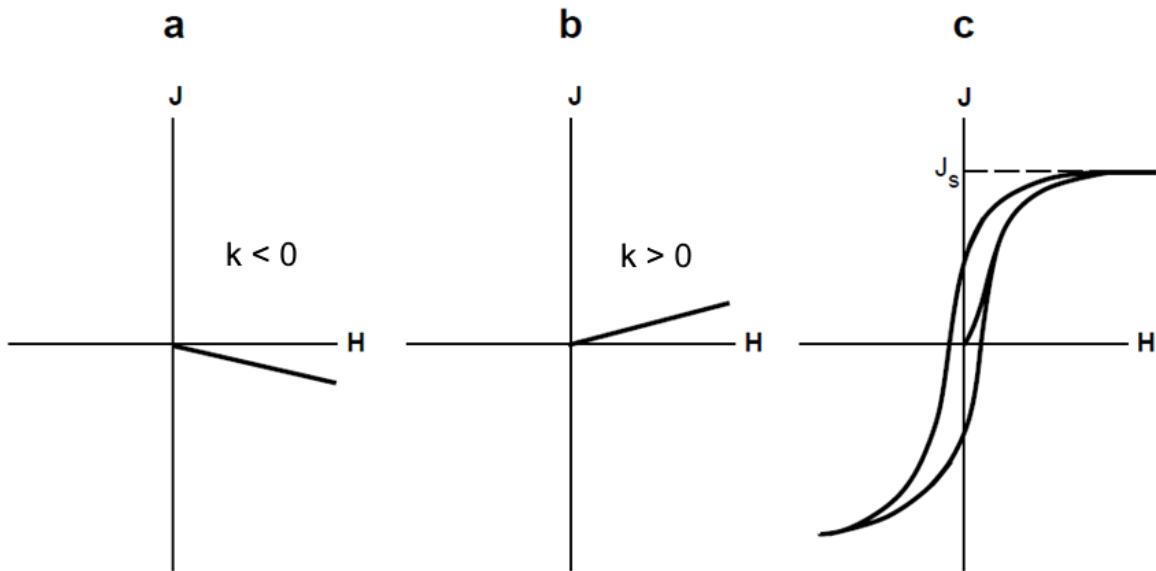


Figura 9. Tipos de materiais magnéticos. (a) Magnetização, J , em função do campo magnético, H , para uma substância diamagnética. A suscetibilidade magnética, χ , é uma constante negativa. (b) J em função de H para uma substância paramagnética. A suscetibilidade magnética χ é uma constante positiva. (c) J em função de H , para uma substância ferromagnética. O caminho da magnetização exibe uma histerese e é irreversível. A suscetibilidade, χ não é uma simples constante. (Extraído de Butler, 1992).

Materiais *diamagnéticos* respondem com uma fraca magnetização induzida, J_i , no sentido oposto a um campo aplicado, H . A magnetização depende linearmente do campo aplicado e se reduz a zero quando este é retirado. Nesse tipo de material a suscetibilidade magnética é negativa e fraca, $k < 0$ (Fig. 9a). O diamagnetismo é causado por uma alteração no movimento orbital dos elétrons o que produz uma magnetização antiparalela ao campo aplicado. Substâncias que possuem unicamente o comportamento diamagnético são aquelas que não possuem momentos magnéticos atômicos resultantes, como por exemplo, o quartzo (SiO_2).

Sólidos *paramagnéticos* possuem momentos magnéticos atômicos (sem interação entre eles) e adquirem uma magnetização induzida, J_i , paralela ao campo aplicado, H . A suscetibilidade magnética é positiva e pouco mais forte do que os diagmagnéticos, $k > 0$ (Fig. 9b). Tal magnetização é adquirida pelo alinhamento dos momentos magnéticos resultantes dos spins e do movimento dos elétrons nas camadas eletrônicas incompletas, os quais são alinhados devido ao torque imposto pelo campo aplicado (eq. 3.3), sendo que a relação de dependência, nesse caso, é linear para as condições físicas que ocorrem na Terra. Assim

como os minerais diamagnéticos, a magnetização se torna zero quando o campo aplicado é retirado. Um exemplo de mineral paramagnético é a fayalita (Fe_2SiO_4).

Minerais *ferromagnéticos* têm momentos magnéticos atômicos resultantes e estes interagem com os momentos magnéticos atômicos dos átomos adjacentes. Esse efeito de interação permite que haja um alinhamento espontâneo o que gera uma magnetização espontânea desses materiais. Para uma dada temperatura, há uma magnetização máxima a partir da qual não há um aumento em sua magnitude independe da intensidade do campo aplicado, conhecida como a *magnetização de saturação*, J_s , a qual decresce com o incremento da temperatura e se torna zero na *Temperatura de Curie*, T_C , característica para cada mineral (T_C magnetita $\sim 580^\circ\text{C}$, T_C hematita $\sim 680^\circ\text{C}$). Esses materiais possuem J_i mais intensa do que os tipos anteriores e diferentemente, quando o campo aplicado é retirado, a magnetização não cai a zero. O caminho da magnetização, J , em função do campo aplicado, H , para materiais ferromagnéticos é chamado de *ciclo de histerese* e será discutido em maior detalhe adiante (Fig.9c). O ferromagnetismo pode ainda ser dividido em três outros tipos de acordo com o modo de acoplamento dos momentos magnéticos atômicos: 1 – ferromagnetismo (*senso strictu*), onde o acoplamento é paralelo; 2 – antiferromagnetismo, onde o acoplamento é antiparalelo tornando a magnetização zero; 3 – ferrimagnetismo; onde o acoplamento é antiparalelo, porém com proporções desiguais, resultando em uma magnetização de menor intensidade.

3.2.2. Mineralogia Magnética

Os minerais mais importantes para as propriedades magnéticas das rochas são os óxidos de Fe-Ti. Esses minerais podem ser mostrados convenientemente num diagrama ternário $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (Fig. 10) onde duas séries de solução sólida são o principal foco de atenção: as séries das titanomagnetitas e titanohematitas.

A série das titanomagnetitas forma uma solução sólida entre os membros finais *magnetita* (Fe_3O_4) e *ulvoespinélio* (Fe_2TiO_4). A estrutura cristalina das titanomagnetitas segue a estrutura do espinélio, onde há duas sub células com ânions O^{2-} coordenando cátions de Fe em configuração tetraédrica e octaédrica. O acoplamento paralelo dos momentos magnéticos de Fe^{2+} e Fe^{3+} permite a intensa magnetização da magnetita, resultando em uma magnetização de saturação igual a $4.8 \times 10^5 \text{ A/m}$ (ajustado para 0°K). Nessa série, Ti^{4+} (que não têm momento magnético atômico) substitui o cátion Fe^{3+} causando uma redução na magnetização de saturação e na temperatura de Curie do mineral. O ulvoespinélio possui *temperatura de Néel* (temperatura na qual o acoplamento antiferromagnético desaparece) de -153°C , o que o torna paramagnético em temperatura ambiente.

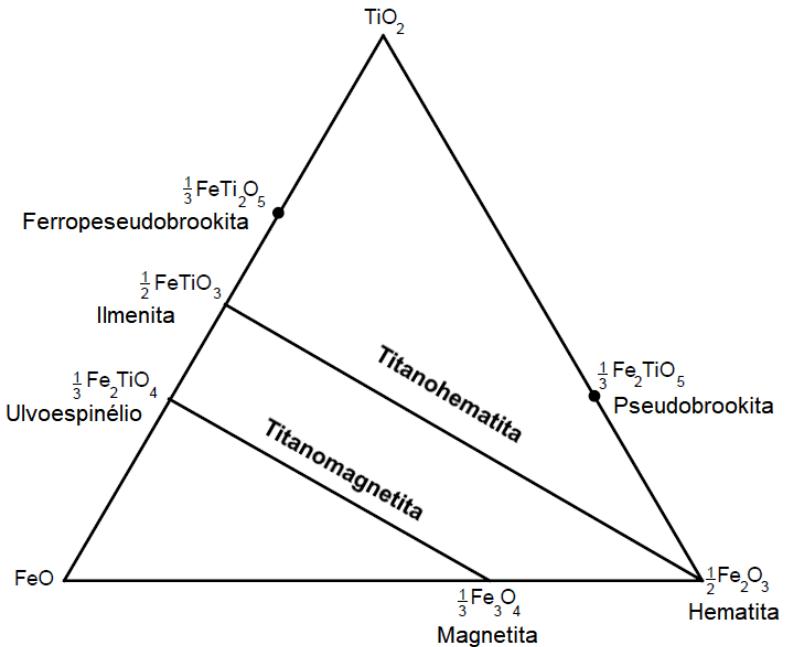


Figura 10. Diagrama ternário $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$. As composições de importantes óxidos de Fe-Ti estão indicadas com o nome do mineral; as séries de solução sólida das titanomagnetitas e titanohematitas estão representadas (Modificado de Butler, 1992)

As titanohematitas têm um comportamento bastante mais complexo do que o das titanomagnetitas então será feita uma explicação simplificada a seu respeito. Nas titanohematitas camadas de Fe^{3+} e O^{2-} se alternam perfazendo uma configuração no sistema hexagonal. O acoplamento dos cátions entre camadas é antiparalelo, porém, com um ligeiro desvio, o que é suficiente para permitir uma fraca magnetização. Esse comportamento devido ao antiferromagnetismo imperfeito da Hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) é conhecido como *antiferromagnetismo inclinado*. A substituição de Ti^{4+} na estrutura da hematita descompensa esse efeito causando um aumento da magnetização de saturação pela substituição de Ti entre 0.45 – 0.8 %. Acima desse limite o mineral começa a perder J_s até se tornar zero quando a substituição é completa na ilmenita (FeTiO_3), a qual possui *temperatura de Néel* de -218°C sendo paramagnética à temperatura ambiente. A hematita é antiferromagnética a temperaturas abaixo de zero graus celsius, mas se comporta como ferrimagnéticas a temperatura ambiente.

Óxidos de FeTi ocorrem como fases primárias ao cristalizarem de magmas, geralmente constituindo de 1% a 5% do volume das rochas ígneas. Tanto as séries das titanomagnetitas quanto das titanohematitas cristalizam por volta de 1300°C e são precoces na sequência de cristalização. Em rochas vulcânicas, podem haver grãos tão finos quanto 1 μm ou menores, enquanto nas rochas plutônicas, grãos excedendo 100 μm podem ser gerados. Grãos ferromagnéticos finos no intervalo de domínio simples (será descrito na próxima seção) têm maior estabilidade magnética o que justifica os estudos paleomagnéticos serem conduzidos

preferencialmente em rochas vulcânicas. A proporção desses minerais nos magmas depende de sua composição e da fugacidade de oxigênio, fO_2 .

3.2.3. Magnetização Remanente

Materiais ferromagnéticos são capazes de reter a magnetização adquirida por um campo aplicado mesmo quando este é retirado.

Essa magnetização que permanece “guardada” no mineral é conhecida como *magnetização remanente*. Como vimos, os minerais ferromagnéticos apresentam ciclos de histerese quando submetidos à aplicação de um campo magnético. Uma visão mais detalhada desse comportamento é mostrada na figura 11.

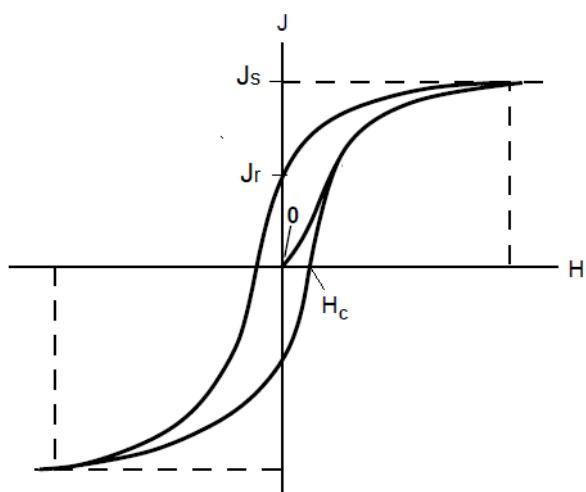


Figura 11. Ciclo de histerese esquemático. A magnetização de saturação é J_s , a força coerciva é H_c e a magnetização remanente é J_r (modificado de Butler, 1992).

Nesse experimento, um material ferromagnético começa no ponto 0 com magnetização, J_i , e, enquanto o campo magnético é aplicado, o material irá ganhar uma magnetização orientada paralela ao campo até a magnetização de saturação, J_s , a partir de onde o campo é reduzido até zero, onde o material retém uma magnetização remanente, J_r . Após esse processo, aplicando o campo no sentido oposto, o material irá perder a magnetização até chegar a zero em um campo H_c , que é conhecido como a força coerciva (ou coercividade) do material, a qual representa a “dureza” magnética, ou seja, a capacidade do material em reter a magnetização.

A coercividade dos minerais magnéticos é controlada principalmente pelo tamanho dos grãos, pois o aumento desse parâmetro é responsável pela criação de **domínios magnéticos** no interior dos grãos (Figura 12). Os domínios magnéticos são gerados espontaneamente para reduzir a energia magnetoestática do cristal com criação de *paredes de domínio*, que são zonas onde a magnetização é rotacionada. A separação do grão em domínios magnéticos faz com que este tenha magnetizações formando ciclos idealmente fechados (Fig. 12b). Grãos de magnetita com diâmetro $d > 10 \mu\text{m}$ se dividem em domínios, formando grãos conhecidos como *multidomínios (MD)*, enquanto grãos com aproximadamente $d < 10 \mu\text{m}$ terão apenas

um domínio sendo chamados de *domínio simples* (*SD*). Existem ainda grãos conhecidos como *pseudo domínio simples* (*PSD*), que são grãos multidomínio que foram subdivididos, por exemplo, por lamelas de ilmenita na magnetita durante oxidação deltaétrica de alta temperatura.

Os grãos do tipo *SD* são os que têm maior coercividade e retém a magnetização de forma mais estável, sendo desejado para os estudos paleomagnéticos. Já os grãos do tipo *MD* tem baixa coercividade e estão mais sujeitos a adquirir componentes secundárias de magnetização.

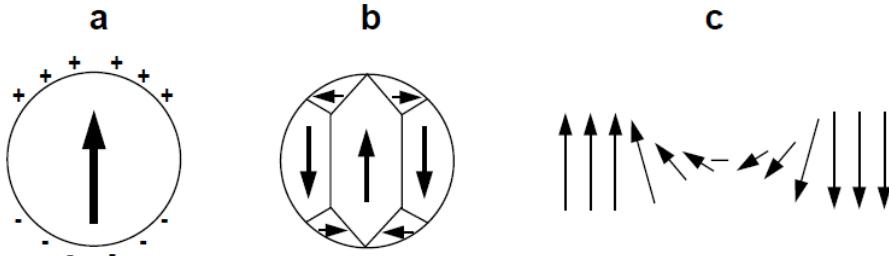


Figura 12. Domínios magnéticos. (a) Material ferromagnético esférico uniformemente magnetizado. A direção da magnetização de saturação, J_s , é representada pela seta no interior do grão. (b) Material ferromagnético dividido em domínios. As linhas que separam os domínios individuais são as paredes de domínio. (c) Representação da parede de domínio onde uma magnetização rotaciona para a outra adjacente (extraído de Butler, 1992).

A magnetização dos grãos ferromagnéticos decai com o passar do tempo, sendo o *tempo de relaxação*, o tempo característico para a magnetização adquirida decair para J_{r0}/e , sendo J_{r0} a magnetização remanente inicial. Louis Neél estudou a relaxação magnética e mostrou que o tempo de relaxação característico para grãos *SD* é dado por

$$\tau = \frac{1}{C} \exp \left(\frac{\nu h_c J_s}{2kT} \right) \quad (7)$$

Onde, C é o fator de frequência ($\sim 10^8 \text{ s}^{-1}$), ν é o volume do grão magnético, h_c é a força coerciva do grão, J_s é a magnetização de saturação do material ferromagnético e kT é a energia termal.

A equação 3.7 mostra que o tempo de relaxação é diretamente proporcional à força coerciva e ao volume do grão *SD*. Quanto maior a coercividade do mineral, maior o tempo de relaxação e mais estável ele será ao longo do tempo. Já o volume na equação nos diz que, para um grão *SD*, se este for muito pequeno o tempo de relaxação irá diminuir em várias ordens de grandeza tornando-o muito instável, a esse comportamento dá-se o nome de *superparamagnetismo*, onde o tamanho crítico para ser observado é $\sim < 0.05 \mu\text{m}$. Já se o grão for grande a ponto de se desenvolverem mais domínios, a força coerciva do mineral cai drasticamente diminuindo o seu tempo de relaxação, tornando-o também instável. Com essas

considerações percebemos que grãos SD são os mais estáveis e que conseguem reter melhor a magnetização remanente primária mesmo por longos períodos de tempo (10^6 – 10^9 yr).

Por outro lado, o tempo de relaxação é inversamente proporcional à temperatura, fazendo que o incremento da temperatura faça com que o mineral tenha um menor tempo de estabilidade magnética. Se for realizado um aquecimento até um ponto onde a magnetização perderá completamente sua estabilidade, ou seja, com um tempo de relaxação a um valor crítico (~ 100 s), o mineral apresentará a partir daí comportamento superparamagnético. A temperatura na qual ocorre essa transição é chamada de *temperatura de bloqueio*, T_b , a qual difere ligeiramente da T_c , sendo um pouco mais baixa.

3.2.4. Tipos de Magnetização Remanente

A magnetização que é medida diretamente nas rochas sem nenhum tipo de tratamento é uma soma de componentes primárias e secundárias, designada por magnetização remanente natural (MRN)

$$MRN = MRN_{\text{primária}} + MRN_{\text{secundária}} \quad (8)$$

A magnetização remanente pode ser adquirida de várias formas sendo que aqui serão apresentadas somente aquelas que têm relevância para o trabalho em questão:

Magnetização termoremanente (TRM) é uma MRN produzida por resfriamento de uma fase mineral abaixo da T_c na presença de um campo magnético. Esse tipo de magnetização é o tipo de magnetismo remanente primário adquirido pela maioria das rochas ígneas. Em temperatura ambiente, essa remanência pode permanecer estável ao longo do tempo geológico e resistir ao efeito de campos magnéticos após o resfriamento da rocha (Butler, 1992).

