

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Trabalho de Formatura:

Nº TF-23/37

**Estudos Magnéticos do Enxame de Diques Serra do Mar no
Município de Arraial do Cabo**

Aluna: Larissa Lima de Lucena

Orientadora: Profª Drª Maria Irene Bartolomeu Raposo

SÃO PAULO

2023

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por me permitir concluir este importante ciclo!

Agradeço a minha mãe, Girlane, por sempre me incentivar, me dar forças para continuar e por me acolher sempre que precisei. Agradeço ao meu pai, Neimar, por todo apoio, incentivo e por todas as caronas que me deu ao longo destes 5 anos. Agradeço também a toda minha família.

A minha orientadora, Maria Irene, agradeço por todos ensinamentos, trabalhos de campo, apoio e boas conversas.

A todos os meus colegas de laboratório, por todo auxílio nos campos, preparação de amostras, experimentos e pelas boas conversas durante tudo isso.

Agradeço a Maithe pela linda amizade que construímos ao longo destes anos e por sempre me ajudar revisando meus textos. Ao Victor, pela amizade, todos os trabalhos juntos e por sempre me lembrar que tudo iria dar certo. Ao Danilo, por ser um ótimo amigo, sempre estar disposto a ajudar e por me auxiliar com as fotos das minhas lâminas. Ao Eduardo, Thalita e Alana, por serem ótimos amigos, por todos trabalhos juntos e por terem tornado esta jornada mais leve.

Agradeço a todos os professores e funcionários do IGc-USP.

Agradeço à Fapesp por financiar o projeto de pesquisa que este trabalho de formatura faz parte e a CNPq pela bolsa de iniciação científica que me possibilitou iniciar nesta pesquisa.

SUMÁRIO

RESUMO.....	4
ABSTRACT	5
1. INTRODUÇÃO.....	6
2.OBJETIVOS.....	7
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	7
3.1. Contexto Geológico.....	7
3.2. Campo geomagnético	10
3.3. Suscetibilidade magnética	12
3.4. Mineralogia magnética	12
3.5. Tipos de comportamentos magnéticos	13
3.6. Domínios magnéticos	14
3.7. Magnetismo de rocha	14
3.8. Anisotropia de suscetibilidade magnética	15
3.9. Anisotropia de magnetização remanente.....	16
3.10. Paleomagnetismo.....	17
4. MATERIAIS E MÉTODOS	20
5. RESULTADOS OBTIDOS.....	23
5.1. Petrografia.....	23
5.1.1. <i>Magmatismo toleítico</i>	24
5.1.2. <i>Magmatismo alcalino</i>	25
5.2. Anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) e anisotropia de magnetização remanente anisterética (AARM)	26
5.3. Magnetismo de rocha	33
5.4. Paleomagnetismo.....	37
5.5. Interpretação e discussão dos resultados.....	41
5.5.1. <i>AMS x Fluxo</i>	45
5.5.2. <i>Tramas Magnéticas e Paleomagnetismo</i>	46
6. CONCLUSÕES	47
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49

RESUMO

Estudos de magnetismo de rocha e anisotropias magnéticas foram realizados a fim de compreender se a porção do enxame de diques Serra do Mar, localizado no município de Arraial do Cabo no Rio de Janeiro teve suas tramas magnéticas influenciadas pelos esforços atuantes na Abertura do Oceano Atlântico Sul. Foram estudados 26 diques entre toleíticos, lamprófiros e alcalinos. Os diques cortam ortognaisses que fazem parte do Complexo Região dos Lagos e apresentam direção principal para nordeste (NE). Resultados das tramas de anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) mostraram que majoritariamente estas são do tipo normal onde os eixos $K_{\text{máx}}$ e K_{int} se encontram no plano do dique e o eixo K_{min} se encontra perpendicular a ele, essa trama é tipicamente interpretada como fluxo magmático de preenchimento de fraturas. A inclinação de $K_{\text{máx}}$, indica que os diques foram preenchidos por fluxos verticais a horizontais. Em relação às tramas inversas, onde K_{int} e K_{min} se encontram no plano do dique e $K_{\text{máx}}$ é perpendicular a ele e tramas intermediárias onde $K_{\text{máx}}$ e K_{min} se encontram no plano do dique e K_{int} perpendicular a ele, provavelmente são de origem tectônica, pois os experimentos de magnetismo de rocha indicaram ausência de grãos do tipo domínio simples (SD). Os tensores da anisotropia da magnetização remanente anisterética (AARM) apresentaram resultados coaxiais e não coaxiais em relação a AMS. A comparação das tramas AMS e AARM possibilitou inferir que os sítios estudados foram colocados durante três eventos tectônicos distintos relacionados aos processos iniciais da abertura do oceano Atlântico Sul. O principal mineral magnético presente nos diques estudados é a titanomagnetita pobre em titânio, no entanto, hematita foi detectada nas rochas alcalinas. De acordo com resultados de magnetismo de rocha, o tamanho dos grãos magnéticos varia de 25 a 2 μm . Os estudos paleomagnéticos mostraram que os diques foram colocados em episódios distintos evidenciados pelas polaridades normal e reversa do campo geomagnético.

ABSTRACT

Studies of rock magnetism and magnetic anisotropies were realized to understand whether the portion of the Serra do Mar dike swarm, located in Arraial do Cabo in Rio de Janeiro, had the magnetic fabrics influenced by the efforts involved in the opening of the South Atlantic Ocean. 26 tholeiitic, lamprophyre and alkaline dikes were studied. The dikes cut orthogneisses that are part of the Região dos Lagos Complex and have a main direction to the northeast (NE). Results from anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) showed that mostly of the fabrics are the normal type, where K_{\max} and K_{int} axis are in the dike plane and K_{\min} axes is perpendicular to it, this fabric is typically interpreted as the result of magmatic flow filling the dike fractures. The K_{\max} inclination indicates that the dikes were filled by vertical to horizontal flows. In relation to the inverse fabrics, where K_{int} and K_{\min} meet in the plane of the dike and K_{\max} is perpendicular to it, and intermediate fabrics where K_{\max} and K_{\min} meet in the plane of the dike and K_{int} is perpendicular to it, they are probably of tectonic origin, as the experiments of rock magnetism indicated the absence of single domain (SD) type grains. The anisotropy of the anhysteretic remanent magnetization (AARM) tensors showed coaxial and non-coaxial results in relation to AMS. The comparison of the AMS and AARM fabrics made it possible to infer that the studied sites were emplaced during three different tectonic events related to the initial processes of the opening of the South Atlantic Ocean. The main magnetic mineral present in the studied dikes is titanium-poor titanomagnetite, however, hematite was observed in the alkaline rocks. According to rock magnetism results, the size of the magnetic grains varies from 25 to 2 μm . Paleomagnetic studies showed that the dikes were placed in distinct episodes evidenced by the normal and reverse polarities of the geomagnetic field.

1. INTRODUÇÃO

As rochas estudadas nesta pesquisa são diques e sills que fazem parte de um importante enxame de diques máficos conhecido como Serra do Mar, caracterizando uma importante e expressiva atividade ígnea intrusiva. Segundo Teixeira et al. (2000), a formação de um dique se dá quando o magma invade as rochas encaixantes através de falhas e fraturas e cortam as suas estruturas originais ou apresentam mergulho vertical. Os sills também são corpos ígneos intrusivos, assim como os diques, entretanto estes apresentam mergulho horizontal ou paralela às estruturas da rocha encaixante e são chamados de corpos concordantes.

As amostras em estudo foram coletadas em sua grande maioria no município de Arraial do Cabo, no estado do Rio de Janeiro e nesta pesquisa foram estudadas principalmente através das seguintes propriedades e métodos magnéticos:

A suscetibilidade magnética (k ou K) é definida como a capacidade que um material possui em adquirir uma magnetização induzida e reflete a capacidade ou habilidade que o material tem em se magnetizar. A anisotropia, por sua vez, se refere a uma tendência direcional de uma propriedade física que varia de intensidade de acordo com a direção em que é medida. Então a anisotropia de suscetibilidade (AMS) corresponde a variação da K quando medida em diferentes posições. A orientação dos eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima fornecem a trama magnética de uma rocha. A interpretação desta trama é feita de modo análogo às medidas feitas em campo ou platina universal.

Contribuem para a anisotropia de suscetibilidade, os minerais ferromagnéticos - que são caracterizados por K alta e positiva; paramagnéticos - caracterizado por K reversível e positiva e diamagnéticos - caracterizados por uma K reversível e negativa, entretanto os minerais ferromagnéticos podem acabar mascarando a suscetibilidade magnética dos minerais paramagnéticos e diamagnéticos por possuírem valores mais elevados de K .

A anisotropia de magnetização remanente (ARM), diferentemente da AMS, se dá apenas pela contribuição dos minerais ferromagnéticos e sua principal vantagem é isolar a trama desses minerais. A magnetização utilizada nesta pesquisa para calcular a ARM será a magnetização remanente anisterética (AARM)- que é a magnetização adquirida quando um campo magnético contínuo é superimposto a um campo magnético alternado em uma amostra de rocha (Jackson, 1991).

Os experimentos correspondentes ao magnetismo de rocha podem fornecer informações como coercividade (campo onde a magnetização é igual a zero), tamanho de grão magnético, magnetização de saturação, mineral magnético presente e etc.

Já os estudos de paleomagnetismo podem revelar através da polaridade do campo geomagnético de cada sítio estudado, se os diques em questão são resultado de um ou mais eventos magmáticos.

Esta pesquisa é uma continuação daquela que foi realizada durante a Iniciação Científica, com bolsa PIBIC, onde foram determinadas a AMS para 16 diques e a AARM para 10 diques. Neste trabalho de formatura foram adicionados 10 sítios coletados em 2022, totalizando 26 sítios.

Portanto, a meta desta pesquisa foi responder a seguinte pergunta: “As tramas magnéticas dos diques de Arraial do Cabo, sofreram influências dos esforços atuantes na Abertura do Oceano Atlântico Sul?”

2.OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho foi estudar o enxame de diques Serra do Mar no município de Arraial do Cabo, através das anisotropias magnéticas de suscetibilidade (AMS) e anisotropia de magnetização remanente anisterética (AARM), visando comparar as tramas magnéticas obtidas com aquelas dos diques do litoral norte do estado de São Paulo estudados anteriormente pela mesma metodologia por (Raposo, 2017, 2018 e 2020), principalmente, a lineação magnética dada pela AARM que para os diques já estudados é de origem tectônica e é paralela aos esforços responsáveis pela abertura do Atlântico Sul. Foi realizado também um estudo detalhado de magnetismo de rocha com intuito de determinar as propriedades magnéticas dos diques e verificar os minerais responsáveis pelas anisotropias e pelas magnetizações remanentes.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Contexto Geológico

As rochas estudadas neste trabalho fazem parte de um expressivo enxame de Diques conhecido como Serra do Mar. Segundo Almeida (1986), no fim do Permiano se iniciou um fenômeno na plataforma Sul-Americana de ativação tectono-magmático, este atingiu seu ápice ao longo do Jurássico e do Cretáceo. O sudeste brasileiro também foi palco destes intensos processos que ocorreram no Mesozóico, sendo representados principalmente pelos basaltos da província Paraná-Etendeka e pelos enxames de diques toleíticos de Ponta Grossa, Florianópolis e Serra do Mar, Figura 1. A idades disponíveis na literatura para estes enxames de diques através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são: 130-131 M.a. para o Enxame de Ponta Grossa (Renne et al., 1996); 124-129 M.a. para o Enxame de Florianópolis (Raposo et al., 1998) e 129-130 M.a. para o Enxame Serra do Mar. (Deckart et al., 1998; Turner et al., 1994).

Estes eventos se relacionam diretamente com a complexa dinâmica que ocorreu durante a quebra do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico, gerando as bacias marginais brasileiras. Quanto ao magmatismo de caráter alcalino, as ocorrências se

enquadram em dois grupos principais de idades, o primeiro com idade do Cretáceo Inferior (122-133 M.a.) e o segundo com idades do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior (51-82 M.a.). Os diques de idade mais antiga são contemporâneos ao vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná, já as ocorrências mais jovens, principalmente o alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio, ocorreram após o encerramento do magmatismo basáltico. (Amaral et al., 1967; Almeida, 1986; Almeida et al., 2013)

O enxame de diques Serra do Mar ocorre de Santos ao Rio de Janeiro se estendendo para o interior, são subverticais e podem apresentar até dezenas de metros de espessura. A direção principal é NE, concordante com estruturação do Segmento Central do Orógeno Ribeira. Em algumas regiões, pode-se encontrar sub-enxames com direções NW, NNW e NS. (Almeida, 1986; Guedes, 2007)

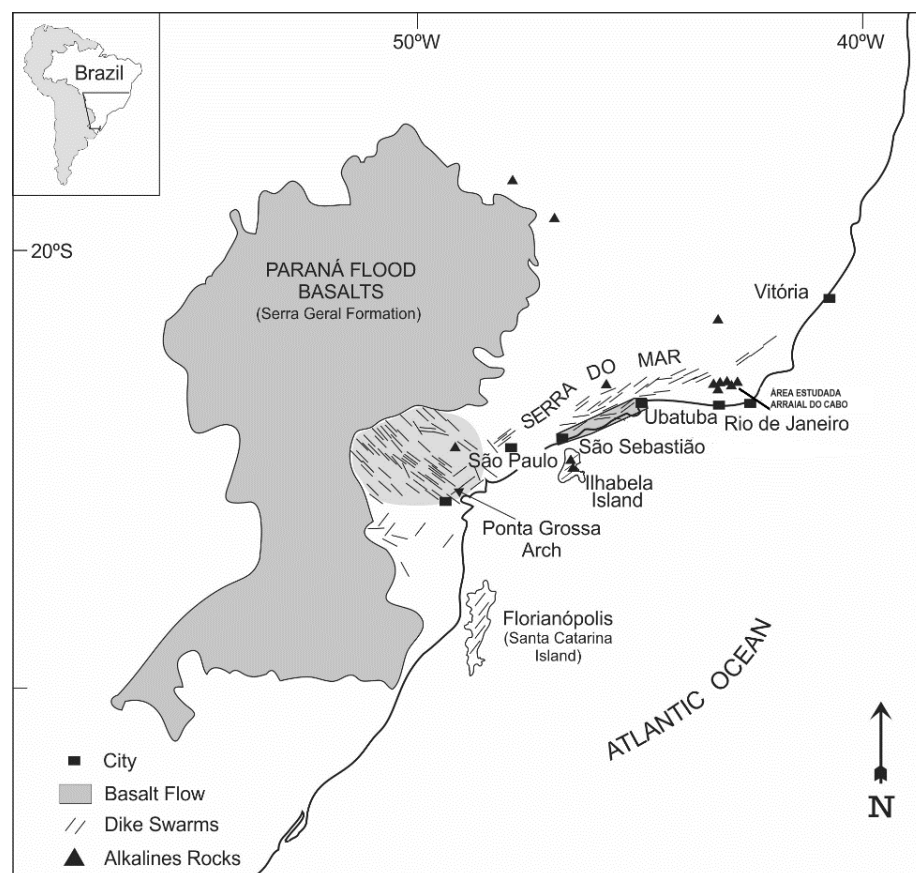


Figura 1: Mapa geral do magmatismo no Mesozoico no sudeste brasileiro, mostrando a área de estudo. Fonte: Raposo (2017).

Arraial do Cabo está inserido no contexto regional do Domínio Tectônico Cabo Frio, bloco que sofreu uma colisão com o cinturão Ribeira durante a Orogenia de Búzios (520 a 510 M.a.) e posteriormente foi fragmentado por um rifteamento durante o Cretáceo. As rochas do embasamento Paleoproterozóico sofreram deformação de baixo ângulo e metamorfismo de baixa a média pressão e são compostas por ortognaisses (com mineralogia constituída por plagioclásio, quartzo, anfibólio, localmente com granada) e anfibolitos (que podem ocorrer em forma de lentes, xenólitos e diques). Estas rochas constituem o chamado Complexo Região

dos Lagos, com intrusões de diques máficos de direções estruturais NE-SW, Figura 2. (Figueiredo, 2019; Schmitt et al., 2016 e Carvas et al., 2021).

A caracterização petrográfica e geoquímica do magmatismo do Pontal do Atalaia em Arraial do Cabo feita por Figueiredo (2019) sugere que o magmatismo toleítico local é composto por diabásios, enquanto as litologias alcalinas são constituídas por lamprófiros, fonolitos e traquitos.

Nos corpos de diabásio, de direção NE-SW, foram identificadas texturas equigranulares, porfíricas e glomerporfíricas. Quanto a geoquímica foram classificados como baixo-TiO₂. Os lamprófiros, com direções NE-SW e NW-SE, foram divididos a partir de dados de geoquímica como fonotefritos, tefritos e basanitos. São descritas duas variedades de traquito, sendo uma afanítica e uma porfírica e por fim, as intrusões de fonolito, com direção ENE-WSW, apresentam textura porfírica em lâmina delgada. (Figueiredo, 2019).

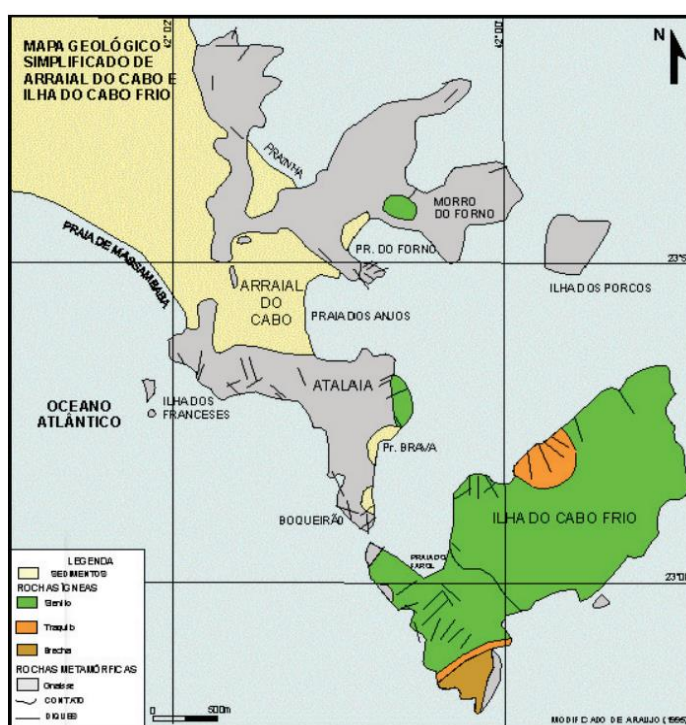


Figura 2: Mapa geológico simplificado de Arraial do Cabo e Ilha do Cabo Frio. Retirado de: Dias, Castro, & Seoane (2014) (modificado de Sichel et al., 2008).

Carvas et al, (2021) determinaram idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em diques máficos provenientes da Região dos Lagos e obtiveram uma idade mínima de intrusão de $132,83 \pm 0,30$ M.a., correspondente a estágios de separação do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Dois corpos estudados por Carvas et al. (2021), LM-DA-150 e LM-DA-158, correspondem respectivamente aos sítios RJ-8 e RJ-5 (ambos toleíticos) desta pesquisa. Apesar de não ter sido possível obter informações confiáveis sobre a idade do magmatismo

nestas amostras, análises em cristais de plagioclásio do LM-DA-150 revelaram uma idade máxima de sericitização de $109,08 \pm 0,45$ M.a.

