

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANISOTROPIAS MAGNÉTICAS E MAGNETISMO DE ROCHA DO ENXAME DE DIQUES
SERRA DO MAR NA REGIÃO DE ARMAÇÃO DOS BÚZIOS, RJ.

BIANCA EMANUELLE AGUIRRE

Trabalho de Formatura 23/07

Monografia

Orientador (a): Prof^a Dr^a Maria Irene Bartolomeu Raposo

SÃO PAULO
2023

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E GEOTECTÔNICA

Trabalho de Formatura – 23/07

ANISOTROPIAS MAGNÉTICAS E MAGNETISMO DE ROCHA DO ENXAME DE DIQUES
SERRA DO MAR NA REGIÃO DE ARMAÇÃO DOS BÚZIOS, RJ.

BIANCA EMANUELLE AGUIRRE

Monografia apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de São Paulo para
obtenção do título em Bacharel em Geologia

Orientador (a): Profª Drª Maria Irene Bartolomeu Raposo

SÃO PAULO
2023

RESUMO

Foram determinadas as tramas magnéticas e o magnetismo de rocha de 19 diques toleíticos do enxame de diques Serra do Mar expostos na região de Armação de Búzios, no Rio de Janeiro. Esses diques apresentam orientação N20°-60°E e cortam os paragnaisse de alto grau e ortognaisse do Terreno Cabo Frio, na Faixa Ribeira. Suas espessuras variam de alguns centímetros até mais de 25 m. O magnetismo de rocha mostra uma predominância de grãos magnéticos grossos, de 2-5 μm , alguns espécimes tem uma granulação mais fina, alcançando 0.75 μm . O mineral magnético dos diques é a titanomagnetita, sendo a responsável pela suscetibilidade magnética e pela magnetização remanente das amostras, mas não pela anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) da maioria dos diques. A AMS foi determinada para todos os sítios, enquanto que a anisotropia de magnetização remanente anisotérmica (AARM) para 18 diques. As tramas magnéticas encontradas são do tipo normal, intermediária e inversa. A trama normal geralmente é interpretada como fluxo magmático. A inclinação da lineação magnética ($K_{\text{máx}}$) dada pela AMS sugere que os diques foram alimentados por fluxos horizontais, inclinados e verticais. Na maioria dos sítios as tramas de AMS e de AARM não são coaxiais, e são aproximadamente perpendiculares entre si, com a $AARM_{\text{máx}}$ de orientação NW-SE e $K_{\text{máx}}$ orientado a NE-SW. A trama AARM foi interpretada como sendo de origem tectônica, sendo o eixo $AARM_{\text{máx}}$ paralelo aos esforços atuantes na quebra do supercontinente Gondwana, e posterior abertura do Oceano Atlântico Sul. Os estudos paleomagnéticos mostram que os diques foram predominantemente colocados quando o campo geomagnético apresentava polaridade reversa.

Palavras-chave: AARM, AMS, enxame de diques, trama magnética, Armação de Búzios.

ABSTRACT

The magnetic fabrics and rock magnetism of 19 tholeiitic dikes of the Serra do Mar dike swarm exposed in the Armação de Búzios region, in Rio de Janeiro, were determined. These dikes are oriented N20°-60°E and cut through the high-grade paragneisses and orthogneisses of the Cabo Frio Terrain, in the Ribeira Belt. Their thickness varies from a few centimeters to more than 25 m. Rock magnetism shows a predominance of coarse magnetic grains, 2-5 μm , some specimens have a finer grain, reaching 0.75 μm . The magnetic mineral of the dikes is titanomagnetite, which is responsible for the magnetic susceptibility and remanent magnetization of the samples, but not for the magnetic susceptibility anisotropy (AMS) of most dikes. The AMS was determined for all sites while the anisotropic remanent magnetization anisotropy (AARM) was determined for 18 dykes. The magnetic fabric found are of the normal, intermediate, and inverse types. The normal fabric is generally interpreted as magmatic flow. The inclination of the magnetic lineation (K_{\max}) given by AMS suggests that the dikes were fed by horizontal, inclined, and vertical flows. In most sites the AMS and AARM fabrics are not coaxial, and are approximately perpendicular to each other, with AARM_{max} oriented NW-SE and K_{\max} oriented NE-SW. The AARM fabric was interpreted as being of tectonic origin, with the AARM_{max} axis being parallel to the stress involved in the breakup of the supercontinent Gondwana, and the subsequent opening of the South Atlantic Ocean. Paleomagnetic studies show that dikes were predominantly emplaced when the polarity of the geomagnetic field was reversed.

Keywords: AARM, AMS, dike swarms, magnetic fabric, Armação de Búzios.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	6
1.1 Objetivo e Justificativas	7
1.2 Área de Estudo	7
2. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	9
2.1 Geologia Regional	9
2.1.1 Contexto geológico do embasamento cristalino	10
2.1.2 Abertura do Oceano Atlântico Sul	10
3. MATERIAIS E MÉTODOS	12
3.1 Amostragem e Preparação de Espécimes	12
3.2 Métodos Magnéticos	12
3.2.1 Anisotropias Magnéticas	13
3.2.1.1 Anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) ..	13
3.2.1.2 Anisotropia de magnetização remanente (AMR) ..	14
3.2.2 Magnetismo de Rocha	15
4. RESULTADOS OBTIDOS	16
4.1 Descrição Petrográfica.....	16
4.2 Análise Paleomagnética.....	18
4.3 Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (AMS)	21
4.4 Magnetismo de Rocha	23
4.5 Anisotropia de Magnetização Remanente Anisterética (AARM)	26
5. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	30
6. CONCLUSÕES.....	32
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	33

1. INTRODUÇÃO

A formação do Oceano Atlântico Sul e o desenvolvimento da margem continental do Brasil foram o resultado de processos de rifteamento, os quais ocorreram do Neojurássico ao Eocretáceo (Almeida *et al.*, 1996). Nas fases pré- a pós-rift, a Plataforma Sul-Americana foi afetada por intensas atividades tectônicas e magmáticas, em que zonas de falhas e fraturas, formadas essencialmente pela reativação de descontinuidades Pré-Cambrianas, geraram e eventualmente deformaram as Bacias de Campos e Santos, além da área emersa adjacente (Almeida *et al.*, 2013).

A fragmentação de um continente, em geral, é acompanhada por uma extensa e intensa atividade ígnea, que se expressa na forma Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces* – LIPs), soleiras e enxames de diques (White e Mckenzie, 1989). Logo, a quebra do paleocontinente Gondwana também foi acompanhada por intenso magmatismo, o qual formou a Província Magmática Paraná-Etendeka, cuja maior porção está no território brasileiro (Ernst e Buchan, 1997). Esse magmatismo, no sul e sudeste do Brasil, é representado principalmente por derrames de lavas toleíticas nas bacias de Pelotas, Paraná, Santos, Campos e Espírito Santo, além do desenvolvimento dos enxames de diques de direção NE ou NNE, de Florianópolis e da Serra do Mar, e os diques, orientados predominantemente a NW, do arco de Ponta Grossa (Almeida *et al.*, 1996).

O enxame de diques da Serra do Mar se estende desde a costa de São Paulo até a costa do Rio de Janeiro. Apesar das discordâncias entre pesquisadores, este enxame pode ser subdividido em mais do que um enxame de diques, devido as diferenças compostionais e de idade (Raposo, 2016). Almeida *et al.* (2013), por exemplo, trata do enxame de diques da região de Armação dos Búzios como o Enxame de Diques do Cabo de Búzios (EDCB), em que esses diques intrudem discordantemente as rochas metamórficas encaixantes.

De modo geral, enxames de diques permitem o estudo do campo de tensões durante a colocação dos diques, portanto, é possível, a partir do enxame de diques da Serra do Mar, investigar o campo de esforços na colocação dos diques durante a fragmentação do Gondwana, além dos processos tectônicos de abertura do Oceano Atlântico Sul (Raposo, 2017).

Nesta pesquisa foram determinadas as anisotropias magnéticas dos diques aflorantes na região de Armação dos Búzios. Pretendeu-se, com esse estudo, determinar o modo de colocação dos diques, além de contribuir para um melhor conhecimento dos processos

tectônicos atuantes durante a quebra do Gondwana e, consequentemente, a formação do oceano Atlântico Sul.

1.1 Objetivo e Justificativas

O objetivo deste trabalho é determinar as anisotropias magnéticas (de suscetibilidade magnética (AMS) e de remanência magnética) dos diques do enxame do diques Serra do Mar aflorantes no município de Armação dos Búzios – RJ, principalmente a anisotropia da magnetização remanente anisterética (AARM). A finalidade fundamental deste estudo é comparar os resultados obtidos com aqueles encontrados para os diques do litoral norte do estado de São Paulo (Raposo, 2017, 2018 e 2020). Nesses diques, as tramas de AARM são de origem tectônica e a lineação magnética dada pela AARM é paralela aos esforços atuantes na abertura do Atlântico Sul.

Este trabalho é importante para uma melhor compreensão da cinemática de colocação dos diques, além de investigar o fluxo magmático do preenchimento das fraturas. Dessa maneira, por meio dos resultados obtidos nesta pesquisa, pretendeu-se verificar se esses diques foram colocados em um mesmo ambiente tectônico, ou em ambientes tectônicos distintos, tais quais os do litoral norte de São Paulo. Além disso, esse trabalho também procura auxiliar no entendimento da relação de colocação desses diques com a tectônica regional.

1.2 Área de Estudo

A área de estudo se situa na região de Armação dos Búzios, no estado do Rio de Janeiro, margem continental sudeste brasileira. Os diques afloram, essencialmente, ao longo dos costões e nas praias (Fig. 1). Os diques observados nos trabalhos de campo, em sua maioria, encontravam-se pouco alterados e com espessuras que variavam de centimétricas à métricas (em média 12 m), o maior dique observado tinha aproximadamente 25 m.

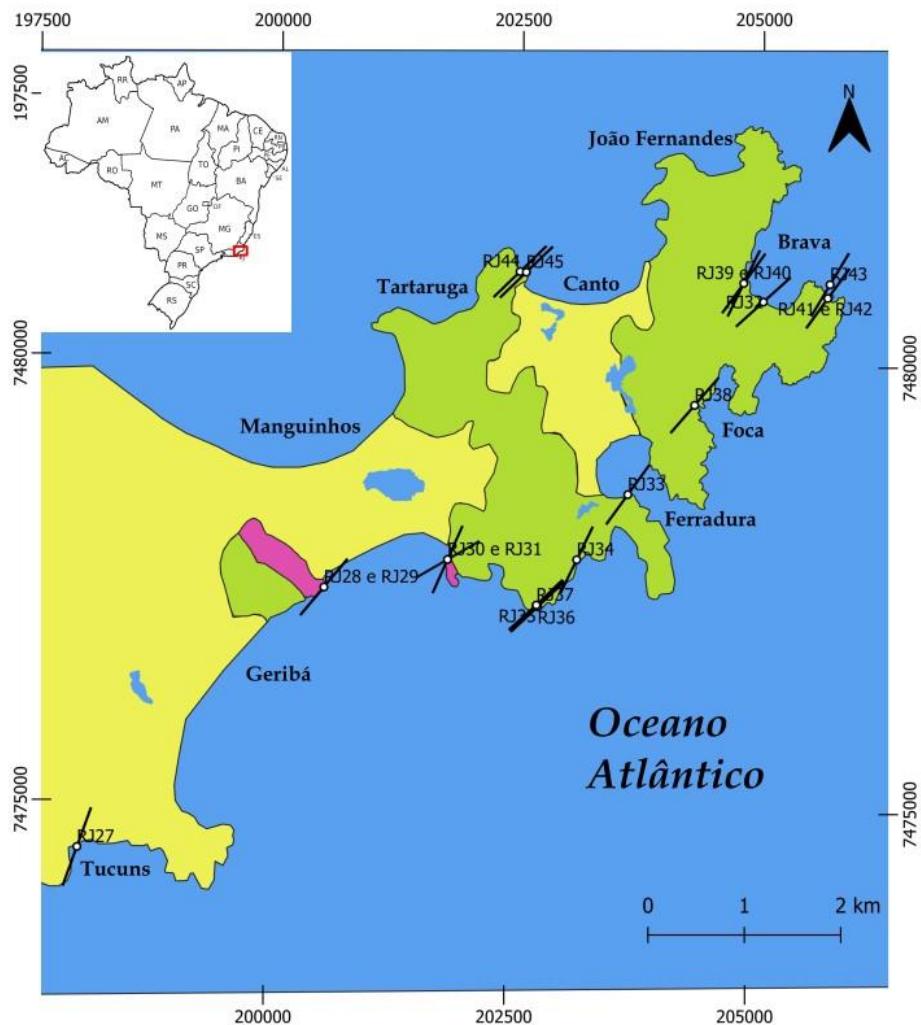


Figura 1 - Mapa geológico simplificado com a localização dos diques amostrados para este estudo. Modificado de Tetzner *et al.* (2002).

Os diques são diabásios toleíticos que apresentam direção estrutural NE (N20E-N60E), com mergulhos verticais a sub-verticais. O contato dos diques com o embasamento é brusco e em certos casos foi possível visualizar bordas de resfriamento (Fig. 2).