Magnetização remanente anisterética (ARM) é uma magnetização artificialmente induzida em laboratório onde a amostra é submetida a um campo magnético alternado (AF) de amplitude decrescente e ao mesmo tempo é imposto um campo magnético estável e unidirecional (DC). Esse procedimento pode ser feito de forma parcial em janelas de coercividade específicas de forma a obter um *espectro de coercividade* (magnetização remanente anisterética parcial – pARM).

Magnetização remanente isotermal (IRM) consiste em uma breve exposição de uma amostra a um campo magnético forte a uma temperatura constante. A IRM pode ser imposta em laboratório a uma amostra no intuito de verificar a magnetização de saturação, J_s , que é característica de cada mineral. No entanto, ela também pode ocorrem como uma forma de MRN secundária adquirida pela queda de raios sobre as rochas.

Magnetização remanente química (CRM) é adquirida por mudanças químicas que ocasionam a formação de minerais ferromagnéticos abaixo da temperatura de bloqueio na presença de um campo magnético. Pode ser gerada durante a alteração de mineral preexistente ou durante a precipitação de um mineral ferromagnético a partir de uma solução

Magnetização remanente viscosa (VRM) é uma magnetização remanente que é gradualmente adquirida pela exposição das rochas a campos magnéticos fracos. Nas rochas, a VRM geralmente aparece como uma MRN secundária sendo, do ponto de vista paleomagnético, um ruído indesejado que precisa ser removido afim de obter a MRN primária. Os métodos para isolar a magnetização primária adquirida pela rocha durante a sua formação serão discutidos na seção de paleomagnetismo.

3.4. Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (AMS)

3.4.1. Por que a AMS?

Frequentemente, a orientação preferencial dos minerais em uma rocha é uma informação necessária para os mais diversos estudos em geologia e geofísica. Os meios clássicos para se obter essa informação são aqueles realizados diretamente no campo com o auxílio de uma bússola ou através de observações ópticas em lâminas delgadas. Mais recentemente, métodos mais sofisticados foram desenvolvidos com o objetivo de obter uma medida mais precisa e sensível (e.g., medidas de figura de polo de raio-X, figura de polo de goniometria de nêutrons, difratometria eletrônica de varredura e AMS).

Os minerais adquirem magnetização com diferentes intensidades durante a aplicação de um campo magnético em diferentes direções, portanto, diz-se que são anisotrópicos em relação a essa propriedade física, que é a suscetibilidade magnética, k . Com isso, se em uma rocha os minerais que controlam k estiverem orientados, esta apresentará uma anisotropia de suscetibilidade magnética. Grãos de hematita, por exemplo, possuem uma suscetibilidade magnética uma ordem de grandeza mais elevada ao longo do seu plano basal do que em relação ao eixo-c cristalográfico (anisotropia cristalina), enquanto grãos de magnetita, possuem suscetibilidade magnética mais alta ao longo do seu eixo de maior comprimento (anisotropia de forma). Pode-se determinar a orientação dos minerais através da anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) da rocha e então obter a sua *trama magnética*. Esse método é mais rápido, barato e, muitas vezes, mais sensível do que todos os descritos anteriormente. Por essa razão, a AMS vem sendo utilizada cada vez mais nos estudos modernos que envolvem tramas minerais.

3.3.2. Princípios Básicos

Se uma substância é magneticamente isotrópica, não importa a direção na qual um campo magnético, H , for aplicado ela irá adquirir uma magnetização, J , paralela e de igual intensidade de acordo com a seguinte equação:

$$J = k \times H \quad (9)$$

onde, a suscetibilidade magnética, k , é um tensor. No entanto, se a rocha for magneticamente anisotrópica, a magnetização terá intensidades diferentes ao longo das diferentes direções, logo, uma descrição mais complexa se faz necessária através de uma matriz 3×3 :

$$\begin{pmatrix} J_1 \\ J_2 \\ J_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_1 \\ H_2 \\ H_3 \end{pmatrix} \quad (10)$$

onde, J_i ($i = 1,2,3$) são as componentes do vetor magnetização, H_j ($j = 1,2,3$) são as componentes do vetor de intensidade do campo magnético, e k_{ij} ($k_{ij} = k_{ji}$) são as componentes de um tensor simétrico de segunda ordem da suscetibilidade.

As componentes $k_{11} \geq k_{22} \geq k_{33}$ são usualmente designadas por $k_{max} \geq k_{int} \geq k_{min}$ (máximo, intermediário e mínimo) e são as direções principais da suscetibilidade. O tensor de suscetibilidade é representado através de um elipsoide que utiliza essas direções como eixos principais (Nye, 1957) (Fig. 13). Por convenção, k_{max} é a *lineação magnética* e o plano formado por k_{max} e k_{int} é a *foliação magnética*.

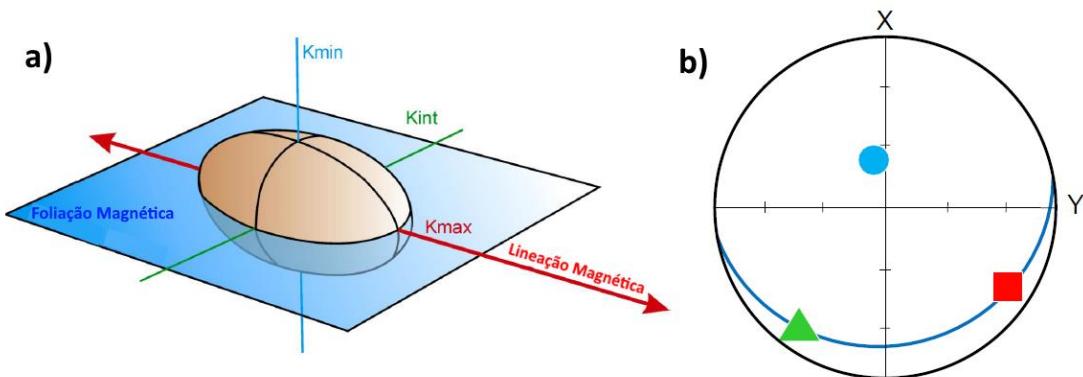


Figura 13. (a) Elipsoide da AMS com a representação dos eixos $k_{max}, k_{int}, k_{min}$. O k_{max} é a *lineação magnética* e o plano formado por k_{max} e k_{int} , a *foliação magnética*. (b) Projeção estereográfica dos eixos de suscetibilidade. O k_{max} é representado por um quadrado, k_{int} por um triângulo e k_{min} por um círculo (Chadima, 2017).

A excentricidade do elipsoide pode ser determinada através de parâmetros que descrevam a sua forma. Embora mais de 30 parâmetros já tenham sido propostos (Tarling e Hrouda, 1993), geralmente três deles são suficientes. Os parâmetros utilizados nesse trabalho são:

Suscetibilidade média (k_m)

$$k_m = \frac{k_{max} + k_{int} + k_{min}}{3} \quad (11)$$

Grau de anisotropia corrigido (P_j)

$$P_j = \exp \sqrt{\{2[(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2]\}} \quad (12)$$

Parâmetro de forma (T)

$$T = \frac{(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)}{(\eta_1 - \eta_3)} \quad (13)$$

sendo $\eta_1 = \ln k_1$, $\eta_2 = \ln k_2$, $\eta_3 = \ln k_3$ e $\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$. Os parâmetros P_j e T foram propostos por Jelínek (1981). P_j indica a “intensidade” da orientação preferencial dos minerais em uma rocha. T caracteriza a geometria do elipsoide da AMS, se $0 < T < 1$, então o elipsoide é oblato (trama magnética planar), se $-1 < T < 0$, então o elipsoide é prolato (trama magnética linear), porém se $T \sim 0$, diz-se que o elipsoide é neutro (tramas neutras).

Nos estudos da AMS, não só os minerais ferromagnéticos são importantes, mas os para- e diamagnéticos também, uma vez que todos os minerais presentes na rocha contribuem para a sua suscetibilidade total (*bulk*). A AMS em rochas vulcânicas é, em geral, muito fraca, refletindo principalmente a forma e orientação das titanomagnetitas geradas durante a cristalização do magma. Apesar disso, a AMS dessas rochas pode ser medida com precisão uma vez que são fortemente magnéticas, sendo essa técnica a mais rápida e confiável na investigação das tramas. A foliação magnética é frequentemente paralela ou pelo menos próxima ao plano de fluxo nos derrames de lavas, sills e diques (Cañon-Tapia *et al.*, 1994; Raposo e Ernesto, 1995; Hrouda *et al.*, 2002). A lineação magnética (k_{max}) é principalmente paralela ao fluxo de lava, embora relações oblíquas e perpendiculares já tenham sido relatadas (e.g Incoronato, 1982).

3.3. Paleomagnetismo

3.3.1. Técnicas de desmagnetização e análise

Para conseguirmos medir a magnetização primária adquirida na época de formação das rochas, faz-se necessário remover as componentes secundárias que foram impostas após esse período. Com esse propósito, aplicamos técnicas de desmagnetização que nos permitem isolar a *magnetização remanente característica* (*ChRM*) das amostras. Essas técnicas são a *deshmagnetização por campos magnéticos alternados* (*AF*) e a *deshmagnetização térmica*.

Na desmagnetização por campos alternados (*AF*) o espécime é submetido a um campo de pico (H_{AF}) que diminui, alternando sua direção, até zero. Assim, grãos com coercividade menor que H_{AF} serão desmagnetizados e grãos com coercividade maior reterão a remanência (que é medida). A direção da magnetização remanente pode variar a cada passo da desmagnetização até um dado valor H_i . A direção que permanecer estável acima desse valor de pico é considerada indicativa da magnetização primária.

A desmagnetização térmica toma por base a *temperatura de Curie*. Nesse tipo de tratamento, a amostra é aquecida até uma temperatura T_{demag} , resfriada (em campo magnético nulo), e então a magnetização remanente é medida. Os minerais magnéticos com tempo de relaxação mais baixos, com uma $T_b \leq T_{demag}$, serão desmagnetizados e, após alguns ciclos de aquecimento e resfriamento a temperaturas sucessivamente mais elevadas, a magnetização que permanecer mais estável é a magnetização característica.

Para analisar as direções de magnetização resultantes dos experimentos de desmagnetização progressiva, faz-se o uso de projeções estereográficas e diagramas de componentes vetoriais (Fig. 14). O diagrama mais usado é o *diagrama de Zijderveld* (1967) o qual tem a vantagem de mostrar informações direcionais e escalares através da projeção dos vetores de magnetização em dois planos ortogonais. Após a projeção é escolhida a linha de melhor ajuste aos pontos finais dos vetores através da *análise da componente principal*, desenvolvida por Kishirvink (1980).

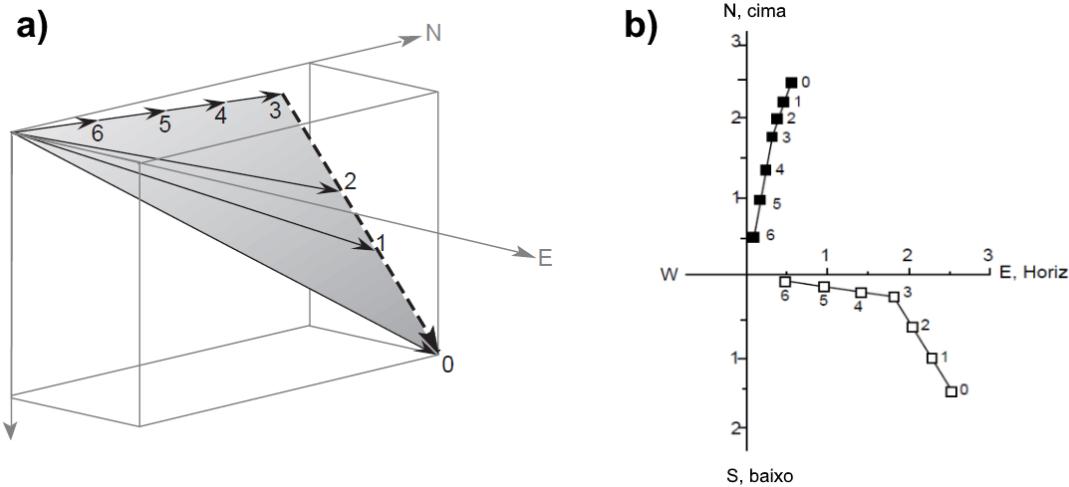


Figura 14. Ilustração do comportamento e análise da MRN durante os passos de uma desmagnetização hipotética. (a) Comportamento da MRN visto no espaço tridimensional. Observar como duas direções são distinguidas durante os passos de desmagnetização, uma de 0 a 3 e outra entre 3 e 6, sendo a primeira a MRN secundária e a segunda a MRN primária estável. (b) Projeção dos pontos finais do vetor da MRN no diagrama de Zijderveld, onde os quadrados preenchidos são a projeção no plano horizontal, e os vazios no plano vertical. Nesse diagrama podemos ver claramente duas retas distintas que ligam os pontos, sendo a dos passos de 0 a 3 a MRN secundária e a de 3 a 6 (que caminha em direção a origem) a magnetização primária estável (modificado de Butler, 1992)

3.3.2. Estatística de Dados Paleomagnéticos

Como qualquer outro método no qual se utilizam dados obtidos em uma população real de observações e no qual há interpretações subjetivas, uma análise estatística que indique o grau de confiabilidade e precisão dos dados se faz necessária.

Para o paleomagnetismo, o método estatístico usualmente utilizado é a *distribuição de Fisher* (1953), que é semelhante à função de densidade de probabilidade de Gauss, porém na esfera. A função de distribuição de Fisher, $P_{dA}(\theta)$, dá a probabilidade por unidade de área de se encontrar uma direção dentro de uma área angular, dA , centrada num ângulo θ a partir da média verdadeira (Fig. 15). A área angular, dA , é expressa em esferorradiano (SI), com uma área angular total da esfera sendo 4π esferorradianos. As direções estão distribuídas de acordo com a função densidade de probabilidade:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{k}{4\pi \sinh(k)} \exp(k \cos\theta) \quad (14)$$

onde θ é o ângulo a partir da média verdadeira ($= 0$ na média verdadeira), e k é o parâmetro de precisão, o qual é uma medida da concentração da distribuição em torno da média verdadeira.

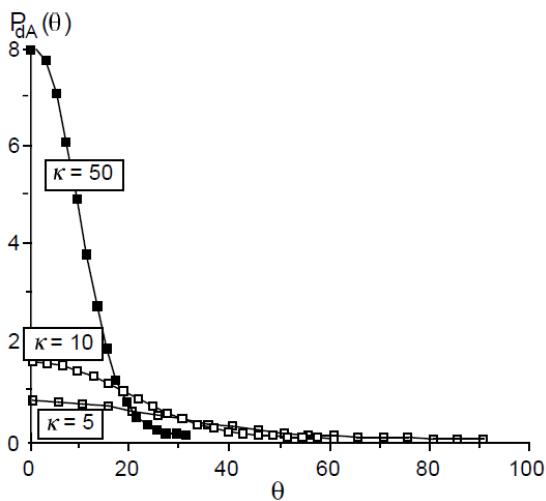


Figura 15. A distribuição de Fisher. $P_{dA}(\theta)$ é mostrado para $k = 50$, $k = 10$ e $k = 5$. $P_{dA}(\theta)$ é a probabilidade por unidade angular de área de área de se encontrar uma direção dentro de uma área angular, dA , centrada num ângulo θ a partir da média verdadeira.

A equação 3.9 se aplica a uma população de direções que estão distribuídas de acordo com a função densidade de probabilidade de Fisher. Como em um caso real de amostragem, temos acesso sempre a um número limitado de observações de uma população, uma estimativa deverá ser feita em relação à média, a um parâmetro de dispersão (semelhante ao desvio padrão na estatística Gaussiana) e a um limite de confiança para a direção média calculada.

A direção média de um conjunto de direções é calculada simplesmente por uma soma vetorial. Para um conjunto de N vetores unitários, o vetor resultante R é dado por

$$R^2 = \left(\sum_{i=1}^N l_i \right) + \left(\sum_{i=1}^N m_i \right) + \left(\sum_{i=1}^N n_i \right) \quad (15)$$

onde l_i , m_i e n_i são os cossenos diretores do i ésimo vetor com relação ao norte, leste e para baixo, respectivamente. O modulo de R é sempre menor do que a soma escalar, N , do modulo dos vetores unitários ($R \leq N$). Quanto mais agrupados os vetores das direções estiverem, mais R se aproxima de N , sendo iguais no caso de um agrupamento em um único ponto.

Com os cossenos diretores, calcula-se então a declinação e inclinação da direção média através das equações:

$$D_m = \tan^{-1} \left(\frac{m}{l} \right) \quad \text{e} \quad I_m = \sin^{-1}(n) \quad (16)$$

Depois de calculada a direção média, o próximo passo é obter parâmetros estatísticos que deem uma medida da dispersão e da confiança da média calculada. O parâmetro de precisão, k , é desconhecido para um número finito de observações, porém uma estimativa pode ser calculada da seguinte forma:

$$k = \frac{N - 1}{N - R} \quad (17)$$

equação que mostra que k aumenta conforme R se aproxima de N , tornando a distribuição mais agrupada em torno da média.

Similarmente à estatística Gaussiana, podemos calcular a variância, s^2 , de um conjunto de direções amostradas através de

$$s^2 = \frac{1}{N - 1} \sum_{i=1}^N \Delta_i^2 \quad (18)$$

onde Δ_i é o ângulo entre a i ésima direção e a direção media calculada. O desvio padrão angular estimado então é s .