3.2. Campo geomagnético

O campo geomagnético é gerado por correntes de convecção no núcleo externo líquido da Terra, composto de ferro, níquel e alguns componentes mais leves desconhecidos. Acredita-se que parte da energia que gera as correntes de convecção esteja relacionada com o resfriamento do núcleo e com flutuabilidade do núcleo externo em relação ao congelamento do núcleo interno composto principalmente por ferro, entretanto, ainda são necessários mais estudos para conhecer ao certo esta fonte de energia. (Tauxe et al., 2018)

O campo geomagnético atual apresenta um complexo comportamento. A teoria do Dipolo Axial Geocêntrico (GAD), considera que o campo geomagnético é gerado devido a um dipolo magnético, entretanto, sabe-se que o campo geomagnético atual apresenta um comportamento composto por um campo dipolar dominante e um campo não dipolar. A Figura 3a ilustra as linhas de fluxo produzidas por um dipolo axial geocêntrico, enquanto que na Figura 3b está representada as linhas de fluxo do campo geomagnético de 2005 com um comportamento muito mais complexo. (Tauxe et al., 2018)

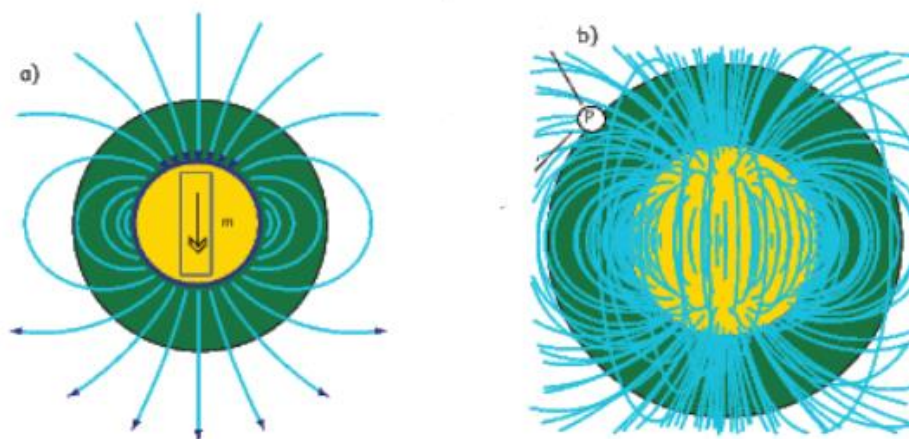


Figura 3: Em (a) está representado as linhas de fluxo produzidas por um dipolo axial geocêntrico. Em (b) está representado as linhas de fluxo do campo geomagnético de 2005. Modificada de: Tauxe et al., (2018) - modificado de Ben-Yosef et al., (2008).

A Figura 4, ilustra os componentes que definem a direção do campo geomagnético na superfície da terra (Butler, 1992).

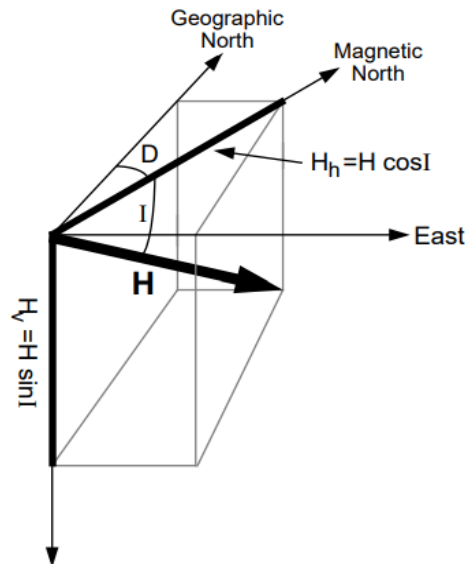


Figura 4: Componentes do vetor campo geomagnético. H_v =componente vertical; H_h =componente horizontal; I =inclinação; D =declinação. Retirado de Butler (1992).

A componente vertical, H_v , é dada pela expressão abaixo, onde H representa a magnitude do campo magnético e I representa a inclinação:

$$H_v = H \sin I$$

A componente horizontal, H_h pode ser calculada através da expressão.

$$H_h = H \cos I$$

E por fim, as componentes geográficas norte e leste são dadas pelas seguintes relações, onde D é o ângulo azimutal entre a componente horizontal de H e o norte geográfico (declinação).

$$H_N = H \cos I \cos D$$

$$H_E = H \cos I \sin D$$

Com o conhecimento de todas estas componentes de \mathbf{H} , é possível determinar a intensidade total (módulo) do campo através da relação abaixo.

$$H = \sqrt{H_N^2 + H_E^2 + H_v^2}$$

A magnetização (\mathbf{M}) também é um vetor que apresenta a mesma direção de \mathbf{H} , portanto as mesmas relações citadas acima valem para a magnetização.

3.3. Suscetibilidade magnética

A Suscetibilidade magnética é definida pela seguinte relação $M = K \times H$, onde M é a magnetização induzida (A/m), K é a suscetibilidade magnética (SI) e H é o campo magnético indutor (A/m) e representa a capacidade de um dado material em adquirir uma magnetização induzida. K é um parâmetro adimensional e, portanto, escrito em SI, pois M e H são expressos em A/m. K pode variar de acordo com a direção em que é medida, com a intensidade do campo magnético indutor e com a temperatura. (Rochette et al., 1992).

Materiais isotrópicos não apresentam variação de suas propriedades físicas conforme a direção em que são medidas, já os anisotrópicos são o oposto, ou seja, suas propriedades físicas variam de acordo com a direção, como por exemplo a K .

Em casos de materiais isotrópicos, K é um escalar e M e H são paralelos, já para materiais anisotrópicos, $[K]$ é um tensor de segunda ordem e depende da direção que é medido sendo que M e H não são paralelos. Geometricamente o tensor $[K]$ pode ser definido como um elipsóide de revolução conhecido como elipsóide de suscetibilidade com os eixos de suscetibilidade máxima ($K_{\text{máx}}$), intermediária (K_{int}) e mínima ($K_{\text{mín}}$) paralelos aos seus autovetores x , y e z . (Hrouda, 1982)

3.4. Mineralogia magnética

Os minerais mais importantes para os estudos magnéticos são aqueles com ferro em sua composição. Estes minerais em sua maioria são soluções sólidas, sendo as principais magnetita-ulvoespinélio (Titanomagnetita) e ilmenita-hematita (Titanohematita) (Figura 5). É comum que o titânio substitua o ferro na estrutura cristalina tanto da magnetita quanto da hematita, mudando assim as propriedades magnéticas em relação a suas formas sem a presença do íon Ti^{4+} . (Butler, 1992; Tauxe et al., 2018)

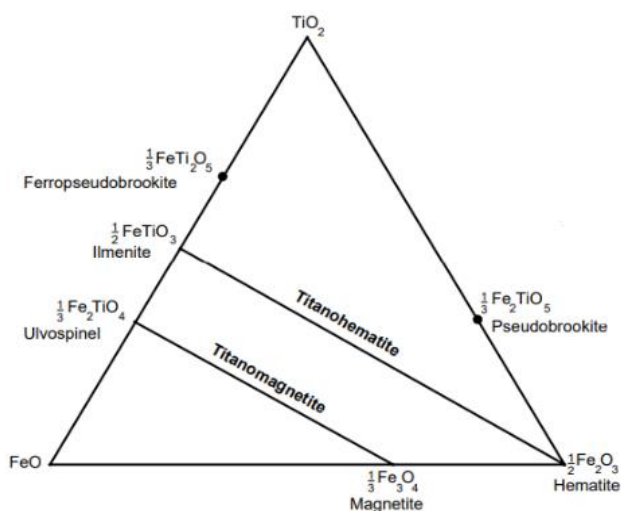


Figura 5: Diagrama ternário TiO₂ - FeO - Fe₂O₃, com séries de solução sólida originando titanomagnetita e titanohematita. Retirado de Butler (1992).

3.5. Tipos de comportamentos magnéticos

Baseado nos valores de K os minerais (materiais) são classificados em três grupos, Figura 6, (Butler, 1992).

1- Ferromagnéticos: Os minerais ferromagnéticos apresentam átomos com momentos magnéticos que interagem fortemente entre si. Nestes minerais, a suscetibilidade magnética apresenta altos valores e a magnetização não vai a zero quando o campo magnético é retirado, apresentando histerese. Para um dado mineral ferromagnético existe uma temperatura onde tanto a magnetização como K cai a zero conhecida como temperatura de Curie, que é característica de cada mineral magnético. São exemplos de minerais ferromagnéticos: magnetita e hematita (Figura 6).

2- Paramagnéticos: Este comportamento ocorre em minerais como piroxênios, anfibólios, micas e outros. O paramagnetismo ocorre em materiais que contêm átomos com momentos magnéticos atômicos, entretanto sem interação entre eles. É caracterizado por materiais que se magnetizam na mesma direção do campo aplicado e sua K é positiva e baixa. Diferentemente do caso anterior, quando o campo é retirado sua magnetização se reduz a zero por não apresentar remanência (Figura 6).

3- Diamagnético: Este comportamento ocorre em minerais como quartzo e calcita, por exemplo, e é caracterizado por minerais que se magnetizam em direção oposta ao campo aplicado, quando retirado o campo magnético sua magnetização se reduz a zero, assim como no caso dos paramagnéticos. A magnetização depende linearmente do campo aplicado e a suscetibilidade magnética é baixa, negativa e independe de temperatura. A resposta diamagnética acontece devido a uma mudança no movimento orbital dos elétrons, produzindo assim uma magnetização oposta ao campo aplicado (Figura 6).

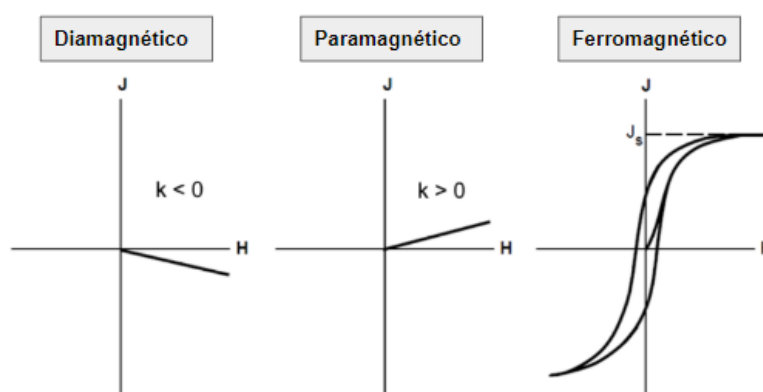


Figura 6: Diferentes comportamentos magnéticos em função da aplicação de um dado campo magnético. Para os diamagnéticos K é baixa e negativa, para os paramagnéticos K é baixa e positiva e para os ferromagnéticos, a magnetização é dada por uma histerese. Modificado de Butler (1992).

3.6. Domínios magnéticos

Considerando uma partícula esférica com 2 hemisférios, sendo um com cargas negativas e outro com cargas positivas (Figura 7), existe uma energia chamada magnetostática na qual existe um equilíbrio entre as cargas (esfera 1 da Figura 7), porém se as cargas aumentarem nos dois hemisférios ocorrerá uma repulsão entre essas cargas. Para que essa repulsão não atinja a energia magnetostática, o grão magnético “quebra” em diferentes domínios (esfera 2 Figura 7). A separação dos domínios magnéticos é chamada de “paredes” de domínio e nesta situação as cargas de sinais opostos passam a estar em posições adjacentes e, portanto, não sofrem repulsão, Figura 7 (Butler, 1992).

Em casos em que a energia necessária para a criação dos domínios magnéticos é menor que a energia magnetoestática, o grão apresenta somente um domínio, isto acontece em grãos pequenos e são chamados de domínio simples (SD). Os grãos com múltiplos domínios são conhecidos como multidomínios (MD) e por fim, ainda existe uma situação intermediária, representada pelos grãos pseudo-domínio simples (PSD). O intervalo para grãos de magnetitas do tipo PSD é aproximadamente de 1-10 μm (Butler, 1992).

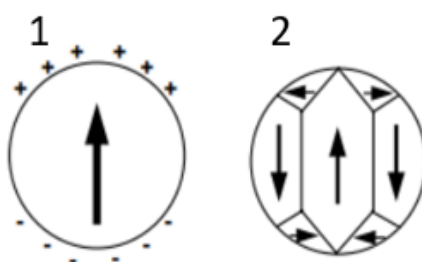


Figura 7: Em (1) está representado um grão do tipo domínio simples (SD) e (+) (-) ilustram suas cargas. Em (2) está representado um grão do tipo múltiplo domínio (MD) com cargas em posições adjacentes e separadas por “paredes”. Modificado de Butler (1992).

3.7. Magnetismo de rocha

Os vários experimentos correspondentes ao magnetismo de rocha fornecem importantes informações sobre as amostras estudadas como: coercividade, tamanho do grão magnético, magnetização de saturação, mineral magnético presente e etc.

A magnetização anisterética é artificial e pode ser realizada de modo parcial, chamada de magnetização remanente anisterética parcial (pARM). Os experimentos de pARM são realizados para conhecer os espectros de coercividade remanente das amostras (campo magnético necessário para reduzir a magnetização a zero). A partir dos estudos experimentais de Jackson et al., (1988) é possível relacionar de forma indireta a força coerciva com o tamanho de grão magnético (Figura 8). Grãos maiores apresentam força coerciva menores, enquanto que grãos menores apresentam forças coercivas maiores. Em alguns casos

minerais magnéticos maiores podem ter tramas de AARM diferentes daquelas dos grãos menores, portanto, é possível determinar a anisotropia da magnetização remanente anisterética parcial.

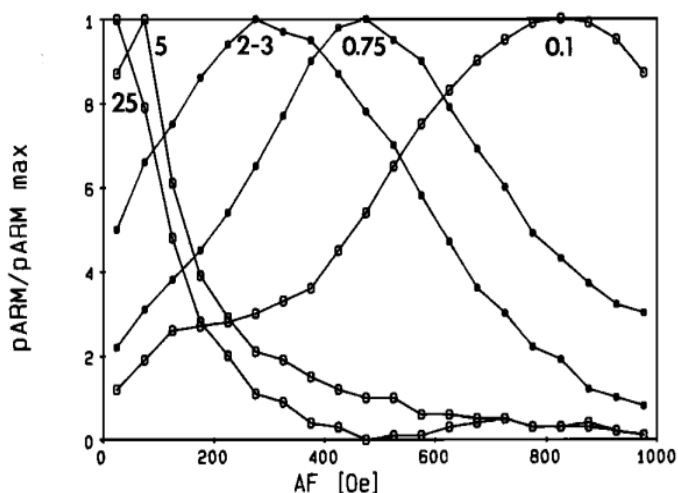


Figura 8: Curvas de pARM, contendo magnetitas com tamanhos discretos, mostrando a dependência em relação ao tamanho dos grãos magnéticos (dado em microns). Retirado de Jackson et al. (1988).

A força coerciva das rochas também pode ser estudada através das curvas de magnetização remanente isotermal (IRM) e por histereses. A IRM também é uma magnetização artificial, onde a amostra é exposta a um forte campo magnético por um curto intervalo de tempo e em seguida sua magnetização remanente é medida em magnetômetro. Este processo se repete até a saturação da amostra ou até o limite do aparelho. Quanto maior o campo necessário para a saturação, maior é a coercividade e, portanto, menores são os grãos magnéticos.

As histereses fornecem informações sobre a coercividade das amostras (total (H_c) e remanente, H_{cr}), parâmetros como magnetização remanente de saturação (M_{rs}), magnetização de saturação (M_s), além de ser possível verificar se os minerais diamagnéticos e paramagnéticos contribuem para a suscetibilidade magnética. Os parâmetros de histerese são utilizados para investigar os domínios magnéticos dos grãos magnéticos.

A Temperatura de Curie é observada através de curvas termomagnéticas (suscetibilidade χ (baixa e alta temperatura) visando a identificação do mineral magnético. A temperatura de Curie é a temperatura em que a suscetibilidade magnética de um mineral ferromagnético é reduzida a zero e é característica para cada mineral magnético, por exemplo, no caso da magnetita esta temperatura é de 580° C.

3.8. Anisotropia de suscetibilidade magnética

A trama AMS é dada pela orientação dos eixos principais do elipsóide ($K_{\text{máximo}}$, $K_{\text{intermediário}}$ e $K_{\text{mínimo}}$) além dos dados direcionais obtém-se parâmetros escalares que possibilitam o entendimento quanto à forma deste elipsóide. Os principais parâmetros escalares são: suscetibilidade média ($K_m = (K_{\text{máx}} + K_{\text{int}} + K_{\text{min}})/3$); grau de anisotropia ($P = K_{\text{máx}}/K_{\text{min}}$) e parâmetro de forma $T = (2n_2 - n_1 - n_3)/(n_1 - n_3)$ onde $n_1 = \ln k_1$; $n_2 = \ln k_2$ e $n_3 = \ln k_3$. Se o parâmetro de forma, definido por Jelinek (1981), for $T > 0$ os grãos magnéticos são do tipo oblato, se $T = 0$ os grãos são neutros e se $T < 0$ estes são do tipo prolato.

A anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) ocorre devido a orientação preferencial dos minerais. A suscetibilidade magnética de uma rocha é a soma das suscetibilidades dos minerais diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos ponderado pela quantidade que ocorrem na rocha. A trama AMS é definida através da orientação dos eixos de suscetibilidade $K_{\text{máx}} > K_{\text{min}} > K_{\text{int}}$, onde $K_{\text{máx}}$ representa a lineação magnética; K_{min} representa o pólo da foliação magnética do plano formada pelos eixos $K_{\text{máx}}$ e K_{int} .

A interpretação das tramas de AMS em diques leva em consideração a direção estrutural do corpo. Rochette et al. (1992) classificaram a trama magnética em diques como: (I) trama magnética normal quando $K_{\text{máx}}$ e K_{int} se encontram no plano do dique e K_{min} se encontra perpendicular a ele, este tipo de trama geralmente é interpretada como sendo devido ao fluxo magmático, pois a foliação magnética coincide com a foliação do dique. (II) trama inversa é caracterizada quando K_{int} e K_{min} se encontram no plano do dique e $K_{\text{máx}}$ é perpendicular a ele, esta trama pode ocorrer devido ao efeito SD (situação que pode ser verificada através dos experimentos de magnetismo de rocha) ou devido a eventos tectônicos e (III) trama intermediária que se caracteriza por apresentar o $K_{\text{máx}}$ e K_{min} no plano do dique e K_{int} perpendicular a ele, esta trama é considerada como sendo anormal pelos autores e sugerem que este comportamento possa ser explicado por uma mistura de diferentes componentes mineralógicos. Já segundo interpretação de Park et al., (1988), a trama intermediária pode ser resultado de aberturas de fraturas pelo magma.

3.9. Anisotropia de magnetização remanente

Diferentemente da AMS, a anisotropia de magnetização remanente (AMR) é devida exclusivamente pelos minerais ferromagnéticos pois somente eles possuem a capacidade de reter uma magnetização remanente. A principal vantagem é isolar a trama dos minerais ferromagnéticos. Para calcular a anisotropia de magnetização remanente pode-se utilizar os seguintes métodos de magnetizações artificiais: Anisotropia de magnetização remanente anisterética (AARM), Anisotropia de magnetização remanente isothermal (AIRM) e Anisotropia de magnetização termoremanente (ATRM).

Para este estudo a magnetização artificial utilizada foi a anisotropia da magnetização remanente anisterética (AARM), que consiste em submeter uma amostra a um campo magnético contínuo fraco superimposto a um campo magnético alternado (Jackson, 1991). O

experimento é realizado seguindo esquemas de posições, na presente pesquisa foi utilizado um esquema de sete posições, sempre desmagnetizando as amostras depois de cada indução, tendo como resultado assim como na AMS dados direcionais e parâmetros escalares. Antes da indução em qualquer posição as amostras devem ser desmagnetizadas em campo magnéticos alternados tão altos quanto possível, estabelecendo desse modo o nível zero de magnetização.

As tramas AARM, também são classificadas em relação ao plano do dique utilizando a definição de Rochette et al., (1992) e devem ser comparadas as tramas de AMS dos mesmos sítios, o que permite verificar se existe superposição das tramas magnéticas.