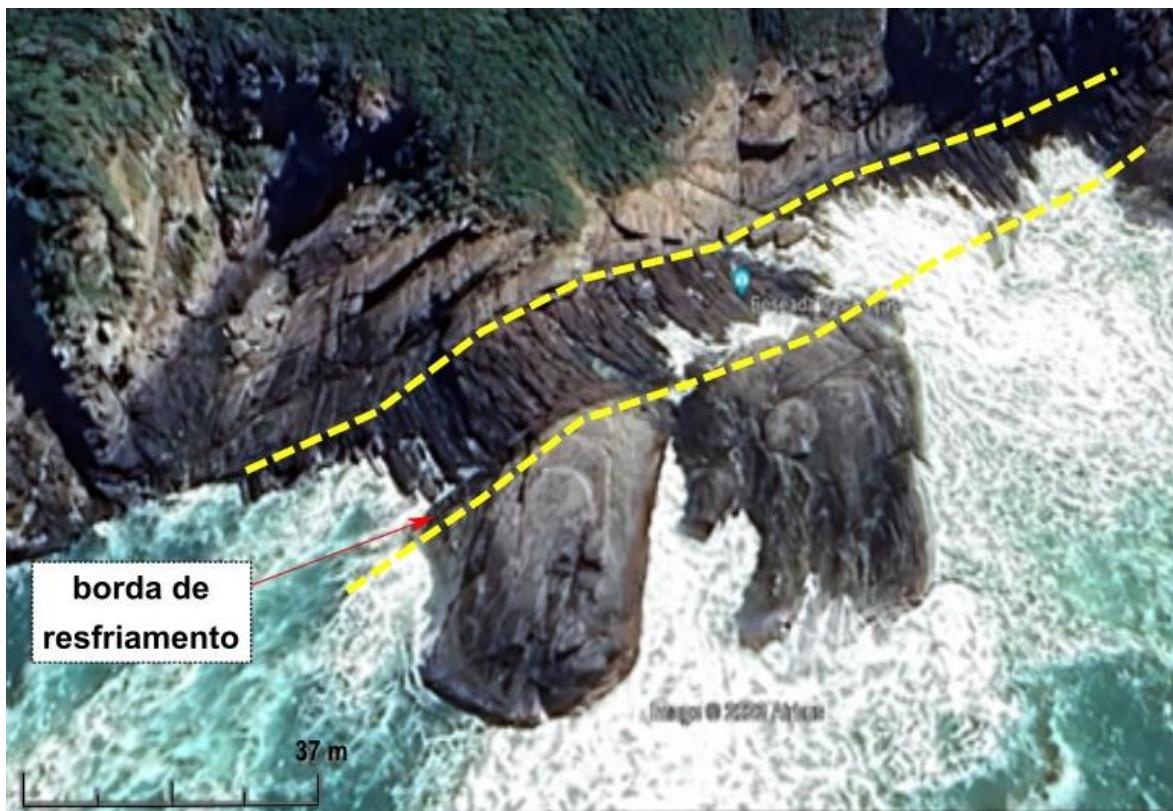


Figura 2 - Dique do ponto RJ-35 amostrado em Enseada das Poças, Armação de Búzios (RJ). Figura extraída do Google Earth.

2. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

2.1 Geologia Regional

A margem sudeste brasileira registra três episódios tectônicos importantes. Primeiro, as rochas do embasamento cristalino compreendem as diversas colagens da orogênese Brasiliana que formaram o paleocontinente Gondwana, que ocorreram do Neoproterozóico ao Cambriano, na costa sudeste representada pela Província Mantiqueira, mais especificamente a Faixa Móvel ou Orógeno Ribeira (Brito Neves e Fuck, 2013). O segundo evento tectônico é o afastamento da América do Sul da África que formou o Oceano Atlântico Sul, as fases rift e pré-rift geraram intensa atividade magmática, que pode ser observada nos extensos enxames de diques e derrames de lava, além da implantação de falhas normais e transcorrentes nas bacias marginais de Campos e Santos (Almeida *et al.*, 2013). O terceiro episódio é a reativação tectônica que originou o sistema de Riftes do Sudeste brasileiro (Almeida, 1976).

2.1.1 Contexto Geológico do Embasamento Cristalino

A região de Armação de Búzios está inserida no contexto da Faixa Ribeira, incluso na Província Mantiqueira, um sistema orogênico de idade Neoproterozóica, que engloba outros quatro orógenos que por meio de diversos episódios colisionais diacrônicos formaram o Gondwana Ocidental (Almeida *et al.*, 1981). A Faixa Ribeira é caracterizada por rochas cristalinas de tendência NE-SW e é subdividido em quatro terrenos tectonoestratigráficos: Terreno Cabo Frio, Terreno Oriental, Terreno Ocidental e Terreno Paraíba do Sul-Embú. (Heilbron *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2020a; Brito Neves e Fuck, 2013).

Os diques estudados neste trabalho intrudiram no Terreno Cabo Frio. O Terreno Cabo Frio foi o último a ser acrescionado, em ca. 530-510 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). Ele é correlato as unidades litoestruturais da margem oeste da Angola (Schmitt *et al.*, 2008). Heilbron *et al.* (1982) delimita duas unidades principais para o Terreno Cabo Frio:

- i) Ortognaisses migmatíticos Paleoproterozóicos, de ca. 1,9 Ga, com intrusões anfibolíticas e granítoides, com direção estrutural anômala ao contexto regional NW-SE, descrita como Unidade Região dos Lagos (Zimbres *et al.*, 1990; Fonseca, 1993; Schmitt *et al.*, 2004; Machado *et al.*, 2017).
- ii) Sucessão metassedimentar constituída por paragnaisses pelíticos de alto grau metamórfico, cianita-sillimanita-granada-biotita-gnaisses migmatíticos com lentes calcissilicáticas e anfibolíticas, descrita por Schmitt (2001) como Sequência Búzios, com direção NE-SW, que segue a tendência moldada pelo ciclo Brasiliano (Heilbron *et al.*, 1982).

Estas duas unidades estão em contato por meio de uma zona de cisalhamento, em que a unidade mais nova da Sequência de Búzios é cavalgada pelos ortognaisses da Região dos Lagos, com um transporte tectônico SW-NE (Heilbron *et al.*, 1982).

2.1.2 Abertura do Oceano Atlântico Sul

A fragmentação do supercontinente Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior, está relacionada a intrusão de enxames de diques maficos na região sudeste do Brasil, que afetou o embasamento cristalino, incluindo o Terreno Cabo Frio (Almeida *et al.*, 2021). Em resposta a abertura do Atlântico Sul, nos estágios pré-rift e durante o rifteamento, o sudeste brasileiro e sua margem conjugada na África foram marcados por intensa atividade magmática (Fig. 3), que se manifestam na forma de enxame

de diques de direção NE ou NNE que se desenvolveram ocupando falhas reativadas do embasamento (Almeida *et al.*, 1996; Almeida *et al.*, 1986).

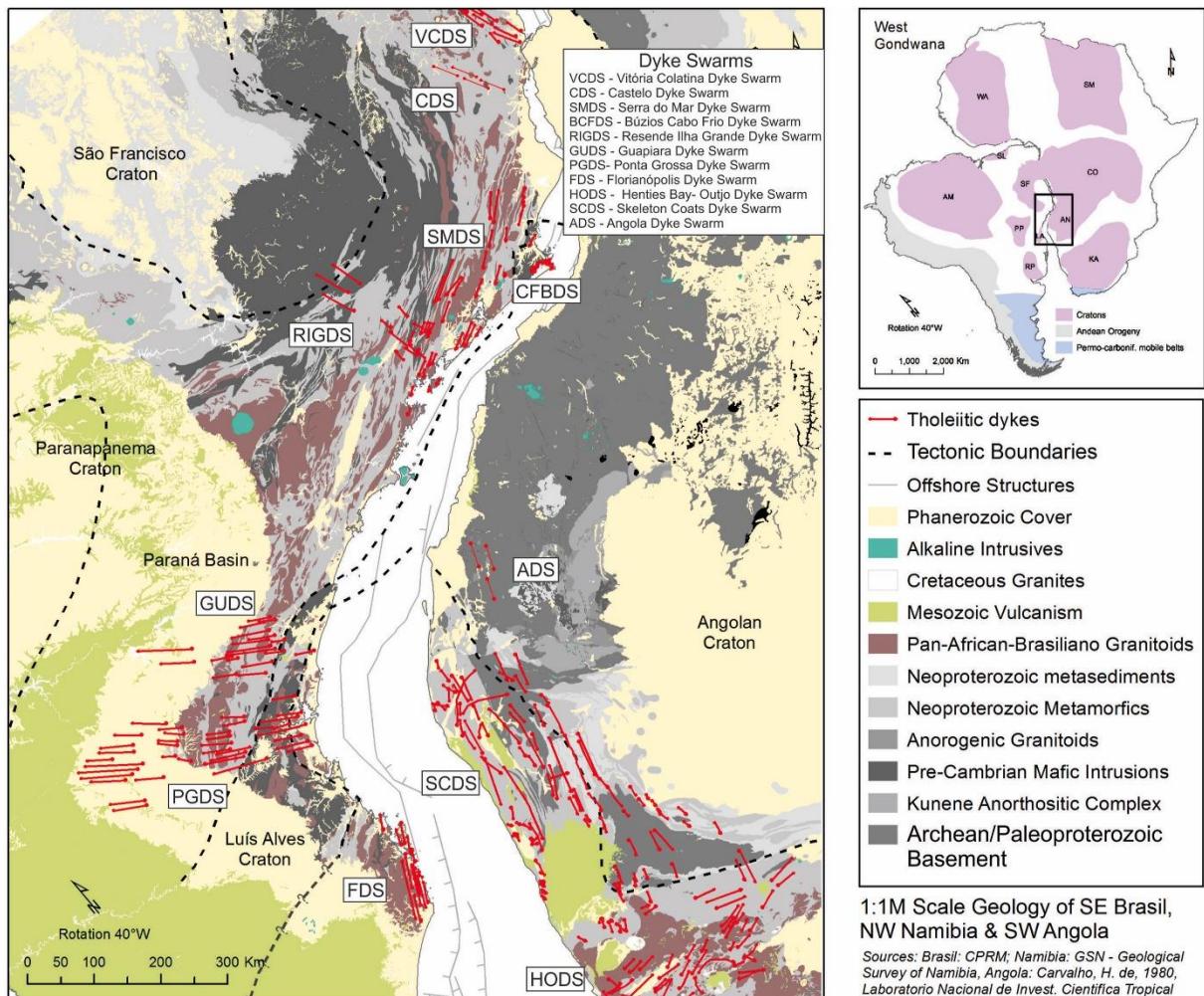


Figura 3 - Mapa mostrando as principais unidades do embasamento e os enxames de diques toleíticos do Jurássico-Cretáceo em vermelho no SW de Gondwana, antes da abertura do Oceano Atlântico Sul. Extraído de Almeida *et al.* (2021).

O enxame de diques da região de Cabo Frio e Armação de Búzios, no Rio de Janeiro, está relacionado, segundo Tetzner *et al.* (2002), com o enxame de diques da Serra do Mar, devido à sua composição toleítica e sua orientação NE iguais a ambos os enxames, o autor também correlaciona esse enxame aos derrames basálticos da Bacia de Campos, baseado no baixo conteúdo de TiO_2 das rochas nos dois casos.

Através do método $^{40}Ar/^{39}Ar$ obteve-se idades de ca.129-130 Ma para os diques do enxame de diques Serra do Mar (Turner *et al.*, 1994). Enquanto que, em um trabalho mais recente, foram obtidas duas idades para o enxame de diques de Cabo Frio e Búzios, $130,3 \pm 5,5$ e $120,6 \pm 3,0$, datados pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Almeida *et al.*, 2021). Foi sugerido que essas duas idades representam dois episódios magmáticos distintos de um mesmo evento magmático, devido as assinaturas geoquímicas e isotópicas semelhantes em ambas as rochas datadas (Almeida *et al.*, 2021).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Amostragem e Preparação de Espécimes

Foram coletados um total de 26 diques toleíticos aflorantes na região de Armação de Búzios, no litoral do Rio de Janeiro, em que 19 desses corpos foram estudados nesta pesquisa. A localização dos diques pode ser observada na Figura 1. Os diques coletados estavam expostos principalmente na costa da praia, têm espessuras que variavam de 50 cm a mais de 25 metros. Eles cortam o embasamento cristalino, principalmente os paragnaisse da Sequência Búzios, da Faixa Ribeira. As orientações dos diques variam de N20E a N60E, condizente com a direção das principais estruturas regionais das rochas do embasamento cristalino, ou seja, NE-SW.

A coleta de amostras para a realização das medidas magnéticas foi feita com auxílio de uma perfuratriz portátil utilizando brocas diamantadas de uma polegada de diâmetro. A orientação das amostras foi feita através de bússola solar (sempre que possível) e magnética. Posteriormente, para obtenção das medidas, as amostras foram convenientemente preparadas, isto é, uma vez feita a coleta em campo com as devidas orientações marcadas em uma face da amostra, foram extraídos espécimes com 2,5 cm de diâmetro e 2,2 cm de altura, que são colocados em equipamentos próprios. Foram coletados no mínimo 10 cilindros de cada dique, considerando as bordas e o centro do corpo, de cada cilindro foram cortados 2-3 espécimes. Após preparar todas as amostras, obteve-se um total de 621 espécimes para todos os 19 corpos.

