

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO DA TRAMA MAGNÉTICA RELACIONADA À INTERAÇÃO E  
POSICIONAMENTO SINTECTÔNICO DE MAGMAS DE  
COMPOSIÇÃO CONTRASTANTE NOS DIQUES COMPOSTOS DA  
ENSEADA DOS ZIMBROS, SC**

**CAMILA ROCHA TOMÉ**

ORIENTADOR: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Volume I

Porto Alegre – 2019

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO DA TRAMA MAGNÉTICA RELACIONADA À INTERAÇÃO E  
POSICIONAMENTO SINTECTÔNICO DE MAGMAS DE  
COMPOSIÇÃO CONTRASTANTE NOS DIQUES COMPOSTOS DA  
ENSEADA DOS ZIMBROS, SC**

**CAMILA ROCHA TOMÉ**

ORIENTADOR: Prof<sup>a</sup>. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Élder Yokoyama

Instituto de Geociências - Universidade de Brasília (UNB)

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do Título de  
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2019

### CIP - Catalogação na Publicação

Rocha Tomé, Camila

ESTUDO DA TRAMA MAGNÉTICA RELACIONADA À INTERAÇÃO E  
POSICIONAMENTO SINTECTÔNICO DE MAGMAS DE COMPOSIÇÃO  
CONTRASTANTE NOS DIQUES COMPOSTOS DA ENSEADA DOS  
ZIMBROS, SC / Camila Rocha Tomé. -- 2019.

85 f.

Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,  
2019.

1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética. 2.  
Diques Compostos. 3. Trama magnética. 4. Magnetismo de  
rocha. 5. Interação de magmas . I. Bitencourt, Maria  
de Fátima, orient. II. Título.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a minha mãe por ser aquela pessoa que faz de tudo para que eu siga lutando pelos meus sonhos. Também agradeço aos meus tios (meus “velhinhos”), à minha irmã Luiza e as minhas primas por todo o apoio e, principalmente, por compreenderem a minha ausência muitas vezes.

Agradeço a minha orientadora, Maria de Fátima Bitencourt, que tenho muita admiração pela pessoa e profissional que és. Obrigada por ter sentado comigo inúmeras vezes para discutirmos, por ter tido paciência em me ajudar, por querer me ensinar, mas principalmente por acreditar em mim. Agradeço também por toda a cobrança e pelo alto nível de exigência que, apesar de muitas vezes ser um pouco dolorido para nós é, sem dúvida, o que nos faz crescer e amadurecer. Agradeço também a outra Fátima, aquela que nos trata como filhos, aquela que nos cuida e nos protege tanto. Ter uma orientadora que é muito mais que uma professora é um privilégio que poucas pessoas têm e sou muito grata por isso.

Agradeço ao professor Lauro pelas conversas sobre o processo de oxi-exsolução nas magnetitas. Muito obrigada por ter se reunido comigo, por ter tido paciência em me explicar como ocorre esse processo nos óxidos de Fe e Ti, por ter me mostrado algumas bibliografias sobre o assunto, por ter “comprado a minha ideia”, muito obrigada pelo carinho.

Agradeço ao professor Jairo por me ajudar com a parte de ASM, por ter revisado o meu trabalho e por ter me dado espaço para discutirmos sobre o tema. Obrigada por ser aquela pessoa que trouxe a ASM mais para perto de nós e, principalmente, por toda essa empolgação pelo tema, que nos contagia.

Agradeço a professora Maria Irene Raposo por ter me recebido mais uma vez no Laboratório de Magnetismo de Rochas da Universidade de São Paulo, pela ajuda técnica, pela disponibilidade em me ajudar durante o período que estive em São Paulo, e pela revisão do meu trabalho.

Aos amigos e colegas do grupo de pesquisa Magmatismo Sintectônico, meus sinceros agradecimentos, sou muito feliz e grata por fazer parte deste grupo. Trabalhar em um grupo o qual as pessoas se preocupam umas com as outras, em que as pessoas são solícitas, que se ajudam, que trabalham em grupo, são algumas das qualidades que fazem um grupo ser um “GRUPO”. Obrigada a todos os colegas por serem muito mais que colegas. Obrigada Samuel “Fera” por me ajudar mais uma vez, muito obrigada pelas revisões e pelas discussões sobre ASM, elas foram fundamentais. Obrigada Fran por revisar

os meus textos lá no início, tuas revisões foram essenciais para que o restante da escrita fluísse muito mais. Pedrinho querido, também muito obrigada pela tua ajuda. Obrigada Pedrinho e Felipe por alegrarem os nossos dias na sala da Pós, por nos fazerem dar boas gargalhadas. Dioni, muito obrigada pela companhia e pela ajuda em alguns textos. Giuseppe “Pepe” querido, muito obrigada pelas conversas filosóficas, pelo incentivo e pela companhia, e por estar sempre disposto em ajudar as pessoas e que sempre vê sempre o lado bom das coisas. Lua, Diego, Amós, João Victor, Elisa, Duda, Victor, Thayse, João e Lucas, muito obrigada! Por fim, agradeço mais uma vez a nossa matriarca Fátima por ser aquela pessoa que faz o nosso grupo ser o que é.

Obrigada Steh por estar comigo desde o começo, pelos anos de companheirismo, de amizade e por toda ajuda que tu sempre me deste e segues me dando. Obrigada por ser aquela amiga e colega que me incentiva e que está sempre presente tanto nos momentos bons como nos ruins. Obrigada também pela “baita” ajuda nas revisões dos meus textos e pelas discussões. Obrigada por tudo!

Obrigada Cris, por ter sido aquela amiga e parceira nos últimos tempos, por ter sido aquela pessoa que dividiu todas as angustias e felicidades, pelas horas de discussões e por ter tido paciência e interesse em me ajudar. Obrigada pela ajuda nos textos, pelas caronas, pela companhia de sempre e pelos vários mates compartilhados. Vou sempre me lembrar com muito carinho de tudo!

Matheus querido, muito obrigada por ter me acompanhado nas seções de MEV, por ter ficado algumas horas me ajudando a procurar aquelas “enormes” magnetitas, e depois por ter revisado alguns textos. Obrigada por ser essa pessoa leve e divertida que faz as coisas parecerem bem mais simples.

Agradeço também as irmãs que a geologia me deu. Ana, Mel e Fábria, muito obrigada por vocês estarem sempre presentes da minha vida. Obrigada pela nossa amizade, pelo carinho e pelo companheirismo. Ana e Natan muito obrigada pela ajuda com os textos e com a formatação, a ajuda de vocês foi imprescindível para que eu finalizasse esse trabalho, muito obrigada mesmo. Rachel querida, tu foste outra pessoa que apareceu na minha vida em um momento muito especial. Te agradeço muito pelas conversas, pelas aulas, pela companhia, e por ter tido a oportunidade de te conhecer um pouco melhor. Lezitcha e Chavinha vocês são mais um presente da geologia, obrigada pelo carinho, pela amizade e por estarem junto comigo ao longo desses anos. Obrigada por tudo! Chavinha amada, obrigada por ser tão presente na minha vida, obrigada pelas horas de conversa e pela torcida de sempre!

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS pelo ensino de qualidade e pela infraestrutura oferecidos. Agradeço em especial aos funcionários do PPGGeo, Robertinho e Gabi por sempre estarem dispostos em nos ajudar e por sempre darem o seu melhor.

*Agradezco a una persona muy importante que ha estado conmigo desde que comenzó todo, que me llena de amor, que me apoya y me hace creer en un mundo mejor. Muchas gracias por creer en mí y por creer en mis sueños. Gracias por caminar conmigo en este camino y por ser la persona que me hace sonreír. Gracias también por llenar mis días de color. Gracias a ti Cristian.*

Agradeço também todas aquelas pessoas que contribuíram de alguma forma para que esta etapa fosse concluída, meu sincero agradecimento a essas pessoas.

*“ Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes. ”*

*Martin Luther King*

## RESUMO

Os diques compostos da Enseada dos Zimbros na região de Porto Belo-Bombinhas, sul do Brasil, são colocados nos estágios finais do magmatismo pós-colisional (ca. 590 Ma). Os diques compostos são intrusões tabulares subverticais, de direção NE e intrudem ortognaisses do embasamento. Os diques são formados por um núcleo félsico contendo um enxame de enclaves máficos microgranulares, margeado em ambos os lados por bordas máficas de espessura irregular, além de diques máficos individuais paralelos à intrusão principal. As rochas félsicas e máficas contêm uma foliação magmática bem desenvolvida com deformação no estado sólido perto dos contatos. A lineação de estiramento é horizontal a sub-horizontal e melhor desenvolvida nas rochas félsicas. A ausência de uma trama linear bem desenvolvida nas rochas máficas dificulta a investigação de seu posicionamento com base em dados estruturais convencionais. Com o objetivo de investigar a relação entre rochas máficas e félsicas contemporâneas, bem como entender o posicionamento dessas intrusões em relação à tectônica transcorrente, foi realizado um estudo da trama magnética por meio das técnicas de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) e magnetismo de rocha nos diques compostos e máficos individuais. A mineralogia magnética de ambos os diques é predominantemente controlada por minerais ferromagnéticos (e.g., magnetita e titanomagnetita pobre em Ti), com pequena contribuição de minerais paramagnéticos. O estudo do magnetismo de rocha mostra que os grãos de magnetita têm tamanhos variados. Os diques máficos individuais têm tamanhos de grãos pequenos (ca. 0,75  $\mu\text{m}$ ), enquanto nas bordas máficas os tamanhos variam de 0,75 a 2-3  $\mu\text{m}$ . Os núcleos félsicos têm tamanhos de grãos grandes, variando de 2-3 a 25  $\mu\text{m}$ . Os dados de MEV mostram texturas de oxi-exsolução nas amostras do núcleo félsico e nas amostras dos diques máficos individuais. Os cristais de ilmenita encontrados como grãos anédricos ou finas lamelas, nas amostras das bordas máficas, são interpretados como resultado da intensa oxi-exsolução da magnetita. O maior grau de oxi-exsolução observado nas amostras das bordas máficas em comparação aos núcleos félsicos e aos diques máficos individuais, sugerem diferentes graus de interação entre os magmas originais. As intrusões estudadas mostram tramas magnéticas normais, com foliação magnética subvertical (plano  $k_1$ - $k_2$ ) e lineação sub-horizontal ( $k_1$ ). Os dados magnéticos são concordantes com as medidas estruturais de campo e indicam que o fluxo do magma foi sub-horizontal durante o posicionamento. O volume e tamanho muito maior de enclaves, encontrados na porção sul do dique, são compatíveis com seu posicionamento em direção a norte. Os dados magnéticos obtidos também estão de acordo com o posicionamento sintectônico dos diques compostos em relação ao movimento transcorrente da Zona de Cisalhamento Major Gercino.