3.10. Paleomagnetismo

Para a realização de estudos paleomagnéticos inicialmente é necessário isolar a magnetização característica/primária adquirida durante a formação das rochas. Para isolar esta magnetização é necessário utilizar métodos de desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF) ou desmagnetização térmica para eliminar componentes de magnetização secundária. Cada um desses métodos é mais ou menos eficiente a depender dos minerais ferromagnéticos presentes na amostra.

Desmagnetização por campos alternados (AF): Neste processo a amostra é sucessivamente submetida a um campo magnético alternado, de modo que todos os eixos da amostra são expostos ao eixo da bobina de desmagnetização. A forma de onda do campo magnético alternado é uma senóide com diminuição linear de magnitude com o tempo e seu valor máximo de desmagnetização é representado por H_{AF} na Figura 9. Este processo frequentemente é eficiente em eliminar a componente secundária da magnetização remanente natural (MRN), principalmente em rochas que apresentam a titanomagnetita como mineral ferromagnético abundante (Butler, 1992).

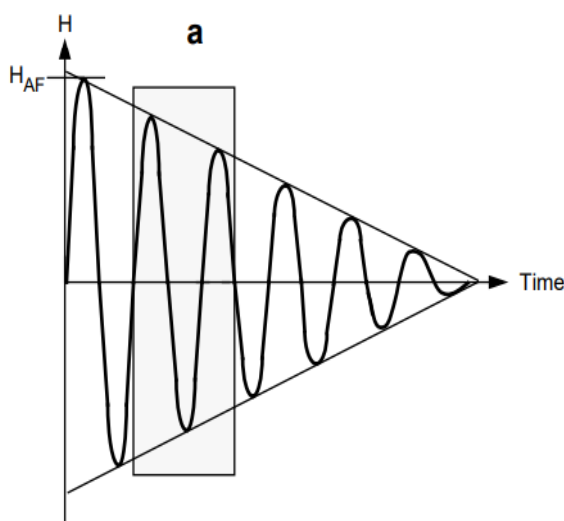


Figura 9: Ilustração de desmagnetização por campos alternados (campo magnético x tempo); onda em forma de senóide com decaimento linear em amplitude em função do tempo. Retirado de Butler (1992).

Desmagnetização Térmica: Para realizar a desmagnetização térmica é necessário aquecer sucessivamente a amostra até uma temperatura T_{demag} (abaixo da temperatura de Curie) e em seguida resfriar até a temperatura ambiente em campo magnético zero e medir a magnetização remanente da amostra em magnetômetro. Neste método os minerais magnéticos com temperatura de bloqueio (T_b) menores ou iguais a T_{desmag} adquirem uma “magnetização termorremanente em $H=0$ ” apagando a MRN destes grãos e os grãos com maior T_b não tem sua magnetização remanente alterada. Em casos de rochas com presença de hematita, este método é mais eficaz pois sua alta força coerciva geralmente excede o campo máximo (AF) dos equipamentos (Butler, 1992).

Os resultados dos processos de desmagnetização são apresentados através de estereogramas (hemisfério inferior), gráficos de campos alternados (AF) versus magnetização, gráficos temperatura versus magnetização e diagramas de componente vetorial de Zijderveld (1967).

No diagrama de Zijderveld, cada vetor obtido durante a desmagnetização é plotado no diagrama através da decomposição do vetor em três componentes, sendo elas: Norte (X), leste (Y) e vertical (Z). Conforme é realizado o experimento, a tendência é de que o vetor vá em direção à origem, entretanto é comum observar neste processo mudanças na inclinação da reta, isto ocorre quando diferentes componentes de magnetização estão sendo eliminados. Portanto, nestes casos é necessário escolher a reta de melhor ajuste através da análise da componente principal (PCA) de Kishirvink (1980), Figura 10.

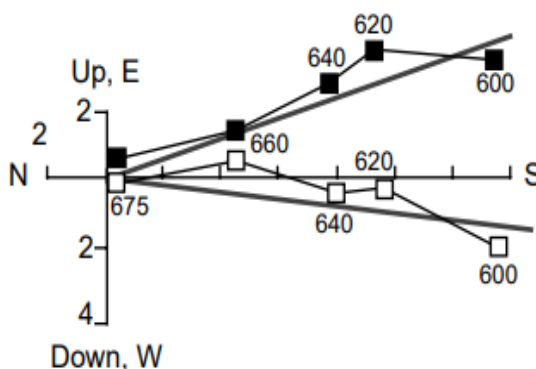


Figura 10: Exemplo de escolha do melhor ajuste de reta utilizando a análise do componente principal em diagrama de Zijderveld. Retirado de Butler (1992).

Quanto à estatística utilizada em estudos paleomagnéticos, a distribuição de Fisher é o procedimento usualmente utilizado. A estatística se assemelha com a distribuição de Gauss, entretanto no caso Fisher é em uma esfera. A função de distribuição fornece a probabilidade

por unidade de área angular de encontrar uma direção dentro de uma área angular, dA , centrada em um ângulo θ a partir da média verdadeira, onde θ = ângulo da direção com a direção média verdadeira e k é o parâmetro de precisão (Butler, 1992).

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

Para Fisher, a melhor estimativa da direção média de uma população de amostras é dada pela direção da soma vetorial (R) dos (N) vetores unitários, onde R é menor ou igual a N , onde l_i , m_i e n_i são os cossenos diretores do vetor em relação ao norte, leste e para baixo.

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

A partir de N e R , pode-se calcular o parâmetro de precisão k . Altos valores de k , indicam direções mais agrupadas enquanto que valores mais baixos de K indicam uma distribuição uniforme.

$$k = \frac{N-1}{N-R}$$

Utilizando os cossenos diretores do vetor, pode-se calcular através da equação abaixo a declinação e inclinação da direção média.

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

O limite de confiança na estatística de Fisher é dado pelo cálculo do α_{95} . Este parâmetro indica uma área onde há probabilidade de 95% de uma direção média verdadeira encontrar-se dentro de um cone confiança de 95% de probabilidade.

$$\alpha_{95} \approx \frac{140^\circ}{\sqrt{kN}}$$

Após a direção de cada espécime ser calculada utilizando PCA, a direção média do sítio é dada pela média vetorial dos espécimes. A seguir é realizado o cálculo do pólo geomagnético virtual (PGV), que se trata de um pólo que é calculado a partir de uma única observação da direção do campo geomagnético. As médias dos PGVs são necessárias para o cálculo de um pólo paleomagnético e os parâmetros de Fisher (1953) também devem ser calculados e apresentados.

De tempos em tempos o campo geomagnético tem sua polaridade invertida, portanto, as direções migram de um pólo para outro. Em relação a polaridade observada em cada sítio, a convenção utilizada no hemisfério sul é: Polaridade Normal (Inclinação <0) e Polaridade Reversa (Inclinação >0). O fato, por exemplo, dos diques apresentarem diferentes polaridades é uma forte evidência de que os mesmos não foram formados durante o mesmo evento

magmático (Tauxe et al., 2018). O objetivo principal deste trabalho em relação aos dados de paleomagnetismo é verificar se os diques estudados apresentam diferentes polaridades visando a contemporaneidade entre os corpos quer seja da mesma litologia ou das diferentes litologias.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletados no total 24 corpos intrusivos no município de Arraial do Cabo, 1 dique em Barra do Piraí e 1 dique na cidade de Paraty. A Figura 11 mostra fotografias de dois dos corpos amostrados, enquanto a Figura 12 mostra a localização de todos os diques e sills estudados nesta pesquisa.

A amostragem foi realizada utilizando um amostrador portátil com brocas diamantadas, obteve-se cilindros de rocha com diâmetro de 2,5 cm. No mínimo 10 cilindros (considerando as bordas e o centro do corpo) foram extraídos de cada dique. A orientação das amostras foi feita com bússolas magnética e solar, quando possível. Os diques e sills coletados para este trabalho, com suas respectivas coordenadas, direções e litologias (classificação de campo) são apresentados na Tabela 1.

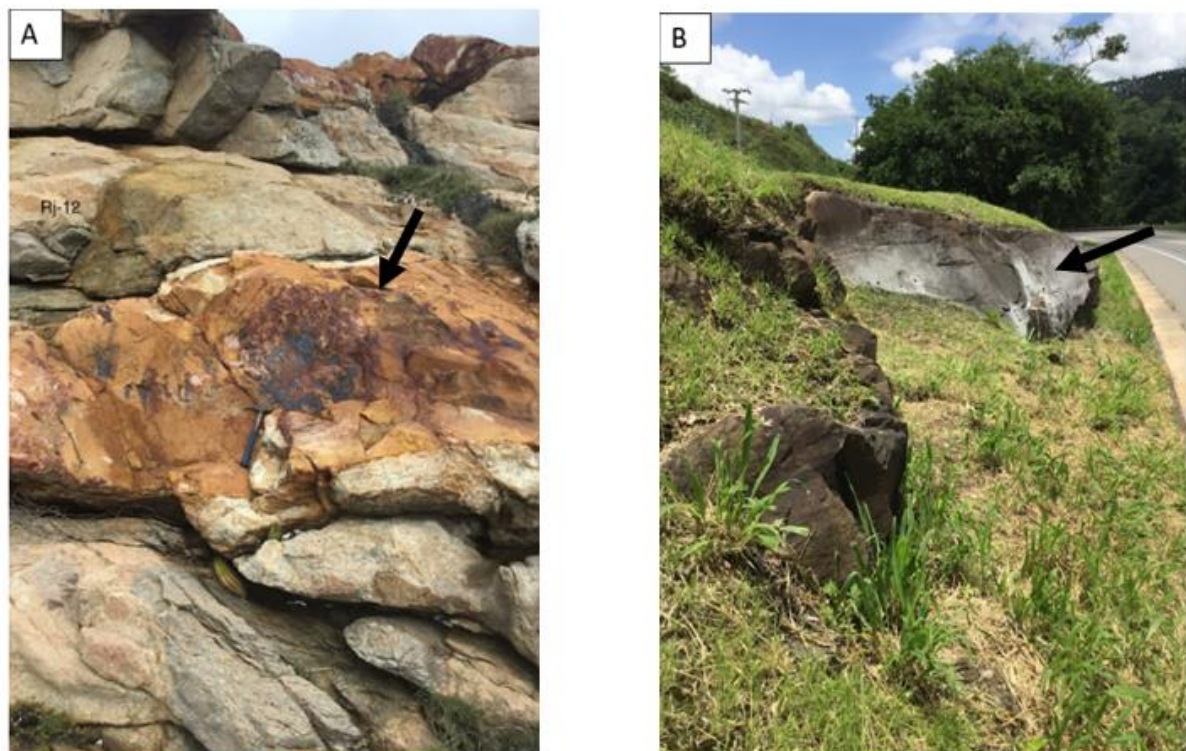


Figura 11: Em (A) sill RJ-12 de composição alcalina félsica, em (B) dique RJ-15 de composição toleítica. Seta preta=identificação do corpo coletado.

Sítio	Dique ou Sill	Direção	Latitude (G,M,S)	Longitude (G,M,S)	Litologia
RJ-1	dique	N132	22° 59' 41"S	42° 0' 56.4"W	Lamprófiro
RJ-2	sill	026/25	22° 59' 41"S	42° 0' 56.4"W	Alcalino
RJ-3	sill	036/29	22° 59' 41"S	42° 0' 56.4"W	Alcalino
RJ-4	dique	N30	22° 59' 39.2"S	42° 0' 57.3"W	Toleítico
RJ-5	dique	N15/73	22° 57' 31"S	42° 1' 34.8"W	Toleítico
RJ-6	dique	N35	22° 57' 31"S	42° 1' 34.8"W	Toleítico
RJ-7	dique	N35	22° 57' 31"S	42° 1' 34.8"W	Alcalino
RJ-8	dique	N50	22° 56' 46.5"S	42° 1' 42.7"W	Toleítico
RJ-9	dique	N50	22° 56' 46.5"S	42° 1' 42.7"W	Toleítico
RJ-10	dique	N18/72	22° 57' 15.4"S	42° 1' 27.8"W	Toleítico
RJ-11	dique	N10/80	22° 57' 15.4"S	42° 1' 27.8"W	Toleítico
RJ-12	sill	N15/46	22° 57' 6.8"S	42° 1' 32.7"W	Alcalino
RJ-13	sill	N20/24	22° 57' 6.8"S	42° 1' 32.7"W	Alcalino
RJ-14	dique	N115	22° 57' 6.8"S	42° 1' 32.7"W	Alcalino
RJ-15	dique	N40?	22° 28' 1.3"S	42° 51' 40.5"W	Toleítico
RJ-16	dique	N350?	23° 14' 2.2"S	44° 41' 45"W	Toleítico
RJ-17	dique	N11	22° 59' 41.9"S	42° 0' 55.4"W	Alcalino
RJ-18	dique	N129	22° 59' 42.3"S	42° 0' 55.5"W	Alcalino
RJ-19	dique	N90	22° 59' 42.5"S	42° 0' 54.9"W	Lamprófiro
RJ-20	dique	N26	22° 58' 51.4"S	42° 1' 24.7"W	Alcalino
RJ-21	dique	N132	22° 58' 51.4"S	42° 1' 24.7"W	Alcalino
RJ-22	dique	N56	22° 58' 44.3"S	42° 2' 5.3"W	Toleítico
RJ-23	dique	N56	22° 58' 40"S	42° 1' 58.5"W	Toleítico
RJ-24	dique	N126	22° 58' 7.8"S	42° 0' 57.1"W	Lamprófiro
RJ-25	dique	N30	22° 56' 43.5"S	42° 1' 41.3"W	Toleítico
RJ-26	dique	N60	22° 56' 43.5"S	42° 1' 41.3"W	Toleítico

Tabela 1: Tabela com a relação de todos os diques estudados com dados de direção, coordenadas e litologia

Localização dos Sítios Estudados no Município de Arraial do Cabo

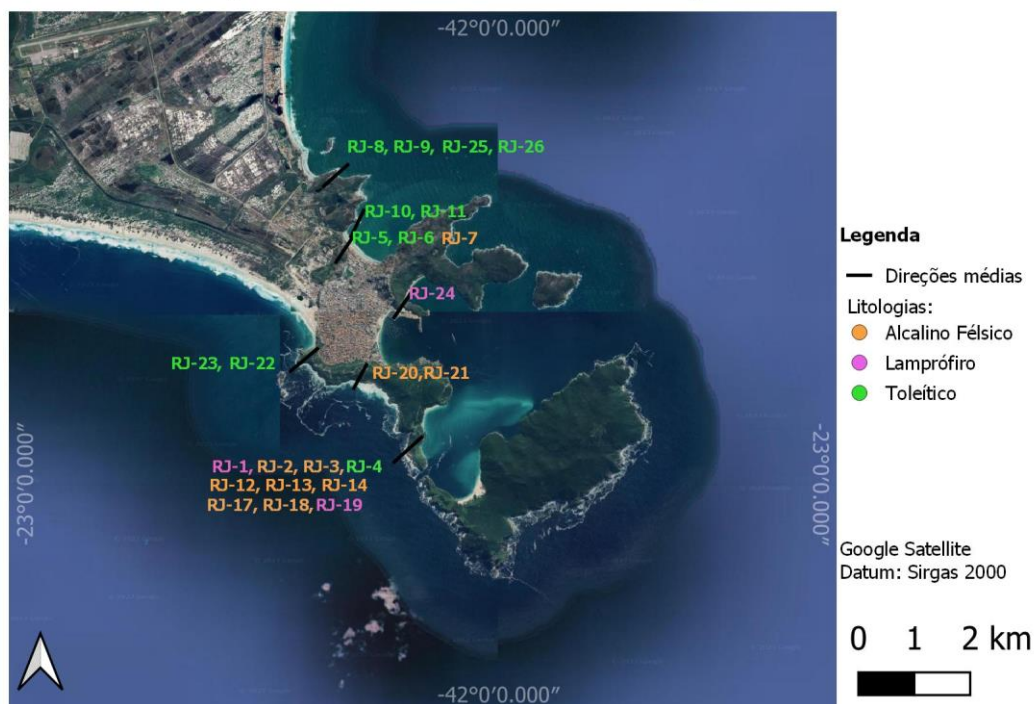


Figura 12: Mapa de localização dos diques estudados classificados de acordo com a litologia.

Antes dos procedimentos de laboratório, as amostras foram cortadas em espécimes com 2,1 ou 2,2 cm de altura e as marcações feitas em campo foram transferidas para os mesmos (Figura 13).



Figura 13: Exemplos de amostras após o processo de preparação.

Após a etapa de campo e preparação das amostras, foram efetuados os experimentos apresentados abaixo:

As medidas de anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) foram realizadas nos equipamentos Kappabridge KLY-4S (Agico, República Tcheca) e Kappabridge MFK1-FA, com 3D rotator (Agico, República Tcheca).

As curvas de magnetização anisterética parcial (pARM) foram obtidas através da imposição simultânea de um campo magnético contínuo e um campo alternado de pico (AF) no Desmagnetizador AF da Mospin. A indução da magnetização anisterética foi realizada em intervalos de 10 mT na presença de um AF de pico de 100 mT e um campo contínuo de 0,16 mT. As curvas de IRM foram determinadas através de um magnetômetro tipo Pulse (MMPM9-Magnetic Measurements). Foram aplicados campos magnéticos progressivos até a saturação da amostra ou até o limite do aparelho (~3T).

As curvas de histerese foram obtidas no magnetômetro de vibração (VSM-Nuvo, Molspin, Newcastle-upon-Tyne, UK). Através das histereses foi possível determinar a contribuição de minerais diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos para suscetibilidade magnética, além da força coerciva dos minerais e dos parâmetros de histerese.

A temperatura de Curie foi determinada através da variação da suscetibilidade magnética em função da temperatura (curvas KxT). O experimento foi efetuado para baixa temperatura, onde as amostras foram resfriadas a -195° C (Ni líquido) e aquecidas até a temperatura ambiente. Para a alta temperatura as amostras foram aquecidas da temperatura ambiente até 700° C e resfriadas até atingirem a temperatura ambiente, em atmosfera de argônio.

A AARM foi determinada em espécimes inicialmente desmagnetizados em um campo alternado (AF) de pico de 200 mT, em seguida foram magnetizados em um campo contínuo de 0,16 mT juntamente com um campo AF de pico de 70 mT em diferentes posições seguindo um esquema de 7 posições, considerando a diagonal de corpo. Após medida a magnetização anisterética as amostras foram desmagnetizadas em um AF de 90 mT para a indução em outra posição. Como resultado deste experimento foi possível obter tramas de AARM para cada sítio, que foram comparadas com as tramas AMS permitindo, desse modo, verificar se são iguais.

A magnetização característica dos diques foi isolada aplicando-se os métodos de desmagnetização por campos magnéticos alternados e desmagnetização térmica.

Foram realizadas análises de seções delgadas de diques selecionados, a fim de caracterizá-los petrograficamente e aprimorar a descrição realizada em campo.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1. Petrografia

A relação de diques descritos petrograficamente estão na Tabela 2. Alguns sítios estudados apresentaram altíssimo grau de alteração, o que dificultou significativamente suas descrições, portanto nestes casos específicos foram mantidas as classificações de campo.

Sítio	Classificação de Campo	Classificação Petrográfica
RJ-1	Lamprófiro	Muito alterado
RJ-4	Toleítico	Diabásio
RJ-5	Toleítico	Diabásio
RJ-8	Toleítico	Diabásio
RJ-9	Toleítico	Diabásio
RJ-11	Toleítico	Diabásio
RJ-14	Alcalina Félsica	Muito alterado
RJ-15	Toleítico	Diabásio
RJ-18	Alcalina Félsica	Muito alterado
RJ-19	Lamprófiro	Lamprófiro
RJ-21	Alcalina Félsica	Muito alterado
RJ-22	Toleítico	Diabásio
RJ-23	Toleítico	Diabásio
RJ-24	Lamprófiro	Lamprófiro
RJ-25	Toleítico	Diabásio
RJ-26	Toleítico	Diabásio

Tabela 2: Relação de sítios que foram descritos petrograficamente.