Com os parâmetros de dispersão obtidos, precisamos agora obter um limite de confiança para a direção média. Na estatística Fisheriana, o limite de confiança é expresso como um raio angular distante a partir da direção média calculada ao qual um nível de probabilidade é atribuído. Para um conjunto de dados direcionais com N direções, o ângulo $\alpha_{(1-p)}$ no qual a média verdadeira está contida para um nível de confiança $(1 - p)$ é dado por

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N - R}{R} \left\{ \left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\} \quad (19)$$

A escolha usual para $(1 - p)$ é 0.95 (= 95%), e o limite de confiança é denominado α_{95} . Esse parâmetro é uma medida da precisão com a qual a direção media verdadeira foi estimada, isto é, temos 95% de certeza de que a direção média verdadeira desconhecida se encontra contida em raio angular definido pelo ângulo α_{95} .

3.3.3. Polos Paleomagnéticos

Uma forma de se comparar medidas do campo geomagnético entre diferentes localidades é a determinação de *polos magnéticos*, já que, para um dipolo geocêntrico, a posição do polo independe da localidade na qual este foi determinado. Esse polo é simplesmente a projeção da terminação negativa do dipolo na superfície da Terra.

O cálculo da posição do polo é um problema de trigonometria esférica que utiliza a equação do dipolo (3.6) para determinar a distância entre a localidade de observação e o polo. Para esses cálculos, adota-se latitudes negativas do equador em direção ao sul e latitudes

positivas do equador em direção ao norte, enquanto longitudes a leste do meridiano de Greenwich são positivas e a oeste, negativas.

Para ilustrar o cálculo da posição do polo, imaginemos que um polo com posição (λ_p, ϕ_p) é calculado a partir de um sítio de amostragem com localização (λ_s, ϕ_s) que forneceu uma direção média de magnetização (I_m, D_m) , onde λ é a latitude e ϕ é a longitude.

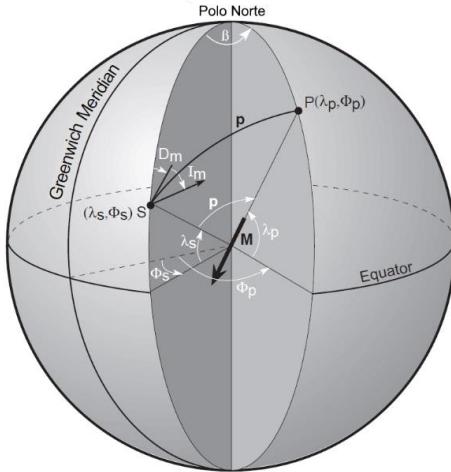


Figura 16. Determinação da posição do polo a partir de uma direção do campo magnético. A localização do sítio de amostragem está em $S(\lambda_s, \phi_s)$; a direção média do campo magnético obtida no sítio é I_m, D_m ; M é o dipolo geocêntrico; P é o polo magnético com localização (λ_p, ϕ_p) ; p é a colatitudo magnética (distância angular entre P e S); Polo norte é o polo norte geográfico; β é a diferença em longitude entre o polo e o sítio (Extraído de Butler, 1992).

Primeiramente, determinamos a *colatitude*, p , que é o grande círculo que liga o sítio ao polo. A partir da equação do dipolo, temos:

$$p = \cot^{-1} \left(\frac{\tan I_m}{2} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{2}{\tan I_m} \right) \quad (20)$$

$$\lambda_p = \sin^{-1} (\sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D_m) \quad (21)$$

Com isso, podemos determinar a diferença longitudinal entre o polo e o sítio, β , dada por:

$$\beta = \sin^{-1} \left(\frac{\sin p \sin D_m}{\cos \lambda_p} \right) \quad (22)$$

Depois de obtido β , há duas possibilidades para a longitude do polo. Se

$$\cos p \geq \sin \lambda_s \sin \lambda_p \quad (23)$$

então

$$\phi_p = \phi_s + \beta \quad (24)$$

Mas se

$$\cos p \leq \sin \lambda_s \sin \lambda_p \quad (25)$$

então

$$\phi_p = \phi_s + 180^\circ - \beta \quad (26)$$

Como todas as direções médias calculadas possuem um limite de confiança, α_{95} , podemos determinar uma elipse de confiança para o polo calculado. Essa elipse de confiança tem um semi-eixo com comprimento angular ao longo do grande círculo entre o polo e o sítio dado por

$$dp = \alpha_{95} \left(\frac{1 + 3\cos^2 p}{2} \right) = 2\alpha_{95} \left(\frac{1}{1 + 3\cos^2 I_m} \right) \quad (27)$$

O semi-eixo perpendicular ao grande círculo é dado por

$$dm = \alpha_{95} \left(\frac{\sin p}{\cos I_m} \right) \quad (28)$$

Na seção 2.1, vimos que a posição do polo magnético muda com o passar do tempo, por isso, observações em diferentes momentos do tempo geológico ou a partir de diferentes pontos na Terra nos darão posições distintas do polo. Por isso, diferentes tipos de polo foram definidos de acordo com quais informações no tempo e no espaço ele foi calculado. Os diferentes tipos de polos são:

Polo geomagnético. Esse polo é aquele calculado a partir de observações atuais e diretas do campo geomagnético, isto é, dados globalmente distribuídos da direção do campo são utilizados para determinar o dipolo de melhor ajuste, e sua projeção dá o polo geomagnético.

Polo geomagnético virtual (VGP). É o polo calculado a partir de uma única observação do campo geomagnético, isto é, a posição do VGP leva em consideração a direção do campo magnético em apenas um local e em um único ponto no tempo.

Polo paleomagnético. Para encontrar um polo que satisfaça a hipótese de GAD, ou seja, que o dipolo geocêntrico coincida com o eixo de rotação da Terra, esse polo deverá ser calculado através de dados suficientemente espaçados no tempo de forma que contenham um ciclo da variação secular geomagnética (10^5 – 10^6 yr), pois, como mencionado, o polo médio calculado através da deriva ocasionada pela variação secular resulta aproximadamente no eixo de rotação (Fig 8). Assim, o termo *polo paleomagnético* implica que a posição do polo foi determinada de um conjunto de dados paleomagnéticos que amostraram a variação secular geomagnética e, dessa forma, fornecem a posição do eixo de rotação com respeito a área amostrada no tempo em que a ChRM foi adquirida (Butler, 1992).

3.3.4. Magnetoestratigrafia

Com o estudo do paleomagnetismo, foi observado que não só os polos magnéticos mudam de posição ao longo do tempo, como também se invertem, levando o polo norte magnético ao hemisfério sul e o polo sul magnético ao hemisfério norte. A magnetoestratigrafia é o tema que estuda a descrição, correlação e datação de sequências rochosas através de parâmetros magnéticos (Lowrie, 2007), onde qualquer parâmetro do magnetismo das rochas pode ser utilizado. Porém, mais comumente, o escolhido é justamente a polaridade do campo geomagnético durante a aquisição da magnetização primária, que é contemporânea à formação da rocha.

A magnetoestratigrafia embora aplicada classicamente em rochas sedimentares, também produz bons resultados em rochas ígneas. O conhecimento da sequência de reversões foi aprimorado com o passar do tempo, sendo que hoje, escalas de tempo de polaridade magnética (GPTS) são razoavelmente precisas entre o Cenozoico e o Mesozoico. O padrão de reversões é calibrado com anomalias magnéticas marinhas do fundo oceânico, datações relativas baseadas em fosseis e absolutas através de métodos radiométricos.

No caso do estudo das rochas vulcânicas da PMPE, contidas nos andares Valaguiniano e Hauerivino do Cretáceo Inferior, a taxa de reversões do campo geomagnético foi excepcionalmente alta, possivelmente com períodos de $\leq 2 \times 10^5$ yr (Gee e Kent, 2007). Com o auxílio de marcadores estratigráficos como camadas de arenito e transição de fácies vulcânicas, a correlação lateral entre padrões de polaridades geomagnéticas na PMPE é possível (se não necessária).

4. LOCALIZAÇÃO E AMOSTRAGEM

Foram coletadas amostras orientadas dos derrames ácidos e básicos no perfil entre os municípios de Relvado e Arvorezinha, RS (Fig. 17). A coleta das amostras foi efetuada com o auxílio de uma perfuratriz portátil (movida a gasolina) onde uma broca diamantada, de uma polegada de diâmetro, foi acoplada. A orientação das amostras foi feita com as bussolas magnética e solar sempre que possível. Foram amostrados nove sítios, onde coletou-se no mínimo cinco cilindros de cada derrame obedecendo sempre que possível base, meio e topo dos derrames, resultando em um total de 66 cilindros. Coletou-se rochas basálticas com diferentes graus de vesiculação e amigdalas, andesitos, dacitos e riolito

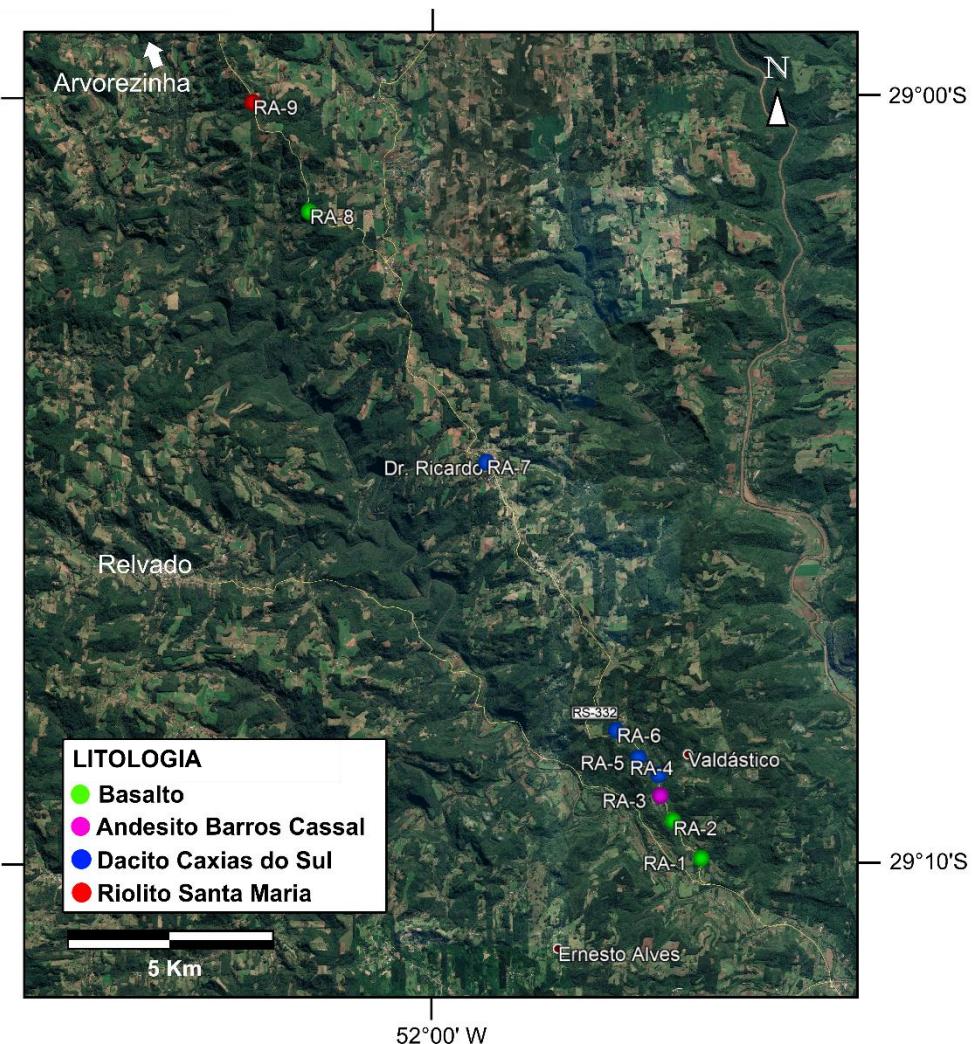


Figura 17. Localização dos sítios de amostragem entre as cidades de Relvado e Arvorezinha, RS, Brasil (Google Earth).

Para os estudos de anisotropias magnéticas e paleomagnetismo é necessário que se obtenham espécimes orientados com dimensões padronizadas. Para isso, os cilindros coletados em campo foram cortados em espécimes com 2,5 cm de diâmetro e 2,2 cm de altura (a orientação feita em campo é transferida para os espécimes), sendo que cada cilindro forneceu, no mínimo, 4-5 espécimes resultando em um total de 205 espécimes (Tab. 1). Os espécimes foram então embalados em filme plástico de PVC para evitar a contaminação dos equipamentos. Já para os estudos de magnetismo de rocha, pequenas frações das amostras de cada sítio foram moídas até a fração granulométrica de areia fina através de, primeiro, prensagem das amostras e posteriormente moagem através de um moinho de ágata. Além disso, foi confeccionada uma lâmina delgada de cada sítio.

Tabela 1.

Localização e unidades dos sítios amostrados.

Sítio	N	n	Litologia	Unidade	Tipo Magmático	λ_s	ϕ_s	Altitude (m)
RA-1	10	27	Basalto	FTO	GR	29°10'19,7''	051°56'24,8''	135
RA-2	10	31	Basalto	FVS	GR	29°09'55,2''	051°56'43,0''	205
RA-3	10	24	Andesito	FP	CX	29°09'35,7''	051°56'54,2''	251
RA-4	5	19	Dacito	FP	CX	29°09'19,4''	051°56'55,9''	298
RA-5	5	19	Dacito	FP	CX	29°09'05,9''	051°57'13,9''	355
RA-6	6	20	Dacito	FP	CX	29°08'44,2''	051°57'33,6''	430
RA-7	5	23	Dacito	FP	CX	29°05'17,1''	051°59'28,5''	493
RA-8	10	20	Basalto	FP	BC	29°02'04,2''	052°02'04,2''	608
RA-9	5	22	Riolito	FP	SM	29°00'40,8''	052°02'53,4''	704

N é o número de amostras; n o número de espécimes; FTO – Formação Torres, FVS – Formação Vale do Sol; GR – Gramado, CX – Caxias do Sul, BC – Barros Cassal, SM – Santa Maria; λ_s - Latitude do sítio; ϕ_s - Longitude do sítio.

5. PETROGRAFIA

5.1. Basaltos

Os basaltos estão presentes tanto na base do perfil (RA-1,2), como entre os dacitos Caxias do Sul e o riolito Santa Maria no topo (RA-8). Porém, apesar de possuírem composição mineralógica semelhante, têm características petrográficas distintas, sendo os primeiros incluídos no tipo Gramado e o último incluído no sub-tipo Barros Cassal (Fig. 18).

Na base (Fig. 18a, b e c), são holocrystalinos, com granulação fina a média (0,025 – 0,6 mm), equi- a inequigranulares, localmente porfiríticos, com textura predominantemente intergranular e mais raro sub-ofítica. Não apresentam orientação preferencial dos minerais distinguível pelo método óptico. A mineralogia é composta de plagioclásio (Labradorita, An₅₂), augita, minerais opacos, rutilo e, como minerais secundários, clorita e epidoto. Os cristais de plagioclásio e clinopiroxênio são bem formados, euédricos a subédricos, enquanto os opacos são euédricos (hábito romboédrico) a anédricos. Devido ao hábito, os minerais opacos são predominantemente magnetitas onde, no sítio RA-1, formam cristais relativamente grandes (0,2 -0,05 mm) em comparação com plagioclásio e clinopiroxênio, enquanto no sítio RA-2 são um pouco menores e se assemelham a granulação geral da rocha. Essa característica se evidencia nos estudos de magnetismo de rocha, como veremos adiante.

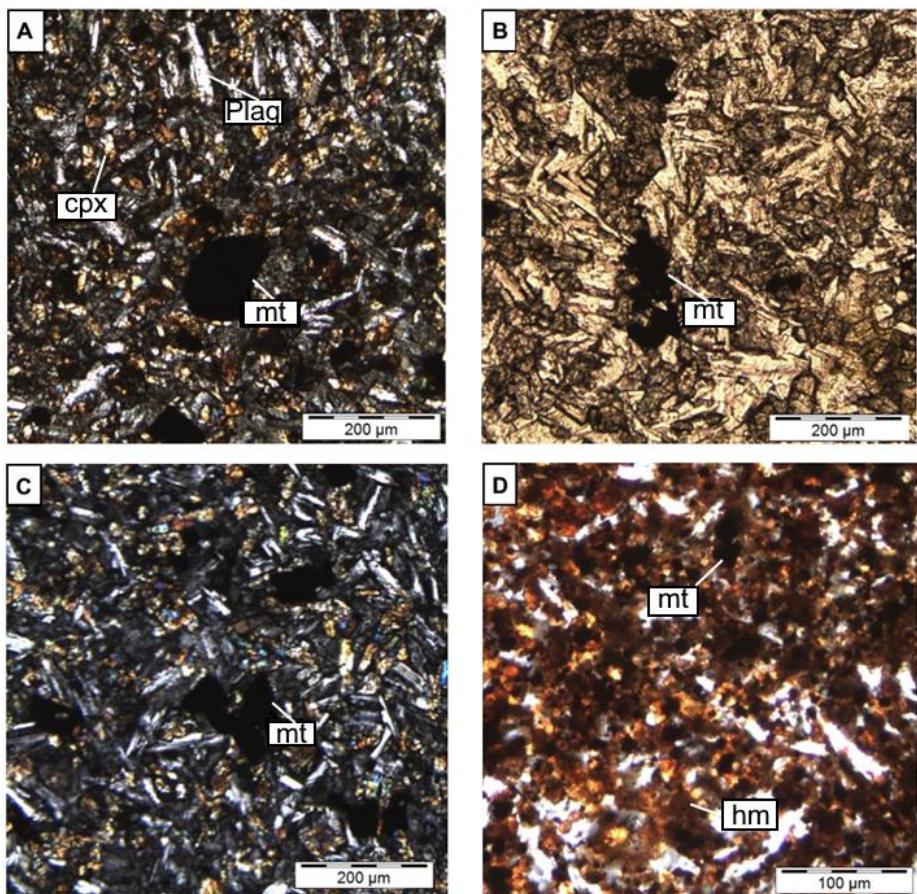


Figura 18. Fotomicrografias de basaltos. (A) Basalto do sítio RA-1, notar o mineral opaco de hábito romboédrico (magnetita) significantemente maior que os minerais ao seu redor. Polarizadores cruzados, aumento 10X. (B) Basalto do sítio RA-2 com textura intergranular. Destaque para as magnetitas de tamanho semelhante aos cristais em seu entorno e aglomeradas. Polarizadores descruzados, aumento 10X. (C) Basalto do sítio RA-2, com destaque aos cristais de magnetita, romboédricos, aglomerados no centro da fotomicrografia. Polarizadores cruzados, aumento 20X. (D) Basalto do sítio RA-8. Notar o aspecto avermelhado pervasivo nos clinopiroxênios e opacos, provavelmente uma alteração para hematita. Mt – Magnetita ou titanomagnetita, plag – plagioclásio, cpx – clinopiroxênio, hm – hematita.