## ABSTRACT

The composite dikes of the Zimbros Bay in the Porto Belo-Bombinhas region, southern Brazil, are emplaced in the late stages of post-collisional magmatism, at ca. 590 Ma as NE-striking, subvertical tabular bodies intrusive in basement orthogneisses. The composite dikes are formed by a felsic core containing a swarm of mafic microgranular enclaves, bordered on both sides by mafic material of irregular thickness, and individual mafic dikes parallel to the main intrusion. The felsic and mafic rocks contain a well-developed magmatic foliation with solid-state deformation near the contacts. Stretching lineation is horizontal to sub-horizontal and better developed in the felsic rocks. The absence of a well-developed linear fabric in the mafic rocks makes it difficult to investigate their emplacement based on conventional structural data. In order to investigate the relationship between contemporaneous mafic and felsic rocks, as well as to understand the emplacement of these intrusions in relation to the transcurrent tectonics, a study on the magnetic fabric was made using anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and rock magnetism techniques for composite and individual mafic dikes. Magnetic mineralogy of both dikes is predominantly controlled by ferromagnetic minerals (e.g. magnetite and Ti-poor titanomagnetite), with little contribution of paramagnetic minerals. The rock magnetism study shows that the magnetite grains have varied sizes. Individual mafic dikes have small grain sizes (about 0.75  $\mu\text{m}$ ), whilst in the mafic borders, sizes vary from 0.75 to 2-3  $\mu\text{m}$ . Felsic cores have large grain sizes, ranging from 2-3 to 25  $\mu\text{m}$ . SEM data show oxyexsolution textures in the felsic core samples and in samples of individual mafic dikes. Only Ilmenite is found in the mafic border samples, either as anhedral grains or as thin lamellae, interpreted to result from intense oxyexsolution of magnetite. Increasing oxyexsolution degrees observed in samples from individual mafic dikes to felsic cores and mafic borders suggest different degrees of interaction between the original magmas. The studied intrusions show normal magnetic fabrics, with subvertical magnetic foliation ( $k_1$ - $k_2$  plane) and subhorizontal ( $k_1$ ) lineation. Magnetic data are concordant with structural field measurements and indicate sub-horizontal magma flow during emplacement. The much larger volume and size of enclaves found in the southern portion of the dike is compatible with its northward directed emplacement. The obtained magnetic data are also in agreement with the syntectonic emplacement of the composite dikes relative to the transcurrent movement of the Major Gercino Shear Zone.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.** Representação tridimensional do elipsoide magnético (Adaptado de Hrouda, 2014). ..... 12
- Figura 2.** Representação tridimensional de elipsoides magnéticos com diferentes formas, da esquerda para a direita: triaxial (ou neutro), oblato e prolato. Seus eixos principais de susceptibilidade magnética estão plotados nos respectivos estereogramas (modificado de Tarling & Hrouda, 1993; Hrouda, 2014). ..... 13
- Figura 3.** Diferentes formas de magnetização. a – e) Os diagramas do lado esquerdo mostram a magnetização (seta branca) que uma substância adquire quando um campo magnético é aplicado (seta preta). Os diagramas do lado direito ilustram a magnetização após a remoção do campo. a) Material diamagnético torna-se fracamente magnetizado e os spins dos elétrons orientam-se na direção oposta a do campo aplicado, após a remoção do campo os spins dos elétrons orientam-se de maneira aleatória. b) Material paramagnético torna-se fracamente magnetizado orientando-se na mesma direção do campo aplicado, tornando-se aleatória sua orientação logo após a remoção do campo. c – e) Material ferromagnético (*l.s.*) permanecem com seu alinhamento magnético mesmo após a remoção do campo aplicado. c) Material ferromagnético (*s.s.*) adquire e retêm uma magnetização muito forte. d) Os alinhamentos magnéticos dos materiais antiferromagnéticos são exatamente antiparalelo e de mesma intensidade, resultando em uma magnetização nula. e) Os alinhamentos dos materiais ferrimagnéticos são antiparalelos, mas não exatamente da mesma magnitude, de modo que eles adquirem uma fraca magnetização espontânea, residual, na direção dos momentos magnéticos mais fortes (modificado de Tarling & Hrouda, 1993). ..... 15
- Figura 4.** Representação de uma típica curva de histerese mostrando a variação da magnetização em função do campo aplicado.  $H$  é o campo aplicado;  $M_s$  é a magnetização de saturação;  $M_r$  é a magnetização remanente;  $H_c$  é a força coerciva ou coercividade;  $k$  representa a susceptibilidade ferromagnética *l.s.* (modificado de Thompson & Oldfield, 1986). ..... 16
- Figura 5.** Diagrama ternário  $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$ , mostrando as composições dos minerais de óxido de Fe e Ti mais importantes. As linhas contínuas representam as séries de soluções sólidas das titanomagnetitas e titanohematitas (modificado de Butler, 1992). ..... 17
- Figura 6.** Procedimento de amostragem: a) perfuração realizada com uma perfuratriz portátil adaptada com broca diamantada e sistema de refrigeração (bomba com mistura de água e óleo solúvel) para diminuição do atrito durante a perfuração. b) Detalhe da perfuratriz utilizada com broca diamantada. .... 22

**Figura 7.** Procedimentos de orientação dos cilindros. a) orientador com haste cilíndrica de alumínio com ranhura na base (i) e bússola magnética acoplada no topo da haste cilíndrica, transferidor de 360° e haste de metal para fazer a leitura do azimute solar (ii); b) detalhe do clinômetro para medir a inclinação do furo; c) marcação do referencial geográfico no cilindro após sua orientação..... 23

**Figura 8.** Preparação das amostras para as análises da ASM. a) Serra utilizada para o corte dos cilindros em espécimes padrão. b) Corte dos cilindros em espécimes de 2,2 cm de altura por 2,5 cm de diâmetro. c) Espécimes renomeados e marcados. d) Detalhe de um espécime embalado em filme de PVC para prevenção de qualquer tipo de contaminação.. 24

**Figura 9.** Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA utilizado para a aquisição dos dados de ASM (extraído de AGICO Ltd., República Tcheca). ..... 25

**Figura 10.** Microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo JEOL JSM 6610-LV acoplado a um sistema EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*), do Laboratório de Geologia isotópica (LGI-UFRGS)..... 27

## SUMÁRIO

CAPITULO I - INTRODUÇÃO .....	6
CAPITULO II - REVISÃO CONCEITUAL .....	8
1. Diques compostos – Definição e breve histórico.....	8
2. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM).....	11
2.1 Mineralogia Magnética.....	13
2.2 Óxidos de Ferro e Titânio .....	17
CAPITULO III - MATERIAIS E MÉTODOS .....	20
1. Atividades previamente desenvolvidas .....	20
2. Trabalho de campo e amostragem .....	21
3. Preparação das amostras.....	23
4. Obtenção dos dados de ASM .....	25
5. Magnetismo de Rocha.....	26
6. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) .....	27
CAPITULO IV - ARTIGO SUBMETIDO AO <i>JOURNAL OF GEODYNAMICS</i> .....	28
CAPITULO V - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	70
REFERÊNCIAS.....	73
ANEXO A.....	78

## CAPÍTULO I

### INTRODUÇÃO

Diques compostos são formados por diferentes magmas que ocupam a mesma intrusão. É comum que sejam constituídos por magmas máficos e félsicos contemporâneos, que foram posicionados ao longo de uma mesma fissura. O termo “diques compostos” foi introduzido por Judd (1893) e, desde então, a ocorrência dessas intrusões tem sido relatada por muitos autores (e.g. Harker, 1904; Gibson & Walker, 1963; Walker & Skelhom, 1966; Wiebe, 1973; Hatch *et al.*, 1979; Snyder *et al.*, 1997; Wiebe & Ulrich 1997; Erikson *et al.*, 2011; Craddock *et al.*, 2008). Os diques compostos podem apresentar tanto centro ácido e bordas máficas, quanto centro máfico e margens félsicas (Snyder *et al.*, 1997). As ocorrências mais frequentes são aquelas constituídas por margens máficas e, quase sempre, parecem estar associadas a complexos intrusivos maiores, aparentemente contemporâneos (Wiebe & Ulrich 1997).

Por muito tempo o estudo de diques compostos esteve focado na caracterização petrológica e geoquímica, abordando principalmente os aspectos descritivos dessas intrusões, embora alguns trabalhos mencionassem a importância dos processos de mistura de magmas. Atualmente, sabe-se que a formação de diques compostos envolve mistura de magmas (e.g., Katzir *et al.*, 2007; Waight *et al.*, 2007). Além disso, a sofisticação de ferramentas como a geoquímica permitiu que autores como Wiebe & Ulrich 1997 discutissem sobre a gênese desses magmas contrastantes, bem como suas relações com complexos intrusivos maiores. Dentro desse contexto, o estudo de diques compostos é especialmente importante, pois essas intrusões podem fornecer informações sobre a canalização de sistemas plutônicos e subvulcânicos, além de registrar a evolução contemporânea de magmas contrastantes que podem ou não provir de diferentes fontes.

O estudo da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) em diques, principalmente em diques máficos, tem sido extensamente empregado na investigação da geometria do fluxo magmático e posicionamento em rochas, cuja textura é praticamente isotrópica em escala macroscópica (e.g. Knight & Walker 1988; Ernst, 1990; Ernst & Baragar, 1992; Rochette *et al.*, 1991; Rochette *et al.*, 1992; Raposo & Ernesto, 1995; Raposo, 1997; Tauxe *et al.*, 1998; Raposo & D’Agrella-Filho, 2000; Craddock *et al.*, 2008; Wiegand *et al.*, 2017; Raposo, 2017). Os primeiros estudos de ASM nessas intrusões foram feitos por Khan (1962) com o objetivo de determinar as direções de fluxo magmático dessas rochas. Porém,

somente após o trabalho de Knight & Walker (1988) é que a técnica de ASM se tornou amplamente utilizada para determinar as direções de fluxo magmático em diques, devido à correlação entre os dados de campo com os eixos magnéticos. No entanto, estudos AMS em diques compostos, especialmente aqueles que envolvem magmas contemporâneos de composição contrastante, são escassos (e.g., Craddock *et al.*, 2008; Eriksson *et al.*, 2011), e ainda não há estudos relatados sobre diques compostos sintetônicos em zonas de cisalhamento.