5.1.1. Magmatismo toleítico

As amostras correspondentes ao magmatismo toleítico apresentaram estrutura maciça, texturas sub-ofítica e porfírica, são subfaneríticas e inequigranulares de fina à média (Figura 14).

Existe uma variação no grau de alteração de lâmina para lâmina que vai de baixo a médio, na Figura 14a é possível observar um cristal de plagioclásio passando pelo processo de sericitização, que é um tipo de alteração bastante comum nos plagioclásios. Outra evidência do processo de alteração observada foram minerais com bordas pouco definidas.

Neste litotipo, o plagioclásio ocorre em cristais ripiformes, com geminação polissintética e em alguns grãos é possível observar presença de zonamento. Como citado anteriormente, em alguns plagioclásios verifica-se maior grau de alteração apresentando

sericitização. Este mineral ocorre tanto na matriz como em fenocristais, variando em média de 0,3 mm a 2 mm.

O clinopiroxênio, assim como o plagioclásio, ocorre tanto na matriz como em fenocristais. Este mineral foi observado tanto intersticialmente em relação aos plagioclásios, quanto em fenocristais com hábito em geral mais granulares. Também apresentam considerável grau de alteração e poucos cristais apresentam a clivagem bem marcada. As amostras provenientes deste tipo de magmatismo foram classificadas como diabásios.

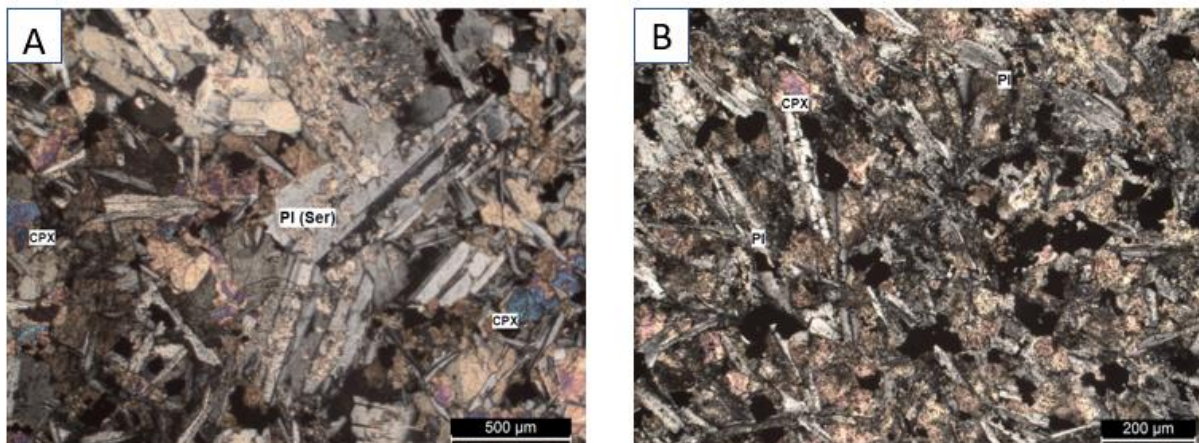


Figura 14: Em (A) Fotomicrografia do dique toleítico RJ-8, com nicóis cruzados. PI (Ser)= plagioclásio sofrendo sericitização; Cpx = clinopiroxênio. Em (B) Fotomicrografia do dique toleítico RJ-4, com nicóis cruzados. PI = plagioclásio; Cpx = clinopiroxênio.

5.1.2. Magmatismo alcalino

A descrição das lâminas das rochas alcalinas foi muito dificultada devido ao altíssimo grau de alteração das rochas, principalmente no caso das amostras de rochas alcalinas félsicas.

No caso dos sítios de lamprófiros (Figura 15), a alteração observada variou de médio grau até alto grau. As amostras deste litotipo apresentam estrutura maciça, texturas porfírica, são sub faneríticas e inequigranulares de fina à média. Sua mineralogia é composta por:

Feldspato Alcalino: Ocorrem em fenocristais com hábito tabular, geminação carlsbad e bordas pouco definidas devido a alteração (Figura 15a).

Biotita: Ocorre na matriz em cristais muito finos/finos, com hábito lamelar e não apresentam nenhuma direção preferencial.

Clinopiroxênio: Ocorrem em forma de poucos fenocristais na rocha, apresentam bordas alteradas e clivagem pouco marcadas (Figura 15b).

Kaersutita: Ocorre como mineral acessório na rocha. Os cristais de kaersutita apresentam hábito prismático e médio grau de alteração.

A matriz é composta por cristais de feldspatos muito finos e alterados, o que dificultou sua identificação quanto a ser composta somente por feldspato alcalino ou se também há presença de cristais de plagioclásio.

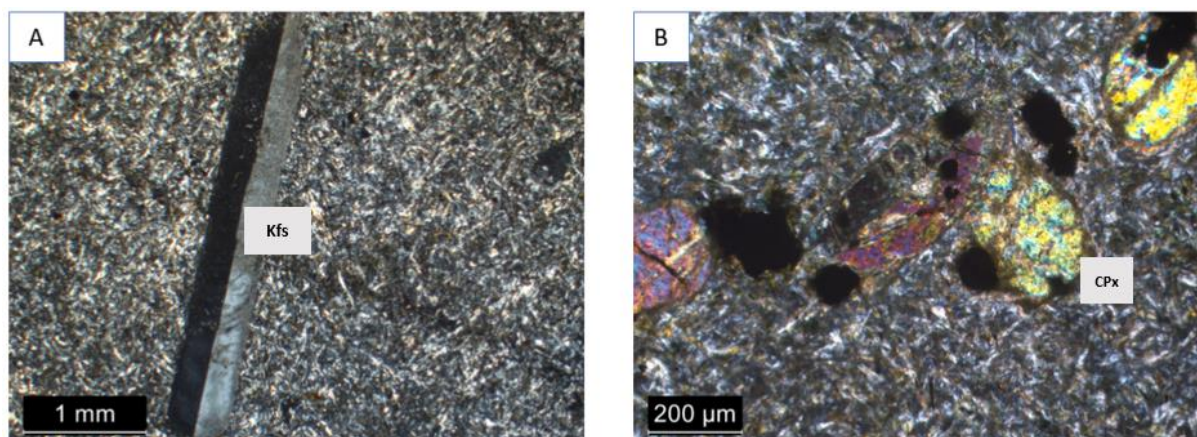


Figura 15: Em (A) Fotomicrografia do dique de lamprófiro RJ-24, com nicóis cruzados. Amostra apresenta alto grau de alteração. Kfs=feldspato alcalino. Em (B) Fotomicrografia do dique de lamprófiro RJ-19, com nicóis cruzados. Cpx=clinopiroxênio.

No caso das rochas alcalinas félsicas (Figura 16), somente em algumas lâminas, como é o caso do RJ-8 (Figura 16b), foi possível verificar a presença de fenocristais reliquiais de feldspato em uma matriz muito fina e muito alterada. Portanto, para todos os diques deste litotipo foi necessário continuar considerando a classificação de campo, pois não foi possível realizar maiores detalhamentos devido ao altíssimo grau de alteração das rochas coletadas.

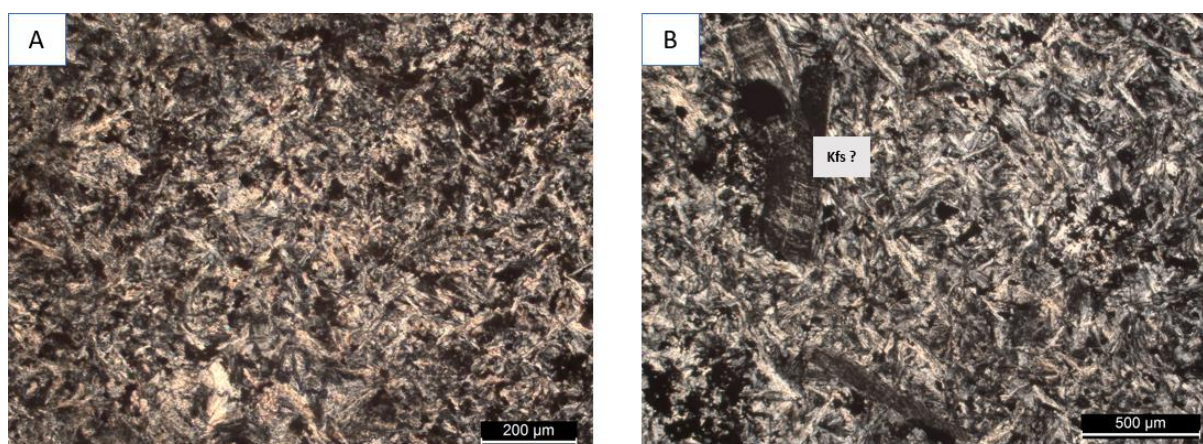


Figura 16: Em (A) Fotomicrografia do dique alcalino félsico RJ-14, com nicóis cruzados. Amostra apresenta alto grau de alteração e não foi possível identificação de minerais. Em (B) Fotomicrografia do dique alcalino félsico RJ-18, com nicóis cruzados. Amostra apresenta alto grau de alteração. Kfs= possível cristal de feldspato alcalino, muito alterado; não foi possível identificação de outros minerais

5.2. Anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) e anisotropia de magnetização remanente anisterética (AARM)

Os dados escalares e direcionais da anisotropia de suscetibilidade (AMS) encontram-se na Tabela 3. A média da suscetibilidade média ($K_m = (K_{\text{máx}} + K_{\text{int}} + K_{\text{min}})/3$) é $32,46 \times 10^{-3}$ e variou de 135×10^{-3} a $0,2 \times 10^{-3}$. De modo geral, os valores mais baixos de suscetibilidade magnética foram observados nos sítios de rochas alcalinas félsicas, os sítios toleíticos e

lamprófiros apresentaram os valores mais elevados. O grau de anisotropia ($P=K_{\text{máx}}/K_{\text{min}}$) médio é de 1,031 e variou de 1,011 a 1,057.

Sítio	N	Km (10^{-3})	P	T	Kmáx (dec/in)	Kint (dec/in)	Kmin (dec/in)	Trama AMS	Litologia
RJ-1	22	135,20	1,027	-0,239	271/02	018/83	181/07	Normal	Lamprófiro
RJ-2	16	6,36	1,052	0,661	152/13	061/04	313/76	Sill	Alcalino F.
RJ-3	25	1,74	1,080	0,617	160/12	068/09	301/75	Sill	Alcalino F.
RJ-4	23	102,80	1,039	0,103	030/77	230/13	139/04	Normal	Diabásio
RJ-5	15	73,44	1,041	0,551	027/54	248/29	147/20	Normal	Diabásio
RJ-6	20	85,32	1,028	0,144	292/57	068/26	169/20	Normal	Diabásio
RJ-7	18	0,30	1,011	-0,043	218/06	311/22	115/68	Interm.	Alcalino F.
RJ-8	29	62,21	1,017	0,235	025/62	255/19	158/20	Normal	Diabásio
RJ-9	25	66,66	1,021	-0,313	138/06	047/10	259/78	Inversa	Diabásio
RJ-10	39	48,88	1,015	-0,208	221/18	325/37	111/47	Normal	Diabásio
RJ-11	15	88,62	1,016	0,063	263/16	172/06	063/73	Inversa	Diabásio
RJ-12	24	0,20	1,011	0,019	223/28	108/39	338/38	Sill	Alcalino F.
RJ-13	30	0,25	1,011	0,288	090/07	181/08	318/80	Sill	Alcalino F.
RJ-14	21	0,23	1,017	0,768	304/44	135/46	040/06	Normal	Alcalino F.
RJ-15	24	31,97	1,015	-0,015	218/08	91/77	309/11	Normal	Diabásio
RJ-16	34	31,44	1,024	0,228	225/01	322/83	135/07	Normal	Diabásio
RJ-17	41	0,23	1,019	0,188	146/77	360/11	269/07	Normal	Alcalino F.
RJ-18	48	0,21	1,020	0,626	126/20	328/68	218/08	Normal	Alcalino F.
RJ-19	47	1,96	1,020	0,134	287/40	079/47	184/14	Normal	Lamprófiro
RJ-20	26	0,23	1,013	0,301	121/48	239/24	346/33	Inversa	Alcalino F.
RJ-21	52	1,99	1,104	0,772	134/36	343/50	235/15	Normal	Alcalino F.
RJ-22	56	29,28	1,056	0,562	289/70	055/12	148/16	Normal	Diabásio
RJ-23	33	29,32	1,057	0,373	222/68	053/23	321/04	Normal	Diabásio
RJ-24	19	8,41	1,053	0,509	128/68	314/22	223/02	Normal	Lamprófiro
RJ-25	23	16,07	1,018	0,129	221/06	121/62	314/27	Normal	Diabásio
RJ-26	43	20,59	1,031	0,428	242/27	069/62	334/03	Normal	Diabásio

Tabela 3: Dados escalares e direcionais médios para cada sítio. N= número de espécimes medidos, P=grau de anisotropia, T=parâmetro de forma (Jelinek, 1981), Kmax, Kint, e Kmin eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima, respectivamente, Dec=declinação, in=inclinação e Alcalino F.= Alcalino félsico.

A Figura 17 apresenta gráficos Km (10^{-3}) x P, como pode-se verificar não há uma relação direta entre os parâmetros Km e P.

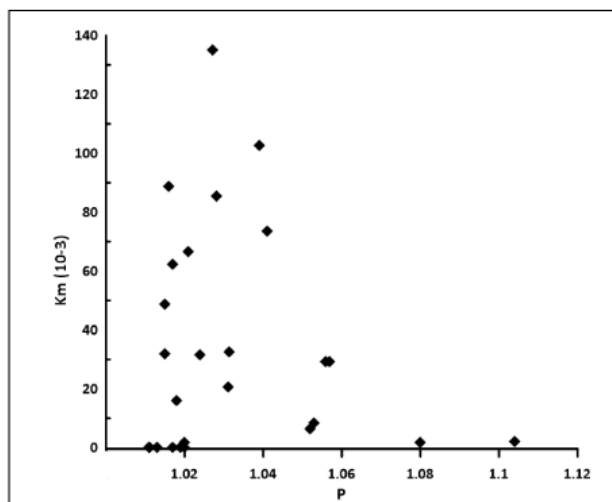


Figura 17: Gráfico de suscetibilidade média (Km) versus grau de anisotropia (P) para cada sítio na tentativa de verificar a existência de alguma relação entre os parâmetros.

O gráfico (PxT) grau de anisotropia (P) em função parâmetro de forma (T) mostra que os grãos magnéticos são predominantemente oblatos ($T > 0$), com um pequeno número de grãos neutros ($T = 0$) ou prolatos ($T < 0$) (Figura 18).

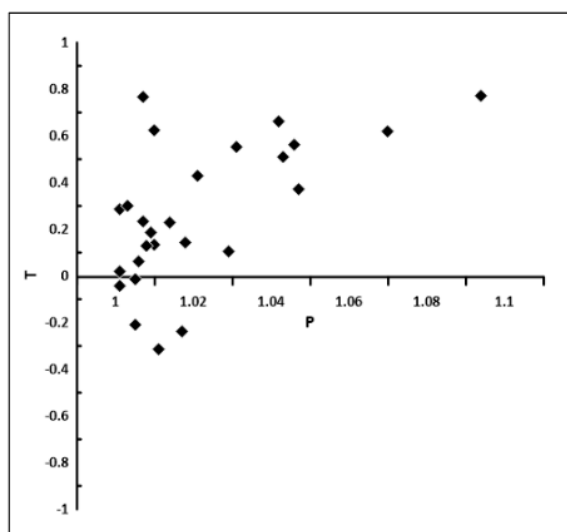


Figura 18: Gráfico grau de anisotropia (P) versus parâmetro de forma (T) para cada sítio

Os dados escalares e direcionais da anisotropia de magnetização remanente anisterética encontram-se na Tabela 4. O grau de anisotropia ($P = AARM_{\text{máx}}/AARM_{\text{min}}$) médio foi de 1,132 e variou de 1,522 a 1,063.

Sítio	N	P	T	AARMmáx (dec/in)	AARMint (dec/in)	AARMmin (dec/in)	Trama AARM	Litologia
RJ-1	7	1,235	0,698	155/36	296/48	49/20	Normal	Lamprófiro
RJ-2	10	1,13	0,229	163/22	070/06	325/67	Sill	Alcalino F.
RJ-3	10	1,177	-0,006	157/20	249/04	349/70	Sill	Alcalino F.
RJ-4	10	1,136	0,044	193/33	295/18	048/51	Interm.	Diabásio
RJ-5	10	1,090	-0,034	163/40	353/50	257/05	Normal	Diabásio
RJ-6	10	1,082	-0,072	343/88	166/02	076/00	T.inversa	Diabásio
RJ-7	10	1,087	0,242	033/41	249/43	140/19	Normal	Alcalino F.
RJ-8	10	1,090	-0,030	147/16	034/54	245/32	Inversa	Diabásio
RJ-9	7	1,087	-0,068	128/24	240/40	016/40	Inversa	Diabásio
RJ-10	10	1,071	-0,260	084/20	186/31	326/52	Inversa	Diabásio
RJ-11	9	1,075	-0,117	113/14	228/61	016/26	Inversa	Diabásio
RJ-12	9	1,522	0,029	233/10	330/33	127/55	Sill	Alcalino F.
RJ-13	8	1,086	-0,105	119/55	253/26	354/22	Sill	Alcalino F.
RJ-14	11	1,097	0,077	244/71	114/13	020/14	Normal	Alcalino F.
RJ-15	11	1,063	0,123	032/53	234/36	136/10	Normal	Diabásio
RJ-16	11	1,081	-0,280	333/44	172/45	072/10	Inversa	Diabásio
RJ-17	10	1,095	-0,065	093/16	357/19	221/65	Inversa	Alcalino F.
RJ-18	10	1,122	-0,006	169/29	312/55	069/18	Inversa	Alcalino F.
RJ-19	10	1,146	0,238	288/34	050/39	176/34	Normal	Lamprófiro
RJ-20	10	1,065	-0,008	249/02	352/80	159/10	Inversa	Alcalino F.
RJ-21	10	1,325	0,488	105/60	320/25	223/15	Normal	Alcalino F.
RJ-22	10	1,122	-0,515	160/13	253/14	030/72	Inversa	Diabásio
RJ-23	10	1,076	-0,076	161/11	252/03	355/78	Inversa	Diabásio
RJ-24	10	1,113	0,332	105/43	309/44	206/12	Normal	Lamprófiro
RJ-25	10	1,145	0,284	325/07	057/14	210/74	Inversa	Diabásio
RJ-26	10	1,114	-0,299	338/16	215/63	074/22	Inversa	Diabásio

Tabela 4: Dados escalares e direcionais médios para cada sítio. T.inversa= tende trama inversa, N= número de espécimes medidos, P=grau de anisotropia, T= parâmetro de forma (Jelinek, 1981), dec= declinação, inc=inclinação.

O gráfico (PxT) grau de anisotropia (P) em função parâmetro de forma (T) para os dados de AARM mostra que os grãos ferromagnéticos se dividem principalmente entre oblatos (T>0) e prolatos (T<0), com um menor número de grãos neutros (T=0), Figura 19.