O basalto Barros Cassal (RA-8) tem granulação fina (0,0025 – 1 mm), inequigranular bimodal ($\text{Plag} > \text{Cpx}$), é hipocristalino, tem textura subofítica a intergranular e a mineralogia é composta de plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos e, como minerais secundários, quartzo, calcedônia (preenchendo cavidades) e hematita (Fig. 18d). Os cristais são finos e, em geral, mal formados, apresentando texturas de resfriamento rápido nos plagioclásios (*swallow tail*). Nessa rocha grande parte dos clinopiroxênios e opacos aparecem alterados e percolados por uma substância avermelhada de aspecto oxidado, provavelmente hematita (o que se confirma nos dados de magnetismo de rocha).

5.2. Andesitos

O andesito do sítio RA-3 (Caxias do Sul) petrograficamente (Fig. 19) é uma rocha holocrystalina, fina a média (0,01 – 0,5 mm) e inequigranular. A mineralogia é composta por plagioclásio (andesina), clinopiroxênio, opacos, quartzo, feldspato alcalino e, como alteração, de opacos e limonita.

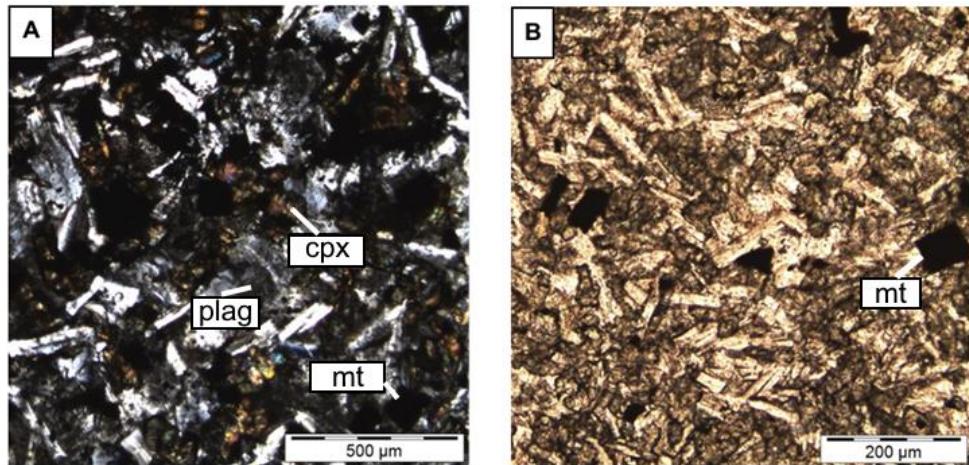


Figura 19. Fotomicrografias do andesito do sítio RA-3. (A) Destaque para a ocorrência de opacos bordejando clinopiroxênio (cpx) e como grãos individuais romboédricos (magnetita - mt). Polarizadores cruzados, aumento 10X. (B) Cristais de magnetita de tamanho variado. Polarizadores descruzados, aumento 5X. Mt – Magnetita ou titanomagnetita, plag – plagioclásio, cpx – clinopiroxênio.

Os cristais de plagioclásio são tabulares, euédricos a subédricos, enquanto os de clinopiroxênio são anédricos e se encontram bastante alterados com bordas de opacos. Quartzo e feldspato alcalino frequentemente estão intercrescidos em uma textura criptocristalina. Aparecem micrólitos aciculares provavelmente de plagioclásio. Os minerais opacos se apresentam em granulometria variada (0,01 – 0,1 mm) e são predominantemente titanomagnetitas.

5.3. Dacitos

Os dacitos (RA-4,5,6,7) pertencem a unidade Caxias do Sul e sob o aspecto petrográfico são hipocrystalinos, finos a médios, inequigranulares e localmente porfiríticos/glomeroporfiríticos (plagioclásio e feldspato alcalino), possuem textura localmente intersertal a vitrofírica. A mineralogia é composta de plagioclásio, clinopiroxênio, feldspato potássico e quartzo, inseridos numa matriz vítreia (Fig 20). A rocha apresenta de forma comum texturas de resfriamento rápido (*swallow tail*) com a maioria dos cristais sendo subédricos a anédricos com exceção aos macrocristais. Os minerais opacos apresentam grande variação granulométrica, desde macrocristais (raro) até micrólitos na matriz vítreia. Esses opacos se

encontram com hábito semelhante ao da titanomagnetita e, eventualmente, avermelhados lembrando hematita.

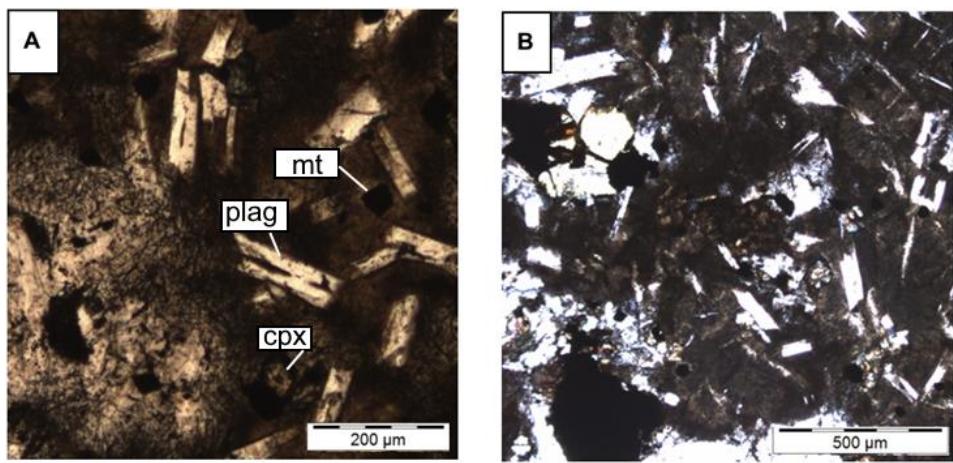


Figura 20. Fotomicrografia dos dacitos. (A) Espículas de minerais opacos em contraste com opacos euédricos de magnetita. Polarizadores descruzados, aumento 10X (B) Destaque para a variação granulométrica entre os minerais opacos. Polarizadores cruzados, aumento 5X. Mt – Magnetita ou titanomagnetita, plag – plagioclásio, cpx – clinopiroxênio.

5.4. Riolitos

O riolito do sítio RA-9 (Fig. 21) pertence à unidade Santa Maria e é, sob o aspecto petrográfico, holocrystalino, fino a médio (0,03 – 0,2 mm), inequigranular a localmente porfirítico, e como textura principal apresenta um intercrescimento entre quartzo e sanidina derivado de devitrificação. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, opacos e clinopiroxênio. A maioria dos macrocristais são de plagioclásio e, de forma subordinada, de feldspato alcalino, sendo este último frequentemente zonado. Os opacos possuem hábito romboédrico (titanomagnetita) e tabular, são subédricos e, em alguns cristais, apresentam bordas avermelhadas lembrando hematitas. Em algumas porções da rocha os opacos se encontram orientados (Fig 21a).

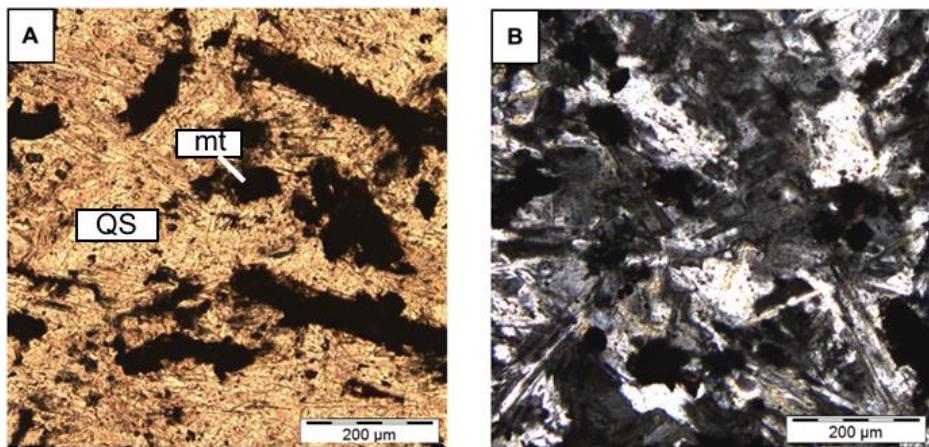


Figura 21. Fotomicrografias do riolito do sítio RA-9. (A) Opacos em meio à matriz devitrificada de quartzo e sanidina, com destaque para a leve orientação dos opacos aproximadamente E-W na imagem. Polarizadores descruzados, aumento 10X (B) Cristais romboédricos de titanomagnetita (opacos) na matriz quartzo-feldspática. Mt – Magnetita ou titanomagnetita, QS – matriz de quartzo e sanidina.

6. MAGNETISMO DE ROCHA

6.1. Curvas Termomagnéticas

Visando determinar as temperaturas de Curie dos minerais magnéticos foram obtidas curvas termomagnéticas (susceptibilidade magnética em função da temperatura) através do equipamento CS3-CS3L acoplado ao MFK-1 (Agico-República Tcheca) presente no Laboratório de Anisotropias Magnéticas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LAMs – IGc). Foram realizados experimentos em baixas (de -195 a 0°C) e altas (de 20° a 700°C) temperaturas de amostras dos nove sítios. Para o experimento em baixas temperaturas, a redução da temperatura até -195°C foi realizada através do incremento controlado de nitrogênio líquido. O experimento em altas temperaturas foi feito em atmosfera de argônio.

As curvas dos basaltos do tipo Gramado (RA-1,2) apresentam uma inflexão em -150°C correspondente à transição de Verwey, característica de magnetitas, e uma perda completa da susceptibilidade magnética em torno de 580°C, indicando titanomagnetitas de baixo conteúdo de Ti (Fig. 22). A curva do basalto do sub-tipo Barros Cassal (RA-8) também apresenta a transição de Verwey sendo que, nesse último caso, a queda da susceptibilidade se dá por volta de 600°C. Porém essa queda não é completa, havendo uma segunda queda acima de 600°C indicando que essas rochas tem, além da titanomagnetita, alguma contribuição de hematita (Fig. 22).

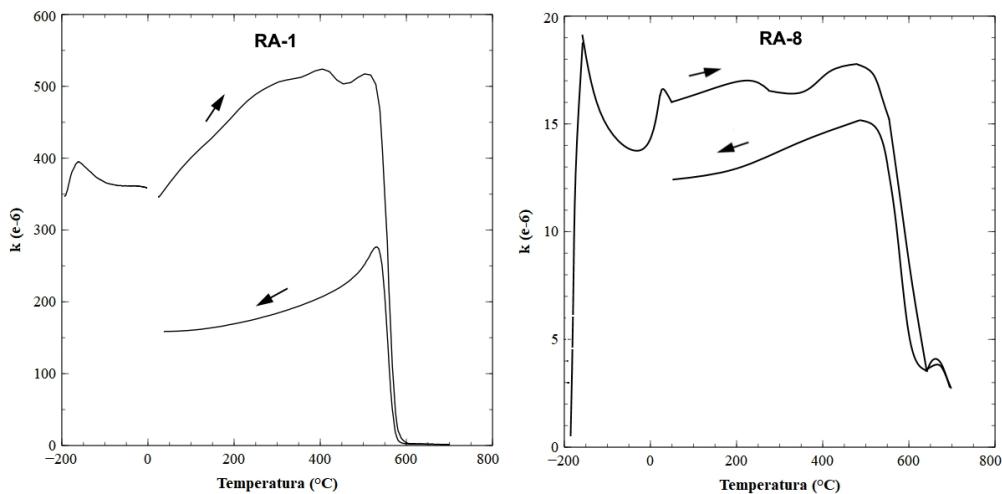


Figura 22. Curvas termomagnéticas das rochas básicas. A amostra RA-1 (Gramado) mostra uma contribuição de magnetitas quase puras enquanto a RA-8 (Barros Cassal) mostra uma contribuição significativa tanto de titanomagnetitas quanto de hematitas.

O andesito do sítio RA-3 (Caxias do Sul) apresenta comportamento termomagnético bastante semelhante ao basalto do sítio RA-1 onde há a presença clara da transição de Verwey e a perda completa da suscetibilidade magnética se dá em 630°C, indicando titanomagnetitas oxidadas (Fig. 23).

Os dacitos dos sítios RA-4,5,6 (Caxias do Sul) têm curvas termomagnéticas parecidas, apresentam transições de Verwey, pico de Hopkinson e perda completa da suscetibilidade magnética por volta de 580°C, sugerindo que essas rochas têm mineralogia magnética dominante de titanomagnetitas (Fig. 23). Já o dacito do sítio RA-7 não apresenta pico de Hopkinson, mas uma transição de Verwey mais pronunciada, com duas quedas da suscetibilidade magnética, uma por volta de 350 °C e outra em 600 °C indicando para essas rochas tem contribuição de maghemitas e titanomagnetitas oxidadas, respectivamente. O riolito do sítio RA-9 apresenta transição de Verwey (-150°C) e uma queda completa da suscetibilidade magnética por volta de 620°C, sugerindo titanomagnetitas oxidadas (Fig. 23).

Todas as amostras apresentam curvas irreversíveis, isto é, a suscetibilidade na curva de aquecimento não coincide com a de resfriamento, indicando a destruição de uma fase magnética no processo.

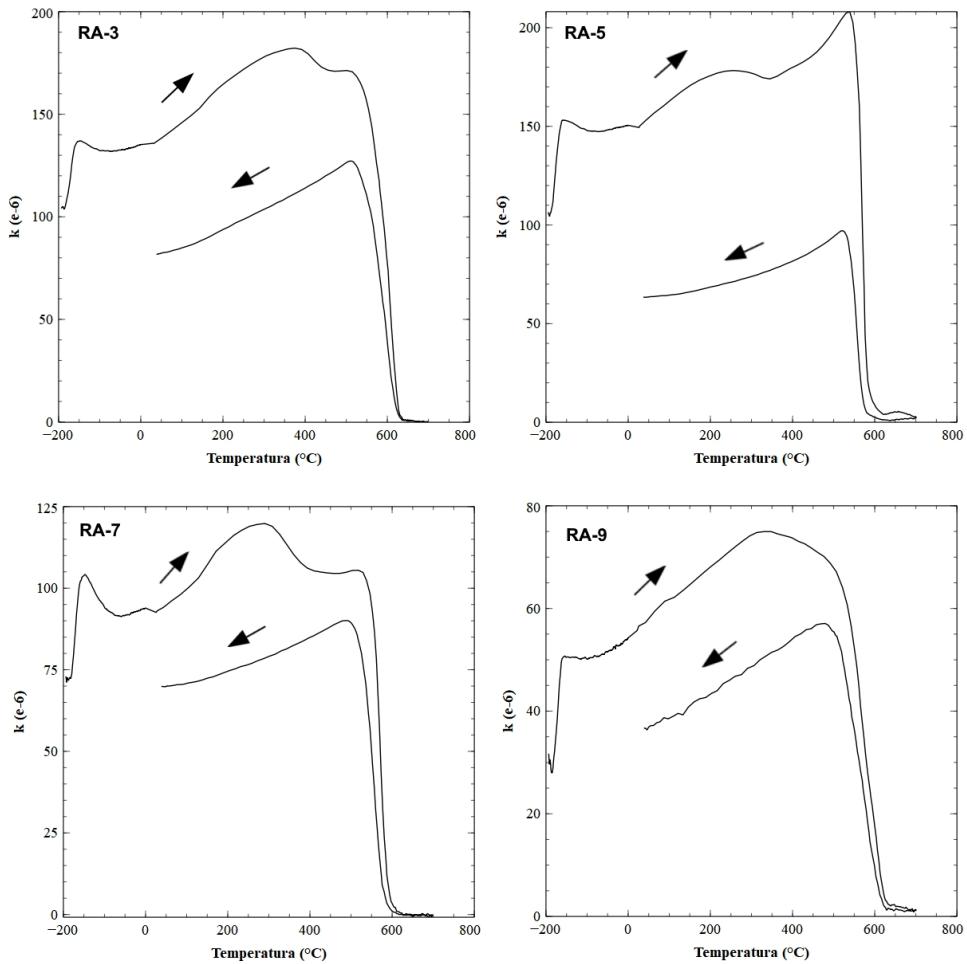


Figura 23. Curvas termomagnéticas das rochas ácidas e intermediárias. O andesito do sítio RA-3 (Caxias do Sul) apresenta curva característica de titanomagnetitas oxidadas; o dacito do sítio RA-5 (Caxias do Sul) mostra contribuição predominantemente de titanomagnetitas e, de forma subordinada, hematitas; o dacito do sítio RA-7 (Caxias do Sul) mostra mineralogia magnética composta essencialmente por titanomagnetitas; o riolito do sítio RA-9 (Santa Maria) têm contribuição magnética principalmente de titanomagnetitas oxidadas.