Foram feitas 9 seções delgada para 9 diques amostrados. O estudo petrográfico, a partir da descrição das lâminas tem como objetivo conhecer a textura e quais são os minerais presentes na rocha, principalmente os paramagnéticos.

3.2 Métodos Magnéticos

Os métodos magnéticos aplicados nos diques foram os de anisotropias de suscetibilidades magnéticas (AMS) e anisotropia de magnetização remanente (ARM), principalmente, está última, cuja magnetização que será aplicada é a magnetização remanente anisotrópica (AARM). Também foram realizados vários experimentos de magnetismo de rocha, ou seja, para obter quais são as propriedades magnéticas das rochas, com o objetivo de identificar os minerais magnéticos responsáveis pelas anisotropias magnéticas e pela magnetização remanente dos diques da região de Armação dos Búzios. Todos esses experimentos foram realizados no Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rocha da Universidade de São Paulo (LAMs-USP).

3.2.1 Anisotropias magnéticas

Duas propriedades magnéticas podem ser anisotrópicas nas rochas, ou seja, variam com a direção na qual são medidas. Estas são: a suscetibilidade magnética (K) e a magnetização remanente (RM). As anisotropias dessas propriedades correspondem a um tensor de segunda ordem, cuja representação quadrática é um elipsoide, com os eixos $K_{\text{máx}}$ ($ARM_{\text{máx}}$) > K_{int} (ARM_{int}) > $K_{\text{mín}}$ ($ARM_{\text{mín}}$), que representam os eixos de suscetibilidade magnética (e magnetização remanente) máxima, intermediária e mínima, respectivamente (Borradaile e Henry, 1997).

3.2.1.1 Anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS)

Na anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS) há a contribuição de todos os minerais presentes nas rochas, devido a capacidade de qualquer mineral adquirir magnetização quando exposto à um campo induzido, independentemente se o comportamento do mineral é diamagnético, paramagnético ou ferromagnético (Jackson, 1991). Logo, o tensor de suscetibilidade medido para um espécime de rocha será o resultado da soma das suscetibilidades magnéticas individuais ponderada pela abundância relativa de cada mineral na rocha, além do grau de alinhamento de cada fase mineral (Jackson, 1991).

A orientação dos eixos de suscetibilidade ($K_{\text{máx}} > K_{\text{int}} > K_{\text{mín}}$) fornece a trama (*Fabric*) magnética para o sítio em questão. Independente da presença de minerais ferromagnéticos, no entanto, se a rocha for anisotrópica K é um tensor dado pela equação $M_i = K_{ij} \times H_j$, que relaciona o campo aplicado (H) e a magnetização adquirida (M) (Tarling e Hrouda, 1993). A interpretação dessas tramas é feita de modo similar as tramas observadas em campo, microscópio e etc. O eixo de suscetibilidade máxima ($K_{\text{máx}}$) representa a lineação magnética, enquanto que o eixo de suscetibilidade mínima ($K_{\text{mín}}$) corresponde ao polo de foliação magnética, ou seja, o plano formado pelos eixos $K_{\text{máx}}$ e K_{int} (Borradaile e Henry, 1997).

A causa da AMS depende do mineral que é responsável pela anisotropia, se os minerais ferrimagnéticos cúbicos, como a titanomagnetita ou a magnetita forem as responsáveis pela AMS, a anisotropia é devido a forma do grão, que é denominado de anisotropia de forma. Em minerais de domínios múltiplos (MD), o eixo máximo (K_{max}) é paralelo ao maior eixo do grão em questão. Por outro lado, nos grãos do tipo domínio simples (SD) K_{min} é o que se alinha com o eixo maior do grão (Stephenson *et al.*, 1986; Potter e Stephenson, 1988), originando uma trama magnética denominada de inversa. Para tramas controladas por minerais paramagnéticos ou ferromagnéticos, como a hematita ou a pirrotita, a causa da anisotropia é a magnetocristalina.

As medidas de suscetibilidade e de anisotropia de suscetibilidade magnética, para os diversos espécimes de um mesmo sítio foram efetuadas utilizando o equipamento *Kappabridge* (modelo KLY4S e/ou MFK-FA-1 com 3D *rotator*), em temperatura ambiente e em um campo magnético baixo (H) de 300 A/m e a uma frequência de 875 Hz (Hrouda *et al.*, 1994; Jelínek, 1980). Uma vez que os dados foram obtidos, foi utilizado o software ANISOFT5 (Agico) para calcular o tensor de segundo grau da AMS, para cada um dos corpos intrusivos, além de outros parâmetros escalares, que descrevem o formato do elipsoide, e são: o grau de anisotropia (P) e o parâmetro de forma (T) de Jelinek (Jelínek, 1981).

O parâmetro de forma T, dado por $T = [2\ln(K_{int}/K_{min})/\ln(K_{max}/K_{min})] - 1$, varia de +1 para um elipsóide perfeitamente oblato (em forma de disco) a -1 para um perfeitamente prolato (em forma de bastonete) (Jelínek, 1981) e neutro quando T=0.

3.2.1.2 Anisotropia de magnetização remanente (ARM)

A ARM é determinada através da imposição de uma magnetização artificial em diferentes eixos (posições) da amostra, está magnetização é medida em um magnetômetro e, antes da indução em uma nova posição, a amostra deve ser desmagnetizada para eliminar a magnetização que foi previamente induzida. Este procedimento deve ser repetido para várias posições ou eixos das amostras, propiciando desse modo, o cálculo do tensor de remanência magnética. A magnetização artificial escolhida para o cálculo do tensor de remanência magnética foi a magnetização remanente anisterética (AARM, MacCabe *et al.*, 1985; Jackson, 1991), que consiste na aplicação simultânea de um campo magnético contínuo na presença de um campo magnético alternado na mesma direção. Os dados da AARM foram obtidos de um subconjunto de amostras previamente medidas para AMS.

Os únicos minerais responsáveis para a AMR são os minerais que apresentam comportamento ferromagnético, logo, a AMR representa a soma de cada um dos minerais magnéticos ponderada pela abundância relativa de cada mineral (Jackson, 1991). Além disso, as medidas de AARM, o tipo de domínio magnético do mineral não influencia a trama magnética, e a anisotropia é sempre causada pela forma do grão (Potter e Stephenson, 1988). Como consequência, se o efeito-SD estiver afetando o resultado da AMS, originando uma trama inversa, a trama dada pela AARM será do tipo normal (Potter e Stephenson, 1988).

A trama obtida através da AARM pode ou não ser coaxial a obtida pela AMS. Dessa forma, é possível investigar se houve superposição de tramas relacionadas a diferentes eventos tectônicos e estudar a deformação das rochas (Borradaile & Henry, 1997).

3.2.2 Magnetismo de rocha

Para determinar os minerais responsáveis pelas anisotropias magnéticas e pela remanência dos diques, foi realizado um estudo detalhado de magnetismo de rocha através de vários experimentos listados a seguir:

1- Curvas termomagnéticas

As curvas termomagnéticas representam a dependência da suscetibilidade em função da temperatura (alta e baixa). Para esse experimento foram pulverizadas 16 amostras de diferentes corpos, que foram posteriormente medidas através do equipamento CS3-CS3L acoplado ao KLY4 ou CS4-CS4L acoplado ao MFK1-FA. Foram realizados dos ciclos separados: um de baixa temperatura e depois um de alta temperatura, em que o pó tem a suscetibilidade medida em uma faixa de temperatura de -192 °C até 700 °C. Para evitar a oxidação dos minerais magnéticos o ciclo de aquecimento é realizado em atmosfera de argônio. Os resultados obtidos são posteriormente corrigidos para a suscetibilidade do vazio do equipamento. O intuito desse experimento é determinar as temperaturas de Curie dos minerais magnéticos presentes nas rochas.

2- Desmagnetização por campo magnético alternado (AF) e por temperatura (TD)

As desmagnetizações por campos magnéticos alternados (AF) e por temperatura (TD) são procedimentos tradicionalmente utilizados nos estudos paleomagnéticos e têm por finalidade verificar a estabilidade magnética e determinar a magnetização característica (ChM) das amostras. Esta magnetização é a que mais se aproxima da magnetização adquirida durante o resfriamento das rochas. Além disso, permitem verificar se os corpos intrusivos foram colocados quando o campo geomagnético tinha polaridade normal ou reversa o que fornece informações sobre a contemporaneidade dos corpos intrusivos. A desmagnetização por TD foram realizadas em dois espécimes de cada sítio. Antes da desmagnetização de ambos os casos, o vetor de magnetização remanente natural (NRM) foi medido com um magnetômetro “spinner” da AGICO, após cada etapa de desmagnetização a magnetização é medida. No caso do TD a temperatura de desmagnetização inicial foi de 200°C indo até temperaturas de 600°C, em passos de 50° até 500°C e de 20 ou 25° até 600°C. Finalmente, os valores absolutos dos vetores de remanência são normalizados para o maior e plotados contra o respectivo campo aplicado. Antes de determinar a AARM, todas as amostras foram desmagnetizadas por AF em passos de 5 ou 10 mT até 100 ou 120 mT.

3- Magnetização anisterética parcial (pARM) e magnetização remanente isotermal (IRM)

A aquisição das curvas ARM parcial (pARM) e as curvas da magnetização remanente isotermal (IRM) foram determinadas nos mesmos espécimes, uma de cada corpo coletado. A pARM foi obtida seguindo o procedimento de Jackson *et al.* (1989), visando o conhecimento dos espectros de coercividade remanente das amostras. A IRM foi obtida através de um magnetômetro do tipo “pulse”. Estas curvas têm como objetivo auxiliar na determinação das forças coercivas e magnetização de saturação dos minerais magnéticos presentes nas amostras.

4- Histerese

Aquisição de curvas de histerese, foram obtidas com as amostras pulverizadas de 16 diques, visando o estudo da estrutura dos domínios magnéticos dos minerais e verificar a contribuição dos minerais paramagnéticos para a suscetibilidade magnética. Este experimento foi realizado por meio de um magnetômetro “*vibrating sample magnetometer*” (VSM), em dois loops de histerese.

4. RESULTADOS OBTIDOS

4.1 Descrição Petrográfica

Foram confeccionadas 9 lâminas representativas dos diques coletados em campo. Os critérios utilizados para a análise petrográfica são baseados essencialmente em MacKenzie (1982). Em que, o intervalo granulométrico adotado nas descrições foram: fino (<1mm), médio (1-3mm) e grosso (>3mm). Os diques da área de estudo foram classificados como diabásio de granulometria que varia de fina a média, preferencialmente inequigranular, mas há casos equigranulares (Fig. 4). As amostras são predominantemente holocrystalinas. A composição mineralógica é constante nas amostras estudadas, representada por: plagioclásio (65%), clinopiroxênio (augita e pigeonita – 22%), olivina (7%), minerais opacos (Ti-magnetita – 4%) e apatita (2%).

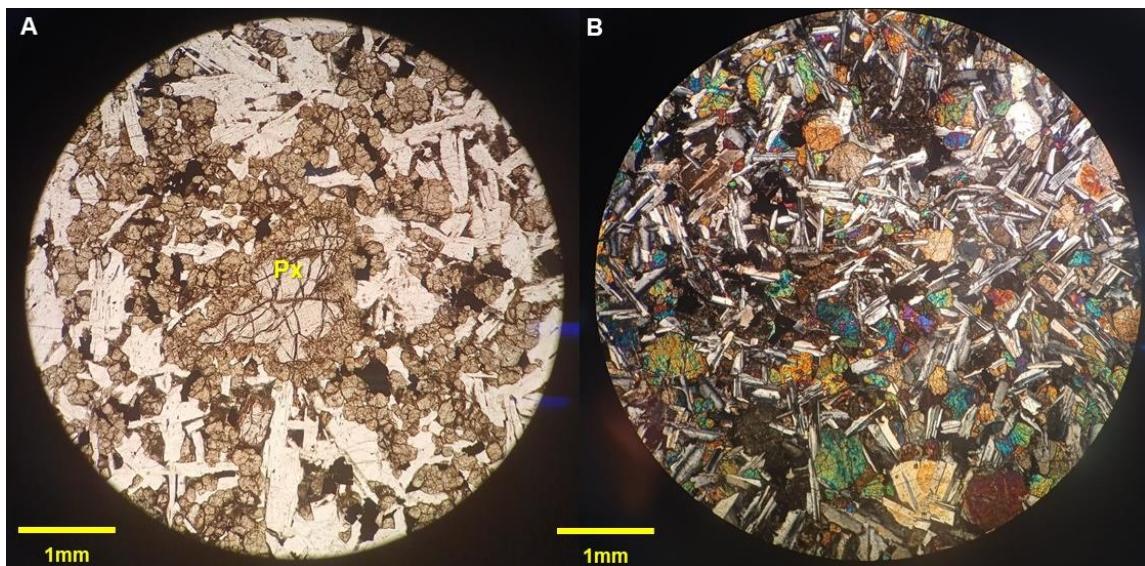


Figura 4 - A. Fotomicrografia em luz natural mostrando um diabásio inequigranular de textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio, da amostra RJ-41. B. Fotomicrografia de polarização cruzada mostrando um diabásio equigranular de textura intergranular no sítio RJ-32

Nas amostras inequigranulares, a textura predominante é a porfirítica, com fenocristais, de 0.5 a 2 mm de comprimento, de plagioclásio (20%) em uma matriz (80%) composta de plagioclásios, piroxênios e opacos. Subordinadamente, os fenocristais de plagioclásio se apresentam agrupados em uma textura glomeroporfirítica (Fig. 5). Nas amostras equigranulares, a textura é intergranular, caracterizada por grãos de clinopiroxênio intersticiais e plagioclásio euédricos a subédricos.