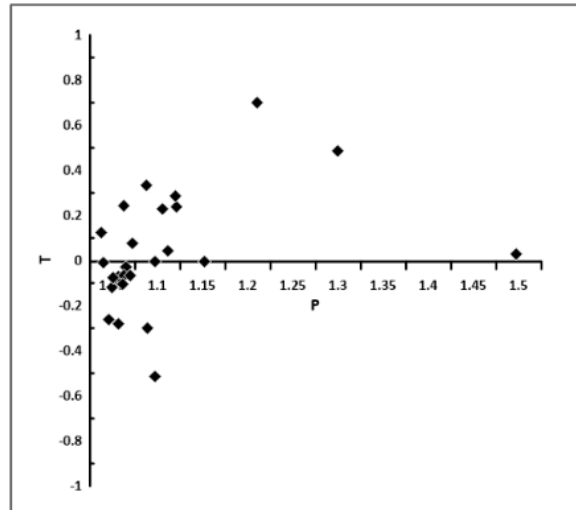


Figura 19: Gráfico grau de anisotropia (P) versus parâmetro de forma (T) para cada sítio para dados AARM.

Sempre que possível, as amostras foram coletadas considerando bordas e centro do dique, entretanto não houve mudança significativa entre as tramas das bordas e do centro como pode ser observado no exemplo do sítio RJ-4 (dique de diabásio). Para este sítio foram obtidas tramas do tipo normal para todos os casos, portanto será considerada somente a trama total dos sítios (Figura 20).

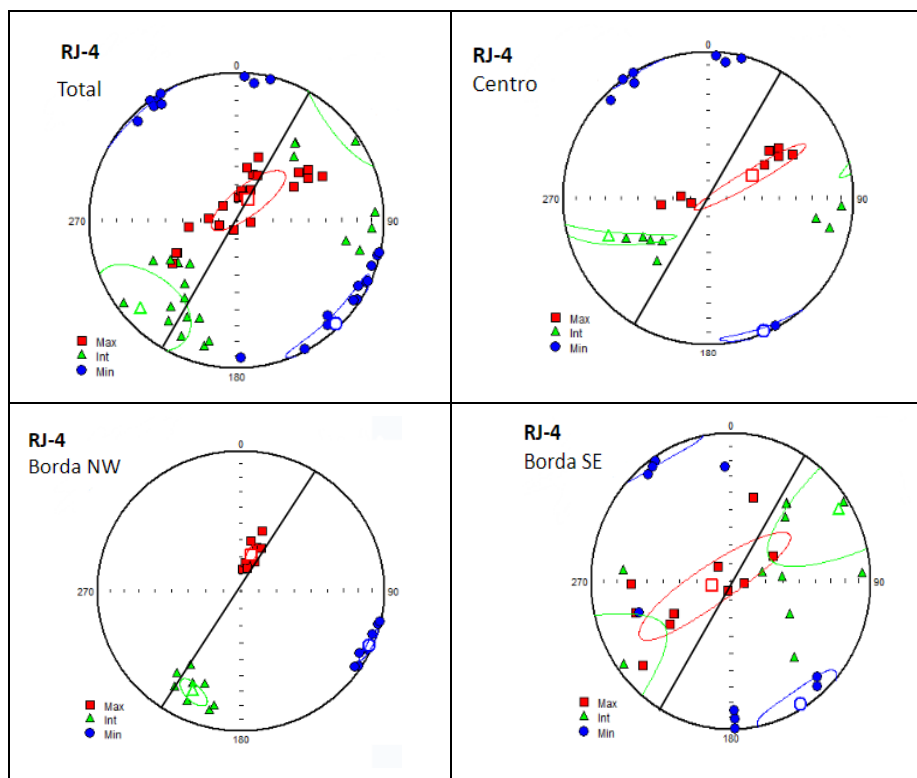
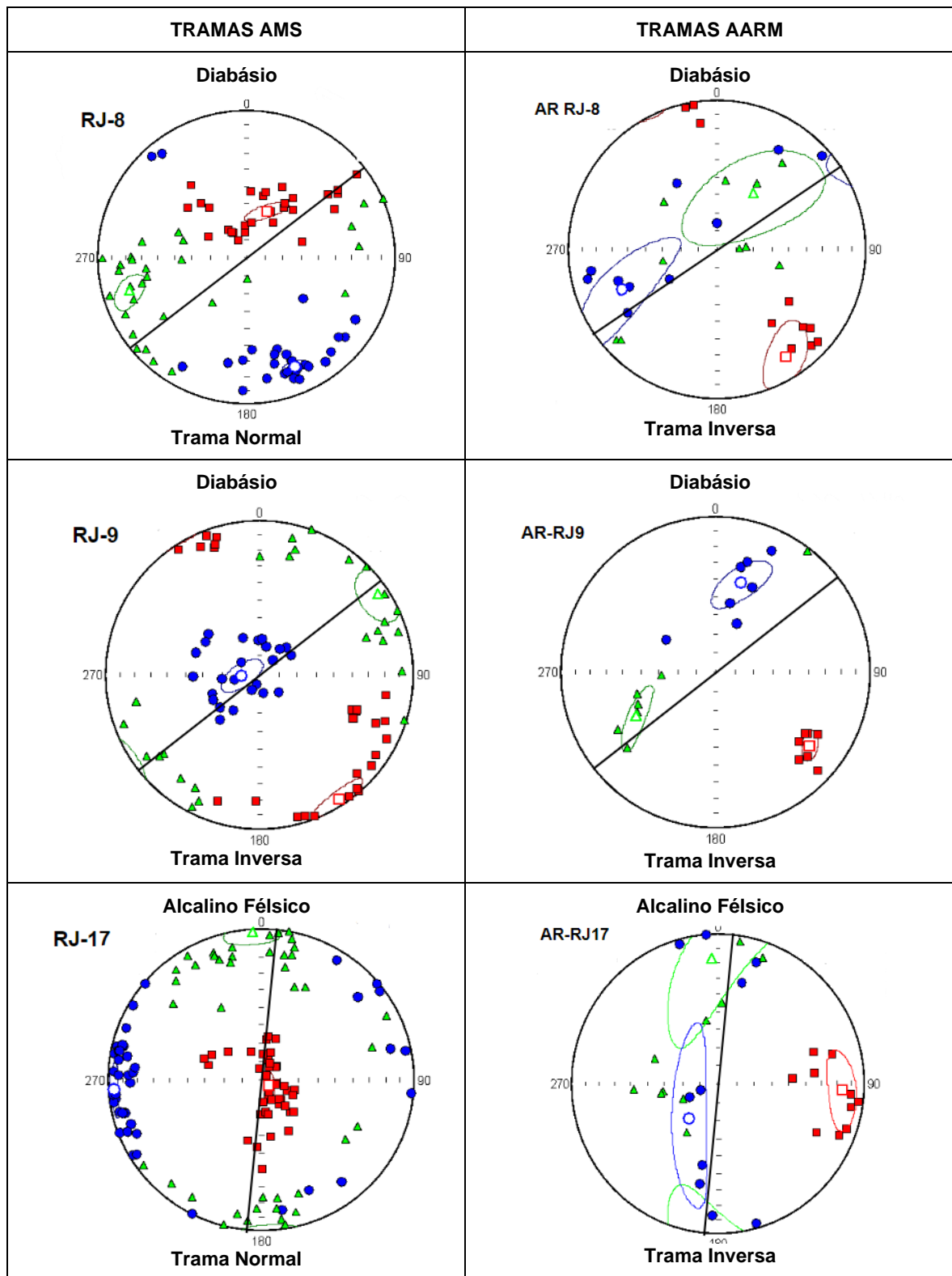


Figura 20: Tramas AMS do sítio RJ-4, comparando resultados para borda NW, borda SE e centro. Quadrado corresponde ao $K_{máx}$; triângulo corresponde ao K_{int} e o círculo corresponde ao K_{min} .

A Figura 21 mostra alguns exemplos das tramas de AMS e AARM.



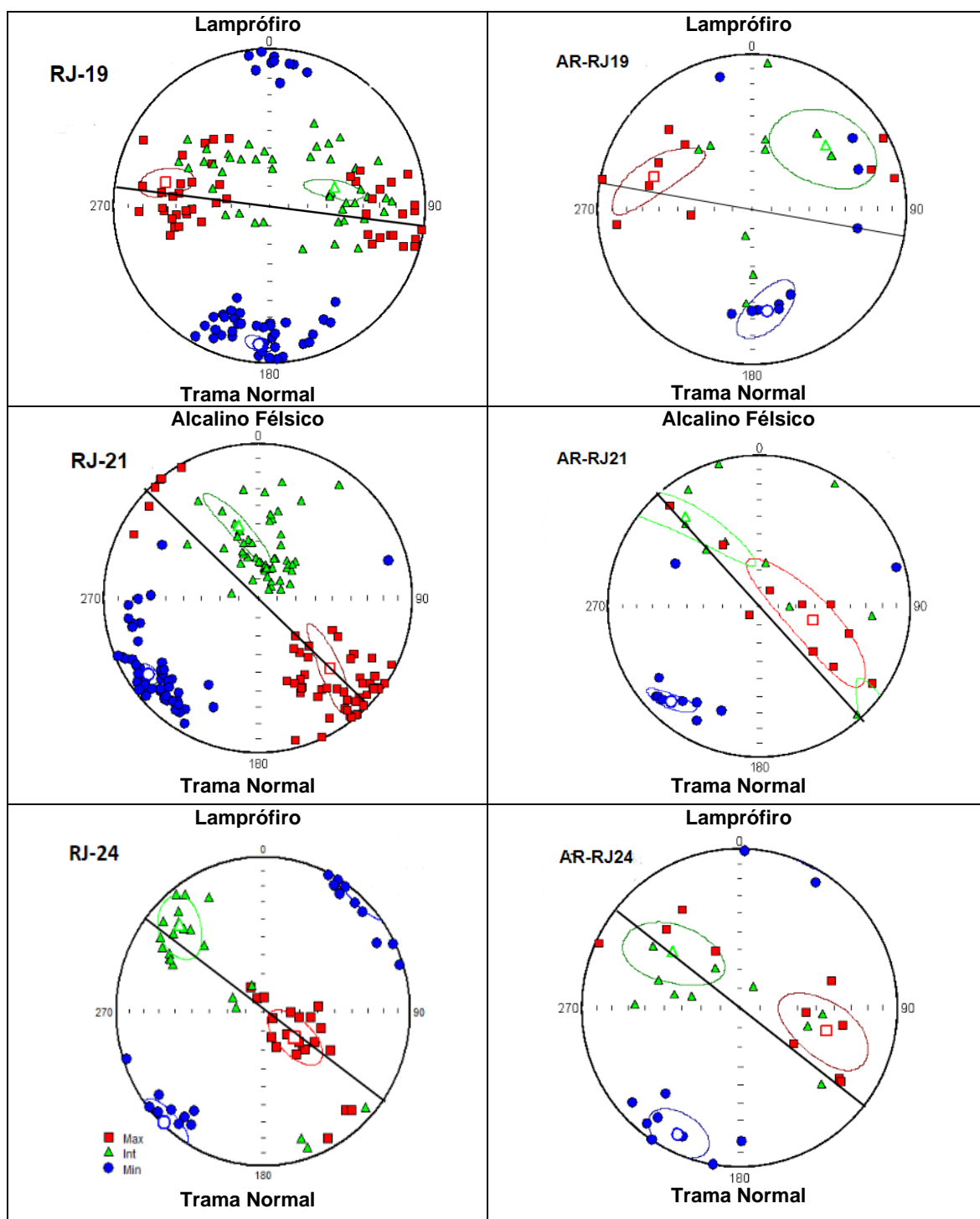


Figura 21: Exemplos de tramas AMS obtidas. O traço representa a direção do dique. Quadrado corresponde ao $K_{m\acute{a}x}/AARM_{m\acute{a}x}$; triângulo corresponde ao $K_{int}/AARM_{int}$ e o círculo corresponde ao $K_{min}/AARM_{min}$.

Os sítios RJ-8, RJ-10 e RJ-17 apresentaram trama AMS normal e trama AARM inversa, portanto, não são coaxiais. O sítio RJ-9 apresentou as duas tramas inversas e os sítios RJ-19, RJ-21 e RJ-24 apresentaram somente tramas normais (AMS e AARM), portanto nestes casos em que não houve mudança no tipo de trama, os sítios são classificados como coaxiais. De modo geral, os casos predominantes foram de tramas AMS normais e que também apresentaram AARM normais ou tramas AMS normais e que apresentaram tramas

AARM do tipo inversas. Importante destacar o sítio RJ-20 que apresentou as duas tramas inversas (assim como no caso do RJ-9) e o sítio RJ-4 que apresentou trama AMS normal e AARM do tipo intermediária e o sítio RJ-7 trama AMS intermediária e AARM normal.

Como se pode observar na Figura 22, a trama AMS do sítio RJ-11 exibe uma falta de agrupamentos claros para os eixos $K_{\text{máx}}$, K_{int} e K_{min} . Esta foi considerada como uma trama com tendência a inversa. Devido a esta incerteza quanto à sua classificação, foram realizadas além da AARM total (realizada para todos os sítios), testes de AARM parciais, sendo elas de 0-50 mT e de 50-100 mT para verificar se diferentes tamanhos de grãos ferromagnéticos apresentariam diferentes tipos de trama magnética. Entretanto não houve diferença entre as tramas de AARM, sendo todas do tipo inversas.

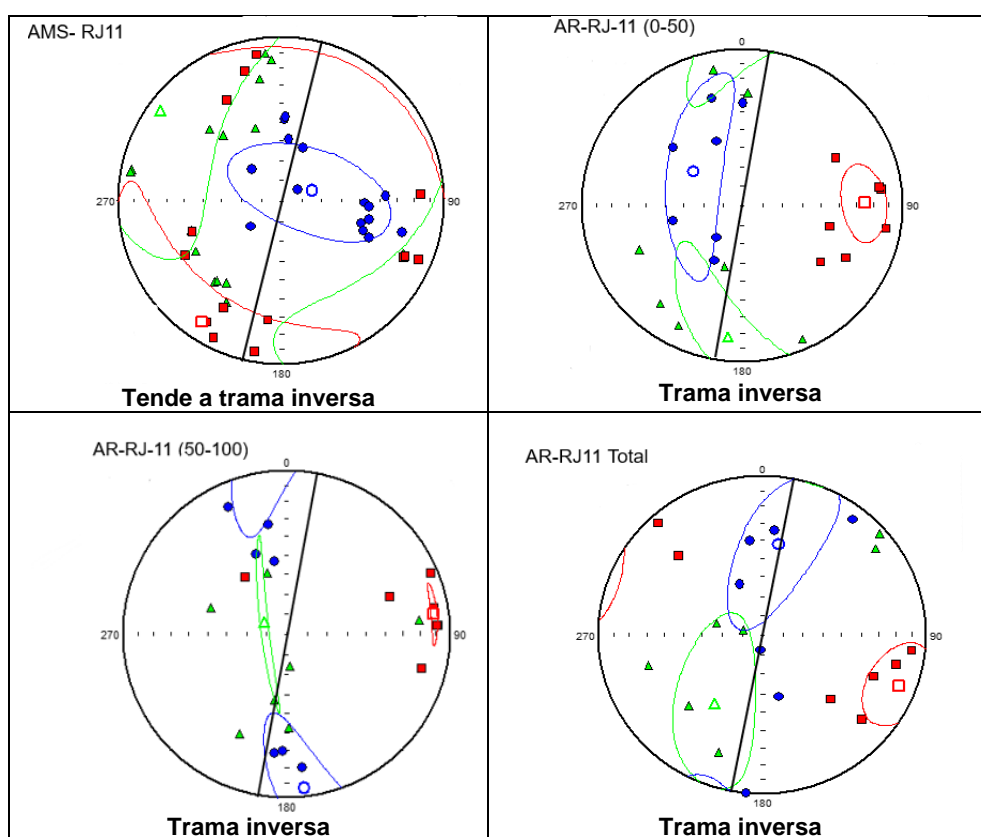


Figura 22: Exemplos de tramas AMS e AARM. O traço representa a direção do dique. Quadrado corresponde ao $K_{\text{máx}}$ /AARM $_{\text{máx}}$; triângulo corresponde ao K_{int} /AARM $_{\text{int}}$ e o círculo corresponde ao K_{min} /AARM $_{\text{min}}$.

5.3. Magnetismo de rocha

A Figura 23 mostra os resultados da aquisição da curva de pARM para 9 amostras representativas. O AF de pico, capaz de trazer a magnetização a valores próximos de zero, permite determinar a força coerciva das amostras e, conseqüentemente, os tamanhos de grão magnéticos comparando-se com dados experimentais de Jackson et al. (1988).

Os sítios RJ-8, RJ-9 e RJ-11 apresentaram picos de magnetização em campos baixos e tiveram suas magnetizações reduzidas para valores próximos a zero entre 70 e 80 mT,

indicando uma força coerciva relativamente baixa e, portanto, sugerindo grão magnéticos grandes. Os sítios RJ-10, RJ-15 e RJ-16 mostram um pico de magnetização entre 20 e 30 mT. Os sítios RJ-12, RJ-13 e RJ-14 exibem curvas bastante parecidas, com pico de magnetização em torno de 35 mT e a necessidade da aplicação de campos mais altos para trazer a magnetização mais próxima a zero e, portanto, maior coercividade dos que os demais e, conseqüentemente, grãos magnéticos menores ou ainda a presença de um mineral magnético mais coercivo.

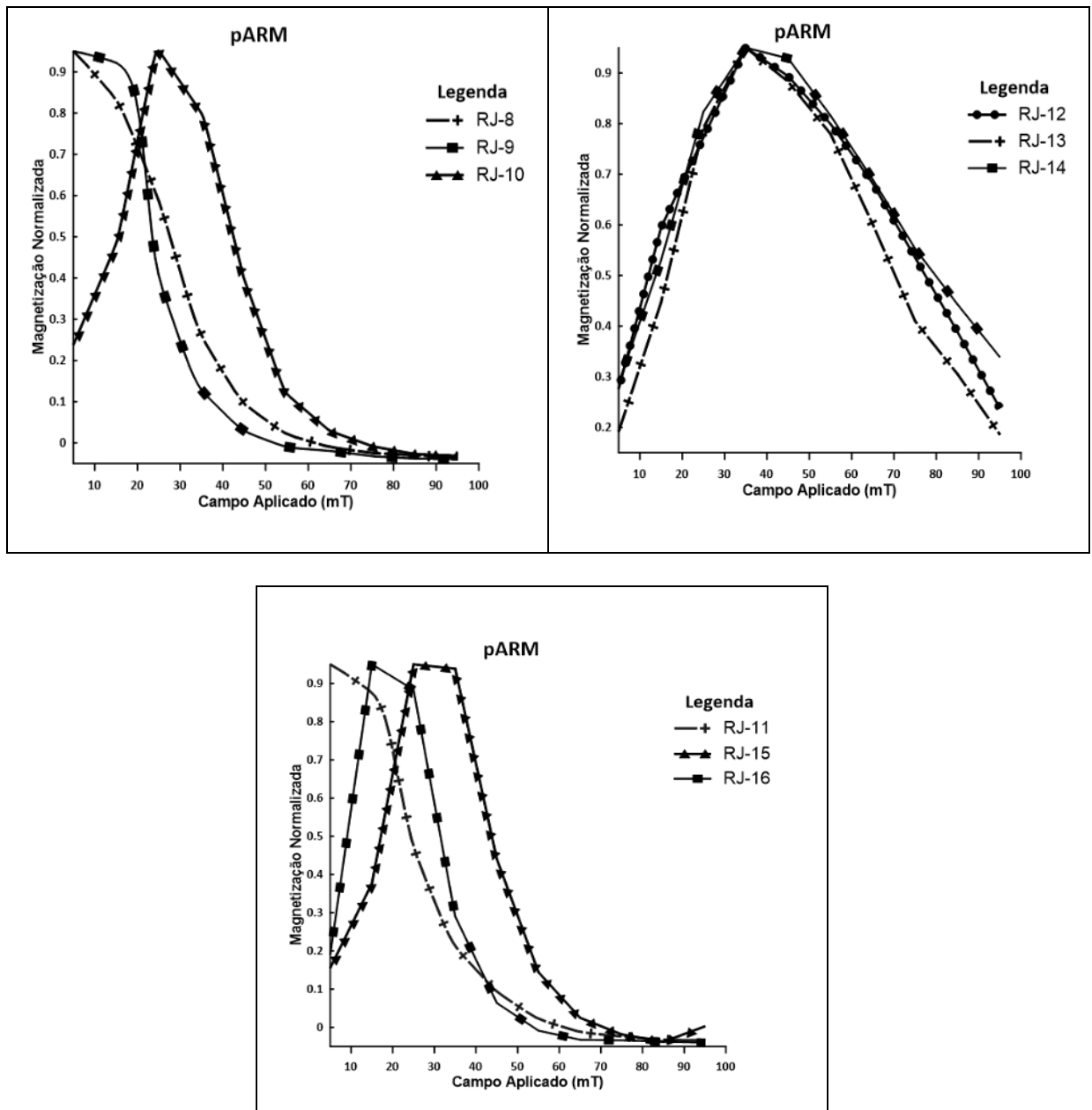


Figura 23: Curvas pARM obtidas para os sítios RJ-8, RJ-9, RJ-10, RJ-11, RJ-12, RJ-13, RJ-14, RJ-15 e RJ-16.