6.2. Ciclos de histerese

Os ciclos de histerese (Fig. 24) foram realizados no magnetômetro de amostra vibrante (VSM) do tipo MicroMag 3900 (Princeton Measurements Corporation/LAKE SHORE – Estados Unidos) presente do Centro Oceanográfico de Registros Estratigráficos do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (CORE-IO/USP). Utilizou-se um campo máximo de saturação de 1T atingido através de incrementos de 2.22 mT a uma taxa de 500 ms totalizando 20 minutos de experimento.

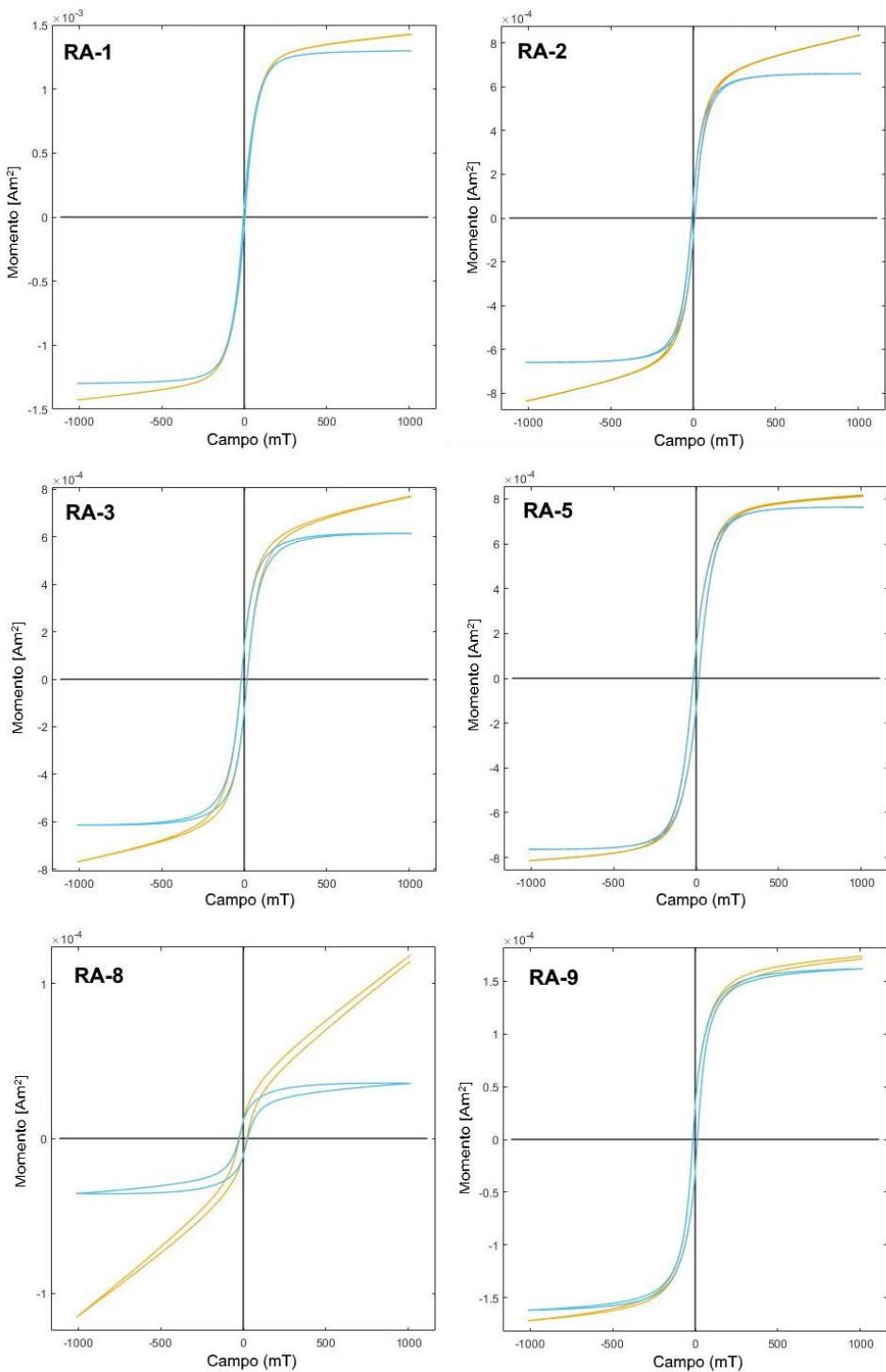


Figura 24. Ciclos de Histerese. RA-1,2 (basaltos da base) com histereses sugerindo mineralogia ferromagnética de baixa coercividade dominante. RA-3 (andesito) com maior contribuição ferromagnética e moderada paramagnética, exibindo coercividade relativamente alta. RA-5 (dacito) com mineralogia essencialmente ferromagnética dominante. RA-8 (basalto de topo) com magnetização de saturação muito alta e elevada coercividade, indicando forte contribuição de hematita. RA-9 (riolito) apresenta baixa contribuição paramagnética e coercividade moderada, em comparação com as demais. Curvas em amarelo são antes da correção paramagnética e, em azul, após.

Os basaltos do tipo Gramado mostram comportamento ferromagnético com contribuição paramagnética muito baixa no caso do sítio RA-1 e moderada no sítio RA-2. O sítio RA-1 tem uma remanência ($M_r = 51.16 \mu\text{Am}^2$) e coercividade ($H_c = 3.9 \text{ mT}$) muito baixas, indicativo de um predomínio de grãos relativamente grandes, enquanto o sítio RA-2 possui esses parâmetros um pouco mais elevados, sugerindo grãos um pouco menores. Essas características são facilmente observadas na óptica, onde os basaltos RA-1 tem cristais de titanomagnetita significativamente maiores do que no RA-2, como descrito no capítulo de petrografia. O basalto RA-8 (Barros Cassal) tem coercividade relativamente mais alta e um momento de saturação, M_s , muito mais elevado ($> 1\text{T}$), mostrando uma grande contribuição da hematita para as propriedades magnéticas dessas rochas, assim como observado nas curvas termomagnéticas (Fig 22).

Os andesitos (RA-3), dacitos (RA-4,5,6,7) e riolitos (RA-9) apresentam ciclos de histerese semelhantes. Essas rochas têm comportamento ferromagnético indicativo de uma contribuição principal de minerais ferromagnéticos com baixa contribuição paramagnética. Comparativamente às rochas básicas (da base), essas amostras têm coercividade um pouco mais alta, sugerindo grãos um pouco menores.

6.3. Magnetização Remanente Isotermal (IRM)

A obtenção das curvas de magnetização remanente isotermal se deram através do magnetômetro do tipo “pulse” no LAMs-IGc. A aplicação do campo magnético foi realizada em passos de 20 mT de 0 – 300 mT, em passos de 50 mT entre 300 – 500 mT, e em passos de 100 mT acima de 500 mT conforme a necessidade da amostra (Fig. 25).

Os basaltos da base (RA-1,2) saturaram rapidamente ($< 170 \text{ mT}$), indicando a presença de titanomagnetitas de baixa coercividade. Já o basalto de topo (RA-8), não satura mesmo com aplicação de um campo de 1 T, novamente corroborando os resultados que indicam uma forte contribuição de hematita nessa rocha, assim indicado pela histerese (Fig. 24)

O andesito do sítio RA-3 apresenta saturação quase completa em 400 mT, mas é atingida completamente apenas em campos da ordem de 1 T, sugerindo a presença de grãos de hematita. Os dacitos apresentam comportamentos parecidos entre si e saturam em campos em torno de 250 mT, indicando magnetitas. O riolito (RA-9) mostra uma rápida aquisição da IRM até 150 mT, de acordo com uma mineralogia magnética dominantemente de titanomagnetitas.

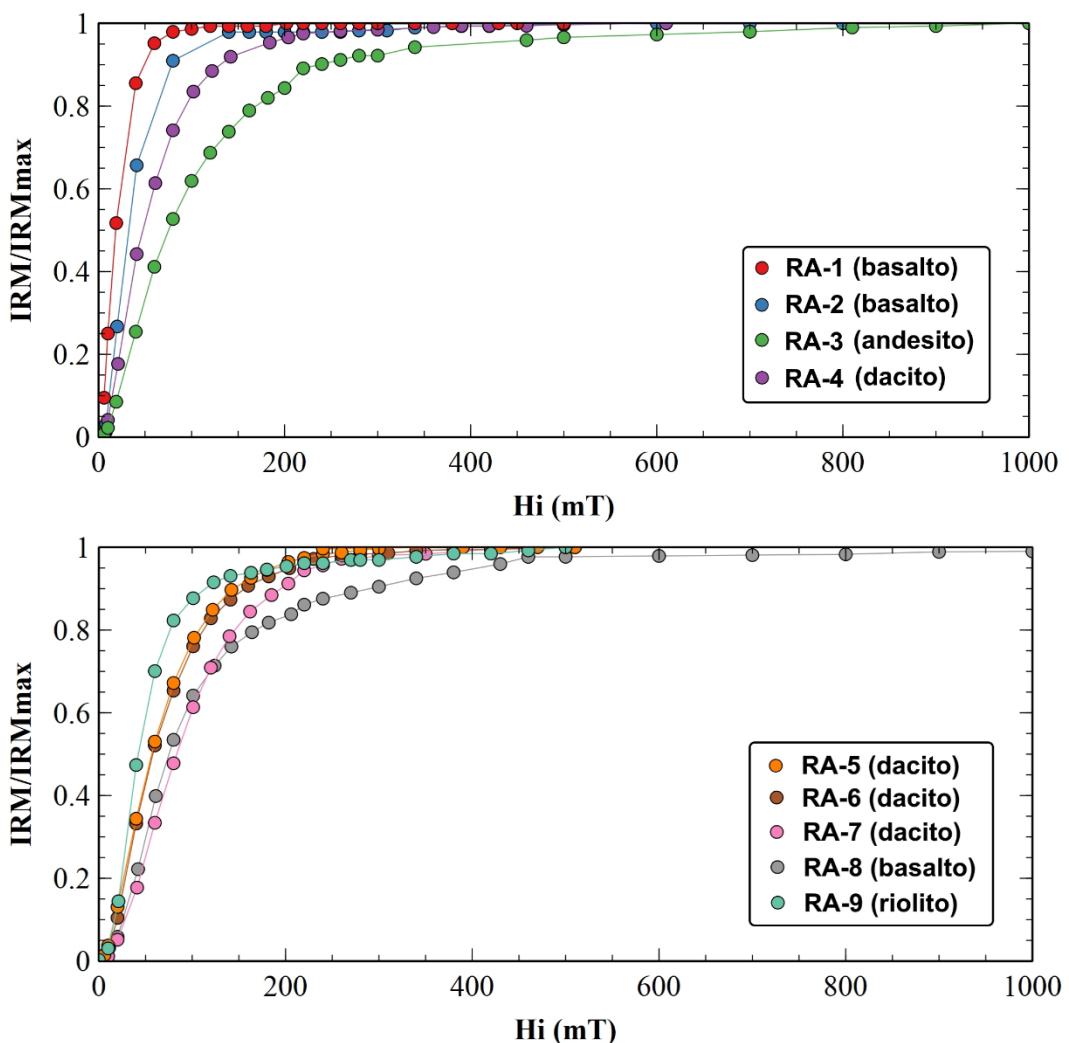


Figura 25. Curvas de aquisição da magnetização remanente isotermal (IRM), normalizada para a IRM máxima (IRM_{max}), em função do campo aplicado, H_i .

6.4. Magnetização Remanente Anisterética Parcial (pARM)

No intuito de estudar os espectros de coercividade das amostras foram realizados experimentos de magnetização remanente anisterética parcial (pARM), nos quais se desmagnetizou as amostras através do desmagnetizador AF-D2000T (ASC, Scientific) em 150 mT e, posteriormente, aplicou-se um campo unidirecional estável (DC) em uma janela de coercividade especificada (em passos de 10 mT de 0 a 100 mT) simultaneamente a um campo AF com pico em 100 mT gerado por um desmagnetizador do tipo Mospin. A magnetização adquirida foi medida em um magnetômetro JR5A (AGICO – República Tcheca). Após cada medida, a amostra foi novamente desmagnetizada a 150 mT no AF-D2000T. A magnetização adquirida foi medida em um magnetômetro JR5A (AGICO – República Tcheca). Esses experimentos foram realizados no LAMs (Fig. 26).

Os basaltos da base (RA-1,2) mais uma vez comprovam ter uma mineralogia magnética predominantemente de baixa coercividade. O basalto do sítio RA-1 tem uma população de grãos

bastante homogênea com coercividades < 50 mT, enquanto a amostra do sítio RA-2 apresenta uma contribuição significativa de grãos de coercividade mais elevada, mais finos.

Como era de se esperar, devido a sua granulação mais fina, o basalto do sítio RA-8 mostra um pico de coercividade em 15 mT, além de forte contribuição de grãos de coercividade até 100 mT, indicando que essa rocha tem uma mineralogia magnética predominantemente de magnetita e hematita com tamanhos variados.

O andesito do sítio RA-3 mostra um pico de magnetização em 15 mT e que se mantém elevada em janelas de coercividades maiores, sugerindo uma forte contribuição de grãos de alta coercividade, da mesma forma que na curva de IRM (Fig. 25).

Os dacitos apresentam comportamentos semelhantes. Os dacitos RA-4,5,7 tem picos de magnetização em um campo de 15 mT, enquanto o RA-6 em 25 mT. Essas rochas mostram curvas da pARM mais íngremes, o que indica uma população de grãos mais homogênea com coercividades próximas ao pico de magnetização.

O riolito RA-9 tem uma curva da pARM similar à do basalto RA-8, porém com pico em 25 mT. Como no outro caso, a pARM se mantém alta em quase toda a janela de coercividade analisada, se mantendo praticamente estável a partir de 60 mT, o que sugere a presença de grãos de magnetita de vários tamanhos.

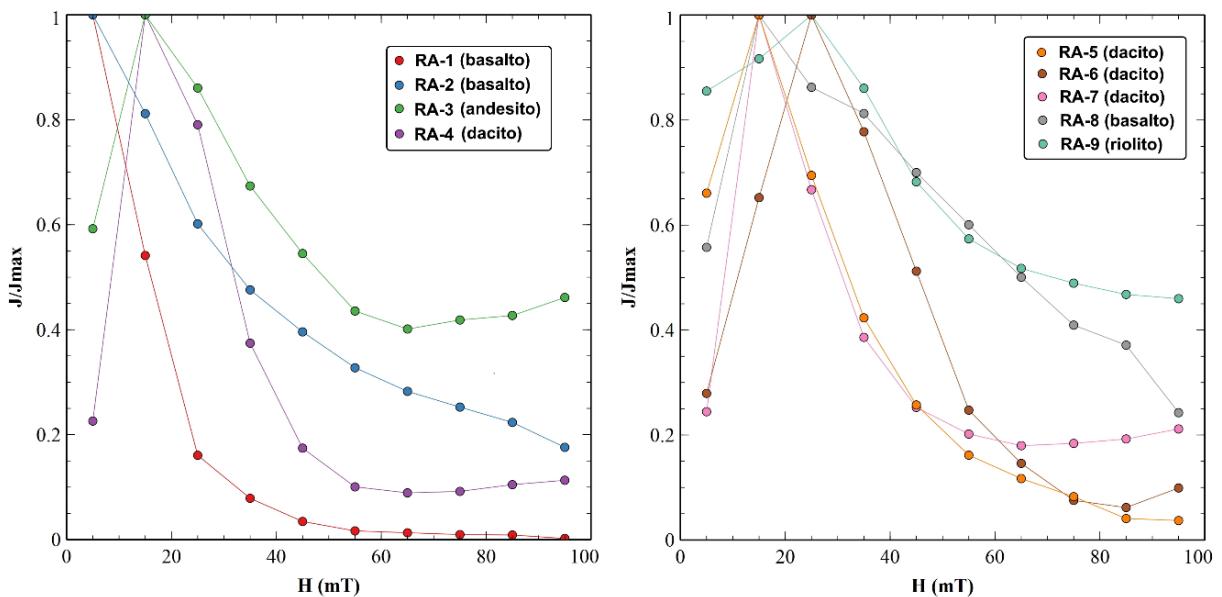


Figura 26. Curvas de aquisição da pARM. H é o campo aplicado e J/J_{\max} é a pARM normalizada.

7. ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (AMS)

As medidas de suscetibilidade e de anisotropia de suscetibilidade magnética foram determinadas através do equipamento Kappabridge (modelo MFK-1, Agico-República

Tcheca) com 3D rotator acoplado. Foram medidos todos os espécimes dos nove sítios. Os dados escalares direcionais obtidos estão sumarizados na tabela 2.

Tabela 2
Dados escalares e direcionais da AMS

Sítio	N	K_m (10^{-3})	P_j	T	Kmax		Kint		Kmin	
					Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z	Dec/Inc	e/z
RA-1	27	33.82	1.036	0.863	52/43	90/9	295/26	90/7	184/36	6/8
RA-2	31	18.33	1.013	0.715	177/14	27/3	83/16	27/6	306/69	6/4
RA-3	24	13.99	1.007	0.502	69/9	7/2	160/11	8/3	300/76	3/2
RA-4	19	18.00	1.010	0.253	13/15	12/4	107/15	128/8	240/68	8/4
RA-5	19	20.55	1.009	0.017	167/26	11/7	342/63	12/8	76/2	8/7
RA-6	20	13.63	1.003	0.105	217/21	19/15	314/18	20/24	81/62	24/15
RA-7	23	6.46	1.002	0.080	277/7	11/8	187/6	11/7	56/80	7/8
RA-8	20	1.75	1.013	0.059	339/9	14/6	247/11	14/12	109/76	12/6
RA-9	32	6.54	1.060	0.575	168/0	4/5	258/3	4/3	75/87	3/5

N é o número de espécimes analisados; K_m é a suscetibilidade média; P_j é o grau de anisotropia corrigido; T é o parâmetro de forma; K_{max} , K_{int} e K_{min} são os autovetores principais da AMS, que representam as intensidades máxima, intermediária e mínima da suscetibilidade, respectivamente; Dec, declinação em graus; Inc, inclinação em graus; e/z são os semiângulos dos eixos maior e menor da elipse de 95% de confiança, respectivamente, calculados pelo método da Bootstrap.