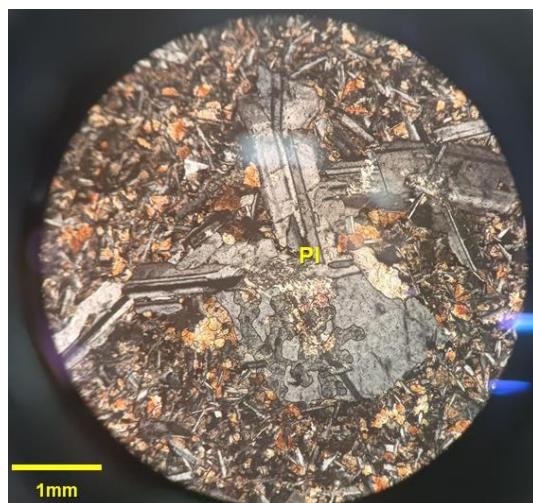


Figura 5 - Fotomicrografia de polarização cruzada mostrando textura glomeroporfirítica no sítio RJ-42.

Os minerais opacos são majoritariamente anédricos a subédricos, estando na matriz e também como inclusões em plagioclásios. Além disso, é possível observar alteração de ferro (oxidação), caracterizada por manchas de coloração amarronzada, e alteração em fenocristais de plagioclásio, identificada pela sericita no centro do cristal (Fig. 6). Geralmente, esses fenocristais se encontram zonados.

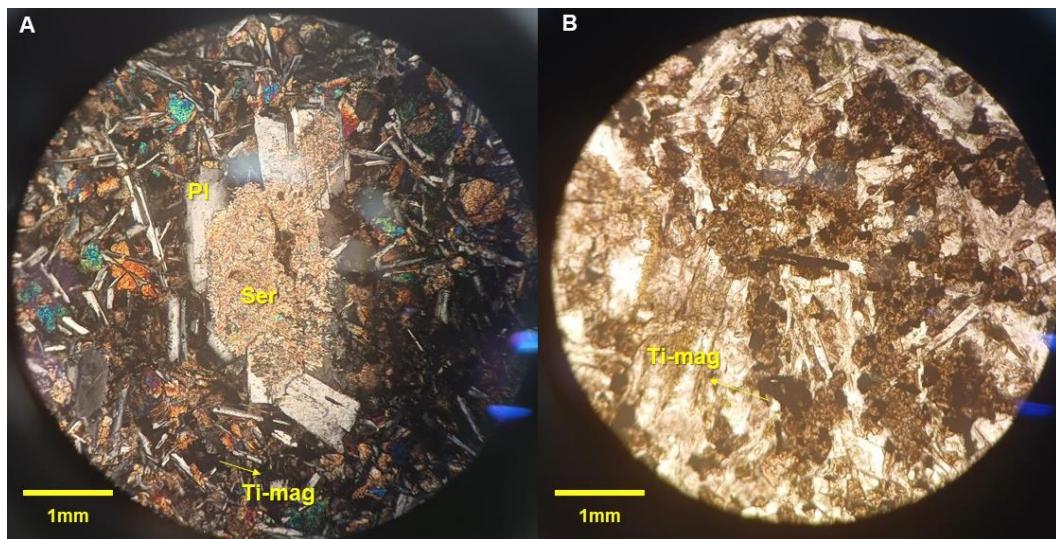


Figura 6 – A - Fotomicrografia de polarização cruzada mostrando uma sericita (Ser) no centro de um cristal de plagioclásio coletado do dique RJ-43. B - Fotomicrografia em luz natural mostrando alteração de óxidos em coloração amarronzada da amostra RJ-35.

4.2 Análise Paleomagnética

Os conceitos utilizados para a interpretação dos dados obtidos das desmagnetizações térmica e por AF estão de acordo com as definições de Butler (1992). Os estudos paleomagnéticos realizados em rochas ígneas permitem a obtenção da magnetização remanente característica dos corpos, que é a magnetização mais próxima da primária, ou seja, adquirida na época que a rocha foi formada (resfriada) e permite estudar o campo geomagnético no passado geológico, pois os minerais ferromagnéticos gravaram a direção do campo geomagnético quando se cristalizaram. A polaridade do campo geomagnético pode ser normal ou reversa, então, dependendo da polaridade registradas pelos corpos intrusivos, é possível inferir o tempo relativo de colocação entre eles.

A MRN de uma rocha é dada pela soma de dois componentes vetoriais: a MRN primária e a MRN secundária. A primeira é mais estável e representa a magnetização originária da rocha, logo, é essencial a eliminação da componente secundária. Desse modo, foram aplicados dois métodos de desmagnetização em amostras pilotos, onde as desmagnetizações foram bem detalhadas, a fim de determinar qual dos métodos fornecem um melhor resultado e se fornecem o mesmo resultado. Tanto a desmagnetização por campos alternados, quanto a desmagnetização térmica deram boas respostas, contudo, o método AF foi selecionado, pois é um experimento mais rápido que o térmico. Após a escolha do método de desmagnetização, foram desmagnetizadas mais 9 ou 10 espécimes de cada sítio visando o cálculo da direção média de magnetização do sítio. No total foram desmagnetizados 237 espécimes.

A direção de magnetização de cada espécime foi calculada através da análise da componente principal (PCA) de Kishirvink (1980) sob a inspeção do diagrama de Zijderveld. A direção média de magnetização de cada dique é dada pela média vetorial das magnetizações dos espécimes. Posteriormente foi calculado o polo geomagnético virtual (PGV), que é um polo calculado a partir de uma única observação da direção do campo geomagnético. As médias dos PGVs são necessárias para o cálculo de um polo paleomagnético, os parâmetros de Fisher (1953, K e α_{95}) também foram calculados. As direções de magnetização são apresentadas em termos de declinação e inclinação. Os dados paleomagnéticos, juntamente com os parâmetros estatísticos, obtidos nesta pesquisa estão na Tabela 1.

O campo geomagnético tem sua polaridade invertida, de tempos em tempo, então as direções migram de um polo para outro. A determinação da polaridade segue a convenção utilizada para hemisfério sul que é: polaridade Normal (Inclinação < 0) e Polaridade Reversa (Inclinação > 0). O fato, dos diques apresentarem diferentes polaridades é uma forte evidência de que os mesmos se formarão em episódios magmáticos distintos, em um mesmo evento magmático (Tauxe, 2010). O objetivo principal deste trabalho em relação aos dados paleomagnéticos é verificar se os diques apresentam diferentes polaridades visando a contemporaneidade entre os corpos intrusivos.

Os diques estudados neste trabalho registraram as polaridades reversa (Fig. 7A) e normal (Fig. 7B), sugerindo tempo distintos de colocação entre eles.

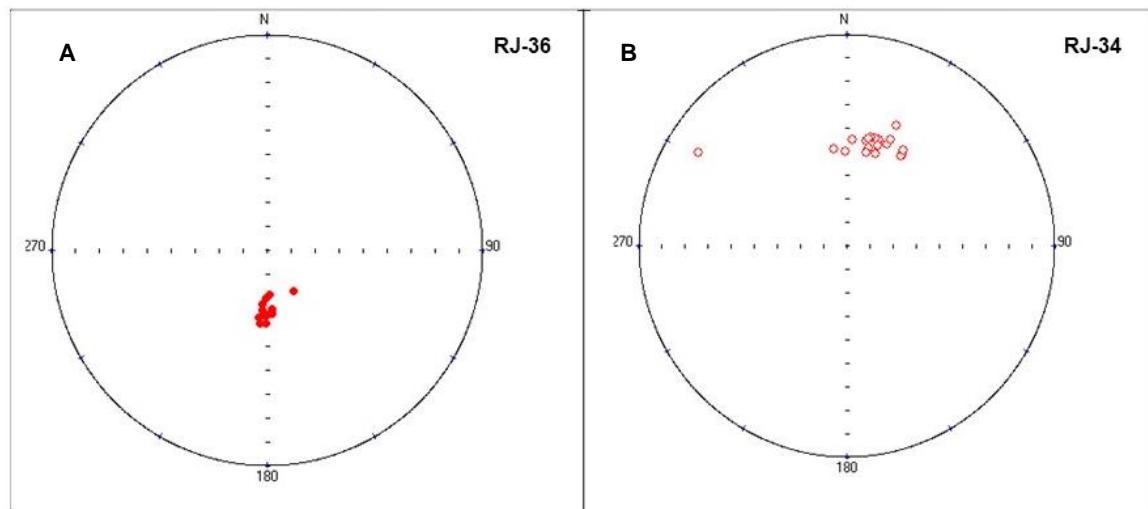


Figura 7 - Exemplos da direção de magnetização de todos os espécimes de dois sítios, nos dois casos há um bom agrupamento. A - Polaridade reversa representada pelo sítio RJ-36. B - polaridade normal representada pelo sítio RJ-34.

Dos 18 sítios estudados somente um sítio apresentou polaridade normal (sítio RJ-34, Fig. 7B), o restante apresentou polaridade reversa (exemplo na Fig. 7A). As inclinações

médias obtidas para os diques de polaridade reversa variam entre 23.0° a 85.8°, e as declinações variam entre 59.5 a 197.8. Já para o dique de polaridade normal, a inclinação média obtida é -44.6° e a declinação é 17.5.

Tabela 1 – Dados paleomagnéticos obtidos para os diques de Armação de Búzios. Lat (S) e Long (W) são as coordenadas geográficas obtidas em campo para cada um dos sítios. N é o número de espécimes utilizados para a obtenção da direção média de magnetização para cada dique. E é o total de espécimes que foram desmagnetizados para um dos sítios. Dec é a declinação média da magnetização. Incl (°) é a inclinação média da magnetização. α95 é o limite de 95% de confiança. Lat (polo) e Long (polo) são as latitudes e longitudes de polo geomagnético virtual (PGVs) para cada um dos sítios, obtido a partir da inclinação e da declinação da magnetização remanente. A polaridade de cada um dos diques está indicada na tabela.

Sítio	Lat (S)	Long (W)	N	E	Dec	Incl (°)	α95	K	Lat (polo)	Long (polo)	DM	DP	Polaridade
RJ-28	22°47'1.4"	41°54'59.1"	10	13	187.3	55.9	6.5	55.9	-75	294.9	9.4	6.7	reversa
RJ-29	22°47'1.4"	41°54'59.1"	9	14	188.8	45.7	4.3	146	-80.9	258.7	5.5	3.5	reversa
RJ-30	22°46'51.4"	41°54'14.1"	16	18	181.1	50	2.6	203	-81.9	311.5	3.5	2.3	reversa
RJ-31	22°46'51.4"	41°54'14.1"	11	15	197.8	66.8	2.6	303	-59.9	294.7	4.3	3.6	reversa
RJ-32	22°45'17.7"	41°52'19.2"	16	19	184.9	40.5	2	348	-85.4	234	2.4	1.4	reversa
RJ-33	22°46'27.8"	41°53'8.5"	8	13	176.1	59.1	3.2	294	-72.6	328.2	4.8	3.6	reversa
RJ-34	22°46'51.5"	41°53'27.1"	12	19	17.5	-44.6	2.7	256	-73.7	244	3.4	2.2	normal
RJ-35	22°47'8.1"	41°53'41.9"	14	19	163.8	61.8	3	172	-65.7	347.8	4.7	3.6	reversa
RJ-36	22°47'8.6"	41°53'41.3"	12	13	181.3	64.3	2.3	352	.66.6	315.8	3.7	3	reversa
RJ-37	22°47'8.0"	41°53'41.8"	7	11	184.4	60	3.6	284	-71.5	307.6	5.4	4.1	reversa
RJ-38	22°45'55.3"	41°52'44.2"	6	11	162.9	58.9	8.2	68.2	-67.8	354.9	12.2	9.1	reversa
RJ-39	22°45'10.9"	41°52'26.3"	6	10	179.1	49.1	4.7	202	-82.7	324.3	6.3	4.1	reversa
RJ-40	22°45'10.9"	41°52'26.3"	8	10	176.2	52.4	3.3	286	-79.2	335.5	4.5	3.1	reversa
RJ-41	22°45'16.4"	41°51'55.7"	5	11	185.5	75.8	3	661	-49.4	314.3	5.5	5.1	reversa
RJ-42	22°45'16.4"	41°51'55.7"	9	11	177.7	76.8	5.8	79.5	-47.9	319.6	10.8	10	reversa
RJ-43	22°45'11.4"	41°51'54.9"	9	11	59.5	85.8	6.2	69.2	-18.4	325.7	12.4	12.3	reversa
RJ-44	22°45'6.6"	41°53'47.7"	7	11	188.7	23	9.8	38.8	-76.4	177.2	10.4	5.5	reversa
RJ-45	22°45'6.8"	41°53'45.4"	6	8	178.7	43.3	6.8	96.9	-87.2	343.6	8.5	5.3	reversa

A direção de magnetização dos espécimes de cada sítio foi analisada estatisticamente, para obter o valor médio da magnetização característica do sítio. A direção de magnetização média, e consequentemente, a polaridade de cada dique são apresentadas na Figura 8A e os respectivos PGVs na Figura 8B. A maioria dos diques foram colocados no evento de polaridade reversa (Fig. 8A), no entanto, existe uma diferença acentuada na inclinação das magnetizações, o que poderia indicar eventos de polaridade reversa distintos (2, 3??), ainda

mais que um dique registrou polaridade normal. Porém, essa hipótese tem que ser testada e requer mais dados paleomagnéticos, ou seja, deve ser ou não comprovada com os dados de outros diques da região de Cabo Frio e Arraial do cabo.