O presente trabalho investiga a trama magnética de duas ocorrências de diques compostos posicionados ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente, localizados na região de Bombinhas - SC, por meio das técnicas de ASM e magnetismo de rocha com o objetivo de: (i) comparar as tramas magnéticas planares com as tramas estruturais planares das rochas básicas e ácidas; (ii) determinar a trama magnética linear das rochas básicas, visto que nessas rochas a lineação estrutural é mal desenvolvida quando comparada à das rochas ácidas, e comparar a trama magnética linear com a lineação estrutural nas rochas ácidas; (iii) compreender quais minerais são responsáveis pela ASM em cada caso e (iv) entender a relação entre as tramas magnética e estrutural marcadas nas rochas ácidas e básicas, a fim de discutir a hipótese de contemporaneidade dessas intrusões.

A presente dissertação está estruturada em cinco capítulos, contando com este já apresentado, os quais abordam os temas e os resultados relacionados à pesquisa desenvolvida.

No **Capítulo II** é apresentada uma revisão conceitual sobre a definição e um breve histórico de diques compostos, abordando as principais características dessas intrusões. Também é realizada uma breve revisão sobre os conceitos e termos referentes às técnicas de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética e Magnetismo de Rocha, que serviram de base para o desenvolvimento desta dissertação.

No **Capítulo III** são apresentados os materiais e métodos empregados para o desenvolvimento deste estudo.

No **Capítulo IV** é apresentado o artigo científico submetido ao periódico *Journal of Geodynamics*, intitulado: “*Magnetic fabric data on interactive syntectonic magmas of contrasting composition in composite dikes from south Brazil*”, compondo o capítulo principal da dissertação.

Por fim, no **Capítulo V** é apresentada uma síntese das principais conclusões apontadas no capítulo IV com considerações e discussões relacionadas ao tema abordado.

O **Anexo A** apresenta a carta de submissão do artigo científico ao periódico *Journal of Geodynamics*.

## CAPITULO II

### REVISÃO CONCEITUAL

#### 1. Diques compostos – Definição e breve histórico

Injeções sucessivas de um mesmo tipo de magma ao longo de uma mesma fissura geram diques múltiplos. Se essa mesma fissura for preenchida por duas ou mais injeções com características diferentes, os diques são chamados de compostos, conforme definido por Judd (1893). Na definição de Judd (1893), os diques preenchidos por injeções de diferentes composições química ou mineral podem ser convencionalmente chamados de diques compostos. Em alguns casos, os diques são formados por um único tipo de rocha, exibindo diferenças nas proporções e/ou arranjos dos minerais, mas também podem ser constituídos por duas ou mais rochas totalmente distintas. A partir da definição de diques compostos, Judd (1893) dividiu estas intrusões em duas classes:

I - Diques compostos em que a diferenciação ocorreu no material que preencheu o dique: nesta classe, a diferenciação resulta, geralmente, na separação total ou parcial entre a matriz vítrea da rocha e os cristais espalhados por ela. Em alguns casos o processo de cristalização atua seletivamente dentro do dique, levando à formação de rochas que apresentam variações acentuadas na composição química ou textural e na constituição mineralógica, em diferentes partes do dique. A separação entre o material vítreo e o material cristalino, pode ocorrer de várias maneiras: o material vítreo pode formar bandas laterais ("selvages") ou manchas irregulares, ou ainda, preencher cavidades "amígdaloidais". Em todos os casos, observa-se uma gradação mais ou menos completa de um tipo de rocha para o outro.

II - Diques compostos em que houve injeção de diferentes materiais em uma mesma fissura: nesta classe, o magma injetado posteriormente, embora possa conter minerais e fragmentos derivados da injeção mais antiga, não exhibe traços de gradação, mas sempre pode ser reconhecido como outro tipo de material, distinto em composição química ou constituição mineralógica. Em tais casos, deduzimos que a diferenciação do magma deve ter ocorrido na base da crosta terrestre e muito distante da fissura que agora está preenchida com os dois produtos resultantes da diferenciação.

Um dique composto pode, ainda, ser classificado em simétrico e assimétrico, de acordo com Harker (1904). O tipo simétrico, geralmente, possui um membro central

constituído por um determinado tipo de rocha, flanqueado em ambos os lados por porções marginais constituídas por outro tipo de rocha. O resultado será uma intrusão dupla XYX ou, mais raramente, um terceiro tipo de rocha pode entrar no complexo e formar um arranjo XYZYX. No tipo assimétrico, no entanto, não existe uma simetria bilateral, formando arranjos diversos como: XXXYX, XYXYXY, XYZXX, etc. A ocorrência de diques do tipo simétrico é muito mais comum que os assimétricos (Harker, 1904).

Em diques compostos, comumente, a injeção mais jovem ocupa a porção central do dique. Isso ocorre devido ao resfriamento lateral da massa que gera um plano de fraqueza ao longo da parte central do dique. Em outros casos, no entanto, o contato entre os diques e a rocha circundante constituem planos de fraqueza. Nestes, o material é injetado entre o dique e a rocha circundante, sendo a rocha mais jovem a que ocupa a borda do dique. Além disso, o mais frequente é que o material básico seja o primeiro a ser injetado na abertura da fissura, embora em alguns casos o contrário também é observado (Judd, 1893).

Ao discorrer sobre diques compostos, diversos autores descrevem que a mistura de magmas é um processo comum para a geração de tais rochas. Dentro desse contexto, os aspectos morfológicos, mineralógicos, geoquímicos, e petrogenéticos dessas intrusões formadas por magmas coexistentes altamente contrastantes, têm sido descritos detalhadamente por muitos autores (e.g., Gibson & Walker, 1963; Walker & Skelhom, 1966; Wiebe, 1973; Vogel & Wilband, 1978; Vogel, 1982; Snyder & Tait, 1995; Snyder *et al.*, 1997; Wiebe & Ulrich, 1997; Katzir *et al.*, 2007). Snyder *et al.* (1997), por exemplo, classifica os diques compostos em dois tipos, dependendo da ordem de entrada do líquido na fratura. Essas intrusões podem ser formadas por um centro ácido margeado em ambos os lados por bordas máficas ou por bordas ácidas e um centro máfico. Como resultado, as estruturas formadas e a natureza da mistura serão distintas em ambos os tipos de intrusão. Nos diques formados por margens ácidas, a porção central máfica geralmente é caracterizada pela presença de brechas ou de *pillows* discretas com margens crenuladas. Nas intrusões constituídas por bordas máficas, as margens tendem a ser simétricas em relação ao centro da fratura e são geralmente muito mais finas que a porção central ácida. Os contatos entre as duas litologias são paralelos às paredes do dique sendo geralmente retos à levemente agudos (*sharp*), mas podem ser também abruptos ou gradacionais. Além disso, é comum a ocorrência de enclaves máficos no centro ácido. Tais enclaves possuem dimensões variadas e formas angulares a sub-arredondadas.

Modelos baseados em estudos petrográficos e geoquímicos, como os de Wiebe & Ulrich (1997), são alguns exemplos de estudos que tentam explicar a origem de magmas máficos e félsicos contemporâneos e altamente contrastantes. Além do que, permitem fazer a conexão entre os magmas dos diques compostos com o magmatismo em um plúton. A partir do modelo proposto por esses autores, os diques compostos com margens félsicas,



teriam se formado pela intrusão de diques graníticos em uma câmara magmática máfica existente, permitindo que o magma máfico entrasse em colapso e se misturasse heterogeneamente (*mingling*) com o dique granítico ainda líquido. Nos diques compostos constituídos por margens máficas, Wiebe & Ulrich (1997) propõem que tenham se formado quando diques basálticos romperam um reservatório de magma granítico, permitindo que o magma parcialmente cristalizado da margem da câmara fluísse para o centro dos diques basálticos. Além disso, os autores relatam que esses diques compostos foram reportados somente em sistemas plutônicos e subvulcânicos de nível muito raso. Ainda, destaca-se que diques compostos de caráter sintectônico são raros, sendo que as misturas, portanto, não são frequentemente controladas pelo regime tensional. No entanto, raras intrusões sintectônicas ocorrem a exemplo do complexo Gil-Márquez, no sudoeste da Espanha (Castro *et al.* 1995).

O estudo da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) em diques, principalmente máficos, tem sido extensamente empregado nas últimas décadas (*e.g.* Knight & Walker 1988; Ernst, 1990; Rochette *et al.*, 1991; Rochette *et al.*, 1992; Ernst & Baragar, 1992; Raposo & Ernesto, 1995; Raposo, 1997; Tauxe *et al.*, 1998; Raposo & D'Agrella-Filho, 2000; Wiegand *et al.*, 2017; Montalbano *et al.*, 2016; Raposo, 2017). Uma das primeiras aplicações dessa técnica em diques máficos foi feita por Khan (1962) com o objetivo de determinar as direções de fluxo magmático dessas intrusões. Porém, somente após o estudo de Knight & Walker (1988), que correlacionam os dados de campo com os eixos magnéticos, é que a ASM se tornou uma técnica amplamente utilizada na determinação da direção de fluxo magmático em enxames de diques. Dessa forma, a técnica de ASM ajuda a compreender os mecanismos de posicionamento desses corpos e as relações entre as fontes e as fraturas.

Nesse sentido, estudos similares têm sido realizados também em diques félsicos (*e.g.*, Poland *et al.*, 2004; Chadima *et al.*, 2009). Em diques compostos, no entanto, os estudos de ASM são escassos (*e.g.*, Féménias *et al.*, 2004; Craddock *et al.*, 2008; Eriksson *et al.*, 2011), e em diques compostos sintectônicos em zonas de cisalhamento, ainda não foram relatados tais estudos. No trabalho de Féménias *et al.* (2004), por exemplo, os autores realizam estudo detalhado da ASM em diques simétricos e assimétricos para entender os processos de posicionamento dessas intrusões em relação a um campo de tensão regional. Em outro exemplo, a ASM foi utilizada para determinar as direções de fluxo de diques máficos e compostos em três diferentes localidades (Craddock *et al.*, 2008). Tais autores usaram o principal eixo de suscetibilidade como indicador da direção de fluxo dessas intrusões, o que possibilitou uma interpretação com relação ao mecanismo de posicionamento desses diques. Um estudo de ASM integrado a evidências de campo, em três afloramentos de diques compostos, formados por margens máficas e centro ácido, foi

realizado por Eriksson *et al.* (2011). Nesse estudo, os autores utilizaram o eixo menor de susceptibilidade e a imbricação do plano de foliação magnética para inferir as direções de fluxo magmático, e com isso, construir um modelo geológico evolutivo da intrusão das rochas máficas e félsicas coexistentes.