As suscetibilidades médias, k_m , de todas as litologias são semelhantes e altas, na ordem de 10^{-3} (SI). Comparativamente, os basaltos apresentam uma variação que comprehende todo o intervalo de k_m , sendo o RA-8 (topo) com o menor valor, RA-2 com valor intermediário e RA-1 com o mais elevado (base). As demais litologias apresentam k_m intermediários variando de $6 - 21 \times 10^{-3}$ (SI). Todas as litologias apresentam baixo grau de anisotropia, como esperado para rochas vulcânicas, em especial os dacitos e andesitos com $P_j < 1.01$. Os basaltos apresentam valores também baixos, mas maiores do que dacitos e andesitos, com $1.01 < P_j < 1.04$. O riolito do sítio RA-9 possui o maior grau de anisotropia dentre as litologias com $P_j \sim 1.06$. O gráfico $P_j \times k_m$ (Fig. 27a) mostra que não há uma relação direta entre esses parâmetros

Observando o gráfico $P_j \times T$ na Figura 27b (Diagrama de Jelínek), notamos a ausência de tramas lineares nessas rochas ($T < 0$), havendo somente tramas neutras ($T \sim 0$) e oblatas ($T > 0$). Os dacitos e o basalto de topo (RA-8) apresentam tramas neutras a levemente oblatas, enquanto os demais basaltos, andesito e riolito apresentam tramas characteristicamente oblatas (Fig. 27b). Essas características sugerem um regime de desenvolvimento da trama magnética principalmente com a deposição lenta dos cristais, não parece haver, neste caso, uma componente de cisalhamento intensa sob as lavas.

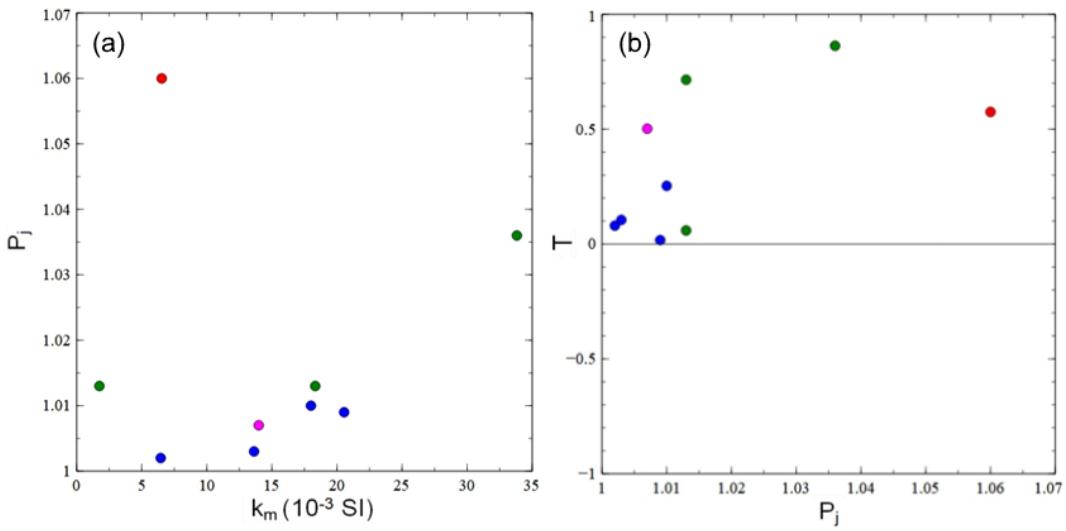


Figura 27. Gráficos dos parâmetros escalares da AMS, $P_j \times k_m$ (a) e $P_j \times T$ (b). P_j é o grau de anisotropia corrigido, k_m é a suscetibilidade média e T é o parâmetro de forma.

A foliação magnética ($k_{max} - k_{int}$) das amostras são horizontais a sub-horizontais com exceção ao sítio RA-1 (basalto) que tem inclinação $\sim 50^\circ$ e RA-5, onde é vertical porém com k_{max} horizontal. As lineações magnéticas (k_{max}) variam entre os sítios e litologias (Fig. 28), sendo descritas e interpretadas como se segue:

Os basaltos da base, RA-1,2, tem claramente tramas distintas entre si, enquanto o basalto RA-1 mostra uma maior inclinação de k_{max} com direção NE-SW, o sítio RA-2 tem k_{max} com direção NNW-SSE e sub-horizontal. Essa distinção permite inferir um fluxo com direção aproximadamente NE-SW para o basalto RA-1 e NNW-SSE para o RA-2. O basalto do sítio RA-8, colocado entre os dacitos Caxias do Sul e o riolito Santa Maria, apresenta k_{max} com direção WNW-ESE sub-horizontal, diferente das unidades ácidas e também dos basaltos de base. Com base nisso, podemos dizer que esses basaltos têm ou uma fonte de efusão distinta para a alimentação dos derrames ou sofreram uma mudança no regime de fluxo. Isso é esperado para a relação dos basaltos de base e de topo, mas tal relação é observada também entre os dois basaltos da base e comprovada na magnetoestratigrafia, como veremos adiante.

Observamos também tramas diferentes entre as rochas de composição ácida (dacitos e riolito) e intermediária (andesito). O andesito do sítio RA-3 mostra uma lineação magnética orientada NE-SW e sub-horizontal enquanto os dacitos e o riolito apresentam k_{max} com direção NNW-SSE, variando para NNE-SSW no caso do dacito do sítio RA-4 e NE-SW para o dacito RA-6. Dessa forma, sugerimos um fluxo na direção NE-SW para o andesito, aproximadamente NNW-SSE para os dacitos e essa mesma direção com mais clareza nos riolitos.

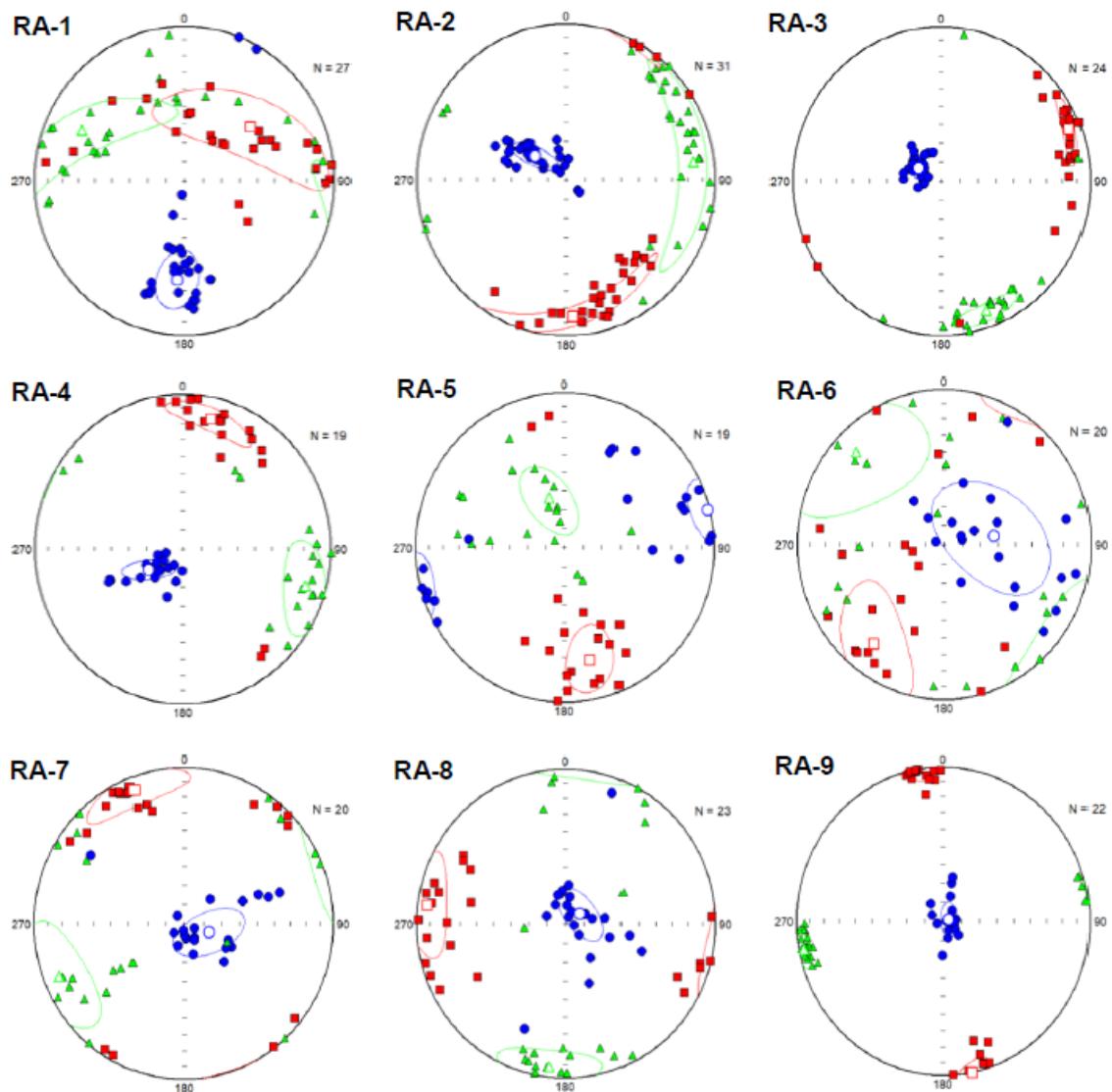


Figura 28. Tramas magnéticas definidas pela anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS), quadrado representa o eixo de suscetibilidade máxima (k_{max}), triangulos, o eixo intermediário (k_{int}) e círculos, o eixo mínimo (k_{min})

As tramas nos andesitos e riolitos tem os eixos de suscetibilidade bem agrupados, enquanto os dacitos tem os eixos mais dispersos, sugerindo um fluxo de menor viscosidade (orientação dos cristais mais bem definida) para o riolito e andesito e de maior viscosidade para os dacitos, condição que depende de outros parâmetros além do teor de sílica, como a temperatura do magma e o teor de H₂O e gases. Assim, há o indicativo de que os andesitos, dacitos e riolitos tenham fontes diferentes ou, pelo menos, tenham sofrido uma mudança na direção de fluxo. As foliações e lineações magnéticas, bem como a interpretação das direções de fluxo das lavas se encontram na Figura 29.

Plotando todas as linhas magnéticas em um diagrama de contorno (Fig. 29), percebemos que existem duas orientações principais, aproximadamente ortogonais, uma NNW-SSE e outra ENE-WSW. Essas direções são muito próximas àquelas encontradas nos estudos de AMS realizados anteriormente na PMPE (Glen *et al.*, 1997, Tamrat e Ernesto,

1999, Masquelin *et al.*, 2008, Zaffani, 2013, e Pescarini e Raposo ,2017) nas regiões sul e leste (ver Fig. 5), indicando uma dinâmica de fluxos preferencialmente nessas direções. A consistencia dessas direções, sugere que deveria existir uma configuração topográfica tal, que permitisse haver um confinamento desses fluxos. A hipótese mais provável, tendo em vista o ambiente geotectônico no qual se desenvolveu a PMPE, é a de uma configuração de sistema de riftes análogo à província de Bacias e Cristas Montanhosas do oeste dos Estados Unidos. Os fluxos de lava então seriam canalização paralelamente à direção do rifteamento e da paleolinha de costa (NE-SW) com uma menor contribuição de fluxos perpendiculares (NW-SE) devido a redes de drenagem que entalhavam o rifte (Glen *et al.*, 1997). Outra hipótese seria que a configuração da Bacia do Paraná que permitiu essa canalização de fluxos estava sendo controlada por estruturas mais antigas do embasamento.

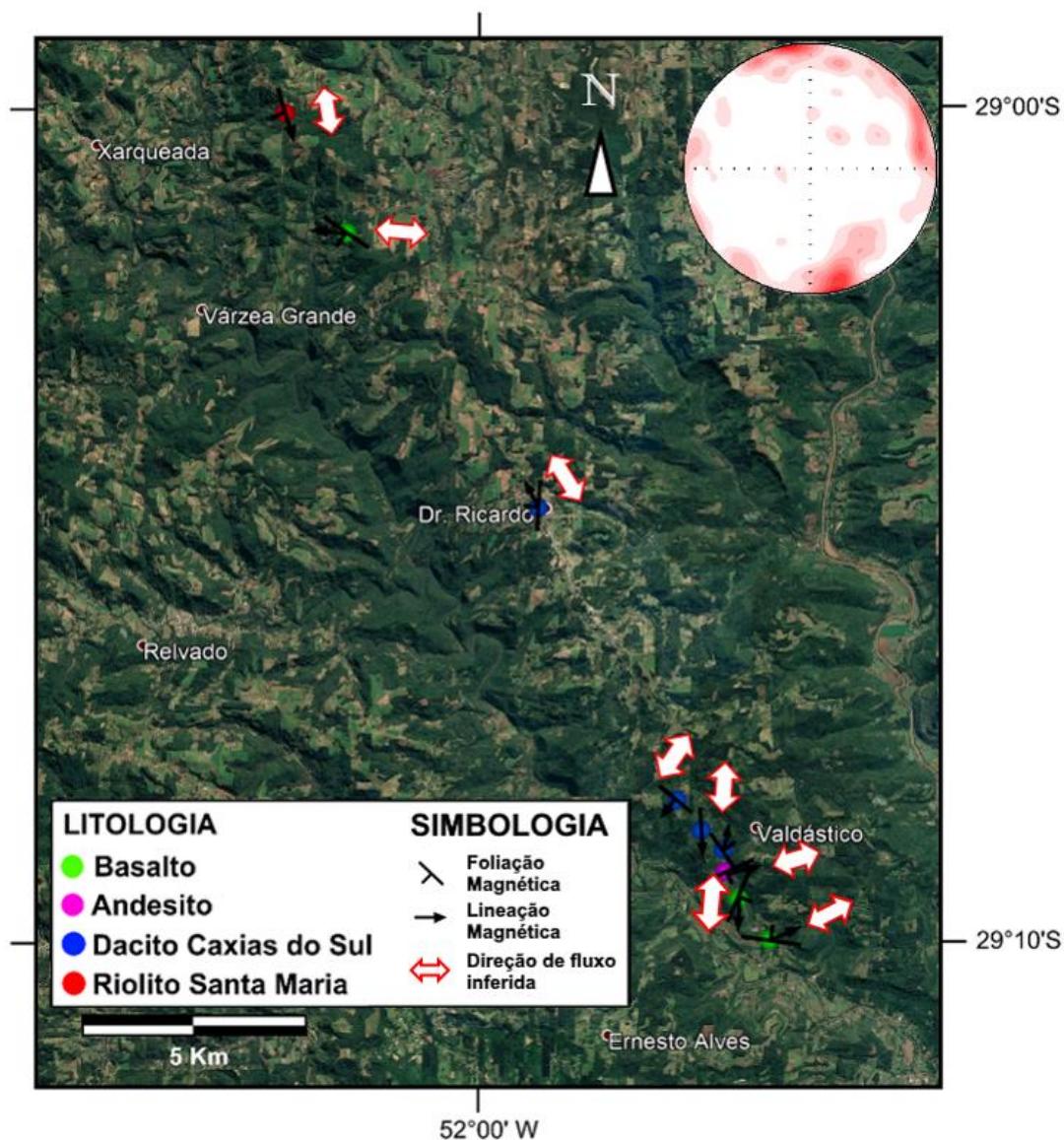


Figura 29. Imagem de satélite (Google Earth) com os sítios de amostragem, as foliações e lineações magnéticas da AMS e as direções de fluxo interpretadas. No canto superior direito encontra-se o diagrama de contorno para as lineações magnéticas dos 205 espécimes.

8. PALEOMAGNETISMO

8.1. Desmagnetização e análise dos dados

Para determinar a direção de magnetização característica da época de formação das rochas (ChRM), faz-se necessário retirar possíveis magnetizações secundárias das amostras através dos métodos de desmagnetização. Para escolher o método mais eficiente, foram realizadas desmagnetizações térmicas e por campos magnéticos alternados (AF) de um espécime “piloto” de cada sítio.

Após as medidas da MRN os espécimes foram submetidos a desmagnetizações sucessivas por campos magnéticos alternados, de 5 a 150 mT em passos de 5 mT até 100 mT e em passos de 10 mT até 150mT através do desmagnetizador AF-D2000T (ASC, Scientific). As magnetizações remanentes foram medidas em um magnetômetro tipo “spinner” JR6A (Agico- República Tcheca). A desmagnetização térmica foi feita detalhadamente em um outro espécime de cada sítio iniciando-se com a temperatura de 100°C em passos de 50°C até 500°C e em passos de 20°C ou 30°C até 680°C. As magnetizações dos espécimes nesse processo também foram medidas no magnetômetro JR6A (Fig. 30).

Finalizadas as desmagnetizações pelos dois métodos, os resultados foram comparados através do diagrama de Zijderveld (1967) e pelas direções da magnetização em projeção estereográfica. A comparação entre os dois métodos de desmagnetização mostrou que tanto as desmagnetizações térmicas quanto por AF foram eficientes em isolar a direção da ChRM (Fig. 30). Dessa forma, considerando-se que o processo de desmagnetização por AF é muito mais rápido do que a térmica, foi decidido utilizar o processo por AF para obter a ChRM dos demais espécimes dos sítios. Para estes espécimes a desmagnetização foi feita em um campo de pico inicial de 10 mT até no mínimo 150 mT em passos de 10 mT.