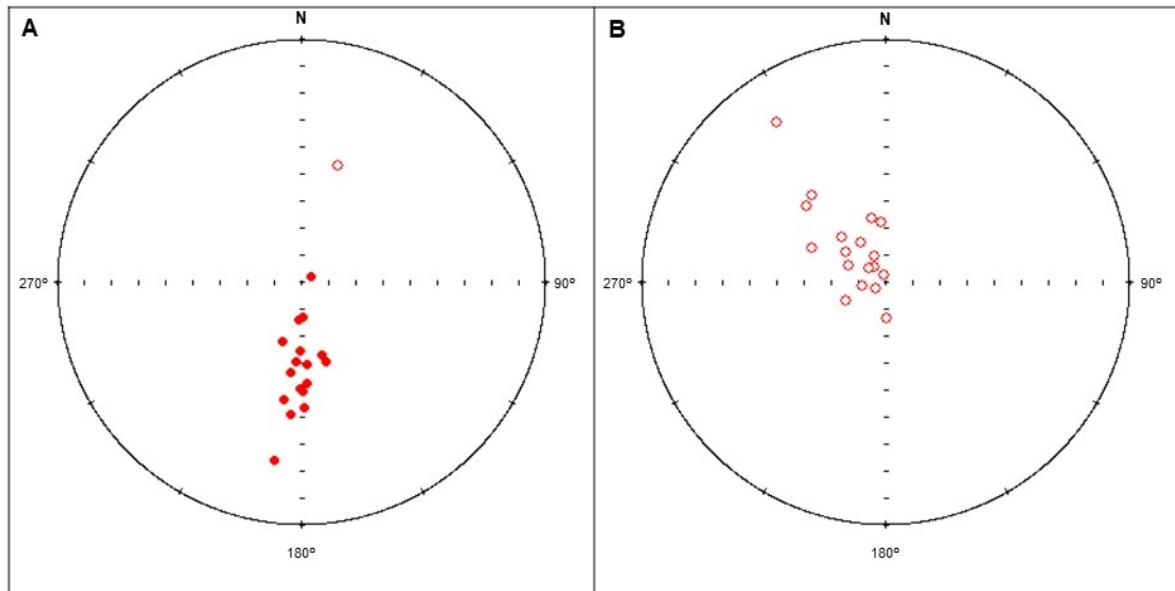


Figura 8 - A - Direção média de magnetização dos sítios RJ-28 ao RJ-45, em que se obteve polaridade reversa em 94% (17 sítios) e polaridade normal em 6% (1 sítio) dos sítios. B - PGVS dos sítios RJ-28 ao RJ-45.

4.3 Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (AMS)

Os dados escalares e direcionais obtidos para cada um dos sítios está apresentado na Tabela 2. Os valores de suscetibilidade magnética média (K_m) variam 1.37 e 6.47×10^{-2} SI (Tabela 2, Fig. 9A).

O grau de anisotropia da suscetibilidade magnética (P) está de acordo com outros estudos de enxames de diques toleíticos da costa sudeste brasileira (Raposo 2017, 2020). O valor P obtido é baixo, em que aproximadamente 89% dos valores estão abaixo de 1.05, o valor médio é 1.036, variando de 1.012-1.066 (Tabela 2). Não há uma correlação direta entre o grau de anisotropia (P) e a suscetibilidade magnética média (K_m) (Fig. 9).

Tabela 2 – Dados escalares e direcionais da Anisotropia de Suscetibilidade Magnética de baixo campo para os diques de Armação de Búzios. N é o número de espécimes medidos; K_m é a suscetibilidade magnética média, dada por $K_m = (K_{max}+K_{int}+K_{min})/3$ (unidades SI); P é o grau de anisotropia, dado por $P = K_{max}/K_{min}$; T é o parâmetro de forma de Jelinek, dado por $T = [2\ln(K_{int}/K_{min})/\ln(K_{max}/K_{min})]-1$ (Jelinek, 1981); Representando na tabela os autovetores médios máximo, intermediário e mínimo, respectivamente, K_{max} , K_{int} e K_{min} ; Dec é a declinação em graus; In é a inclinação em graus; e/z foi calculado pelo método Bootstrap e é definido como os semiângulos dos eixos maior e menor da elipse com 95% de confiança. Trama AMS: “inv”; “int” e “nor” são as tramas AMS do tipo inversa, intermediária e normal, respectivamente.

Sítio	Direção do dique	Largura (m)	N (621)	Principais medidas AMS			Bootstrap - Autovetores principais						Trama AMS	
				K _m		P	T	K _{max}		K _{int}		K _{min}		
				(10 ⁻²)				Dec/In	e/z	Dec/In	e/z	Dec/In	e/z	
RJ-27	N20	0.8	18	6.47	1.026	-0.363	164.1/32.5	9.1/4.8	59.7/21.3	9.2/90	302.5/49.5	90/6.6	"inv"	
RJ-28	N40	>20	48	2.73	1.03	0.534	195.1/32.8	5/3.2	50.7/51.6	5/2.7	297.0/17.7	2.7/3.2	"nor"	
RJ-29	N40	1.5	43	4.60	1.03	0.158	32.2/24.1	6.4/4	222.3/65.6	6.4/4.8	123.9/3.8	4.8/4	"nor"	
RJ-30	N60	1.5	41	1.37	1.012	0.461	191.4/46.4	7/3.2	42.3/39.2	7/4.6	298.9/15.9	4.6/3.2	"nor"	
RJ-31	N24	0.6	39	4.29	1.037	0.586	154.3/71.6	4.6/1.4	7.3/15.6	4.6/4.2	274.6/9.6	4.2/1.4	"nor"	
RJ-32	N48	1.0	40	4.23	1.038	0.6	168.5/63.8	14.8/2.4	46.2/14.7	14.8/6.8	310.3/21.1	6.8/2.4	"nor"	
RJ-33	N36	3.0	40	3.86	1.031	0.235	320.9/73.9	5.1/1.3	210.3/5.8	5.1/5.4	118.7/15.0	5.4/1.3	"nor"	
RJ-34	N26	2.0	46	5.01	1.066	0.555	26.7/67.1	3.3/2	233.7/20.7	3.3/3.4	140.1/9.5	3.4/2	"nor"	
RJ-35	N46	>25	50	2.44	1.039	0.597	28.5/69.2	8.9/2.1	226.6/19.8	8.9/5	134.5/6.0	5/2	"nor"	
RJ-36	N47	2.0	14	2.85	1.031	0.694	54.1/2.8	43.3/7.4	313.7/75.0	43.2/4	144.8/14.7	3.7/7.1	"nor"	
RJ-37	N48	<1.0	18	4.92	1.04	0.321	352.8/51.8	9.9/4.7	192.6/36.5	9.9/10.9	95.3/9.7	10.8/4.8	"nor"	
RJ-38	N41	2.0	43	4.24	1.037	0.524	10/60.6	7.2/2.9	216.0/26.9	7.2/5.3	120.3/11.1	5.3/2.9	"nor"	
RJ-39	N26	10	41	2.37	1.036	0.155	201./2.4	64.9/7.9	101.0/76.8	64.7/5.5	291.7/13.0	4.4/7.7	"nor"	
RJ-40	N36	>20	21	3.04	1.064	0.514	201.3/47.8	10.9/3.4	39.3/40.8	10.9/5.4	301.4/9.1	5.3/3.4	"nor"	
RJ-41	N36	5	19	5.47	1.04	0.532	50.6/87.0	8.7/3	215.9/2.9	8.7/6.8	305.9/0.8	6.8/3	"nor"	
RJ-42	N36	1.5	31	5.08	1.037	0.216	179.7/72.4	4.2/3.2	40.9/13.4	4.2/4.2	308.2/11.2	4.2/3.2	"nor"	
RJ-43	N31	0.5	22	5.83	1.032	-0.077	98.1/82.9	5.1/5.1	239.9/5.6	5.1/15.5	330.3/4.4	15.4/5.1	"nor"	
RJ-44	N46	2.0	32	5.10	1.034	-0.565	41.5/10.2	7.5/3.9	133.3/10.3	7.5/27.9	267.6/75.4	27.8/4.3	"int"	
RJ-45	N46	0.8	15	6.59	1.023	0.156	332.9/73.4	12.1/5.7	198.0/11.8	12.1/15.1	105.6/11.4	15/5.8	"nor"	

O parâmetro de forma T de Jelinek (1981) mostra que a maioria dos diques, tem um elipsoide em formato oblato ($T>0$ Fig. 9B), 6 neutros ($T=0$) e 2 do tipo prolato ($T<0$). Em geral, os valores de P e T não representam nenhuma relação (Fig. 9A).

De acordo com a classificação Rochette *et al.* (1992), diques básicos podem apresentar 3 tipos de tramas magnéticas, baseado no agrupamento dos eixos de suscetibilidade K_{max} , K_{int} e K_{min} em relação ao plano do dique. Estas tramas são chamadas de: Normal, Intermediária e Inversa.

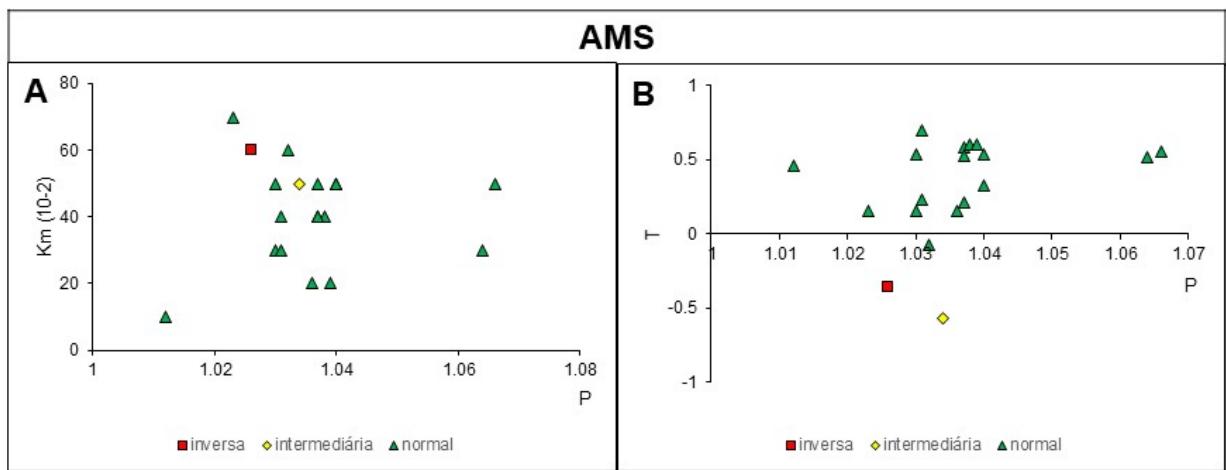


Figura 9 - Dados escalares AMS. A - Gráfico do grau de anisotropia (P) vs suscetibilidade magnética média (K_m). B - Gráfico do P vs parâmetro de forma (T). Símbolos estão identificados na figura e correspondem ao tipo de trama da AMS.

A trama AMS Normal é caracterizada pelos eixos de K_{\max} e K_{int} médios situados no plano do dique, com K_{\min} perpendicular ao plano (Fig. 10). As outras duas tramas são definidas como anômalas por Rochette *et al.* (1992). A trama AMS Intermediária é caracterizada pelos eixos K_{\max} e K_{\min} dentro do plano do dique, e o eixo K_{int} perpendicular a ele. E, por fim, a trama AMS Inversa é caracterizada pelos eixos K_{int} e K_{\min} no plano dique e o eixo K_{\max} perpendicular ao plano.

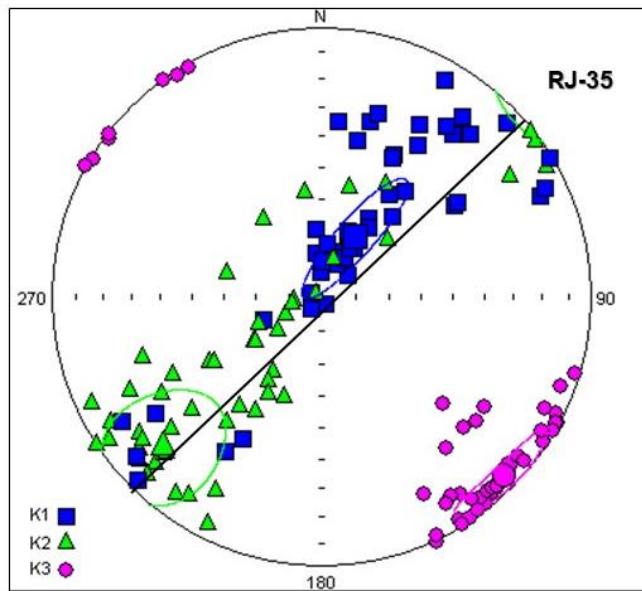


Figura 10 - Exemplo representativo de uma trama AMS normal. Linha preta é o plano do dique; o nome dos eixos está descrito na própria imagem.