As curvas de IRM obtidas para as amostras estão representadas na Figura 24. Observa-se que as curvas dos sítios RJ-8, RJ-9, RJ-11, RJ-15 e RJ-16 atingiram saturação em campos menores que 160 mT sugerindo grãos com baixa coercividade. Para o RJ-12, RJ-

13, RJ-14 foi necessário a aplicação de campos mais altos, chegando até o limite do aparelho, entretanto, o RJ-12 e o RJ-13 atingem a saturação em campos maiores que 2400 mT, indicando que os minerais magnéticos presentes nestes diques possuem alta coercividade, sugerindo a presença de grãos de hematita. Os resultados obtidos nas curvas de IRM estão de acordo com as curvas de pARM apresentadas (Figura 23).

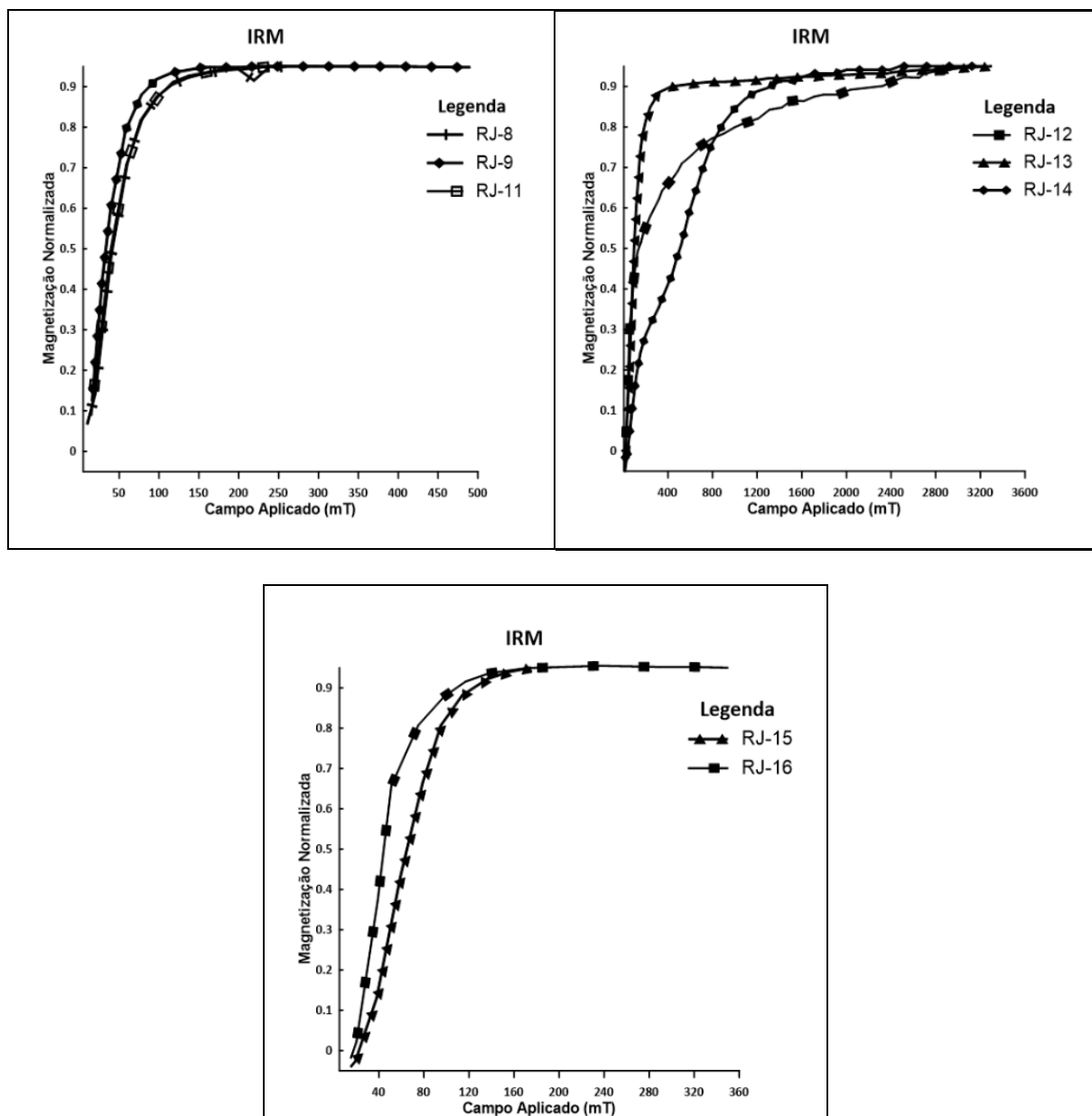


Figura 24: Curvas IRM obtidas para os sítios RJ-8, RJ-9, RJ-11, RJ-12, RJ-13, RJ-14, RJ-15 e RJ-16.

Na Figura 25, estão representados alguns exemplos de curvas KxT obtidas. Os sítios RJ-1, RJ-5, RJ-6, RJ-8 e RJ-10 mostram alta suscetibilidade magnética nas curvas de baixa temperatura em torno de -150°C , conhecida como transição de Verwey, sugerindo a presença de titanomagnetitas com baixo titânio ou magnetita multi domínio (MD) quase pura. O sítio RJ-15 apresenta alta suscetibilidade em temperaturas um pouco mais baixas, em torno de -

180°C. A suscetibilidade magnética, nas curvas de alta temperatura dos discos RJ-1, RJ-5, RJ-6, RJ-8, RJ-10 e RJ-15 caíram em torno de 580°C, sugerindo também a presença de titanomagnetitas pobres em titânio.

As curvas KxT para os sítios RJ-12, RJ-13 e RJ-15 não mostram a transição de Verwey na curva de baixa temperatura e na curva de alta temperatura, observa-se que a suscetibilidade magnética é maior na curva de resfriamento, sugerindo a geração de uma fase magnética durante o aquecimento (Figura 25).

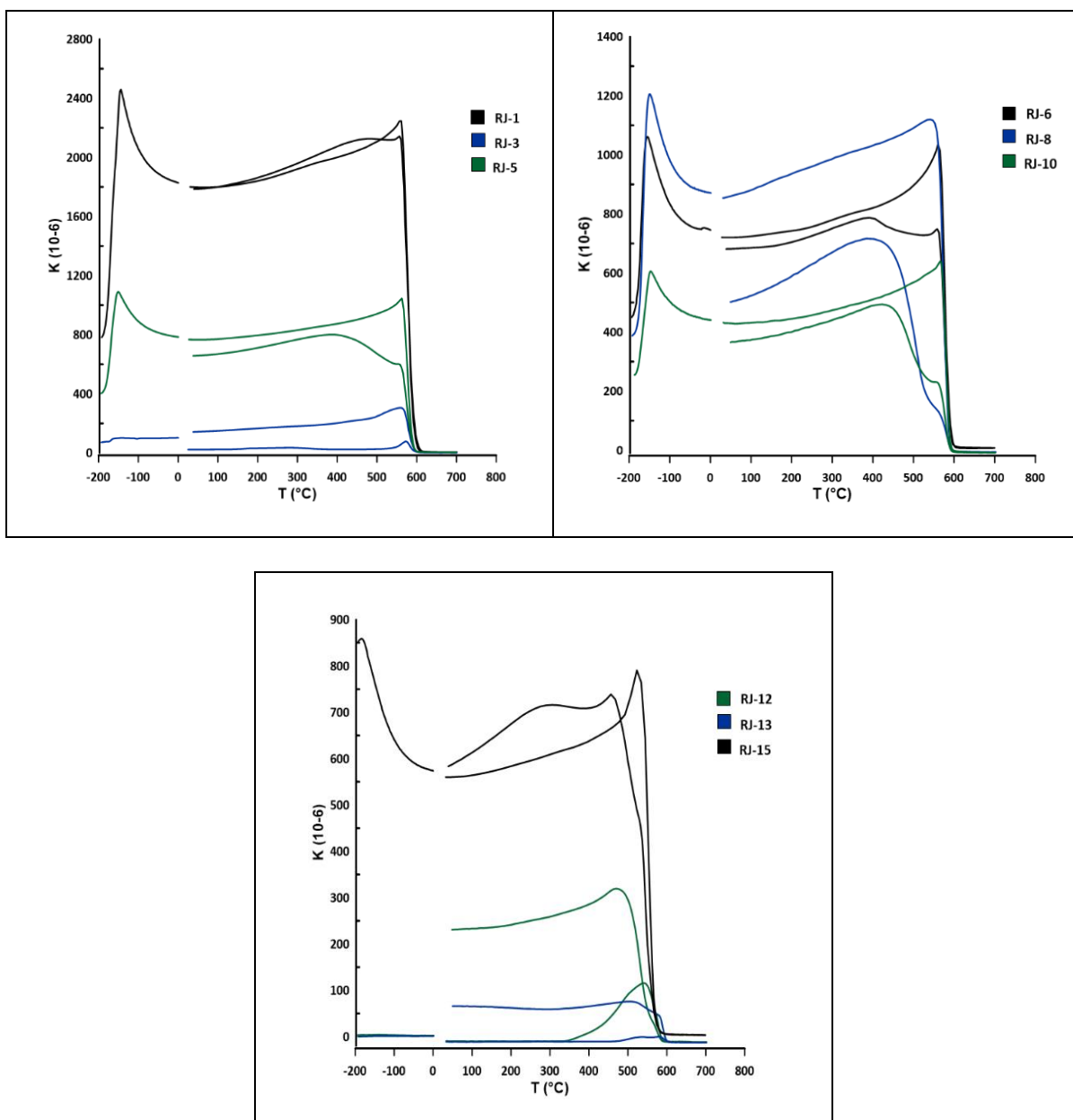


Figura 25: curvas de KxT em baixa e alta temperatura, obtidas em atmosfera de Argônio.

Os exemplos de loops de histerese, Figura 26, mostram que as curvas dos sítios RJ-8 e RJ-9 apresentam pouca ou nenhuma contribuição de minerais paramagnéticos para a suscetibilidade magnética.

O RJ-12 apresenta histerese que pode indicar uma contribuição de mineral paramagnético ou um mineral que não foi saturado. A curva de IRM para esse dique (Figura 24) mostra que ele começa a saturar em campo de 2800 mT, campo muito maior do que aplicado pelo VSM para as histereses, indicando que trata-se de um mineral que não atingiu a saturação podendo ser hematita. O sítio RJ-14 apresenta cintura de “vespa”, indicando coercividades distintas que podem ser de um mesmo mineral ou minerais magnéticos diferentes, como também é observado nas curvas de pARM e IRM (Figuras 23 e 24). Entretanto é muito provável que sejam dois minerais titanomagnetitas e hematita.

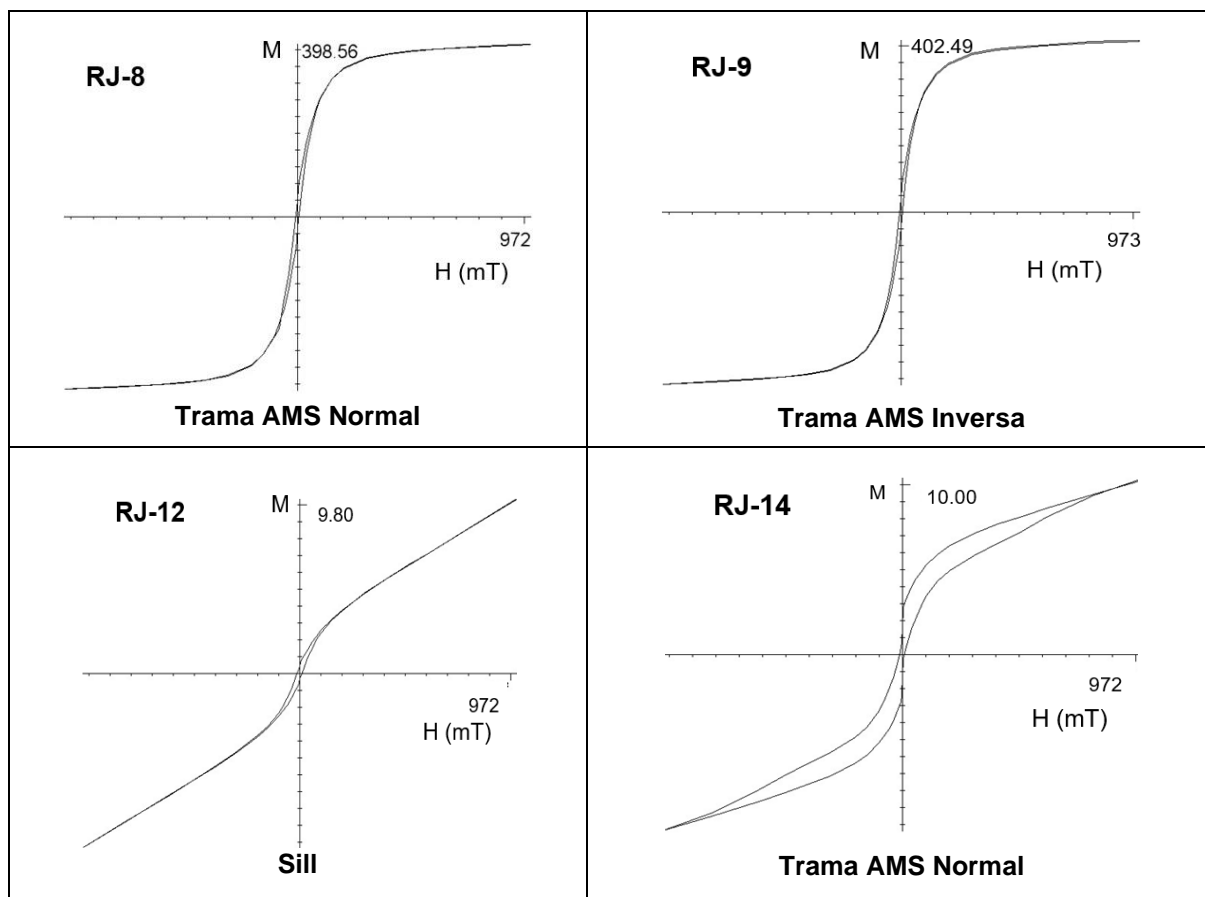


Figura 26: Exemplos de loops de histerese obtidos para os sítios RJ-8, RJ-9, RJ-12 e RJ-14.

5.4. Paleomagnetismo

Para os estudos de paleomagnetismo, realizou-se primeiramente a desmagnetização por campos magnéticos alternados (AF). Para tanto, foi escolhido um espécime de cada sítio (total 26, espécime piloto) onde, após as medidas da magnetização remanente natural (MRN), estes foram desmagnetizados detalhadamente de 5 a 100 mT ou 150 mT em passos de 5 mT utilizando o desmagnetizador AF-D2000T (ASC, Scientific). As magnetizações remanentes foram medidas em magnetômetro do tipo “spinner” JR6A (Agico). Posteriormente, mais um espécime de cada sítio foi escolhido para a desmagnetização térmica detalhada (espécime

piloto) visando obter a magnetização característica das amostras. O experimento teve início com uma temperatura de 100°C aumentando em passos de 50°C até 500°C e, após, em passos de 25°C até 600°C. Após a análise dos pilotos, foram desmagnetizados por AF mais 10-14 espécimes de cada sítio. A direção de magnetização de cada espécime foi obtida através da PCA observando-se o diagrama de Zijderveld. Os espécimes que apresentaram $MAD > 10^\circ$ foram descartados.

As Figuras 27 e 28 mostram exemplos da desmagnetização térmica (Figura 27) e por AF da MRN (Figura 28) para espécimes do sítio RJ-1. Pode ser observado nessas Figuras que os dois métodos de desmagnetização foram eficazes para desmagnetizar a MRN. Os diagramas de Zijderveld (Figuras 27A e 28A) mostram que o vetor direciona-se para a origem do diagrama com as sucessivas diminuição da intensidade da magnetização (Figuras 27B e 28B). Para o cálculo da direção de magnetização média de cada sítio foi utilizada a estatística de Fisher (1953). A Figura 29 mostra um exemplo de todos os espécimes analisados do sítio RJ-1.

Os dados paleomagnéticos para todos os sítios estudados estão na Tabela 5. Essa Tabela contém as direções médias, PGV, parâmetros estatísticos e polaridades. Os sítios RJ-8; RJ-9 e RJ-14 não apresentaram resultado consistentes o que impossibilitou a identificação de uma direção de magnetização característica e, portanto, foram desprezados. As direções médias de magnetização para todos os diques estudados estão representadas na Figura 30, onde se observa que todas as litologias apresentam polaridades normais e reversas do campo geomagnético. Os sítios alcalinos com polaridade normal são mais bem agrupados do que os de polaridade reversa (Figura 30). Os diques toleíticos com polaridade normal também apresentam direções médias bem agrupadas, já os toleíticos com polaridade reversa apresentam uma significativa variação na inclinação (Figura 30), sugerindo mais de uma atividade intrusiva com polaridade reversa. Na área de estudo ocorrem somente três diques de lamprófiros, sendo que dois deles apresentam polaridade reversa e são bem agrupados e um com polaridade normal que se agrupa muito bem com os diques toleíticos e alcalinos (Figura 30).

O fato dos diques de todas as litologias apresentarem polaridades normal e reversa permite afirmar que eles foram colocados em tempos distintos (mesmo os de mesma litologia). No entanto, há a necessidade de se investigar se os diques das diferentes litologias com, por exemplo, polaridade normal foram colocados ao mesmo tempo, o que mostraria que fontes magmáticas com composições diferentes estavam ativas simultaneamente.