## 2. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

A caracterização magnética de um material pode ser feita através da magnetização induzida ( $M$ ) por um campo indutor ( $H$ ). Se o material é homogêneo e isotrópico a susceptibilidade magnética ( $k$ ) pode ser representada por meio de uma relação linear entre  $M$  e  $H$ , através da equação:

$$M = k \cdot H \quad (1)$$

como as unidades  $M$  e  $H$  são medidas em A/m no Sistema Internacional de Unidades (SI),  $k$  é um parâmetro adimensional. Em materiais isotrópicos  $M$  é constante e independe da orientação do campo  $H$ . No entanto, em materiais anisotrópicos, como é o caso da maior parte dos minerais constituintes das rochas, suas propriedades físicas variam com a orientação e a intensidade do campo. Dessa forma, quando um campo ( $H$ ) é aplicado a um material magneticamente anisotrópico, a magnetização induzida ( $M$ ) não é mais paralela ao campo aplicado e seus três componentes ortogonais podem ser definidos como:

$$M_i = k_{ij}H_j \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (2)$$

que representa uma forma contraída da expressão:

$$\begin{aligned} M_1 &= k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3 \\ M_2 &= k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3 \\ M_3 &= k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3 \end{aligned} \quad (3)$$

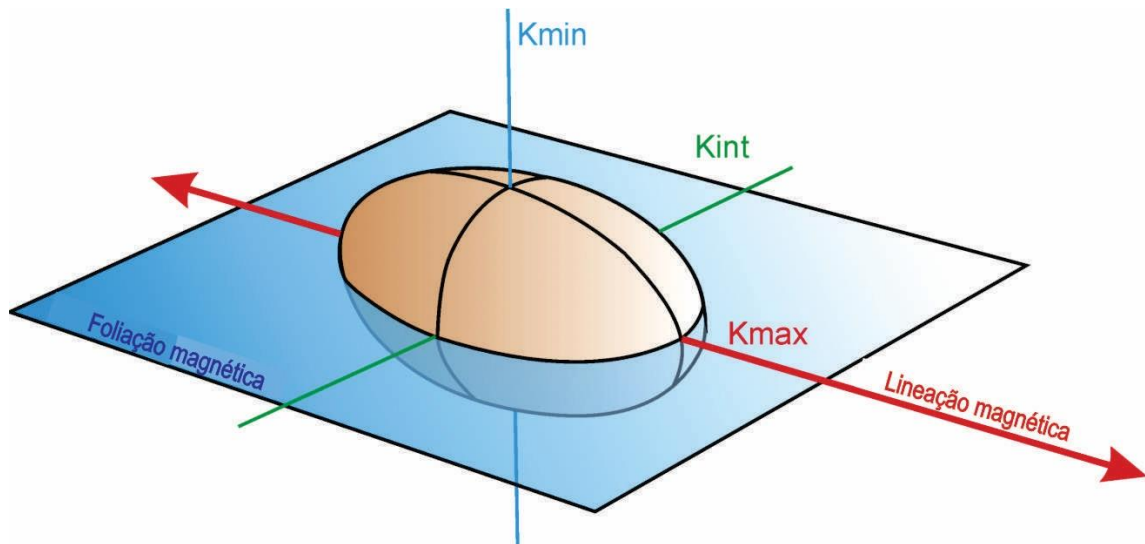
onde  $M_i$  é a magnetização na direção  $i$ ,  $H_j$  é o campo indutor na direção  $j$  e  $k_{ij}$  representa um tensor simétrico de segunda ordem, chamado tensor de susceptibilidade (Nye, 1957; Hrouda, 1982). No sistema cartesiano de coordenadas, os componentes não diagonais do tensor se anulam, restando os termos diagonais que podem ser representados pela seguinte equação:

$$\begin{aligned} M_1 &= k_{11}H_1 \\ M_2 &= k_{22}H_2 \end{aligned} \quad (4)$$

$$M_3 = k_{33}H_3$$

Os componentes  $k_{11}$ ,  $k_{22}$  e  $k_{33}$  são denominados de susceptibilidades principais e suas direções de direções principais. As susceptibilidades principais são usualmente chamadas de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima ou simplificadas como  $k_1 \geq k_2 \geq k_3$  ou  $k_{max} \geq k_{int} \geq k_{min}$ .

O tensor de susceptibilidade pode ser representado geometricamente por um elipsoide triaxial ( $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ ), análogo ao conceito de elipsoide de deformação, sendo o eixo de susceptibilidade máxima ( $k_1$ ) a lineação magnética,  $k_2$  o eixo de susceptibilidade intermediária e o eixo de susceptibilidade mínima ( $k_3$ ) o polo do plano da foliação magnética (plano que contém os eixos  $k_1$  e  $k_2$ ) (Figura 1).

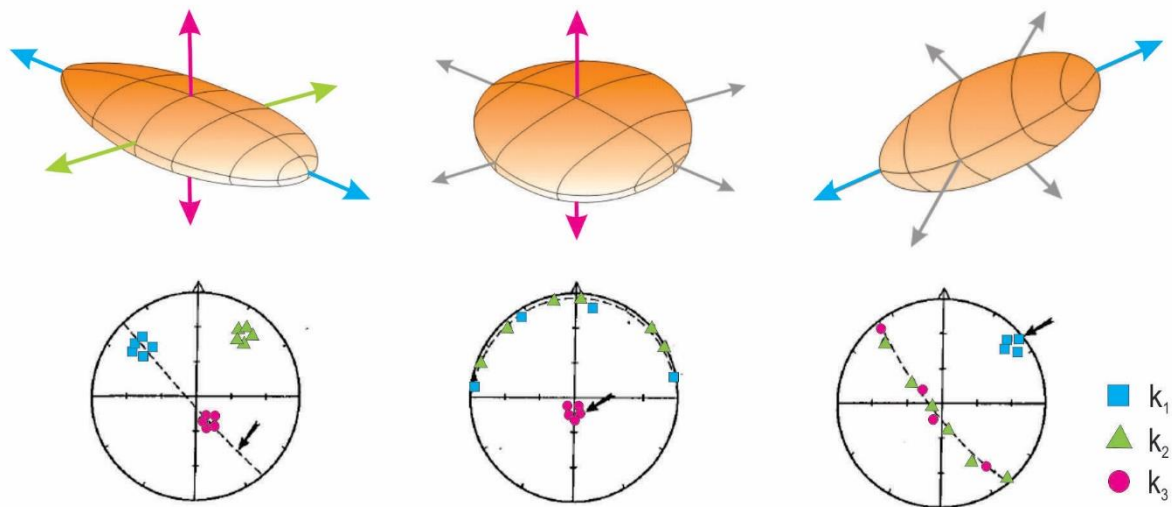


**Figura 1.** Representação tridimensional do elipsoide magnético (Adaptado de Hrouda, 2014).

As direções dos principais eixos de susceptibilidade quando plotadas em projeção estereográfica (equiárea, hemisfério inferior), permitem identificar os elipsoides magnéticos em triaxiais, oblatos ou prolatos. Se os três eixos principais formam distintos grupos, o elipsoide é classificado como triaxial. Se apenas o eixo  $k_3$  encontra-se agrupado e os  $k_1$  e  $k_2$  distribuem-se em um plano normal a  $k_3$ , o elipsoide é considerado oblato. Por fim, se apenas o eixo  $k_1$  encontra-se agrupado e os eixos  $k_2$  e o  $k_3$  distribuem-se em um plano normal a  $k_1$ , o elipsoide é considerado prolato (Figura 2).

$$T = \left[ \frac{2(\ln k_2 - \ln k_3)}{\ln k_1 - \ln k_3} \right] - 1 \quad (5)$$

onde a variação de  $T$  entre 0 e 1 define elipsoides neutros a oblatos, e de 0 a -1 os elipsoides neutros ou prolatos (Figura 2).



**Figura 2.** Representação tridimensional de elipsoides magnéticos com diferentes formas, da esquerda para a direita: triaxial (ou neutro), oblato e prolato. Seus eixos principais de susceptibilidade magnética estão plotados nos respectivos estereogramas (modificado de Tarling & Hrouda, 1993; Hrouda, 2014).

## 2.1 Mineralogia Magnética

No estudo de mineralogia magnética é extremamente importante compreender qual o mineral está portando a remanência e como as rochas foram magnetizadas. Desse modo, é fundamental ter algum conhecimento sobre quais são as fases magnéticas naturais mais importantes, como identificá-las, como elas são formadas e qual é seu comportamento magnético (Tauxe, 2005).

As propriedades magnéticas surgem a partir da movimentação de partículas eletricamente carregadas. Dessa forma, todo material contém uma magnetização que está associada com a rotação axial de seus elétrons, como também com a movimentação orbital em torno de um núcleo (Tarling & Hrouda, 1993). Quando um campo magnético externo é aplicado em qualquer material eles irão adquirir uma magnetização em resposta à aplicação desse campo. O comportamento desses materiais em resposta a um campo magnético aplicado pode ser classificado: diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo (Figura 3).