Foram então desmagnetizados mais espécimes, de forma a totalizar pelo menos 10 com resultados satisfatórios. Os resultados obtidos pelos processos de desmagnetização foram inseridos em um programa (*home-made* do Laboratório de Anisotropias Magnéticas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LAMs, IGc-USP)) que permite calcular a direção média de magnetização para cada espécime e, consequentemente, para o sítio. O cálculo da direção média de cada espécime foi efetuado através da análise da componente principal (Kirshivink, 1980), respeitando sempre o critério estatístico de um desvio angular máximo (MAD) menor que 10°.

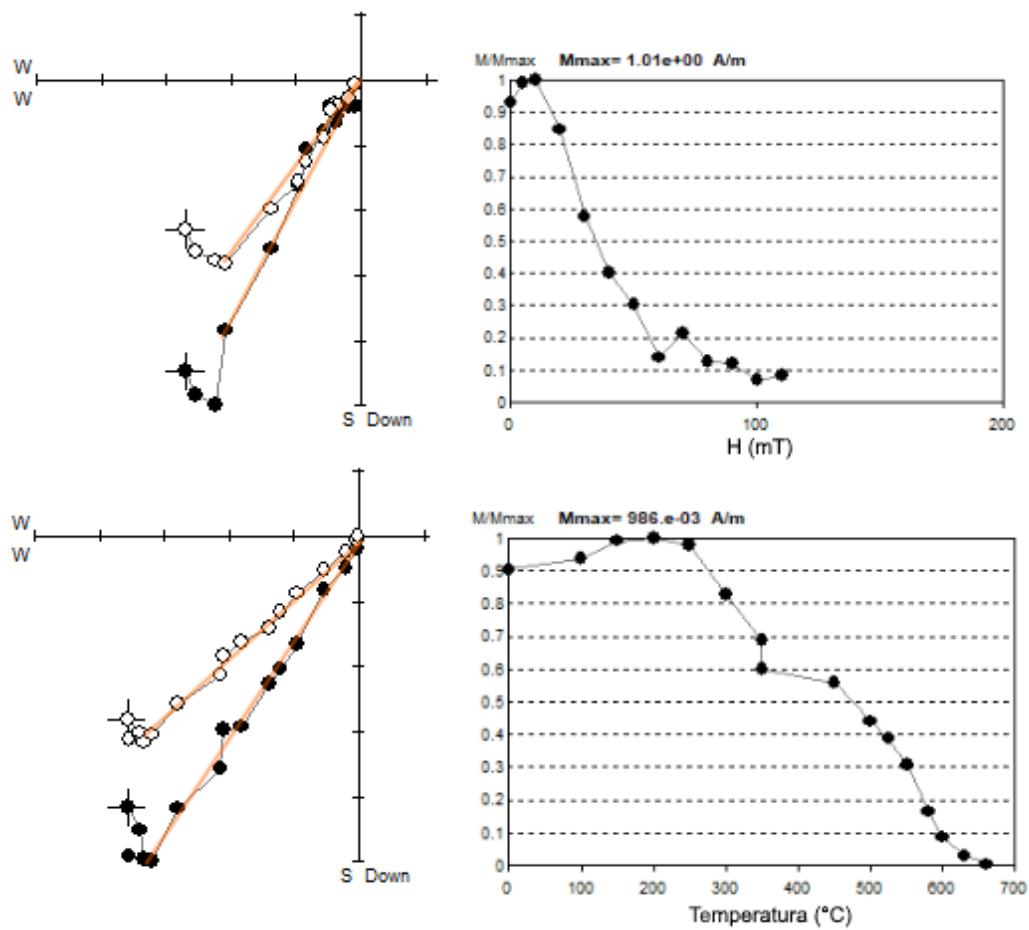


Figura 30. Comparação do resultado de desmagnetização através dos diagramas de Zijderveld e curvas de desmagnetização pelos métodos de campos alternados (superior) e térmico (inferior).

8.2. Resultados

Os dados de paleomagnetismo estão sumarizados na tabela 3. A direção de magnetização de cada sítio foi então calculada através da média vetorial das direções dos espécimes analisados (Fig. 31) e, com a direção média do sítio, obtivemos o respectivo VGP. Os parâmetros estatísticos de Fisher (1953) também foram determinados. Todos os sítios à exceção do RA-5 apresentaram resultados dentro dos parâmetros estabelecidos. O sítio RA-5 mostra magnetização relativamente alta (~ 10 A/m) e instável, ou seja, com um campo AF de pico baixo (~ 20 mT) a amostra já é quase completamente desmagnetizada, indicando que as rochas nesse sítio sofreram aquisição de uma IRM secundária provavelmente devido à queda de raios, tornado o isolamento da magnetização primária inviável nessas rochas.

Tabela 3

Dados de paleomagnetismo

Sítio	$\phi(s)$	$\lambda(s)$	N	Dec	Inc	α_{95}	K	$\phi(p)$	$\lambda(p)$	dm	dp
RA-1	-51.94	-29.17	12	5	-35.8	5.8	56.3	154.9	-79.6	6.8	3.9
RA-2	-51.95	-29.17	11	187.1	43	4.6	99.7	185.9	-82.4	5.7	3.5
RA-3	-51.95	-29.16	10	9.6	-44.9	3.4	197	202.9	-81.1	4.4	2.8
RA-4	-51.95	-29.16	12	0.2	-39.8	5	75	129.3	-83.4	6.1	3.6
RA-5								Sem resultado			
RA-6	-51.96	-29.15	11	5.9	-51.8	2.6	298	252.7	-83.9	3.6	2.5
RA-7	-51.99	-29.08	10	358.3	-43.9	4.2	132.5	103.2	-86.3	5.3	3.3
RA-8	-52.03	-29.03	11	182.7	63.9	3	238.5	302.3	-73.2	4.7	3.8
RA-9	-52.04	-29.01	10	173.7	67.2	2.3	446.6	320.1	-68.5	3.8	3.2

$\phi(s)$ e $\lambda(s)$ são a longitude e latitude do sítio; N é o número de espécimes utilizados no cálculo; Dec e Inc são a declinação e inclinação da direção de magnetização média do sítio; α_{95} é raio angular para um nível de confiança de 95%; K é o parâmetro de precisão; $\phi(p)$ e $\lambda(p)$ são a longitude e latitude do VGP; dm e dp são os semi-eixos da elipse de confiança do VGP

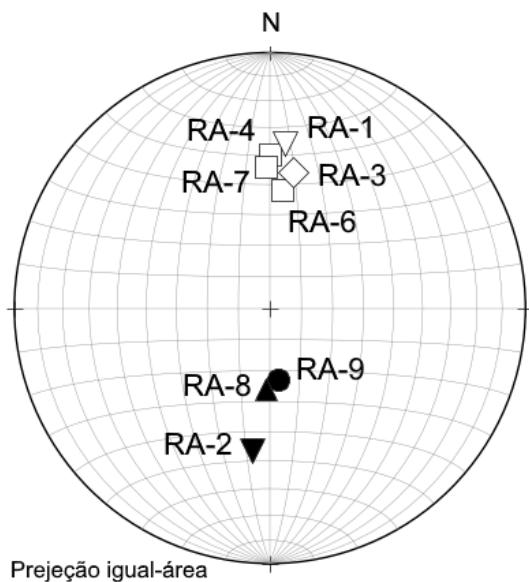


Figura 31. Direções de magnetização média calculada para os sítios. Triângulos para baixo são os basaltos da base, triângulo para cima é o basalto de topo, losango é andesito, quadrados são dacitos e círculo é riolito.

O perfil Relvado-Arvorezinha (RA) contém três reversões de polaridade, entre os sítios RA-1 e RA-2, RA-2 e RA-3 e RA-7 e RA-8 (Fig 32). Essas reversões se dão na transição entre diferentes unidades, no caso, entre as Formações Torres (FTO) e Vale do Sol (FVS), entre VSF e o sub-tipo magmático Caxias do Sul (CX), e entre os sub-tipos CX e Barros Cassal (BC).

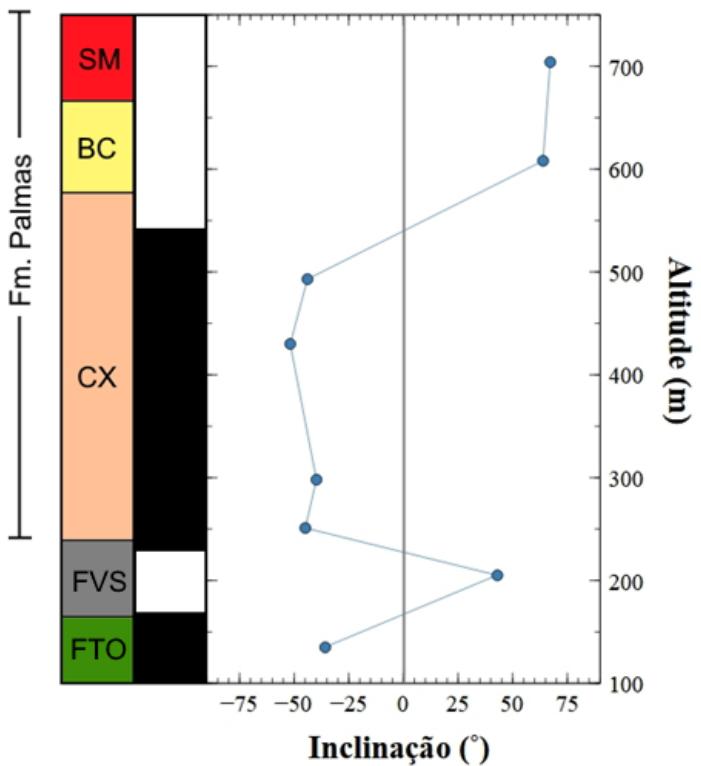


Figura 32. Magnetoestratigrafia do perfil RA. A inclinação refere-se à direção de magnetização média do sítio, onde, valores positivos significam polaridades reversas (branco) e valores negativos indicam polaridades normais (preto). FTO: Formação Torres; FVS: Formação Vale do Sol; CX: Sub-tipo magnético Caxias do Sul; BC: Sub-tipo magnético Barros Cassal; SM: Sub-tipo magnético Santa Maria

A primeira reversão que ocorre na base desse perfil é muito semelhante à que ocorre nos perfis próximos (Santa Cruz do Sul - Herveiras (SH) de Pescarini e Raposo, 2017 e CV de Ernesto *et al.*, 1990). No perfil SH essa reversão marca a transição da FTO para a FVS, sugerindo ser um marcador estratigráfico dessa transição também no perfil estudado neste trabalho (RA). Essa reversão, bem como uma fina camada de arenito entre essas unidades e a diferença nas direções da lineação magnética da AMS, indicam que houve um breve hiato de tempo entre a colocação dessas formações, associado a uma mudança na dinâmica do magmatismo, inclusive do ponto de vista de fácies (Rossetti *et al.*, 2018, Barreto *et al.*, 2014).

A reversão na transição entre as undiades básicas e ácidas é comum, mas não é regra em todos os perfis no sul da PMPE. Ao que parece, a colocação das rochas ácidas sobre as básicas foi rápida, em um processo de alimentação contínuo das lavas. Essa hipótese é sustentada pela direção média muito próxima entre o topo das unidades ácidas e básicas, visto nesse perfil como as direções de RA-2 e RA-3 que, embora sejam de polaridades distintas, são praticamente antipodais (Fig 31). Essa relação é vista também no perfil SH onde a direção média do basalto mais ao topo é quase coincidente com a do riolito Santa Maria.

Tendo em vista o magmatismo diacrônico ao longo da PMPE, uma correlação entre as unidades é sempre uma tarefa complexa. Ernesto *et al.*, 1990, realizaram uma correlação magnetoestratigráfica entre diversos perfis no sul da PMPE com base nos parâmetros de declinação e inclinação das direções de magnetização remanente médias. O perfil RA e SH são laterais aos estudados por Ernesto *et al.* (Fig 33), e, baseando-se nos macadões

estratigráficos estabelecidos em seu trabalho, um nova correlação magnetoestratigráfica é proposta na Figura 34.

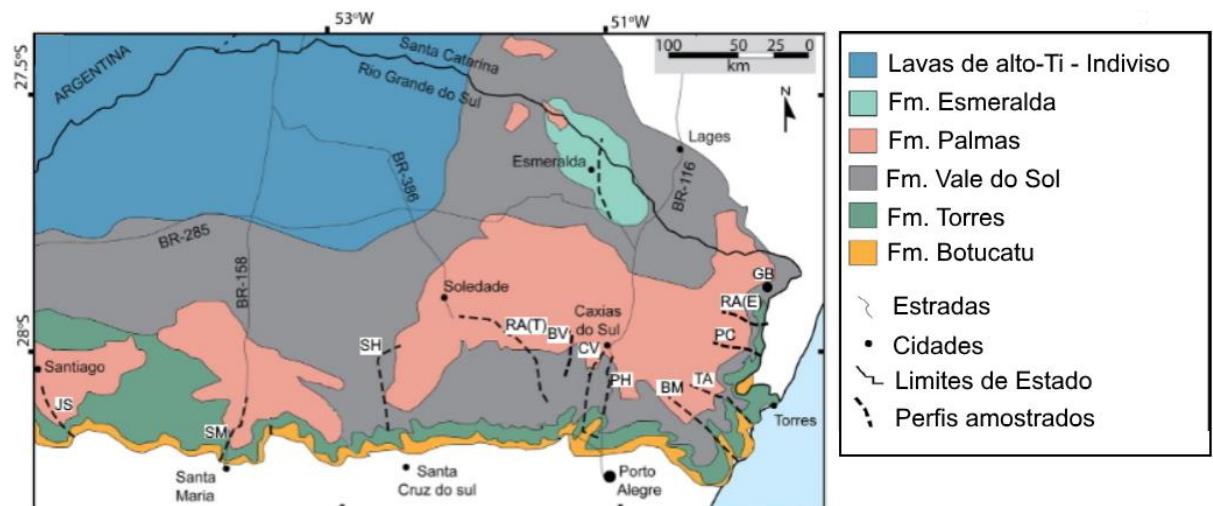


Figura 33. Localização dos perfis com estudos paleomagnéticos na região sul da PMPE. JS, SM, BV, CV, PH, BM, TA, PC, RA(E) e GB – Ernesto *et al.*, 1990; SH – Pescarini e Raposo, 2017; RA(T) – este trabalho. O acréscimo das letras (E) e (T) nos perfis RA foi utilizado para distinguir aqueles estudados pelos diferentes autores. (Modificado de Rossetti *et al.*, 2018).

Através das novas correlações magnetoestratigráficas, podemos fazer algumas considerações. Observamos que a reversão que marca a transição entre a FTO e a FVS nos perfis SH e RA(T) se encontra em diferentes porções da estratigrafia nos demais perfis, evidenciando o magmatismo dicrônico e reafirmando que um mesmo marcador magnetoestratigráfico não pode ser simplesmente extrapolado para outros perfis sem um controle adequado da variação da declinação e inclinação magnética. Além disso, podemos perceber como uma mesma polaridade mostra espessuras variadas entre os diversos perfis, indicando que além de tempos distintos, essas unidades foram colocadas de forma mais rápida ou lenta devido à variação na taxa de efusão.

Os VGPs calculados junto aos limites de 95% de confiança estão representados na Figura 35.

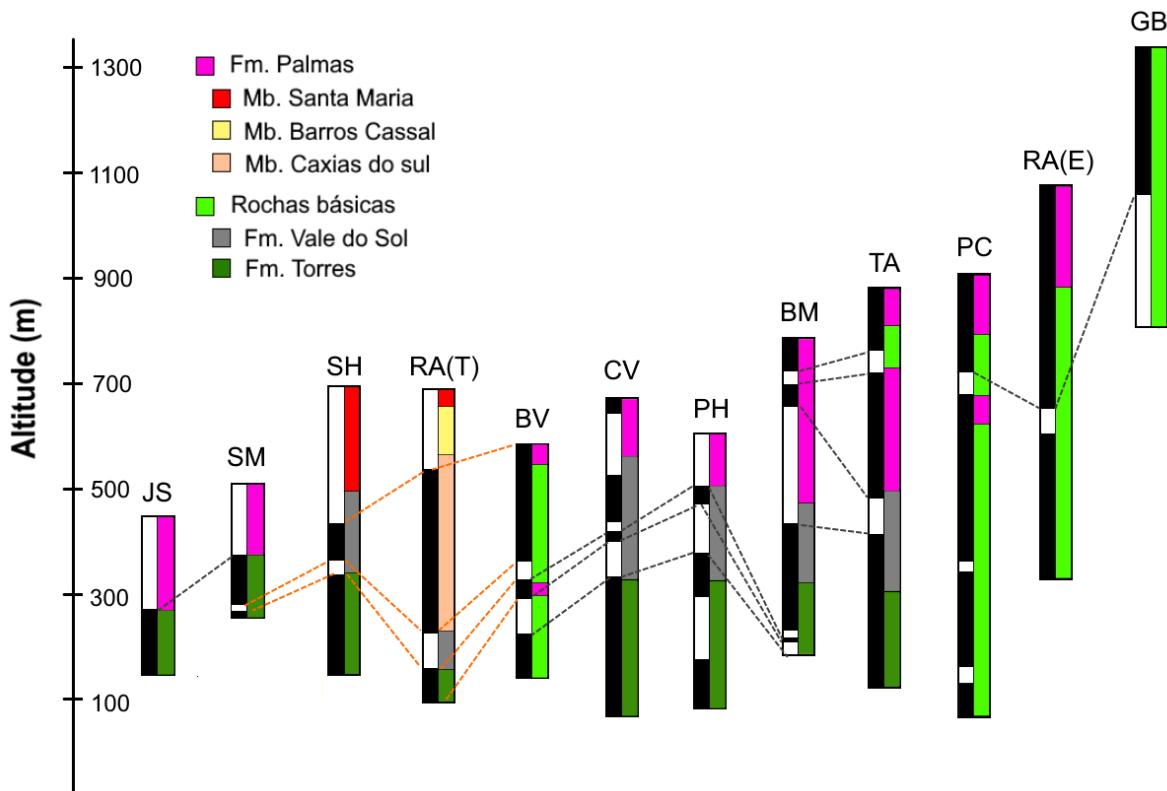


Figura 34. Correlação magnetoestratigráfica entre os perfis no sul da PMPE. Barras pretas representam intervalos de polaridade normal, brancas de polaridade reversa. As linhas tracejadas em cinza são as amarrações definidas por Ernesto *et al.*, 1990, para as unidades da PMPE. As linhas em laranja são as amarrações propostas com base nos novos perfis RA e SH, utilizando-se dos marcadores estratigráficos estabelecidos no trabalho de 1990. Os subtipos magnéticos Caxias do Sul, Barros Cassal e Santa Maria foram incluídos como membros da Formação Palmas nos perfis SH e RA(T). As divisões das unidades entre formações foram baseados no trabalho de Rossetti *et al.*, 2018, dessa forma, as rochas básicas dos perfis BV, TA, PC, RA(E) e GB permanecem indivisíveis pois não foram contemplados neste trabalho. JS, SM, BV, CV, PH, BM, TA, PC, RA(E) e GB – Ernesto *et al.*, 1990; SH – Pescarini e Raposo, 2017; RA(T) – este trabalho. O acréscimo de (E) e (T) nos perfis RA foi utilizado para distinguir aqueles estudados pelos diferentes autores.