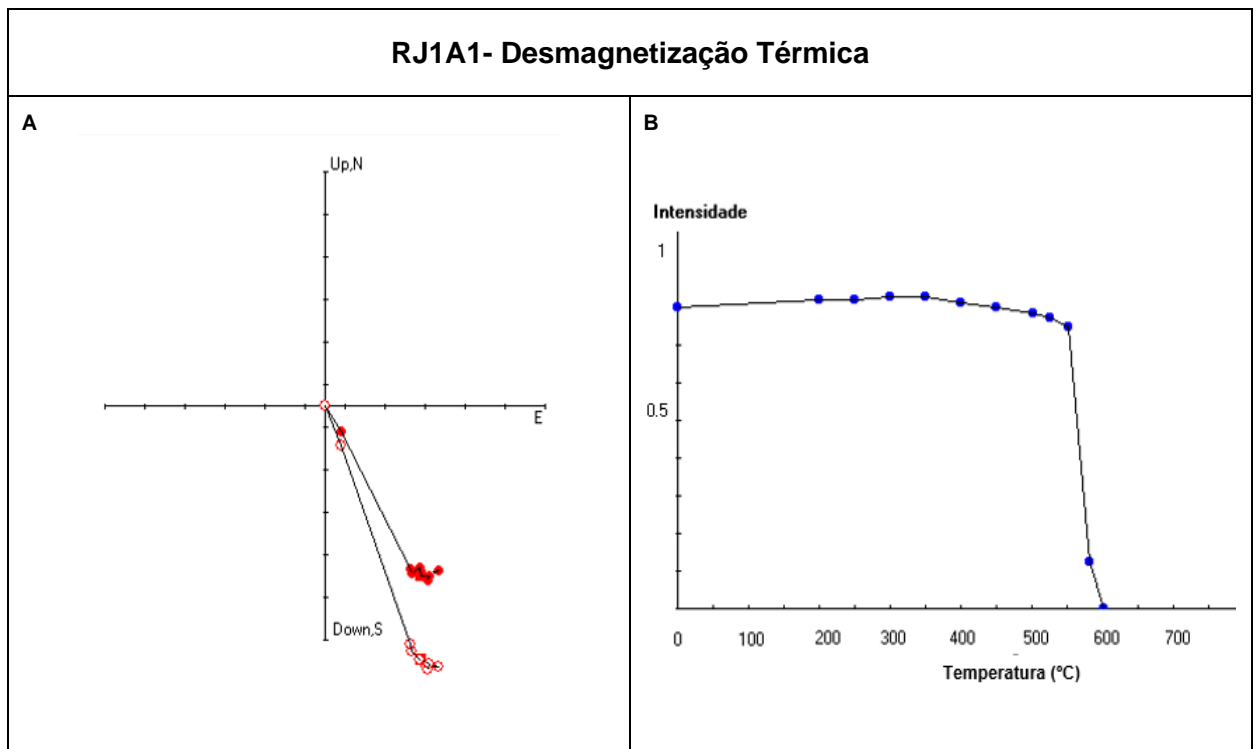


Figura 27: Em A está representado o diagrama de Zijderveld correspondente ao espécime RJ1A1 e em B está representado gráfico de intensidade de magnetização versus temperatura em °C.

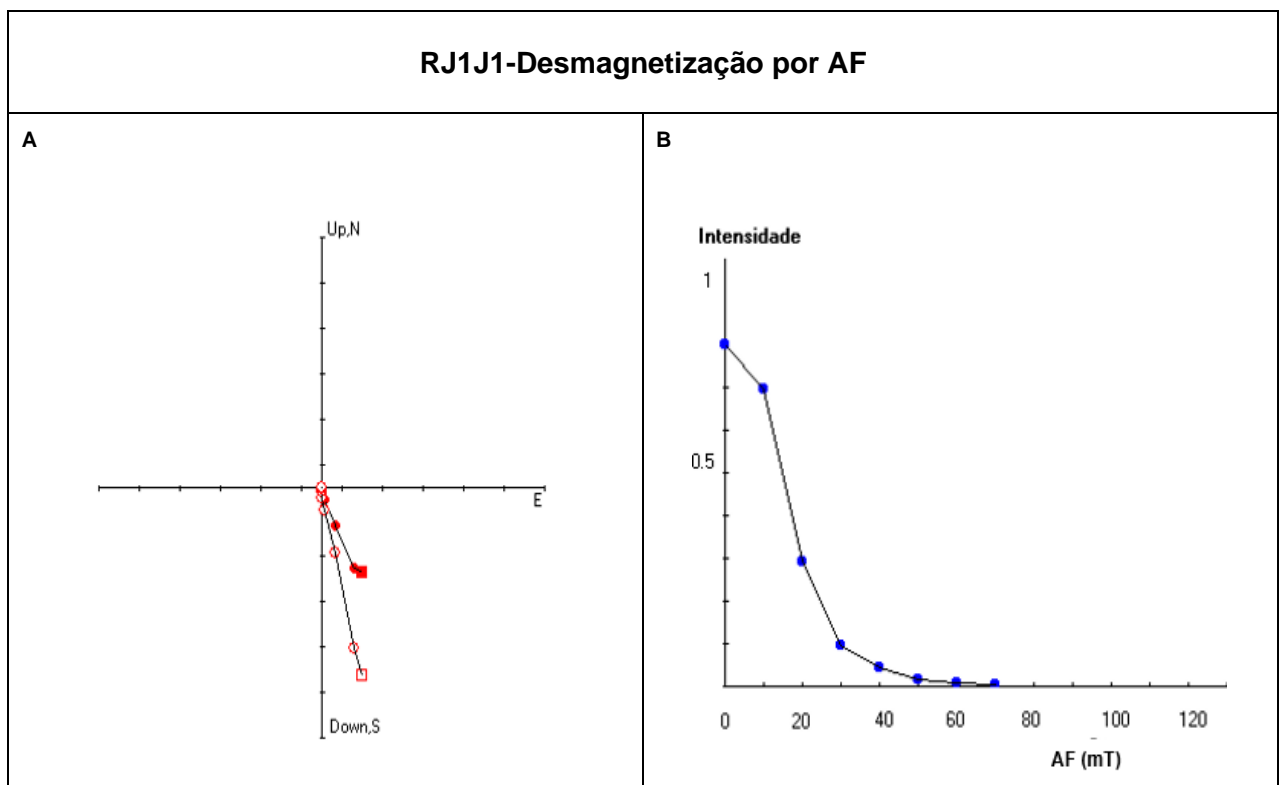


Figura 28: Em A está representado o diagrama de Zijderveld correspondente ao espécime RJ1J1 e em B está representado gráfico de intensidade de magnetização versus campos alternados (AF) em mT.

Sítio	N/n	Decl	Incl	α_{95}	k	Lon (p)	Lat(p)	DM	DP	Pol.
RJ-01	13/13	160,9	61,6	2,6	264,6	57,2	-23,8	3,9	3	Reversa
RJ-02	14/13	175,1	39,7	7,3	33	52,5	-85,5	8,8	5,3	Reversa
RJ-03	14/12	163,2	49,2	6,5	45,1	19,1	-73,4	8,6	5,7	Reversa
RJ-04	13/11	173,3	53	4,4	106,7	345,6	-77,9	6,1	4,3	Reversa
RJ-05	14/11	185,8	80,9	5,7	64,9	315,7	-40,6	11	10,6	Reversa
RJ-06	14/14	301,1	84,5	2,6	230,6	308,3	-17,1	5,2	5,1	Normal
RJ-07	13/10	356,5	-46,8	6,8	51,7	348,9	-84	8,7	5,6	Normal
RJ-08	11/ -	Sem resultado								
RJ-09	11/ -	Sem resultado								
RJ-10	15/14	200,6	68,3	2,9	188,7	294	-57,3	4,9	4,1	Reverso
RJ-11	15/12	210,7	68,8	3,4	166,1	287	-52,5	5,7	4,9	Reversa
RJ-12	14/4	197	51,6	11,4	66,3	263,3	-72,4	15,5	10,5	Reversa
RJ-13	10/10	174,8	50,4	5,8	69,3	346,5	-80,7	7,8	5,3	Reversa
RJ-14	14/ -	Sem resultado								
RJ-15	13/13	180,2	36,8	2,5	273,8	140,9	-88	2,9	1,7	Reversa
RJ-16	13/12	183,1	35,6	2,2	386	175,6	-85,4	2,6	1,5	Reversa
RJ-17	15/9	353	-45,2	6,8	57,8	16,4	-82,6	8,7	5,5	Normal
RJ-18	11/8	356,1	-47,5	15,7	13,4	349	-83,4	20,4	13,2	Normal
RJ-19	15/13	120,4	77,1	29	3	343,5	-33,3	54,2	50,5	Reverso
RJ-20	10/4	350,8	-39	9,5	95,2	52,6	-81,4	11,3	6,7	Normal
RJ-21	13/9	190,5	54,2	7	55	282,5	-75,1	9,8	6,9	Reversa
RJ-22	12/12	6	-50,2	3,6	144,5	285,5	-80,3	4,9	3,3	Normal
RJ-23	14/7	358,5	-42,9	6,5	87,3	352,5	-87,7	8	5	Normal
RJ-24	16/11	341,2	-30	5,2	77,3	65,8	-71,1	5,8	3,2	Normal
RJ-25	13/11	356,9	-53	3,7	153,7	331,8	-79	5,1	3,5	Normal
RJ-26	11/11	356,1	-48,7	3,1	211,1	344,6	-82,5	4,1	2,7	Normal

Tabela 5: N é o número de espécimes analisados; n é o número de espécimes utilizados no cálculo da média; Dec e Inc são a declinação e inclinação da direção de magnetização média do sítio; α_{95} é o limite de confiança; K é o parâmetro de precisão; Lon (p) e Lat (p) são a longitude e latitude do PGV; DM e DP são os semi-eixos da elipse de confiança do PGV, Pol. é a polaridade.

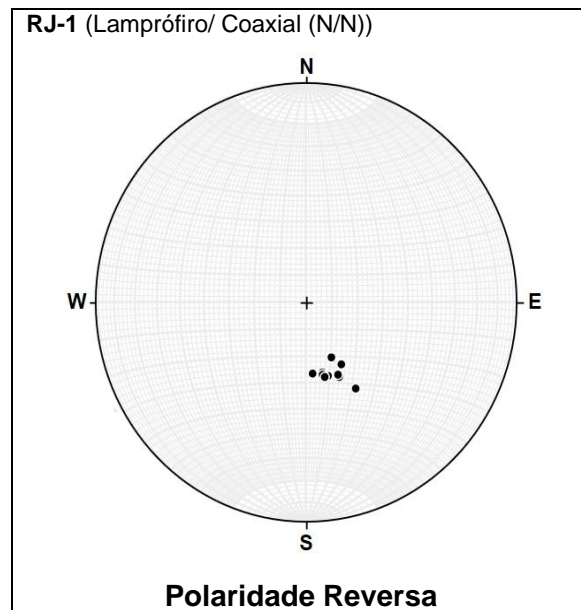


Figura 29: Estereograma com direções de magnetização (característica) obtidas para o RJ-1 todos os espécimes apresentaram polaridade reversa. Coaxial (N/N) corresponde a sítios que apresentaram ambas tramas magnéticas normais.

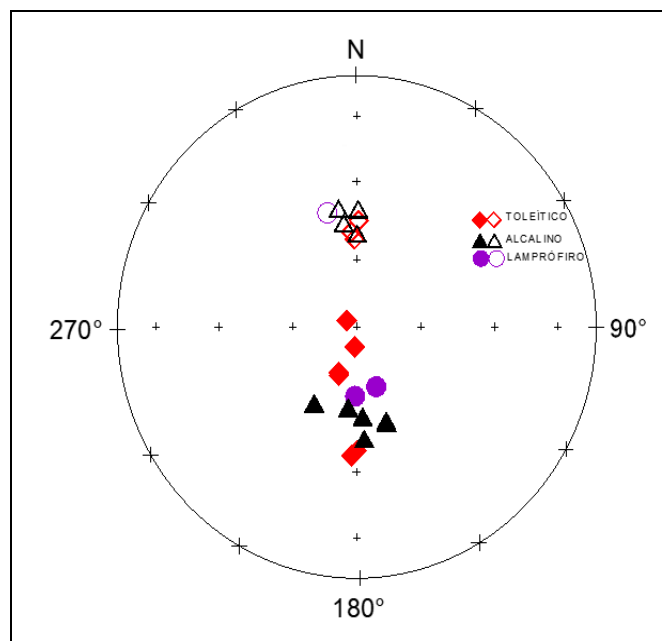


Figura 30: Estereograma com direção média de magnetização obtida para todos os sítios estudados. Símbolos cheios indicam polaridade reversa (inclinação positiva) e símbolos vazios indicam polaridade normal (inclinação negativa).

5.5. Interpretação e discussão dos resultados

A Tabela 6 abaixo sintetiza os resultados das tramas magnéticas obtidas, polaridade e litologia de cada sítio estudado.

Comparação de Resultados				
Sítio	AMS	AARM	Polaridade	Litologia
RJ-1	Normal	Normal	Reversa	Lamprófiro
RJ-2	Sill	Sill	Reversa	Alcalino F.
RJ-3	Sill	Sill	Reversa	Alcalino F.
RJ-4	Normal	Intermediária	Reversa	Diabásio
RJ-5	Normal	Normal	Reversa	Diabásio
RJ-6	Normal	Tende a inversa	Reversa	Diabásio
RJ-7	Intermediária	Normal	Normal	Alcalino F.
RJ-8	Normal	Inversa	Sem resultado	Diabásio
RJ-9	Inversa	Inversa	Sem resultado	Diabásio
RJ-10	Normal	Inversa	Reverso	Diabásio
RJ-11	Inversa	Inversa	Reversa	Diabásio
RJ-12	Sill	Sill	Reversa	Alcalino F.
RJ-13	Sill	Sill	Reversa	Alcalino F.
RJ-14	Normal	Normal	Sem resultado	Alcalino F.
RJ-15	Normal	Normal	Reversa	Diabásio
RJ-16	Normal	Inversa	Reversa	Diabásio
RJ-17	Normal	Inversa	Normal	Alcalino F.
RJ-18	Normal	Inversa	Normal	Alcalino F.
RJ-19	Normal	Normal	Reverso	Lamprófiro
RJ-20	Inversa	Inversa	Normal	Alcalino F.
RJ-21	Normal	Normal	Reversa	Alcalino F.
RJ-22	Normal	Inversa	Normal	Diabásio
RJ-23	Normal	Inversa	Normal	Diabásio
RJ-24	Normal	Normal	Normal	Lamprófiro
RJ-25	Normal	Inversa	Normal	Diabásio
RJ-26	Normal	Inversa	Normal	Diabásio

Tabela 6: Tabela resumo com comparação das tramas AMS/AARM, litologia e polaridade para cada sítio.

Os dados escalares da AMS mostram que a maioria dos diques estudados apresentam altos valores de suscetibilidade magnética, sendo que os maiores valores são observados nos lamprófiros e diabásios (Km, Tabela 3).

As tramas magnéticas dadas pela AMS (Tabela 6, Figura 21) são majoritariamente do tipo normal segundo a classificação de Rochette et al., (1992), ocorreram também três tramas AMS do tipo Inversa (RJ-9, RJ-11 e RJ-20, Figura 21) e uma do tipo intermediária (RJ-7). Já quanto às tramas AARM, elas se dividem principalmente entre tramas inversas e normais com

uma ocorrência de trama intermediária (RJ-4). As tramas AMS normais foram interpretadas como originadas por fluxo magmático no preenchimento das fraturas. As tramas AMS inversas e intermediárias foram interpretadas como sendo de origem tectônica, pois os experimentos de magnetismo de rocha mostraram que não há relação com grãos do tipo SD.

Os três tipos de trama AMS são independentes tanto da mineralogia magnética como do tamanho do grão magnético. De modo geral, seria esperado que as tramas dadas pela AMS e pela AARM fossem coaxiais principalmente para a trama *normal* de AMS se elas tivessem origem primária.

A maioria das tramas AMS normal dos diques toleíticos mostrou trama inversa de AARM, dois desses diques apresentaram tramas AMS e AARM inversa. Para a maioria dos diques alcalinos a trama AMS é do tipo normal e da AARM é do tipo inversa. As tramas AMS e AARM dos diques de lamprófiros são coaxiais e normais. Porém, em dois diques toleíticos e dois alcalinos as tramas de AMS e AARM são coaxiais e normais.

A Figura 31 mostra a lineação magnética dadas pelas tramas AMS ($K_{m\acute{a}x}$) e pelas tramas de ARM (AARM $_{m\acute{a}x}$) para os diques toleíticos. Na Fig. 31a são mostrados os diques com trama de AMS normal e na Fig. 31b os correspondentes com a trama de AARM que é coaxial somente para dois diques. Na Figura 31c e d estão os $K_{m\acute{a}x}$ e AARM $_{m\acute{a}x}$ para os diques com trama de AMS inversas (2 diques) a correspondente AARM também é inversa.

A Figura 32 a e b mostra $K_{m\acute{a}x}$ e AARM $_{m\acute{a}x}$ para os diques de lamprófiros cuja trama de AMS e AARM são coaxiais normal. A Figura 32 c e d mostram $K_{m\acute{a}x}$ e AARM $_{m\acute{a}x}$ para os diques alcalinos félsicos com tramas AMS normal/inversa e tramas AARM normal/inversa. É interessante notar que nos diques onde a AMS e AARM não são coaxiais a direção de AARM $_{m\acute{a}x}$ (Figuras 31 e 32) é aproximadamente a mesma dos diques com trama inversa de AMS e AARM (Figuras 31b e d), sugerindo que os esses diques com trama inversa de AARM foram afetados pelo evento intrusivo responsáveis pela colocação dos diques com tramas de AMS inversas. Outro fato a ser notado é que a AARM $_{m\acute{a}x}$ é grosseiramente perpendicular a $K_{m\acute{a}x}$. A orientação de $K_{m\acute{a}x}$ e AARM $_{m\acute{a}x}$ das tramas inversas são parecidas com o sistema de fraturas encontradas nas bacias marginais de Santos e Campos que foram formadas após a quebra do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico (e.g. Chang et al., 1992; Mohriak et al., 2008)

A comparação entre as tramas AMS e AARM (Tabela 6, Figuras 31 e 32), permitiu inferir que os diques de Arraial do Cabo foram colocados em 3 eventos tectônicos distintos, como foi o caso dos diques do litoral norte do estado de São Paulo (Raposo, 2017, 2018 e 2020).

(I) Primeiro evento: Correspondem a este evento os diques não coaxiais com trama AMS normal gerada por fluxo magmático e trama AARM inversa/intermediária ocasionada por uma mudança no regime de esforços na litosfera. Os diques correspondentes ao primeiro evento são:

- Toleíticos: RJ-4, RJ-6, RJ-8, RJ-10, RJ-16, RJ-22, RJ-23, RJ-25 e RJ-26;
- Alcalinos Félsicos: RJ-17 e RJ-18.

(II) Segundo evento: O campo de esforços na litosfera provavelmente aumentou e os diques colocados foram aqueles com tramas AMS inversa/intermediária e AARM inversa. Este evento afetou as magnetitas dos diques do primeiro, fazendo com que elas se orientassem perpendicularmente ao plano do dique, originando a trama inversa da AARM.

Os diques correspondentes ao segundo evento são:

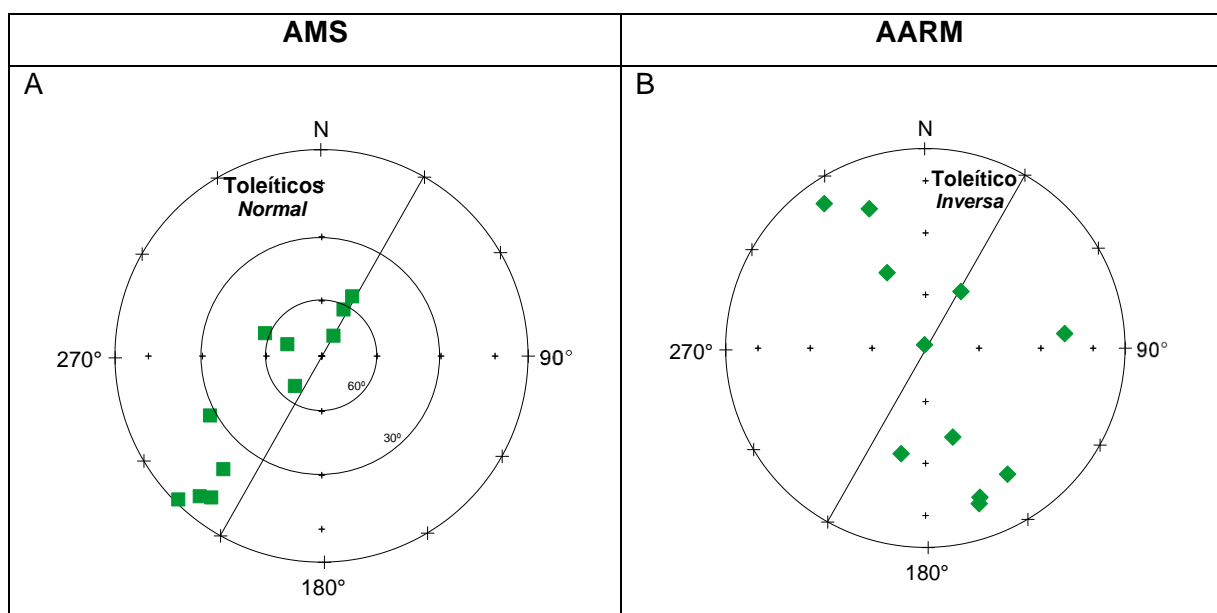
- Toleíticos: RJ-9 e RJ-11;
- Alcalinos Félsicos: RJ-7 e RJ-20.