A maioria dos diques estudados neste trabalho apresentam trama de AMS normal, porém, as tramas intermediárias e inversa também foram encontradas.

4.4 Magnetismo de Rocha

Na desmagnetização térmica, a magnetização remanente das amostras decai a zero nas temperaturas de 580-600°C (Fig. 11A). Este comportamento foi encontrado para todos os diques. O decaimento da magnetização nesta temperatura sugere que o mineral ferromagnético presente nestas rochas é a titanomagnetita, que foi posteriormente confirmado com as curvas termomagnéticas (Fig. 12).

Exemplos representativos dos espectros de coercividade remanente determinados por desmagnetização AF de NRM são apresentados na Fig. 11B. A coercividade remanente observada nas curvas AF apresentam 3 picos principalmente, geralmente com coercividades baixas. Uma exceção é a amostra do dique RJ-30 que mostra uma coercividade remanente

um pouco mais alta do que as outras, podendo indicar a presença de minerais mais finos (Jackson *et al*, 1989).

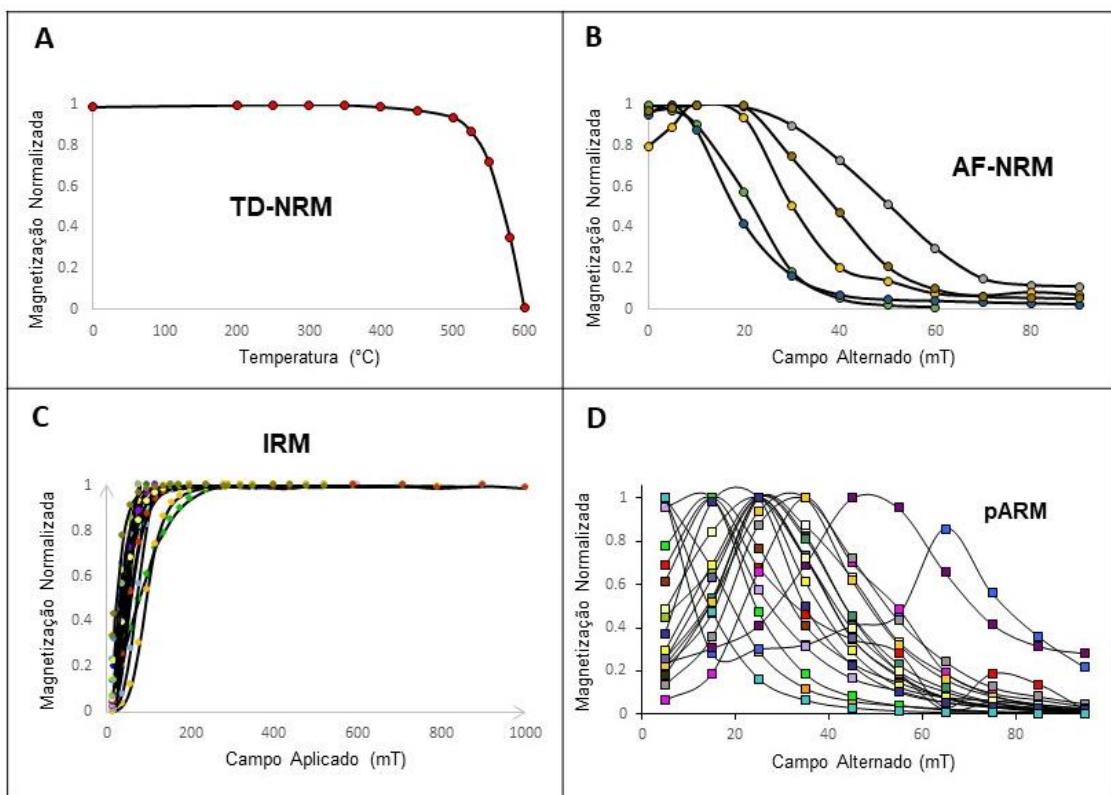


Figura 11 - Exemplos representativos de magnetismo de rocha para espécimes de diques estudados. A - desmagnetização térmica da NRM. As intensidades das remanências são normalizadas para o maior valor obtido; B - espectros de coercividade remanente determinados a partir da desmagnetização por AF de NRM. As intensidades das remanências foram normalizadas para o maior valor obtido; C - curvas de aquisição de magnetização remanente isotermal (IRM), intensidades de remanências foram normalizadas para saturação de IRM (SIRM) versus intensidade do campo aplicado; D - espectros de coercividade remanentes obtidos da aquisição de magnetização remanente anisosterística parcial. Foi aplicado um campo de pico AF a de 95 mT em janela AF de 10 mT durante aplicação de campo DC de 0.16 mT. As intensidades das remanências obtidas foram normalizadas para o maior valor de aquisição de remanência parcial.

A Fig. 11C mostra as curvas IRM, na qual pode ser observado que a maioria das amostras saturam em campos menores que 100 mT, entretanto, duas delas (RJ-27 e RJ-30) saturam em campos um pouco elevados em torno de 200-250 mT, indicando que o mineral magnético tem baixa coercividade em concordância com os outros experimentos (e.g. Fig.11B). As curvas adquiridas da pARM (Fig. 11D) mostram que há três picos principais de coercividade, a 15 mT, 25 mT e 35 mT e apenas duas amostras apresentam picos em 35 e 45 mT, como o tamanho do grão é inversamente proporcional a força coerciva (Jackson *et al.*, 1989), os tamanhos dos grãos presentes nas amostras de 2-5 μm e 0.75 μm . Este experimento também está de acordo com aqueles das Figs. 11B e C.

As curvas K-T representativas dos diques estudados podem ser observadas na Fig. 12. A transição de Verway (pico em -150°C) está presente em todas as amostras. Esta transição indica magnetita quase pura. A queda de suscetibilidade em aproximadamente 580°C (na curva de alta temperatura), indica a presença de magnetita ou titanomagnetita com baixo-Ti. (Raposo, 2017). A temperatura do pico, pouco antes da queda da suscetibilidade magnética, está próxima da temperatura de Curie (TC) que corresponde a cerca de 560–580 °C, segundo o “método do pico” (“peak method”, Lattard *et al.*, 2006). TCs dessa ordem também indicam que o mineral magnético dos diques é magnetita ou titanomagnetita com baixo-Ti.

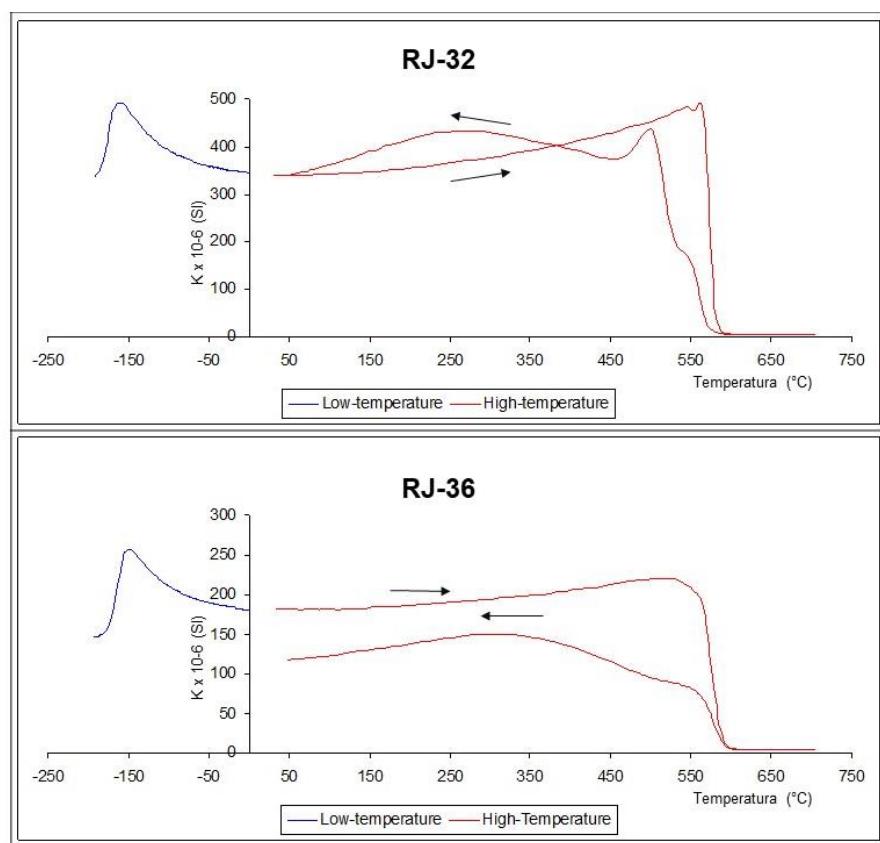


Figura 12 - Curvas K-T representativas (suscetibilidade versus temperaturas baixas e altas, em que a curva vermelha é a de aquecimento e a curva azul é a de resfriamento) para amostras dos diques estudados. A alta temperatura foi realizada em atmosfera de argônio.

Todas as curvas de histerese obtidas para os diques da região de Armação de Búzios apresentam um padrão parecido que pode ser observado na Fig.13. Em geral, as curvas são relativamente estreitas (“cintura fina”), indicando a presença de minerais ferromagnéticos de baixa coercividade, e mostram que há pouca ou nenhuma contribuição dos minerais paramagnéticos para a suscetibilidade magnética das amostras. Os dados obtidos nestas histereses são coerentes com os resultados dos outros experimentos de magnetismo de rocha (Figs. 11 e 12).

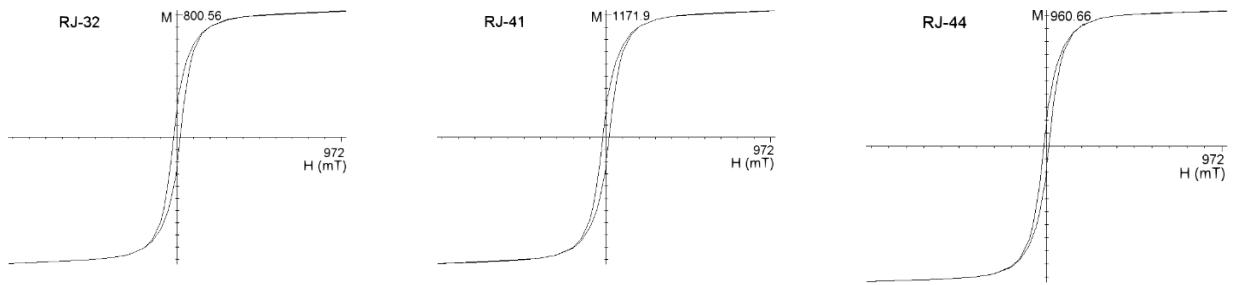


Figura 13. Loops de histerese representativos para amostras com tramas AMS determinada como normais do enxame de diques toleíticos. M é a magnetização em μAm^2 e H é o campo aplicado.

4.5 Anisotropia de Magnetização Remanente Anisterética (AARM)

Os dados escalares e direcionais obtidos para cada um dos sítios está apresentado na Tabela 3. O tensor AARM foi obtido para pelo menos 5 espécimes de cada sítio, tendo sido medido mais espécimes quando necessário. O tensor AARM do dique RJ-27 não foi possível ser determinado devido à falta de amostras não alteradas. As regiões de confiança e os autovetores principais foram calculados pelo método de bootstrap (Constable e Tauxe, 1990).

O grau de anisotropia P obtido para a AARM é maior do que o previamente obtido para a AMS, em que aproximadamente 83% dos valores são maiores que 1.1, o valor médio é 1.236, variando de 1.031-2,05 (Tabela 3). Segundo Jackson (1991), o valor de P ser mais alto para a AARM é esperado, pois é somente calculado para os minerais magnéticos da rocha, sem a influência dos minerais paramagnéticos da matriz.

Tabela 3 – Dados escalares e direcionais da Anisotropia de Magnetização Remanente Anisterética para os diques de Armação de Búzios. N é o número de espécimes medidos; P é o grau de anisotropia, dado por $P = \text{AARMmax}/\text{AARMmin}$; T é o parâmetro de forma de Jelinek, dado por $T = [2\ln(\text{AARMint}/\text{AARMmin})/\ln(\text{AARMmax}/\text{AARMmin})] - 1$ (Jelinek, 1981); Representando na tabela os autovetores de anisotropia remanente máxima, intermediária e mínima médias estão, respectivamente, AARMmax, AARMint e AARMmin; Dec é a declinação em graus; In é a inclinação em graus; e/z foi calculado pelo método Bootstrap e é

definido como os semiângulos dos eixos maior e menor da elipse com 95% de confiança. Trama AARM: "inv"; "int" e "nor" são as tramas AARM do tipo inversa, intermediária e normal, respectivamente.