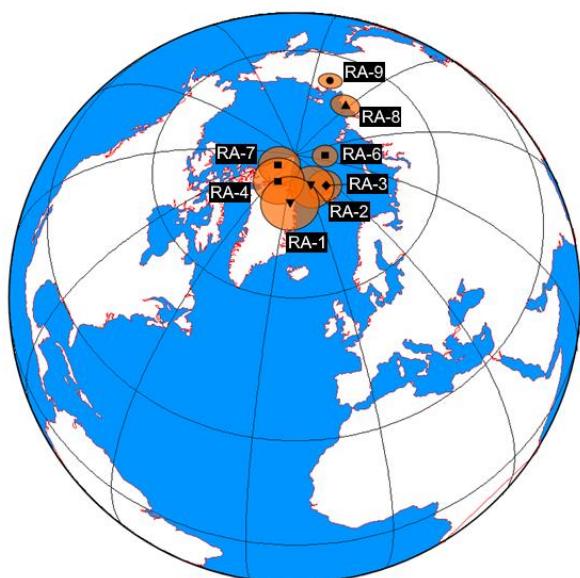


Figura 35. Polos Geomagnéticos Virtuais (VGPs) obtidos no perfil RA. Os círculos laranja representam o limite de confiança de 95% (α_{95}). Triângulo para baixo são os basaltos da base, triângulo para cima é o basalto de topo, losango é andesito, quadrados são dacitos e círculo é riolito.

9. CONCLUSÃO

Foram realizados vários experimentos afim de determinar as propriedades magnéticas das rochas e aplica-las no avanço do entendimento dos processos geofísicos e geológicos ocorridos na região sul da PMPE.

O exame petrográfico das amostras revelou unidades distintas ao longo do perfil estudado. Essas unidades apresentam minerais opacos (óxidos) com granulometria variada e diferentes texturas. Os basaltos da base do perfil (tipo Gramado) apresentam coercividades muito baixas devido ao tamanho relativamente grande das titanomagnetitas de baixo Ti. Os dacitos e andesitos (Caxias do Sul) contém, preferencialmente, titanomagnetitas de média a alta coercividade e menor contribuição de grãos menos coercivos, havendo também, contribuição subordinada de hematita. O basalto do sub-tipo Barros Cassal mostra um comportamento distinto das demais unidades, com uma magnetização de saturação superior a 1T, sugerindo que além de titanomagnetitas, essa rocha tem uma contribuição significativa de hematita. O riolito Santa Maria apresenta titanomagnetitas de tamanhos variados como evidenciado pelo espectro de coercividades.

Na AMS, foi verificado que todas as amostras apresentam tramas oblatas ou neutras, o que se interpreta como consequência de uma deposição calma dos cristais no interior dos derrames com um fraca componente de cisalhamento. Os dados direcionais corroboram para fontes distintas entre os basaltos da Formação Torres (RA-1) e Vale do Sol (RA-2) ou pelo menos uma mudança na direção de fluxo, NE-SW e NNW-SSE, respectivamente. As rochas ácidas e intermediárias (Caxias do Sul, Barros Cassal e Santa Maria) em geral também divergem em relação às direções da lineação magnética e de fluxo, contribuindo com a hipótese de fontes alimentadoras locais para esses magmas. Além disso, a comparação desses novos dados com os já existentes na região sul da PMPE reforça a hipótese de uma canalização dos fluxos de lava ao longo de riftes com direção NE-SW, antes da ruptura do Gondwana.

O paleomagentismo permite concluir que as rochas básicas da Formação Torres e da Formação Vale do Sol tiveram um hiato de tempo entre sua colocação, assim como assinalado pela camada de arenito entre elas, indicando uma mudança na dinâmica do magmatismo durante esse período, como mostram as diferentes fácies e arquiteturas vulcânicas. A transição entre as unidades básicas e ácidas é muito rápida, assim como visto entre outros perfis, devido a direção de magnetização remanente muito próxima entre elas, corroborando, dessa forma, a hipótese de uma alimentação contínua dessas lavas.

10. REFERÊNCIAS

- Alva-Valdivia, L.M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Riisager, J., Riisager, P., Lopes, O.F., 2003. Paleomagnetic poles and paleosecular variation of basalts from Paraná Magmatic Province, Brazil: Geomagnetic and geodynamic implications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **138**: 183–196.
- Barreto, C.J.S., Lima, E.F., Scherer, C.M., Rosseti, L.M.M. 2014. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south ringe of Torres Syncline, Southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **285**: 81-99.
- Bellieni, G., Comin-Chiaromonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Piccirillo, E.M., Roisenberg, A. 1984. High- and Low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Journal of Mineralogy and Geochemistry*, **150**: 273-306.
- Bellieni, G., Comin-Chiaromonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisenberg, A., Stolfa, D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from Paraná plateau (Brazil): Geological mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*. **27**: 915-944.
- Bryan, S.E., Ernst, R.E. 2008 Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*. **86**:175–202.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. Boston, Blackwell Scentific Publications, 319 p.
- Campbell, I.H., Griffins, R.W. 1990. Implication of mantle plumes structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **99**: 79-93.
- Cañón-Tapia, E. 1994. AMS parameters: guidelines for their rational selection. *Pure and Applied Geophysics*, **142**: 365-382.
- Cañón-Tapia, E., Raposo, M.I.B. 2018. Anisotropy of magnetic susceptibility of silicic rocks from quarries in the vicinity of São Marcos, Rio Grande do Sul, South Brazil: Implications for emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **355**: 165-180.
- Chadima, M. 2017. *Magnetic Anisotropy of Rocks*. 10° Reunião bienal da Latinmag, Queretaro, México.
- Coffin, M., Eldholm, O. 1994. Large Igneous Provinces: Crustal Structure, dimensions and external consequences. *Reviews of Geophysics*, **32**: 1-36.
- Comin-Chiaromonti P., Cundari A., Piccirillo E.M., Gomes C.B., Castorina F., Censi P., De Min A., Marzoli A., Speziale S., Velázquez V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: Their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, **38(4)**:495-528.

- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., and Besse, J. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, **166**: 177–195.
- Creer, K.M. 1962. Paleomagnetism of the Serra Geral Formation. *Geophysical Journal International*, **7**: 1-22
- Ernesto, M., Hiodo, F.Y., Pacca, I.G. 1979. Estudo paleomagnético de sequência de derrames basálticos da Formação Serra Geral em Santa Catarina. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **51**: 328-332.
- Ernesto, M., Pacca, I.G., 1988. Paleomagnetism of the Paraná Basin flood volcanics, Southern Brazil. In: E.M. Piccirillo., A.J. Melfi (eds), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 229-255 p.
- Ernesto, M., Pacca, I.G., Hiodo, F.Y., Nardy, A.J.R. 1990. Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **64**: 153-175.
- Ernesto, M.; Comin-Chiaromonti, P.; Gomes, C.B.; Castillo, A.M.C. & Velazquez, J.C. 1996. Paleomagnetic data from the Central Alkaline Province, Eastern Paraguay. In: Gomes, C.B., Comin-Chiaromonti, P. (eds), *Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 85-102 p.
- Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques, L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A., De Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Parana Magmatic Province: Tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**: 321-340
- Ernesto, M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C., Ussami, N., Comim-Chiaromonti, P., Bellieni, G. 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: Fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**: 15-36.
- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society*, **A217**: 295-305.
- Freitas, V.A. 2009. *A geração de magmas ácidos na Província Magmática Paraná, região de Piraju-Ourinhos (SP): uma contribuição da geoquímica isotópica e de elementos traço em rochas e minerais*. MSc Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo
- Garland, F., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1995. Description and petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. *Journal of Petrology*, **36**: 1193-1227.
- Gee, J.S., Kent, D.V. 2007. Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale. In: Kono, M. (eds), *Treatise on Geophysics*, Vol. 5. *Geomagnetism*. Elsevier, 455-507 p.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P. 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **136**: 149-165.

- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonards, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1999. The limited extend of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalts genesis: Geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **137**: 147-169.
- Glen, J.M., Renne, P.R., Milner, S.C., Coe, R.S. 1997. Magma flow inferred from anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Paraná-Etendeka igneous province: Evidence for rifting before flood volcanism. *Geology*, **25**: 1131-1134.
- Goguitchaichvili, A., Cervantes, M.S., Camps, P., Sánchez, L.B., Mena, M., Trindade, R., Aguilar, B.R., Morales, J., Lopez H.L. 2013. The Earth's magnetic field prior to the Cretaceous Normal Superchron: new palaeomagnetic results from the Alto Paraguay Formation. *International Geology Reviews*, **55**: 692-704(13).
- Guimarães, L.F. 2014. *Características físicas e químicas e modelo eruptivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS*. MSc Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Guimarães, L.F., Raposo, M.I.B., Janasi, V.A., Cañón-Tapia, E., Polo, L.A. 2018. An AMS study of different silicic units from the southern Paraná-Etendeka Magmatic Province in Brazil: Implications for the identification of flow directions and local sources. *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, **355**: 304-318.
- Guimarães, L.F. 2019. *Stratigraphy and eruptive model of the dacitic volcanism in the region of São Marcos (South Paraná Magmatic Province)*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Peate, D.W. 1988. Lithosphere remobilization during Paraná CFB Magmatism. *Journal of Petrology*, Special Volume **1**: 205-223.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kirsten, L., Mantovani, M.S.M., Peate, D.W., Turner, S.P. 2000. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paraná-Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**: 335-349.
- Hrouda, F. 2002. The use of the anisotropy of magnetic remanence in the resolution of the anisotropy of magnetic susceptibility into its ferromagnetic and paramagnetic componentes. *Tectonophysics*, **347 (4)**: 269-281.
- Incoronato, A. 1982. *Paleomagnetic studies in the Southern Appenines, Italy*. PhD Thesis, Universidade de New Castle upon Tyne, New Castle.
- Janasi, V.A., Freitas, V.A., Heaman, L.H. 2011. The onset of the flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, **302**: 147-153.
- Jerram, D.A., Mountney, N., Holzförster, F., Stollhofen, H. 1999. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: Understanding the onset of flood volcanism. *Journal of Geodynamics*, **28**: 393-418.

- Kirshvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal International*, **62**(3): 699-718.
- Lowrie, W. *Fundamentals of Geophysics*. New York, Cambridge University Press, 391 p.
- Luchetti, A.C.F., Gravley, D.M., Gualda, G.A.R., Nardy, A.J.R. 2018. Textural evidence for high-grade ignimbrites formed by low-explosivity eruptions, Paraná Magmatic Province, southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **355**: 87-97.
- Lustrino, M. 2005. How delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews*, **72**: 21-38.
- Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., De Sousa, M.A., Civetta, L., Atalla, L. Innocenti, F. 1985. Trace elements and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, **26**: 187-209.
- Marques, L.S., Dupré, B., Piccirillo, E.M. 1999. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): Evidence from trace elements and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodynamics*, **28**: 439-458.
- Marsh, J.S., Ewart, A., Milner, S.C., Duncan, A.R., Milner, R.M. 2001. The Etendeka Igneous Province: Magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, **62**: 464-486.
- Masquelin, H., Aifa, T., Muzio, R., Hallot, E., Veroslavsky, G., Bonneville, L. 2009. The Cuaró Mesozoic dyke swarm, southern Paraná basin, Uruguay: Examples of superimposed magnetic fabrics? *Comptes Rendus Geosciences*, **341**: 1003-1015.
- Mena, M., Orgeira, M.J., Lagorio, S. 2006. Paleomagnetism, rock-magnetism and geochemical aspects of early Cretaceous basalts of the Paraná Magmatic Province, Misiones, Argentina. *Earth, Planets and Space*, **58**: 1283-1293.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. 1983. *The Earth's Magnetic Field*. London, Academic Press, 401 p.
- Milner, S.C., Ewart, A. 1989. The geology of Goboboseb Mountain volcanics and their relationship to the Messum Complex, Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, **5**: 33-42.
- Milner, S.C., le Roex, A.P. 1996. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM1 mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**: 277-291.
- Morgan, W.J. 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, **230**: 42-43.
- Nardy, A.J.R., Machado, F.B., Oliveira, M.A.F. 2008. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Brazilian Journal of Geology*, **38**: 178-195.

- Néel, L., 1949. Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques em grains fins avec applications aux terres cuites. *Journal de Physique et Le Radium*, **5**: 9-136
- Néel, L., 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Advances in Physics*, **4**: 191-242.
- Nye, J.F. 1957. *Physical Properties of Crystals*. Oxford, Clarendon Press, 329 p.
- Pacca, I.G., Hiodo, F.Y. 1976. Paleoamagnetic analysis of Mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**: 207-214.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Shukowsky, W., 1990, Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18**: 1223-1226.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, **55**: 119-139.
- Peate, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J., Coffin, M.R. (Eds), *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union Monograph. Washington DC, USA, p. 217-245.
- Pescarini, T.; Raposo, M.I.B. 2017. Estudos magnéticos da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná) na região de Santa Cruz do Sul-Herveira, RS, Brasil: resultados preliminares. *Latinmag Letters*, **7**: PM16, 1-5.
- Piccirillo, E.M., Raposo, M.I.B., Melfi, A.J., Comim-Chiaromonti, P., Bellieni, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1987. Bimodal fissural volcanic suítes from Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, **1**: 53-69.
- Pinto, V.M., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Wildner, W. 2011. Zircon U-Pb geochronology from Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~135 Ma. *Chemical Geology*, **281**: 93-102.
- Polo, L.A., Janasi, V.A. 2014. Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in the southern Paraná Magmatic Province, Brazil. *Geologia USP – Série Científica*, **14**: 83-100.
- Polo, L.A., Giordano, D., Janasi, V.A., Guimarães, L.F. 2017. Effusive silicic volcanism in the Paraná Magmatic Province, South Brazil: Physico-chemical conditions of storage and eruption and considerations on the rheological behavior during emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **355**: 115-135.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M. 1995a. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa Dike Swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **87**: 183-196.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M. 1995b. An Early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dikes (Brazil): Implications for the South American Mesozoic apparent polar Wander path. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 95-109.
- Raposo, M.I.B. 1997. Magnetic fabric and its significance in the Florianópolis dyke swarm, southern Brazil. *Geophysical Journal International*, **1**: 159-170.

- Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Renne, P.R. 1998. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **108**: 275-290.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R.S., Glen, J.M.G., Prévot, M., Perrin, M. 1992. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, **258**(5084): 975-979
- Richards, M.A., Duncan, R.A., Courtillot, V.E. 1989. Flood basalts and hot spot tracks: Plumes heads and tails. *Science*. **258**: 975-979.
- Rocha-Júnior, E.R.V., Puchtel, I.S., Marques, L.S., Walker, R.J., Machado, F.B., Nardy, A.J.R., Babinski, M., Figueiredo, A.M.G. 2012. Re-Os isotope and highly siderophile elements systematics of the Paraná continental flood basalts (Brazil). *Earth and Planetary Science Letters*, **337-338**: 164-173
- Rosseti, L.M.M., Lima, E.F., Waichel, B.L., Hole, M.J., Simões, M.S., Scherer, C.M.S. 2018. Lithostratigraphy and volcanology of Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in Southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **355**: 98-114.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C.J., Kirstein, L., Mantovani, M.S.M. 1996. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, **143**: 95-109.
- Storey, M., Duncan, R., Tegner, C. 2007. Timing and duration of volcanism in the North Atlantic Igneous Province: Implications for geodynamics and links to the Iceland hotspot. *Chemical Geology*, **241**: 264-281.
- Tamrat, E., Ernesto, M. 1999. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of Geodynamics*. **28**: 419-437.
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. London, Chapman & Hall, 217 p.
- Theide, D.S., Vasconcelos, P.M. 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, **38**: 747-750.
- Turner, S., Hawkesworth, C.J. 1995. The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, **120**: 295-314.
- White, R., McKenzie, D. 1989. Magmatism at Rift Zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94**: 7685-7729.
- Zaffani, A.L. 2013. *Paleomagnetismo e anisotropia magnética de derrames e sills da região norte da Província Magmática do Paraná*. MSc Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Zijderveld, J.D.A. 1967. Demagnetization of rocks: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (eds.), *Methods in paleomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, p. 254-286.