(III) Terceiro evento: Por fim, o último evento é representado por diques com tramas coaxiais (trama AMS e AARM normal), estes diques provavelmente foram colocados após uma diminuição dos esforços, de modo que suas duas tramas registraram apenas fluxo magmático.

Os diques correspondentes ao terceiro evento são:

- Toleíticos: RJ-5 e RJ15;
- Alcalinos Félsicos: RJ-14 e RJ-21;
- Lamprófiros: RJ-1, RJ-19 e RJ-24.

As relações de “corte” observadas nos diques em campo também concordam com a ordem dos eventos definidos através das tramas magnéticas. Por exemplo, o RJ-19 (Tramas AMS e AARM normais) corta os diques RJ-17 e RJ18 (ambos com Tramas AMS normal e AARM inversa), portanto o RJ-19 pertencente ao 3º evento é mais jovem que o RJ-17 e o RJ-18 pertencentes ao 1º evento.



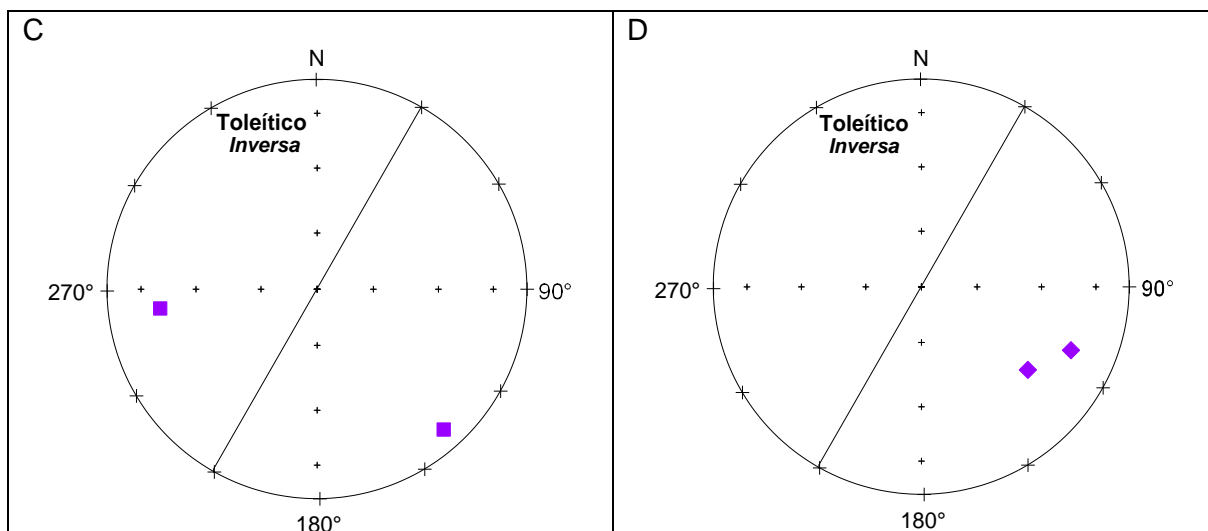
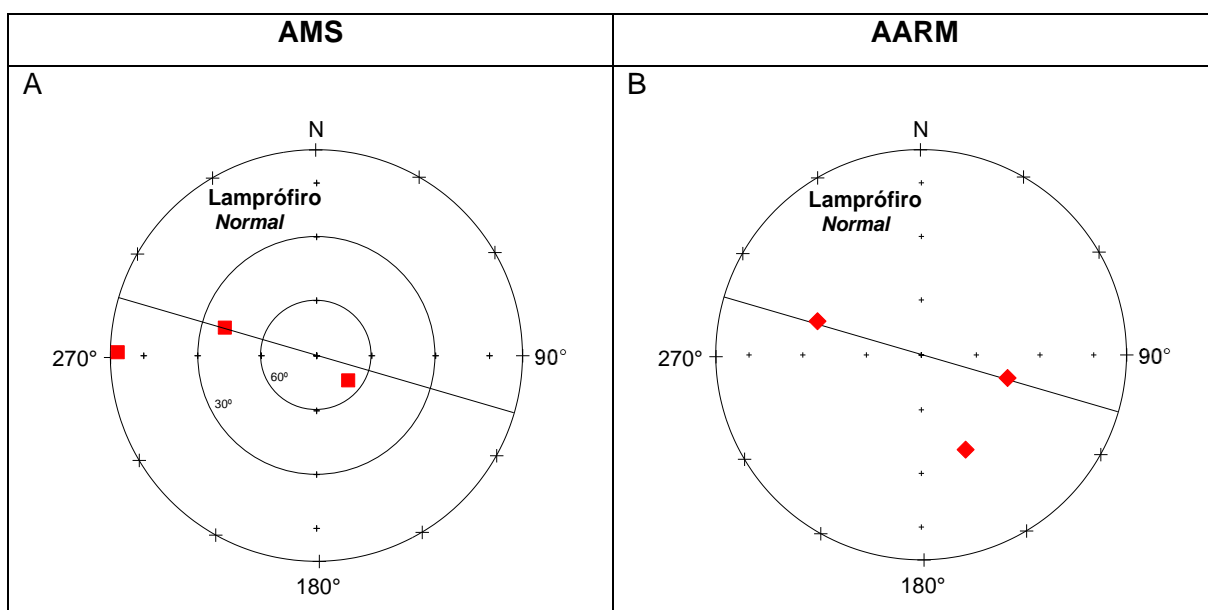


Figura 31: Estereogramas da lineação magnética dos diques toleíticos dada pelo $K_{máx}$ (representado pelos quadrados) e $AARM_{máx}$. (representado pelos losangos). Normal=trama normal; inversa=trama inversa e traço =direção média dos diques.

5.5.1.AMS x Fluxo

A trama AMS normal é comumente interpretada como fluxo magmático no preenchimento de fraturas (Rochette et al., 1992, entre outros), a mesma interpretação é feita nesta pesquisa. A inclinação da lineação de AMS ($K_{máx}$) permite inferir a posição relativa entre fonte magmática e fraturas.

A Figura 31A mostra a $K_{máx}$ para os diques toleíticos com trama normal. Baseado na inclinação de $K_{máx}$ é possível inferir que os diques toleíticos foram alimentados por fluxos verticais (inclinação > 60°) e horizontais (inclinação < 30°). O mesmo acontece com os diques lamprófiricos (Figura 32a) e alcalinos félsicos (Figura 32c). Os diques que apresentam uma inclinação maior de $K_{máx}$ estão mais próximos da fonte geradora.



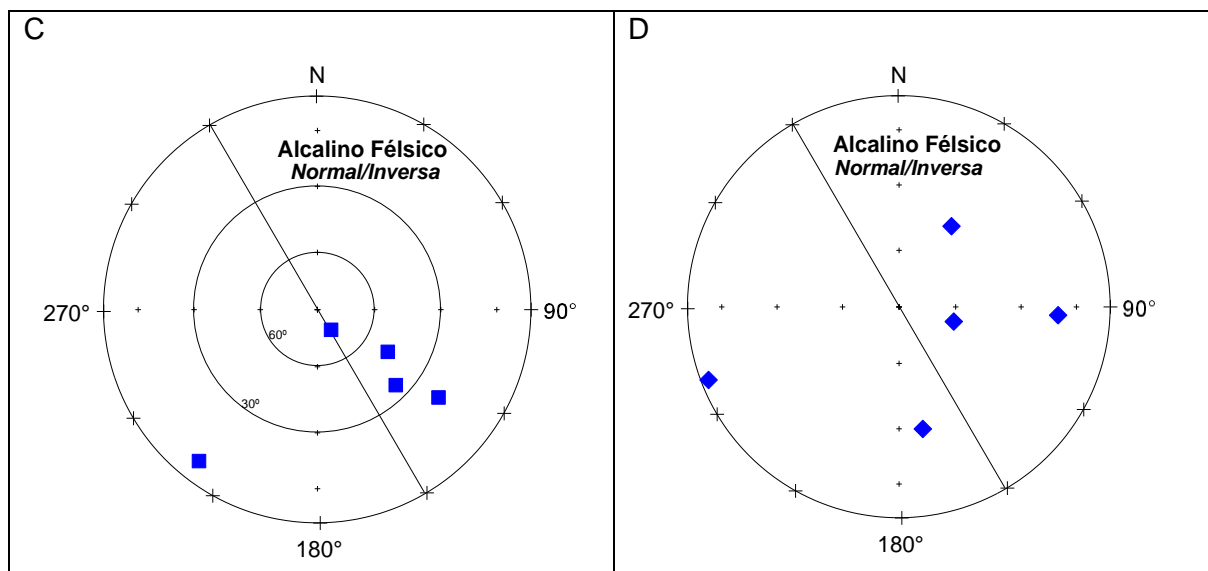


Figura 32: Estereogramas da lineação magnética dos diques lamprófiros e alcalinos félsicos dada pelo $K_{\text{máx}}$ (representado pelos quadrados) e $AARM_{\text{máx}}$ (representado pelos losangos). Normal=trama normal; inversa=trama inversa e traço =direção média dos diques.

5.5.2. Tramas Magnéticas e Paleomagnetismo

Aliando os dados de litologia, tramas AMS/AARM e paleomagnetismo (Tabela 6, Figuras 30, 31, 32) é possível ainda, inferir por exemplo se durante cada um destes eventos (definidos somente com base nas tramas magnéticas) os diques foram colocados em um ou mais episódios magmáticos e/ou haviam fontes geoquímicas distintas ativas ao mesmo tempo.

Os diques toleíticos do primeiro evento apresentam polaridades reversas (RJ-4, RJ-6, RJ-10 e RJ-16) e normais (RJ-22, RJ-23, RJ-25 e RJ-26) indicando que estes foram formados em pelo menos dois episódios de atividade magmática distintos. Dentre os diques correspondentes ao segundo evento somente o RJ-11 teve resultado, apresentando uma polaridade reversa. Os diques toleíticos do último evento (RJ-5 e RJ-15) apresentaram polaridade reversa, entretanto estes apresentam inclinações bastante distintas, podendo também indicar eventos intrusivos distintos.

Os diques de lamprófiros (3), correspondem ao terceiro evento com tramas coaxiais normal, entretanto o RJ-1 apresenta polaridade normal, enquanto os sítios RJ-19 e RJ-24 apresentam polaridade reversa, apesar de haver poucos dados de diques lamprófiros estes provavelmente foram colocados em mais de um episódio de magmatismo alcalino. O sítio RJ-19 corta todos os outros diques aflorantes no mesmo local, portanto, provavelmente o evento de polaridade reversa é mais jovem.

Os diques alcalinos félsicos do primeiro evento (RJ-17 e RJ-18) apresentaram polaridade normal. Os sítios RJ-7 e RJ-20 correspondem ao segundo evento e ambos têm polaridade normal e por fim, o RJ-21 do terceiro evento apresentou polaridade reversa. Os

dados paleomagnéticos sugerem que os diques alcalinos também foram colocados tempos distintos.

Os diques toleíticos e alcalinos félsicos e um dos lamprófiros, apresentam direções médias de magnetização com polaridade normal bastante semelhantes (Figura 30). Este fato poderia indicar que haviam fontes magmáticas geoquimicamente distintas ativas ao mesmo tempo. Por outro lado, a literatura (Deckart et al., 1998; Turner et al., 1994; Amaral et al., 1967) sugere que os diques alcalinos são mais novos que os toleíticos, sendo assim, a coincidência das direções médias de magnetização pode estar relacionada a uma re-magnetização dos diques toleíticos ocorrida quando os alcalinos foram colocados. A dúvida permanece até que idades confiáveis sejam obtidas tanto nos toleíticos como nos alcalinos máficos e félsicos.

6. CONCLUSÕES

Foram estudados 26 sítios neste trabalho, sendo 24 coletados no município de Arraial do Cabo-RJ, 1 em Barra do Piraí no interior do Estado do Rio de Janeiro e 1 em Paraty no litoral do estado. Foram realizados estudos de anisotropias magnéticas (AMS e AARM), magnetismo de rocha e paleomagnetismo a fim de compreender como esses corpos foram colocados e investigar a relação deles com a abertura do Oceano Atlântico Sul, além de tentar estabelecer o número dos episódios intrusivos.

O estudo petrográfico confirmou as classificações realizadas em campo. As amostras estudadas foram classificadas como diabásios, lamprófiros e alcalinas félsicas, sendo esta última litologia com maior grau de alteração entre as seções delgadas descritas, dificultando maiores detalhamentos.

Os dados do magnetismo de rocha mostram que mineral magnético responsável pela suscetibilidade magnética e magnetização remanente é a titanomagnetita com tamanhos de 25-2 μm , exceto para os diques alcalinos félsicos onde a hematita também está presente.

A suscetibilidade magnética é mais alta para os diques toleíticos e lamprófiros, o grau de anisotropia é baixo para todos os diques e os grãos magnéticos são predominantemente oblatos.

A maioria dos diques registrou três tipos de tramas AMS, normal, inversa e intermediária, sendo a do tipo normal predominante. Esta trama é interpretada como fluxo magmático. A inclinação da lineação magnética ($K_{\text{máx}}$) permitiu inferir que os diques das três litologias foram alimentados por fluxos verticais (inclinação $> 60^\circ$) e horizontais (inclinação $< 30^\circ$).

A comparação das lineações magnéticas dadas pela AMS ($K_{\text{máx}}$) e AARM ($AARM_{\text{máx}}$) permitiu inferir que as tramas do tipo inversa e intermediária obtidas tanto pela AMS como pela AARM são de origem tectônica e, com isso, foi possível inferir que os diques foram colocados em três eventos tectônicos distintos durante processo inicial de quebra do supercontinente Gondwana. Esta interpretação corrobora com aquela feita por Raposo, (2017,

2018 e 2020) para os diques do litoral norte do estado de São Paulo. De modo geral, a lineação $AARM_{m\acute{a}x}$ é orientada a NW aproximadamente perpendicular ao plano do dique (NE) e é semelhante a direção dos esforços atuantes na abertura do Oceano Atlântico (NW-SE).

Os estudos paleomagnéticos revelaram polaridades normais e reversas do campo geomagnético em todas as litologias estudadas. Diferentes polaridades revelam que estes diques não foram colocados em um único episódio intrusivo. Direções médias semelhantes foram obtidas para sítios alcalinos félsicos e toleíticos com polaridade normal, esta similaridade possivelmente se relaciona com a ocorrência simultânea destes dois tipos de magmatismo ou ainda há a possibilidade de que a colocação de diques alcalinos mais tardiamente possa ter re-magnetizado os corpos de diabásio. Também foi observado que os sítios toleíticos com polaridade reversa apresentam inclinações bastante distintas, fato que provavelmente se relaciona com o registro de mais de um evento intrusivo reverso.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. M, 1986, Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, no 16, p 334-335.

Almeida, J. C. H., Heilbron, M. D. C. P. L., da Silva, R., Júnior, D. D. L. M., & Tetzner, W, 2013, Guia de campo na Área Continental do Alto de Cabo Frio.

Amaral, G., Bushee, J. C. U. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., & Reynolds, J. H., 1967, Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et cosmochimica acta*, no 31, p. 117-142.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A. J. R., Papatrechas, C & Stolfa, D. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, no 27, p. 915-944.

Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Boston, Blackwell Scientific Publications, p 319.

Carvas, K. Z., de Paula Vasconcelos, P. M., Marques, L. S., Ubide, T., de Oliveira Carmo, I., & Babinski, M. 2021. Geochronology of mafic magmatism and hydrothermal alteration during early stages of South Atlantic opening. *Geochimica et cosmochimica acta*, 314, p. 358-380.

Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., & Bender, A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2), 97-138.

Deckart, K., Féraud, G., Marques, L.S. & Bertrand, H., 1998. New time constraints on dykes swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Gethermal Research*, 80, p. 67-83.

Dias, L. F. L., Castro, J. W. A., & Seoane, J. C. S., 2014. Transição Pleistoceno-Holoceno na Enseada dos Anjos, Arraial do Cabo/Rio de Janeiro: Reconstituição Paleoambiental 3D. *Revista Brasileira de Cartografia*, no 66, p. 931-951.

Figueiredo, G. R., 2019. Caracterização petrográfica e geoquímica do magmatismo no Pontal do Atalaia, município de Arraial do Cabo-RJ [Trabalho Final de Curso]: Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.

- Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society*, A217: 295-305.
- Guedes, E., 2007. O enxame de diques da Serra do Mar na região entre Resende e a Baía da Ilha Grande, RJ.
- Hrouda, F., 1988. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5, p. 37-82.
- Marques, L. S., & Ernesto, M. (2004). O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 245-263.
- Mohriak, W., Nemčok, M., & Enciso, G. (2008). South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 365-398.
- Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J., & Banerjee, S. K. 1988. Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications and grainsize-dependence. *Geophysical Research Letters*, 15, p. 440-443.
- Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl. Geophys.* 136, p. 1-28.
- Kirshvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62: 699-718.
- Park, K., Tanczyk, E. I., Desbarats, A., 1988. Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. *J. Geophys. Res.* 93, 13689-13704.
- Raposo, M. I. B., 2017. Magnetic fabrics of the Cretaceous dike swarms from São Paulo coastline (SE Brazil): Its relationship with South Atlantic Ocean opening. *Tectonophysics* 721, p. 395–414.
- Raposo, M.I.B., 2018. Anisotropias Magnéticas dos Diques Máficos do Litoral Norte do Estado de São Paulo. [Tese de Livre Docência]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.

Raposo, M.I.B, 2020. Emplacement of dike swarms from the island of Ilhabela (SE Brazil) and its relationship with the South Atlantic Ocean opening revealed by magnetic fabrics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 301,106471.

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, p. 275–290.

Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., Piccirillo, E.M., 1996. Age of Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, p. 199-211.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* no 30, p. 209-226.

Schmitt RS, Trouw R., Van Schmus WR, Armstrong R. e Stanton NSG, 2016 O significado tectônico do Domínio Tectônico de Cabo Frio na margem SE brasileira: uma saga Paleoproterozóica através do Cretáceo de uma margem continental retrabalhada. *Braz. J. Geol.* 46, p.37–66

Tauxe, L, Banerjee, S.K., Butler, R.F. and van der Voo R, *Essentials of Paleomagnetism*, 5th Web Edition, 2018. Disponível em: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>

Teixeira et al., 2000, Rochas ígneas, in Teixeira, W., Toledo, M.C.M. de, Fairchild, T.R., Taioli, F., org., *Decifrando a Terra: São Paulo, Oficina de Textos*, p. 328-346.

Turner, S., Regelous, M., Kelly, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M.S.M., 1994. Magmatism and Continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 121, p.333-348.

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.