Sítios	N (225)	Principais parâmetros AARM		Bootstrap - Autovetores principais						Trama AARM	
		AARMmax		AARMint		AARMmin					
		P	T	Dec/In	e/z	Dec/In	e/z	Dec/In	e/z		
RJ-28	11	1.222	-0.22	337.0/11.9	24.6/9.0	94.1/65.1	24.9/23.1	242.2/21.6	22.7/9.2	"inv"	
RJ-29	11	1.252	-0.165	216.8/3.4	18.8/9.9	321.7/77.2	19.0/34.1	126.1/12.4	33.6/10.8	"nor"	
RJ-30	15	1.315	0.065	302.8/35.9	49.6/34.3	208.4/6.1	64.6/90.0	110.0/53.5	90.0/34.6	"inv"	
RJ-31	12	1.144	-0.243	278.9/15.0	90.0/32.3	26.0/47.6	90.0/90.0	176.6/38.5	90.0/34.2	"inv"	
RJ-32	15	1.23	0.053	27.1/52.1	17.3/21.3	244.9/31.6	22.8/90.0	142.9/18.7	90.0/20.9	"nor"	
RJ-33	10	1.031	0.235	301.3/19.1	27.3/11.2	37.8/17.9	27.7/58.5	167.8/63.3	55.9/14.6	"inv"	
RJ-34	20	1.41	-0.441	167.4/12.8	17.8/10.9	294.8/69.4	17.9/39.3	73.7/15.8	38.8/12.2	"inv"	
RJ-35	24	2.051	0.006	202.6/12.5	32.6/13.4	106.2/26.7	34.6/44.8	315.4/60.1	43.6/12.7	"int"	
RJ-36	11	1.374	0.295	138.0/8.5	55.7/8.6	239.0/52.0	51.7/90.0	41.6/36.7	90.0/30.2	"inv"	
RJ-37	8	1.13	-0.22	172.5/24.4	44.4/14.7	276.5/28.1	44.9/53.8	48.1/51.2	49.0/18.9	"inv"	
RJ-38	8	1.122	-0.345	95.3/29.6	12.7/11.0	267.5/60.1	15.1/90.0	3.3/3.4	90.0/11.7	"inv"	
RJ-39	8	1.232	-0.493	316.8/17.3	28.3/12.0	223.7/10.1	30.2/90.0	104.6/69.8	90.0/17.9	"inv"	
RJ-40	8	1.115	-0.241	101.2/4.1	32.7/18.1	7.5/42.0	32.5/33.2	195.7/47.7	31.8/19.3	"inv"	
RJ-41	8	1.139	-0.043	315.1/1.8	8.5/15.6	56.9/81.2	8.4/10.4	224.8/8.6	10.4/15.6	"inv"	
RJ-42	8	1.129	0.195	315.2/4.6	35.2/18.5	89.8/83.4	34.8/12.8	224.8/4.7	12.0/18.4	"inv"	
RJ-43	8	1.092	-0.173	255.3/18.9	28.9/23.8	348.2/8.3	39.1/31.9	100.9/69.2	30.8/23.7	"inv"	
RJ-44	8	1.113	0.34	248.7/75.2	45.3/11.9	106.7/11.7	48.3/44.6	14.8/8.8	42.7/10.0	"int"	
RJ-45	5	1.144	0.147	152.6/34.5	37.6/32.7	332.2/55.5	35.3/19.0	62.5/0.2	16.4/33.4	"inv"	

Já o parâmetro de forma de Jelinek (1981) de AARM é diferente do que o obtido pela AMS, tendo sido obtido 1 elipsoide em formato neutro ($T=0$), 5 do tipo oblato ($T>0$) e 12 do tipo prolato ($T<0$, Fig. 14).

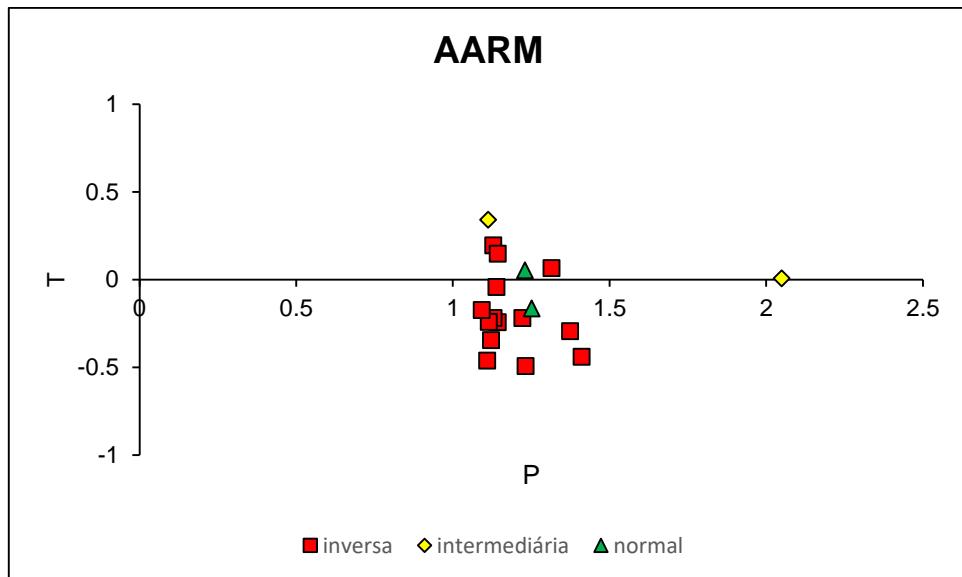


Figura 14 - Dados escalares da AARM. P vs T plotado para os diques estudados. Símbolos estão identificados na figura e correspondem ao tipo de trama da AARM.

As tramas AARM, assim como as tramas AMS, são classificadas em três tipos: Normal, Intermediária e Inversa. Também é baseado na orientação dos eixos principais do elipsoide AARM ($AARM_{max}$, $AARM_{int}$ e $AARM_{min}$) em relação ao plano do dique. Na maior parte dos resultados obtidos a trama AARM não é coaxial com a trama AMS. Dos 19 diques amostrados que tiveram a trama AARM definida, 78% apresentam a trama inversa (14 sítios), 11% a trama intermediária (2 sítios) e 11% a trama normal (2 sítios). Desse modo, somente 11% das tramas AARM são coaxiais com as tramas AMS.

A Figura 15 mostra um exemplo (RJ-29) com AMS normal e a correspondente AARM, neste caso as tramas são coaxiais, sugerindo que todos os minerais possuem a mesma orientação.

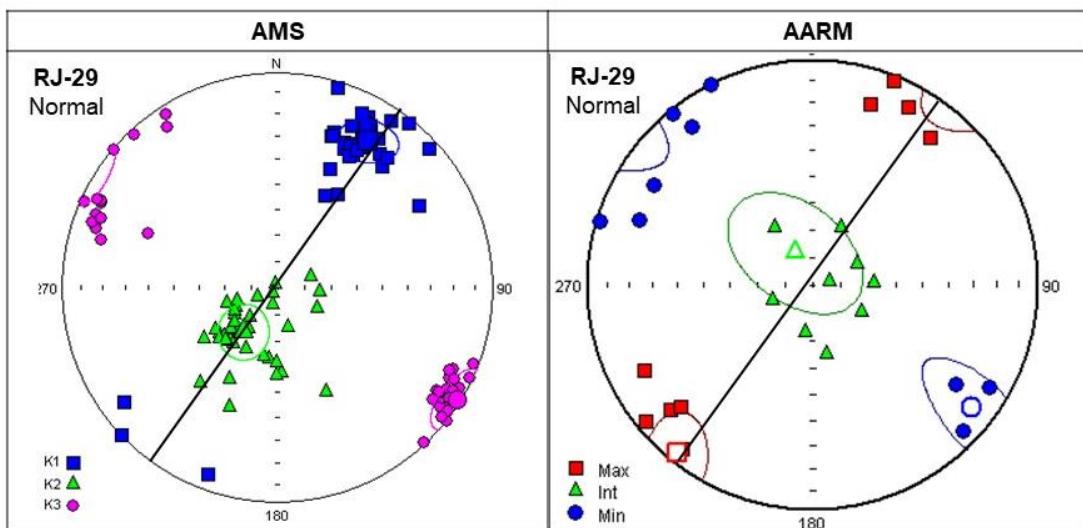


Figura 15 - Tramas magnéticas AMS comparadas com a trama AARM para o sítio RJ-29 não apresenta mudança na trama, ambas são consideradas tramas normais.

Por outro lado, no dique RJ-39 que apresenta trama de AMS normal (Fig. 16), a trama de AARM é inversa, sugerindo superposição de tramas que pode estar relacionado a eventos tectônicos.

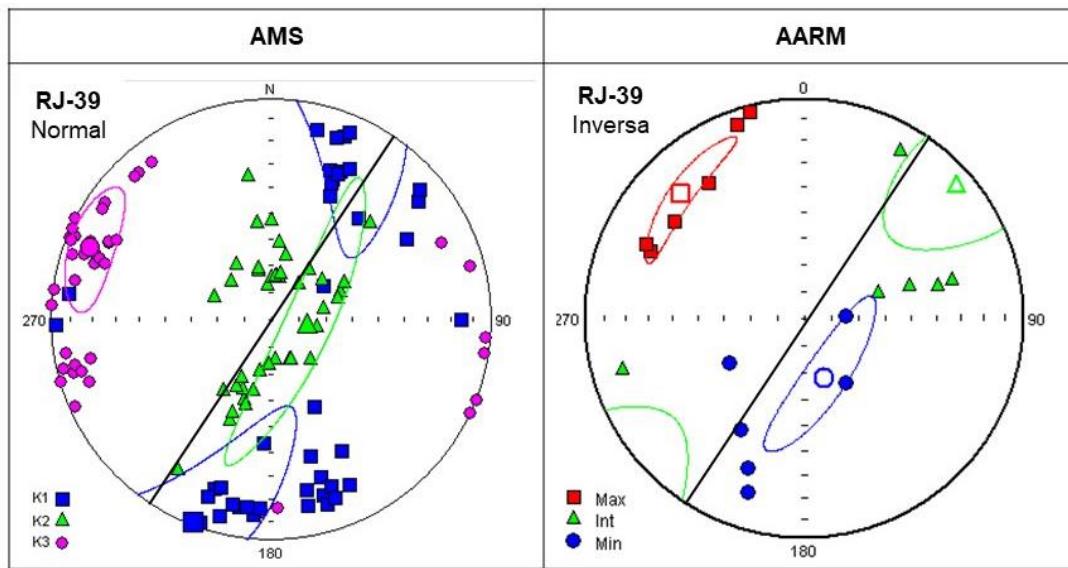


Figura 16 - Tramas magnéticas AMS e AARM comparadas para dique RJ-39. A trama normal torna-se uma trama inversa.

Além dos dois casos mencionados anteriormente, foi observado mais dois casos únicos para os sítios em questão. No dique RJ-35, a trama AMS é normal e apresenta uma trama AARM intermediária. E no RJ-44, a trama AMS e AARM são ambas do tipo intermediária (Fig. 17).

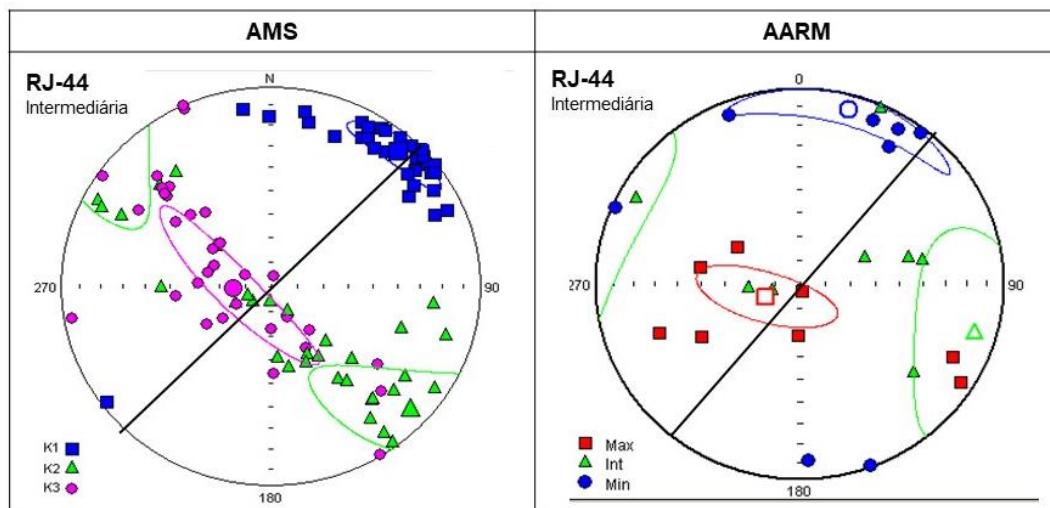


Figura 17 - Tramas magnéticas AMS comparadas com a trama AARM para o sítio RJ-44 não apresenta mudança na trama, ambas são consideradas tramas intermediárias.

5. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos no estudo do magnetismo de rocha permitem interpretar que o mineral magnético presente em todos os sítios é uma titanomagnetita com baixo conteúdo de titânio ou uma magnetita quase pura, com predominância de grãos grossos, em média de 2 μm , baseado nos picos de coercividade mais baixos. O magnetismo de rocha também mostra que a titanomagnetita é o único mineral responsável pela suscetibilidade magnética e magnetização remanente no enxame de diques de Armação de Búzios (Fig. 13).

Foram identificados 3 tipos de tramas magnéticas AMS, 17 delas são do tipo normal. Para esses casos, a trama AMS é independente dos minerais magnéticos ou do tamanho dos grãos magnéticos. Essas tramas AMS são majoritariamente não-coaxiais com as tramas obtidas para a AARM, confirmando que a titanomagnetita não controla anisotropia de suscetibilidade magnética. Além de sugerir uma origem tectônica para trama AARM do tipo inversa.