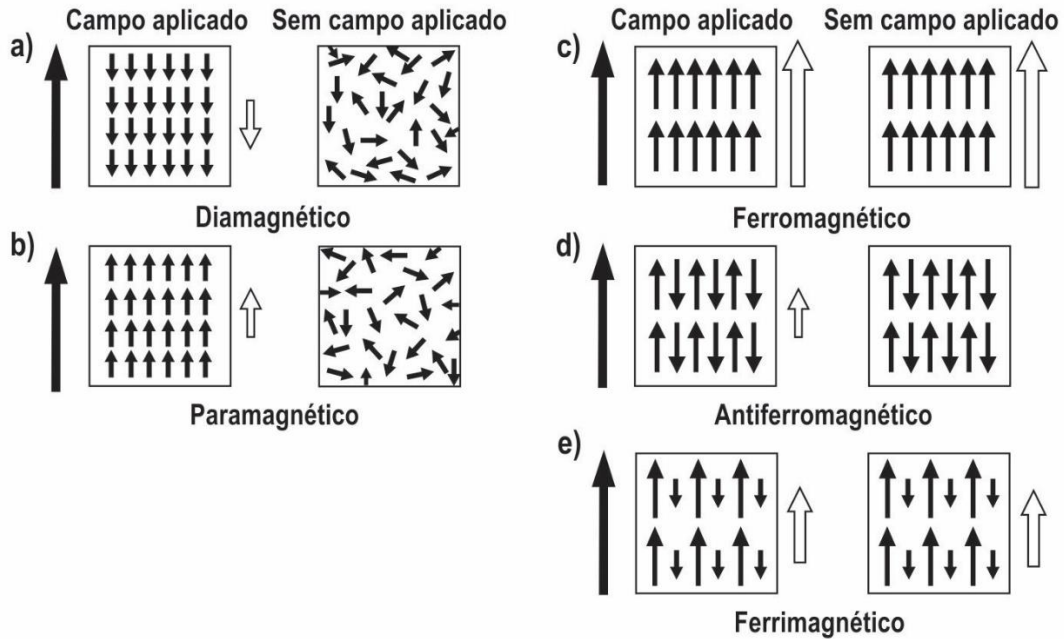
O **diamagnetismo** é o comportamento presente em todas as substâncias naturais (neutras). Quando um campo magnético é aplicado a qualquer substância em que a última camada de elétrons se encontra completa, os *spins* dos elétrons giram e produzem uma magnetização com direção oposta à do campo aplicado (Figura 3a). Essa magnetização é perdida após a remoção do campo (Tarling & Hrouda, 1993). A susceptibilidade

diamagnética é negativa, de intensidade muito fraca, da ordem de  $-1 \times 10^{-5}$  (SI), e independe da temperatura e do campo magnético. Minerais como quartzo, feldspato e calcita, são exemplos de minerais com características diamagnéticas.

O **paramagnetismo** é o comportamento presente em todas as outras substâncias cuja última camada de elétrons está incompleta. Quando um campo magnético é aplicado nessas substâncias, os spins dos elétrons rotacionam e fornecem um momento magnético com a mesma direção do campo magnético aplicado. Quando o campo magnético é retirado das substâncias paramagnéticas, a magnetização é perdida (Figura 3b). A susceptibilidade paramagnética é positiva, independe do campo magnético indutor e decresce com o aumento da temperatura. Os valores de susceptibilidade paramagnética são da ordem de  $10^{-5}$  a  $10^{-4}$  (SI). Olivina, anfibólio, piroxênio, biotita, clorita, mica e ilmenita, são alguns exemplos de minerais paramagnéticos (Tarling & Hrouda, 1993).

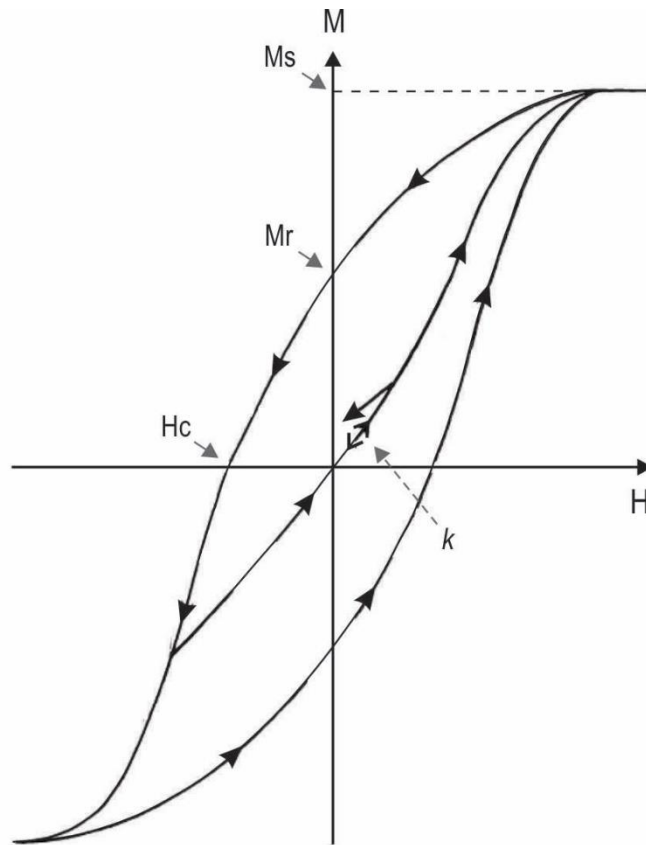
O **ferromagnetismo lato sensu (l.s.)** é caracterizado por uma susceptibilidade magnética positiva muito forte. Ocorre apenas em substâncias nas quais os spins dos elétrons tenham sido acoplados espontaneamente, de modo que, todos os spins individuais se alinhem mesmo na ausência de um campo magnético aplicado (Figura 3c-e). O comportamento ferromagnético l.s. se sobrepõe ao paramagnético e varia com a temperatura (Tarling & Hrouda, 1993). Se as propriedades ferromagnéticas forem destruídas acima de uma determinada temperatura (Temperatura de Curie), esses materiais passam a apresentar um comportamento paramagnético.

Arranjos paralelos e antiparalelos dos momentos magnéticos (spins) também determinam as propriedades magnéticas dos minerais. Nos materiais ferromagnéticos *stricto sensu (s.s.)*, os momentos magnéticos são paralelos e alinhados uniformemente em uma mesma direção (Figura 3c). Nos materiais antiferromagnéticos, os momentos magnéticos são antiparalelos e de mesma intensidade, resultando em uma magnetização nula (Figura 3d). A hematita é um exemplo de mineral pertencente ao grupo de materiais antiferromagnéticos. Em materiais ferrimagnéticos, os momentos magnéticos são antiparalelos, porém, com intensidade distinta, gerando uma resultante espontânea pequena na direção dos momentos mais fortes (Figura 3e, Tarling & Hrouda, 1993). A magnetita é o mineral que melhor representa os materiais ferrimagnéticos.



**Figura 3.** Diferentes formas de magnetização. a – e) Os diagramas do lado esquerdo mostram a magnetização (seta branca) que uma substância adquire quando um campo magnético é aplicado (seta preta). Os diagramas do lado direito ilustram a magnetização após a remoção do campo. a) Material diamagnético torna-se fracamente magnetizado e os spins dos elétrons orientam-se na direção oposta a do campo aplicado, após a remoção do campo os spins dos elétrons orientam-se de maneira aleatória. b) Material paramagnético torna-se fracamente magnetizado orientando-se na mesma direção do campo aplicado, tornando-se aleatória sua orientação logo após a remoção do campo. c – e) Material ferromagnético (*l.s.*) permanecem com seu alinhamento magnético mesmo após a remoção do campo aplicado. c) Material ferromagnético (*s.s.*) adquire e retêm uma magnetização muito forte. d) Os alinhamentos magnéticos dos materiais antiferromagnéticos são exatamente antiparalelo e de mesma intensidade, resultando em uma magnetização nula. e) Os alinhamentos dos materiais ferrimagnéticos são antiparalelos, mas não exatamente da mesma magnitude, de modo que eles adquirem uma fraca magnetização espontânea, residual, na direção dos momentos magnéticos mais fortes (modificado de Tarling & Hrouda, 1993).

Uma característica importante do ferromagnetismo é sua capacidade de produzir histerese, ou seja, o comportamento magnético de um mineral ferromagnético *l.s.* pode ser definido no ciclo de histerese (Figura 4). A susceptibilidade magnética ( $k$ ) é determinada através da primeira curva de magnetização, sob um campo indutor baixo, próxima ao ponto de repouso, considerada linear e reversível. Quando o campo indutor ( $H$ ) é aplicado de maneira crescente, a magnetização torna-se constante até atingir a saturação ( $M_s$ ). Quando o campo indutor é totalmente removido, a magnetização residual passa a adquirir uma magnetização remanente ( $M_r$ ). Ao aplicar um campo magnético na direção oposta, a magnetização volta a ser nula, e o campo magnético produzido na direção inversa é denominado coercividade ( $H_c$ ).



**Figura 4.** Representação de uma típica curva de histerese mostrando a variação da magnetização em função do campo aplicado.  $H$  é o campo aplicado;  $M_s$  é a magnetização de saturação;  $M_r$  é a magnetização remanente;  $H_c$  é a força coerciva ou coercividade;  $k$  representa a susceptibilidade ferromagnética *l.s.* (modificado de Thompson & Oldfield, 1986).

Uma das particularidades do ferromagnetismo é que suas propriedades, tal como, a direção de magnetização, podem variar de acordo com o tamanho de grão. Esta variação está relacionada à presença de domínios magnéticos. Os domínios magnéticos representam pequenas regiões no interior de um cristal que possuem magnetização uniforme. Dependendo do tamanho do cristal, ele pode ser classificado como domínio simples ou monodomínio (*single-domain, SD*), pseudo-domínio simples (*pseudo-single-domain, PSD*) e multidomínio (*multidomain, MD*).

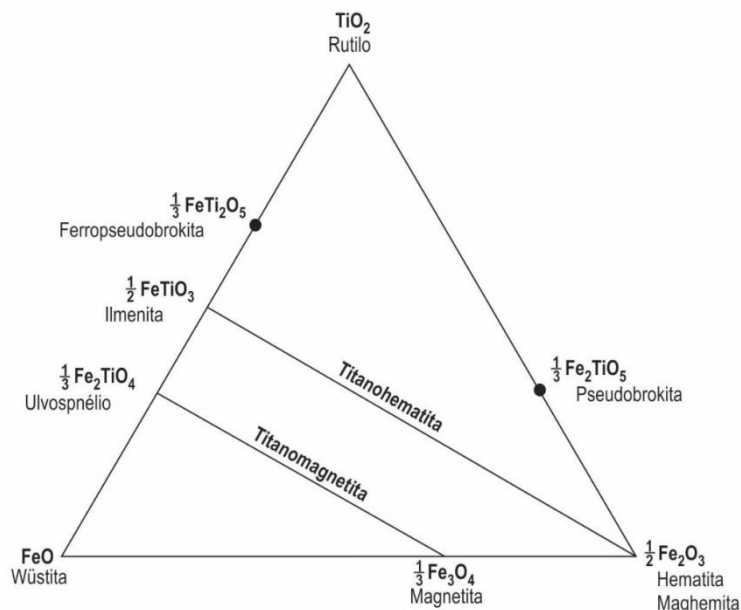
Os grãos com comportamento *SD* são muito pequenos e apresentam uma magnetização muito estável, difícil de remagnetizar, necessitando uma energia muito maior para inverter sua magnetização. Os grãos de comportamento *PSD* ocorrem em uma faixa de transição entre os grãos de tamanho *SD* e *MD*. O intervalo de tamanho de grão *PSD* para a magnetita é de aproximadamente 1 a 10  $\mu\text{m}$ . Os Grãos nesta faixa de tamanho contêm um pequeno número de domínios e podem ter um momento magnético considerável (Butler,

1992). Os grãos de tamanhos maiores (*MD*) apresentam dois ou mais domínios. Esses grãos se subdividem internamente em domínios para minimizar a energia magnetostática.

A dependência da direção da magnetização com a forma dos grãos é outra característica importante dos domínios magnéticos, visto que eles podem afetar a ASM de uma rocha. Nos grãos *MD* a magnetização é paralela ao eixo maior dos grãos, enquanto que nos grãos *SD* a magnetização é perpendicular ao eixo maior. Rochas formadas por grãos *SD* apresentam susceptibilidade máxima perpendicular a direção de alongamento. Essa característica corresponde às tramas inversas (Rochette *et. al.*, 1992).

## 2.2 Óxidos de Ferro e Titânio

Os minerais ferromagnéticos mais importantes encontrados nas rochas são os óxidos de Ferro e Titânio (Fe-Ti). Os óxidos de Fe e Ti são geralmente opacos e estão representados em um diagrama ternário  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  (Figura 5). No diagrama ternário da Figura 5 o vértice inferior esquerdo é representado por  $\text{Fe}^{2+}$  (Wüstita), o vértice inferior direito é representado por  $\text{Fe}^{3+}$  e o vértice superior é representado por  $\text{Ti}^{4+}$ . A razão  $\text{Fe}^{3+}$  para  $\text{Fe}^{2+}$  aumenta da esquerda para a direita, enquanto o conteúdo de  $\text{Ti}^{4+}$  cresce da base para o topo. Os óxidos com essas espécies são FeO (wüstita),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (hematita ou maghemita dependendo da estrutura) e  $\text{TiO}$  (rutilo). Duas séries de soluções sólidas são especialmente importantes para o magnetismo de rochas, as séries das titanomagnetitas e titanohematitas.



**Figura 5.** Diagrama ternário  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ , mostrando as composições dos minerais de óxido de Fe e Ti mais importantes. As linhas contínuas representam as séries de soluções sólidas das titanomagnetitas e titanohematitas (modificado de Butler, 1992).



A magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), um dos membros finais da série das titanomagnetitas, apresenta estrutura de espinélio inversa formando uma rede cúbica de face centrada, cuja cela unitária é formada por um conjunto de quatro unidades. Cada cela é composta por sítios tetraédricos A e sítios octaédricos B. Os sítios A contém oito íons de  $\text{Fe}^{3+}$  cada um fazendo ligações com quatro íons de oxigênio na forma de tetraedros, enquanto os sítios B contém 16 íons de ferro ( $8 \text{Fe}^{2+}$  e  $8 \text{Fe}^{3+}$ ), cada íon fazendo ligações com 6 íons de oxigênio na forma de octaedros. A magnetita apresenta temperatura de Curie de  $580 \text{ }^\circ\text{C}$  e magnetização de saturação  $M_s$  de  $480 \text{ kA/m}$ . Abaixo de cerca de  $120 \text{ K}$ , conhecida como transição de Verwey, existe um rearranjo dos íons de  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  e a rede é ligeiramente distorcida de uma simetria cúbica para monoclínica (Dunlop & Özdemir, 1997).

A série das titanomagnetitas tem composição que varia entre a magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) e o ulvospinélio ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ). Essa série é composta por minerais do sistema cúbico com estrutura de espinélio inversa. Na série das titanomagnetitas, o  $\text{Ti}^{4+}$  substitui o  $\text{Fe}^{3+}$  à medida que o teor de Ti aumenta e, essa substituição, tem um efeito significativo nas propriedades magnéticas da titanomagnetita resultante. A composição química generalizada para a série das titanomagnetitas é  $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ , onde  $x$  varia de  $0,0$  ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , magnetita ou TM0) a  $1,0$  ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ , ulvospinélio ou TM100). Com o aumento de  $x$ , os íons de  $\text{Ti}^{4+}$  substituem um íon de  $\text{Fe}^{3+}$  e um outro íon de  $\text{Fe}^{3+}$  se transforma em  $\text{Fe}^{2+}$  (Butler, 1992). Quando  $x$  é  $0,6$  a titanomagnetita é chamada de TM60 e sua composição é  $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$ .

As titanomagnetitas, em altas temperaturas, formam uma série completa de solução sólida para todos os valores de  $x$ . No entanto, em temperaturas normais, composições intermediárias somente serão preservadas se o resfriamento for rápido, como é o caso das 'pillow lavas' submarinas, as quais resfriam rapidamente quando entram em contato com a água do mar, e formam minerais monofásicos de TM60 (titanomagnetita com 60% de titânio). Se o resfriamento for lento, o sistema se torna mais oxidante com a diferenciação crescente durante o resfriamento e a cristalização do magma. Como resultado, ocorre a formação de intercrescimentos de uma fase rica em Fe (magnetita) e outra fase rica em Ti (ilmenita). Se a oxidação prosseguir, como produto final, haverá a formação de lamelas de ilmenita intercaladas com uma magnetita hospedeira quase pura. Esse processo é conhecido como oxi-exsolução (Dunlop & Özdemir, 1997; Buddington & Lindsley, 1964).

A oxi-exsolução da titanomagnetita é uma das inúmeras transformações *topotáticas* que ocorrem nos óxidos e hidróxidos de ferro. Nesse tipo de transformação, uma fase se converte em outra, enquanto se preservam algumas das direções e planos cristalinos originais, ou seja, ocorre pelo rearranjo dos planos atômicos ao invés da recristalização completa (Dunlop & Özdemir, 1997). O conceito de oxi-exsolução foi introduzido por Buddington & Lindsley (1964) para explicar os intercrescimentos de cristais de ilmenita-magnetita, formados pela exsolução resultante da oxidação de soluções solidas de

magnetita-ulvospinélio. Buddington & Lindsley (1964), descrevem que as texturas de oxidação consistem em lamelas finas de ilmenita-hematita orientada nos planos (111) dos cristais de titanomagnetita. Se ocorrer um aumento crescente do grau de oxidação e difusão, essas lamelas poderão se tornar mais espessas, podendo se tornar grânulos.

A série das titanohematitas tem composição entre a ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) e a hematita ( $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), sua composição química generalizada é  $\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$ , onde x varia de 0,0 para hematita a 1,0 para ilmenita. Ambos cristalizam no sistema romboédrico e sua estrutura é a do coríndon. A temperatura de Néel para hematita é de aproximadamente 675 °C, enquanto a transição de Morin ocorre em temperaturas abaixo de -15 °C, na ilmenita a temperatura de Néel é de 218 °C (Dunlop & Özdemir, 1997).

## **CAPITULO III**

### **MATERIAIS E MÉTODOS**

Considerando a problemática dos Diques Compostos da Suíte Intrusiva Zimbros, caracterizada pela ausência de uma trama linear bem desenvolvida nas porções básicas dos diques compostos e diques básicos isolados associados às intrusões compostas, foram utilizadas diferentes ferramentas no âmbito de ASM e magnetismo de rocha. Dessa forma, este capítulo está subdividido em:

(i) Atividades previamente desenvolvidas, que envolveu o trabalho de campo e amostragem da ASM, bem como a preparação das amostras; e as análises da ASM, que foram feitas em todos os sítios amostrados dos diques compostos e diques básicos isolados. Por fim, foram reunidos os materiais pré-existentes do estudo da ASM, para organizar a etapa de refinamento da mineralogia magnética, bem como realizar o estudo de magnetismo de rocha, detalhados no presente trabalho.

(ii) Estudo da mineralogia opaca por meio das análises de MEV; estudo da mineralogia magnética; e, por fim, o estudo detalhado do magnetismo de rocha, que envolveu as etapas de preparação das amostras e as análises das mesmas.

#### **1. Atividades previamente desenvolvidas**

Estudos de ASM foram previamente realizados pela autora desta dissertação durante seu trabalho de graduação intitulado “Caracterização magnética e estrutural dos Diques Compostos da Enseada dos Zimbros, SC”. Os estudos de ASM em conjunto com o estudo preliminar da Mineralogia magnética, em algumas amostras dessas intrusões, tiveram como objetivo caracterizar a trama magnética dos diques compostos e dos diques básicos isolados associados às intrusões compostas. Os dados apresentados e discutidos neste trabalho referem-se a duas ocorrências de diques compostos na Enseada dos Zimbros, reportados como segmentos sul e norte (pontos 198 e 288, respectivamente).

## **2. Trabalho de campo e amostragem**

O trabalho de campo foi desenvolvido em duas ocorrências de diques compostos ao longo da Enseada dos Zimbros, na região de Bombinhas (SC). O campo teve como objetivo a coleta de testemunhos cilíndricos, para a realização do estudo de anisotropia de susceptibilidade magnética nos diques compostos e diques básicos isolados associados às intrusões compostas, além de diques básicos.

A coleta das amostras nos diques compostos e nos diques básicos isolados foi feita seguindo uma malha regular de pontos. Nos diques compostos foram amostradas as bordas básicas SE e NW; o centro ácido, nas margens e no núcleo. Enclaves máficos microgranulares foram amostrados nas margens e no centro dos diques. Nos diques básicos isolados também foram amostrados as margens e o núcleo dos corpos. Em cada afloramento foi feito um croqui esquemático com a localização dos cilindros amostrados. Além disso, em cada sítio amostrado, foram coletados dados estruturais de foliação e lineação, quando presente nas rochas básicas.

A amostragem para este tipo de trabalho é feita por uma perfuratriz adaptada portátil da marca STIHL, movida a gasolina que utiliza uma broca cilíndrica oca de 1” de diâmetro e 20 centímetros de comprimento, cuja extremidade diamantada serve para perfurar a rocha. Acoplada a essa máquina, encontra-se uma bomba manual responsável pela injeção de uma mistura de água e óleo solúvel biodegradável, que serve para atenuar o atrito promovido entre a broca e a rocha, conseqüentemente, refrigerando o motor (Figura 6a e b).



**Figura 6.** Procedimento de amostragem: a) perfuração realizada com uma perfuratriz portátil adaptada com broca diamantada e sistema de refrigeração (bomba com mistura de água e óleo solúvel) para diminuição do atrito durante a perfuração. b) Detalhe da perfuratriz utilizada com broca diamantada.