Como observado nas seções delgadas (Fig. 6A), o hidrotermalismo está presente, essencialmente, na alteração dos fenocristais de plagioclásio. Além desta alteração não há evidências que indiquem que o fluido de alteração hidrotermal tenha realizado uma modificação pervasiva em todos os diques amostrados, incluindo os que não apresentavam os fenocristais alterados. Podendo por hora, dispensar a interpretação que a trama AARM inversa é originária da alteração do formato dos grãos magnéticos.

A partir dos dados obtidos no estudo paleomagnético é possível interpretar que os diques intrudiram em pelo menos dois períodos diferentes. Num primeiro momento quando o campo estava com a polaridade reversa e outro quando a polaridade estava normal (Fig. 7). É possível também sugerir uma terceira inversão da polaridade, devido as 3 tendências principais observadas nas inclinações das direções médias dos sítios (Fig. 8A), uma polaridade normal, uma polaridade reversa a 180° da polaridade normal, e outra polaridade reversa mais com inclinações mais altas.

A comparação entre os tensores da AMS e da AARM, permitem identificar pelo menos 3 situações distintas que podem estar relacionadas a campos de esforços diferentes, como também foi encontrada para o litoral norte do estado de São Paulo:

1. AMS do tipo normal para AARM do tipo normal
2. AMS do tipo normal para AARM do tipo inversa/intermediária
3. AMS do tipo intermediária para AARM do tipo intermediário

A predominância de tramas AMS normais em relação a tramas AARM que se tornam inversas ou intermediárias nos diques de Armação de Búzios é semelhante aos resultados obtidos em outros trabalhos do enxame de diques da costa do estado de São Paulo (Raposo, 2017, 2018 e 2020). Em geral, a comparação entre a lineação magnética dada pela AMS ($K_{\text{máx}}$) e a dada pela AARM ($AARM_{\text{máx}}$) apresentam uma tendência de serem aproximadamente perpendiculares entre si (Fig. 18). A lineação magnética dada por AARM é paralela aos esforços atuantes na abertura do Atlântico Sul (Chang *et al.*, 1992), de orientação NW-SE, concordantes com a obtida para os diques do enxame da Serra do Mar aflorantes no litoral norte do estado do São Paulo. Portanto, a trama AARM inversa pode ser interpretada como de origem tectônica, em que a titanomagnetita registrou os paleo-esforços da quebra do continente Gondwana.

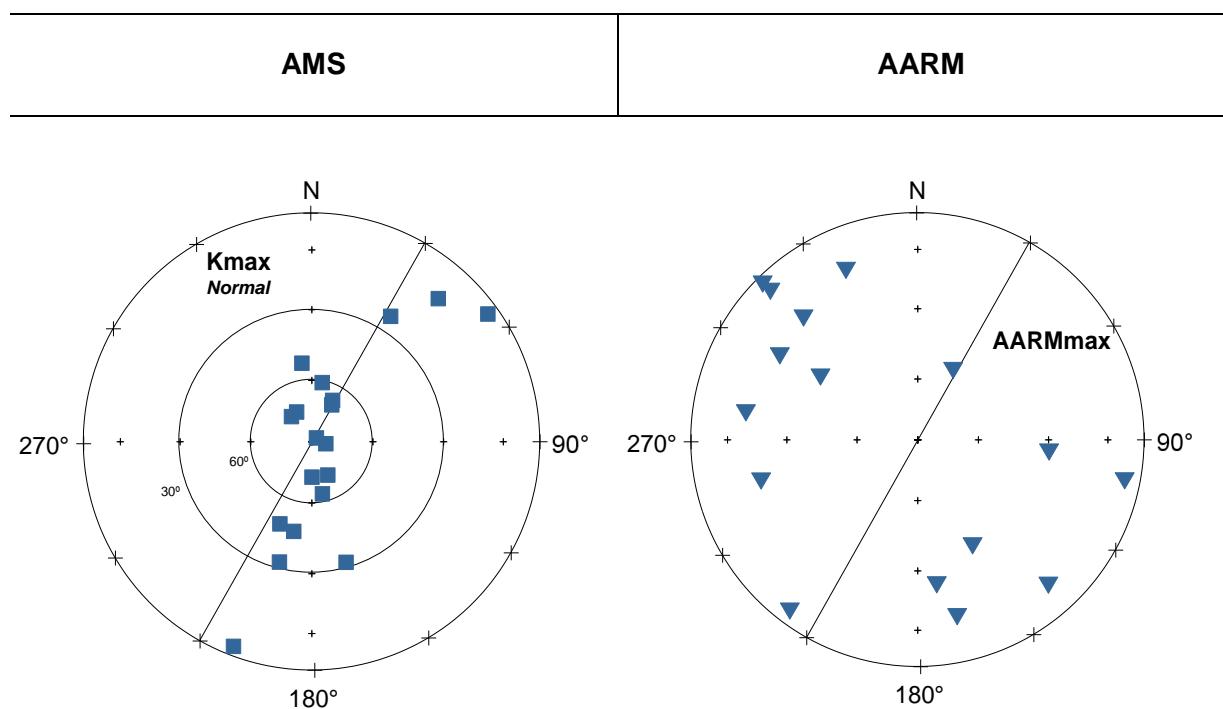


Figura 18 - Projeção da lineação magnética média de cada sítio dada pela AMS ($K_{\text{máx}}$) e correspondente lineação $AARM_{\text{máx}}$. As retas traçadas em ambos os estereogramas representam a média dos planos dos diques.

A trama magnética AMS do tipo normal (Fig. 10), é interpretada como fluxo magmático no preenchimento de fraturas. A inclinação da lineação (Fig. 18) de AMS ($K_{\text{máx}}$) permite inferir a posição relativa entre fonte magmática e fraturas. A inclinação do eixo $K_{\text{máx}}$ permite inferir que os diques foram alimentados por fluxos verticais (inclinação $> 60^\circ$), inclinados (inclinação entre $30-60^\circ$) e horizontais (inclinação $< 30^\circ$), o que sugere que alguns dos diques estavam próximos a fonte magmática enquanto que outros estavam mais afastados dessa fonte.

6. CONCLUSÕES

A obtenção das tramas AMS e AARM permitiram a determinação de três tipos de tramas para os diques da região de Armação de Búzios, no Rio de Janeiro. Os resultados obtidos pelo magnetismo de rocha permitiram determinar que o mineral magnético nas rochas analisadas é uma titanomagnetita com baixo conteúdo de titânio ou uma magnetita. O tamanho dos grãos magnéticos varia entre 0.75 a 5 μm , predominando grãos grossos de aproximadamente 2 μm . A suscetibilidade magnética das amostras é dada pelos grãos de titanomagnetita. Devido os tensores da AMS e AARM não serem coaxiais, o mineral que define cada trama não é o mesmo. A trama AARM é dada pelos cristais de titanomagnetita, que não é o caso para as tramas AMS.

Nos casos em que a AMS é normal e a AARM é inversa, as direções AARM_{max} médias determinadas para cada sítio são coincidentes com estruturas NW-SE atuantes na abertura do Atlântico Sul (Chang *et al.*, 1992). Ainda foram identificados outros tipos de tramas: AMS e AARM normais, AMS normal e AARM intermediária AMS e AARM intermediárias. A análise paleomagnética revelou dois eventos de intrusão de idades distintas, no entanto, a maioria dos sítios foi colocado quando o campo geomagnético apresentava polaridade reversa.

A partir da análise das tramas AMS e AARM e a comparação com as tramas magnéticas obtidas para o litoral norte do estado de São Paulo, foi possível inferir que os diques foram colocados em 3 campos de esforços distintos. A lineação magnética, Kmáx , da AMS fornece sugere que os diques foram alimentados por fluxos verticais, inclinados e horizontais.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v.4, n.16, p. 325-349.
- Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48 (suplemento), 15-26.
- Almeida, F.F.M., Del-Ré, C., Mizusaki, A.M.P., 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v.3, n.26, p. 125-138.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Almeida, J.C.H., Heilbron, M.C.P.L., Schmitt, R.S., Valeriano, C.M., Rubim, I.N., Mohriak, W.U., Machado Júnior, D.L., Tetzner, W., 2013. Guia de campo na Área Continental do Alto de Cabo Frio. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 21, n. 2, p. 325-355.
- Almeida, J., Heilbron, M., Guedes, E., Neubauer, F., Manfred, B., Klausen, M. B., ... & Tetzner, W., 2021. Pre-to-syn-rift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: Onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103218.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.* 42, p. 49-93.
- Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A., 2013. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 72-89.
- Butler, Robert F., and Robert F., 1992. *Butler. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Vol. 319. Boston: Blackwell Scientific Publications.
- 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.
- Constable, C., Tauxe, L., 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensor. *J. Geophys. Res.* 95, 8383-8395.

Ernst, R.E., Buchan, K.L., 1997. Giant radiating dykes swarms: their use in identification pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In Mahoney, J.J., Coffin, M.F. eds. Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100, Washington, DC, p. 237-333.

Fisher, R.A. 1953. Dispersion on a sphere. Proceedings of the Royal Society, A217: 295-305.

Fonseca, A. D. C., 1993. Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Heilbron, M., Chrispim, S.J., Alves, R.P., Simões, L.S.A., 1982. Geologia do Cabo dos Búzios (Estado do Rio de Janeiro). An. Acad. Bras. De Ciências, 54(3): 553-562.

Heilbron, M., de Morisson Valeriano, C., Peixoto, C., Tupinambá, M., Neubauer, F., Dussin, I., ... & do Eirado Silva, L. G., 2020a. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: A review. Journal of South American Earth Sciences, 103, p. 102710.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. C., 2004. Brasiliano orogens in Southeast and South Brazil. In: WEINBERG, R.; TROUW, R.; FUCK, R.; HACKSPACHER, P. (Ed.). The 750-550 Ma Brasiliano event of South America. Journal of the Virtual Explorer, v. 17.

Hrouda, F., Melka, R., Schulmann, K., 1994. Periodical changes in fabric intensity during simple shear deformation and its implications for magnetic susceptibility anisotropy of sedimentary and volcanic rocks. Acta Univ. Carol. Geol. 38, 37–56.

Jackson, M., Sprowl, D., Ellwood, B.B., 1989. Anisotropy of partial anhysteretic remanence and susceptibility in compact black shales: grain-size and composition-dependent magnetic fabric. Geophys. Res. Lett. 16, 1063-1066.

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, 1-28.

Jelínek, V., 1980. Kappabridge KLY-2. A Precision Laboratory Bridge for Measuring Magnetic Susceptibility of Rocks and its Application (Including Anisotropy). Leafl. Geofyzika, Brno.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics 79, T63–T67.

Kirshvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data.

Geophysical Journal International, 62(3): 699-718.

Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A., Sauerzapf, U., 2006. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. J. Geophys. Res. 111, B12S28. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004591>.

MacCabe, C., Jackson, M., Ellwood, B.B., 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton limestone results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. Geophysical Research Letters, vol. 12, no. 6: 333-336.

Machado, M. S., Potratz, G. L., Alves, M. I., Almeida, B. S., Geraldes, M. C., Tavares Jr, A. D., ... & da Costa Santos, A., 2017. Shrimp U-Pb data of the paleoproterozoic, Região dos Lagos complex, Rio de Janeiro, Brazil: implications to Ribeira belt evolution. Journal of Sedimentary Environments, 2(4), 301-318.

MacKenzie, William Scott, Colin H., 1982. Donaldson, and Corin Guilford. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Vol. 148. Harlow: Longman.

Potter, D.K., Stephenson, A., 1988. Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis. Geophys. Res. Lett. 15, 1097–1100. <http://dx.doi.org/10.1029/GL015i010p01097>.

Raposo, M.I.B., 2016. Magnetic studies on Mesozoic dike swarms from São Sebastião region, NE São Paulo State, Brazil. In: Latinmag Letters, v. 6 (B27, 1-4).

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, v. 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. IGc-USP.

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, v. 301, article 106471.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy magnetic susceptibility. Rev. Geophys. 30, 209–226.

- Schmitt, R. S., 2001. A orogenia Búzios—caracterização de um evento tectono-metamórfico no Domínio Tectônico Cabo Frio—sudeste da Faixa Ribeira (Doctoral dissertation, Tese de Doutorado) Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro).
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A., Van Schmus, W. R., & Pimentel, M. M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133(1-2), 29-61.
- Schmitt, R. S., Trouw, R. A. J., Van Schmus, W. R., & Passchier, C. W., 2008. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. *Geological Society, London, Special Publications*, 294(1), 279-296.
- Stephenson, A., Sadikum, S., Potter, D.K., 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. Astro. Soc.* 84, 185–200.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London, p. 217.
- Tauxe, L., 2010. *Essentials of paleomagnetism*. Univ of California Press.
- Tetzner, W., Almeida, J.C.H., 2002. Tectônica de emplacement de diques toleíticos no Cabo de Búzios, RJ. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 41., João Pessoa. Anais... João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 397.
- 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*, v. 121, p. 333-348.
- White, R.S., Mckenzie, D.P., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, p. 94, 7685-7730.
- Zimbres, E., Kawashita, K., & Van Schmus, W. R., 1990. Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o cráton de Angola, Africa. *Anais*, 6, 2735-2743.