Após a perfuração, a orientação dos cilindros amostrados é determinada utilizando-se uma bússola do tipo *Brunton*, acoplada a uma haste cilíndrica oca, a qual é encaixada no afloramento perfurado, e uma bússola solar para corrigir possíveis interferências no caso de a rocha ser fortemente magnética (Figura 7a-i e ii). Terminada a etapa de orientação, o cilindro é retirado do afloramento e marcado com marcador permanente por toda a amostra para registrar a orientação da mesma (Figura 7b e c). A coleta das amostras dos segmentos sul e norte, resultou em um total de 09 sítios, onde foram retirados aproximadamente 10 cilindros por sítio, cada um deles com 2,5 cm de diâmetro e de 3 a 15 cm de comprimento.





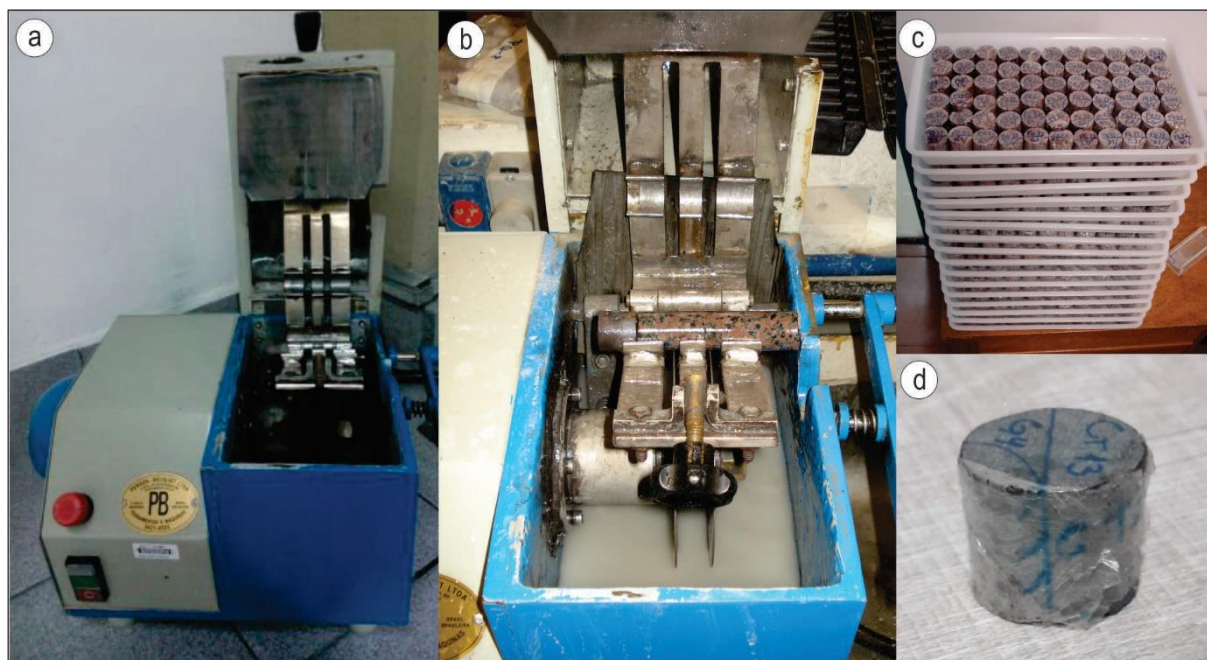
**Figura 7.** Procedimentos de orientação dos cilindros. a) orientador com haste cilíndrica de alumínio com ranhura na base (i) e bússola magnética acoplada no topo da haste cilíndrica, transferidor de 360° e haste de metal para fazer a leitura do azimute solar (ii); b) detalhe do clinômetro para medir a inclinação do furo; c) marcação do referencial geográfico no cilindro após sua orientação.

### 3. Preparação das amostras

A preparação das amostras para a investigação dos métodos de ASM e magnetismo de rocha (curvas termomagnéticas, curvas de histerese, aquisição da magnetização remanente anisterética parcial - MRAP e curvas de aquisição de magnetização remanente isoterma - MRI), foi realizada no Laboratório de Tratamento de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LTA-IGc USP). Para as análises de microscopia eletrônica (MEV), as lâminas pré-existentes dos diques compostos e do dique básico isolado foram preparadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS).

Para a investigação da ASM, os cilindros foram serrados em espécimes padrão de 2,2 cm de altura por 2,5 cm de diâmetro, resultando em um total de 294 espécimes referentes aos dos segmentos sul e norte (Figura 8a e b). Depois de serrados, cada espécime foi renomeado e marcado de maneira a facilitar o posicionamento dos mesmos na hora da aquisição das medidas magnéticas (Figura 8c). Após esses procedimentos os

espécimes foram embalados em filme de PVC para prevenir qualquer tipo de contaminação nos equipamentos (Figura 8d).



**Figura 8.** Preparação das amostras para as análises da ASM. a) Serra utilizada para o corte dos cilindros em espécimes padrão. b) Corte dos cilindros em espécimes de 2,2 cm de altura por 2,5 cm de diâmetro. c) Espécimes renomeados e marcados. d) Detalhe de um espécime embalado em filme de PVC para prevenção de qualquer tipo de contaminação.

Para a investigação das curvas termomagnéticas e curvas de histerese, os espécimes selecionados foram desagregados (quebrados) em uma prensa com os devidos cuidados para evitar que ocorresse contaminação das amostras. Posteriormente os fragmentos gerados na prensa foram reduzidos em um moinho de ágata a uma fração muito fina. Para a investigação das curvas de MRAp e MRI, as análises foram feitas diretamente em espécimes previamente selecionados das diferentes porções dos diques compostos e diques básicos isolados associados às intrusões compostas.

Para as análises de MEV, foram selecionadas lâminas delgadas pré-existentes referente às bordas básicas, centro ácido e enclaves máficos dos diques compostos e dique básico isolado associado às intrusões compostas. As lâminas delgadas foram metalizadas com carbono e cuidadosamente polidas, para evitar irregularidades que possam interferir na qualidade das imagens, para posteriormente serem analisadas no MEV.

#### 4. Obtenção dos dados de ASM

As medidas de susceptibilidade magnética e a aquisição da anisotropia de susceptibilidade magnética das amostras foram realizadas no Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas da Universidade de São Paulo (LAM – IGc USP).

As amostras foram analisadas no Susceptibilímetro KAPPABRIDGE MFK1 – FA da AGICO (Figura 9). A obtenção das medidas de cada espécime baseia-se na leitura de três eixos, x, y e z, ortogonais entre si (em três posições distintas do espécime), e na leitura do valor de anisotropia total. O procedimento consiste em colocar o espécime no *holder* de amostras do susceptibilímetro e, em seguida, medir cada um dos seus três eixos por meio de um sistema automatizado que rotaciona o espécime durante o processo. Durante a rotação de cada eixo, são feitas 64 medidas de diferentes susceptibilidades magnéticas. Além de uma última leitura para medir a anisotropia total do espécime. As correções para a posição original da amostra em relação ao norte geográfico são feitas para cada espécime pelo próprio *software*, utilizando a orientação de cada cilindro obtida em campo. O processamento dos dados foi feito com o *software* ANISOFT 5 (AGICO Ltd., República Tcheca), o qual utiliza a estatística de Jelinek (1978) e o método *bootstrap* de Constable & Tauxe (1990). O *software* realiza uma estatística que gera uma média para cada eixo, além dos parâmetros de anisotropia magnética: grau de anisotropia ( $P$ ), parâmetro de forma ( $T$ ), susceptibilidade magnética média ( $k_m$ ), foliação magnética ( $F$ ) e lineação magnética ( $L$ ).



**Figura 9.** Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA utilizado para a aquisição dos dados de ASM (extraído de AGICO Ltd., República Tcheca).



## 5. Magnetismo de Rocha

A fim de identificar quais os portadores magnéticos das rochas básicas e ácidas dos diques compostos e diques básicos isolados associados às intrusões compostas, como também o tamanho de grão desses minerais ferromagnéticos *l.s.*, realizou-se alguns experimentos: determinação das curvas termomagnéticas, determinação das curvas de histerese, determinação da magnetização remanente anisterética parcial (MRAp) e magnetização remanente isotermal (MRI).

(i) As medições das curvas termomagnéticas contínuas de baixa e alta temperatura (variações de susceptibilidade versus temperatura, K-T), foram feitas com os aparatos CS-3 e CS-3L acoplados ao instrumento Kappabridge 4S fabricado pela AGICO. Para a aquisição das curvas em alta temperatura, os espécimes foram aquecidos progressivamente até uma temperatura em torno de 700 °C em atmosfera de argônio e, em seguida, resfriadas até à temperatura ambiente. Para a aquisição das curvas em baixa temperatura, as amostras foram resfriadas com o uso de nitrogênio líquido até uma temperatura em torno de -195 °C, e logo em seguida, aquecidas até a temperatura ambiente.

(ii) As análises das curvas de histerese foram obtidas em temperatura ambiente com um magnetômetro VSM-Nuvo (Molspin, UK) em campos de até 1 T.

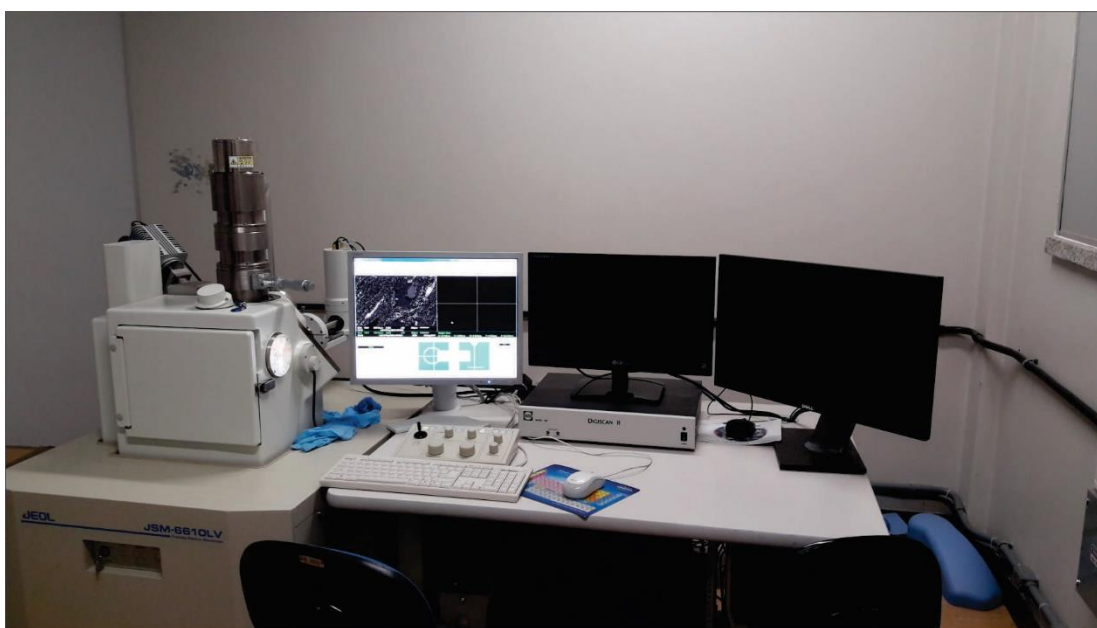
(iii) As análises da Magnetização Remanente Anisterética Parcial (MRAp) foram feitas em amostras representativas dos diques básicos isolados, bordas básicas e centros ácidos dos diques compostos dos segmentos sul e norte. Os espectros de coercividade remanente anisterética foram determinados através do procedimento de magnetização de remanência anisterética parcial – MRAp descritos por Jackson *et al.* (1988, 1989) e, as medidas foram realizadas pelos magnetômetros JR5A e JR6-A (AGICO Ltd). A aquisição das curvas de MRAp foi feita por meio da aplicação de um campo alternado (AF) em intervalos de 10 mT até que atingir um pico de 200 mT, com a sobreposição de um campo contínuo (DC – *steady field*) de 0,01 mT, medindo-se a cada intervalo a magnetização remanente da amostra. Os cristais que apresentarem forças coercivas remanentes (Hcr) dentro do intervalo de campo aplicado irão adquirir magnetização (MRA), enquanto os demais cristais permanecerão desmagnetizados.

(iv) As análises das curvas de Magnetização Remanente Isotermal (MRI) foram feitas em amostras representativas dos diques básicos isolados, bordas básicas e centros ácidos dos diques compostos dos segmentos sul e norte. As medidas foram feitas através de um magnetômetro tipo “pulse” MMPM9 (*magnetic measurements*). Para a aquisição das curvas de MRI as amostras foram submetidas a um campo magnético, inicialmente de 5 ou 10 mT,

seguido de campos sucessivos com intervalos de 20 em 20 mT até 300 mT e de 40 em 40 mT até 600 mT, até atingir um valor máximo e constante de magnetização das amostras.

## 6. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foram realizadas em 04 lâminas representativas, com o objetivo de caracterizar os minerais opacos que constituem as diferentes porções dos diques compostos e básicos isolados próximos às intrusões compostas, assim como complementar o estudo de mineralogia magnética. As análises foram feitas em lâminas delgadas metalizada com carbono e analisadas através de um microscópio eletrônico de varredura modelo JEOL 6610-LV acoplado um sistema EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) modelo Bruker Nano X Flash detector 5030, que permite a análise química pontual nas lâminas (Figura 10).



**Figura 10.** Microscópio eletrônico de varredura (MEV) modelo JEOL JSM 6610-LV acoplado a um sistema EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*), do Laboratório de Geologia isotópica (LGI-UFRGS).

1  
2  
3  
4  
5  
6  
7  
8  
9  
10  
11  
12  
13  
14  
15  
16  
17  
18  
19  
20  
21  
22  
23  
24

## CAPITULO IV

### ARTIGO SUBMETIDO AO *JOURNAL OF GEODYNAMICS*

#### **Magnetic fabric data on interactive syntectonic magmas of contrasting composition in composite dikes from south Brazil**

Camila Rocha Tomé <sup>a\*</sup>, Maria de Fátima Bitencourt <sup>a</sup>, M. Irene B. Raposo <sup>b</sup>, Jairo F. Savian <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGEO), Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil

<sup>b</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-080, São Paulo, Brazil

\* Corresponding author.

E-mail address: ([camilarocha.tome@gmail.com](mailto:camilarocha.tome@gmail.com)).

#### **Abstract**

The composite dikes of the Zimbros Bay in the Porto Belo-Bombinhas region, southern Brazil, are emplaced in the late stages of post-collisional magmatism, at *ca.* 590 Ma as NE-striking, subvertical tabular bodies intrusive in basement orthogneisses. The composite dikes are formed by a felsic core containing a swarm of mafic microgranular enclaves, bordered on both sides by mafic material of irregular thickness, and individual mafic dikes parallel to the main intrusion. The felsic and mafic rocks contain a well-developed magmatic foliation with solid-state deformation near the contacts. Stretching lineation is horizontal to sub-horizontal

25 and better developed in the felsic rocks. The absence of a well-developed linear fabric in the  
26 mafic rocks makes it difficult to investigate their emplacement based on conventional  
27 structural data. In order to investigate the relationship between contemporaneous mafic and  
28 felsic rocks, as well as to understand the emplacement of these intrusions in relation to the  
29 transcurrent tectonics, a study on the magnetic fabric was made using anisotropy of magnetic  
30 susceptibility (AMS) and rock magnetism techniques for composite and individual mafic  
31 dikes. Magnetic mineralogy of both dikes is predominantly controlled by ferromagnetic  
32 minerals (e.g. magnetite and Ti-poor titanomagnetite), with little contribution of  
33 paramagnetic minerals. The rock magnetism study shows that the magnetite grains have  
34 varied sizes. Individual mafic dikes have small grain sizes (about 0.75  $\mu\text{m}$ ), whilst in the  
35 mafic borders, sizes vary from 0.75 to 2-3  $\mu\text{m}$ . Felsic cores have large grain sizes, ranging  
36 from 2-3 to 25  $\mu\text{m}$ . SEM data show oxyexsolution textures in the felsic core samples and in  
37 samples of individual mafic dikes. Only Ilmenite is found in the mafic border samples, either  
38 as anhedral grains or as thin lamellae, interpreted to result from intense oxyexsolution of  
39 magnetite. Increasing oxyexsolution degrees observed in samples from individual mafic dikes  
40 to felsic cores and mafic borders suggest different degrees of interaction between the original  
41 magmas. The studied intrusions show normal magnetic fabrics, with subvertical magnetic  
42 foliation ( $k_1$ - $k_2$  plane) and subhorizontal ( $k_1$ ) lineation. Magnetic data are concordant with  
43 structural field measurements and indicate sub-horizontal magma flow during emplacement.  
44 The much larger volume and size of enclaves found in the southern portion of the dike is  
45 compatible with its northward directed emplacement. The obtained magnetic data are also in  
46 agreement with the syntectonic emplacement of the composite dikes relative to the  
47 transcurrent movement of the Major Gercino Shear Zone.

48 *Keywords:* Anisotropy of magnetic susceptibility; Composite dikes; Rock magnetism;  
49 Magnetic fabric.

---

## 50 1. Introduction

51 Composite dikes are formed by different magmas, commonly of contrasting  
52 composition, emplaced along the same fissure. This type of intrusion is widely known and has  
53 been studied for many years (e.g. Judd, 1893; Harker, 1904; Gibson and Walker, 1963;  
54 Walker and Skelhorn, 1966; Wiebe, 1973, Wiebe et al., 1997; Snyder et al., 1997). According  
55 to Snyder et al. (1997), composite dikes may show either felsic core and mafic border, or  
56 mafic core with felsic border. They most frequently consist of mafic borders and almost  
57 always appear to be associated with larger, apparently contemporaneous intrusive complexes  
58 (Wiebe et al., 1997). Studying composite dikes is especially important because these  
59 intrusions can provide information about plutonic and subvolcanic plumbing systems, and  
60 may record the parallel evolution of contrasting magmas that may or may not come from  
61 different sources.

62 Studies of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in granitic rocks have been  
63 used to characterize their magnetic fabric which may in turn be correlated to magma  
64 emplacement mechanisms and regional tectonics (e.g. Archanjo et al., 1994, 2002; Trindade  
65 et al., 1999; Bouchez, 2000; Salazar et al., 2008; Lyra et al., 2018). Studies of AMS have also  
66 been widely applied to dikes, especially mafic ones, in order to investigate magmatic flow  
67 geometry and emplacement in rocks whose texture is practically isotropic at macroscopic  
68 scale (e.g. Knight and Walker 1988; Ernst, 1990; Rochette et al., 1991; Rochette et al., 1992;  
69 Ernst and Baragar, 1992; Raposo and Ernesto, 1995; Raposo, 1997; Tauxe et al., 1998;  
70 Raposo and D'Agrella-Filho, 2000; Cañon-Tapia, 2004; Craddock et al., 2008; Wiegand et al.,  
71 2017; Raposo, 2017). Knight and Walker (1988), when comparing the magnetic fabric with  
72 the macroscopic surface dike lineaments of the Koolau Complex, show that if there is a good  
73 grouping of the maximum axis ( $k_1$ ) and if the minimum axis ( $k_3$ ) is perpendicular to the dike  
74 plane, then  $k_1$  may represent the magma flow direction. Therefore, the resulting correlation

75 between field data and magnetic axes has made AMS a powerful technique to infer magma  
76 flow direction in dikes.

77 AMS is used in petrofabric and structural studies because of the correlation between  
78 rock mineral fabric and the magnetic susceptibility ellipsoid reported in the literature (e.g.  
79 Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Féménias et al., 2004; Borradaile and  
80 Jackson, 2010; Ferré et al., 2014). Most of these studies are carried out either in granitic  
81 plutons or dikes of various compositions. However, AMS studies in composite dikes,  
82 especially those involving coeval magmas of contrasting composition, are scarce (e.g.  
83 Craddock et al., 2008; Eriksson et al., 2011), and no study is yet reported from syntectonic  
84 composite dikes in shear zones.

85 The composite dikes described in this paper are part of a dike swarm emplaced along  
86 an active transcurrent shear zone in southern Brazil. We have investigated the internal  
87 magnetic fabric of these intrusions by AMS and rock magnetism techniques in order to: (i)  
88 compare the magnetic planar fabric with the planar structural fabric of mafic and felsic rocks;  
89 (ii) determine the linear magnetic fabric of the mafic rocks, since their structural lineation is  
90 poorly developed, and to compare the linear magnetic fabric with the structural lineation in  
91 the felsic rocks; (iii) understand which minerals are responsible for the AMS in each case; and  
92 (iv) understand the relationship between the magnetic and structural fabric marked in the  
93 felsic and mafic rocks and discuss the relative timing of these intrusions.

94

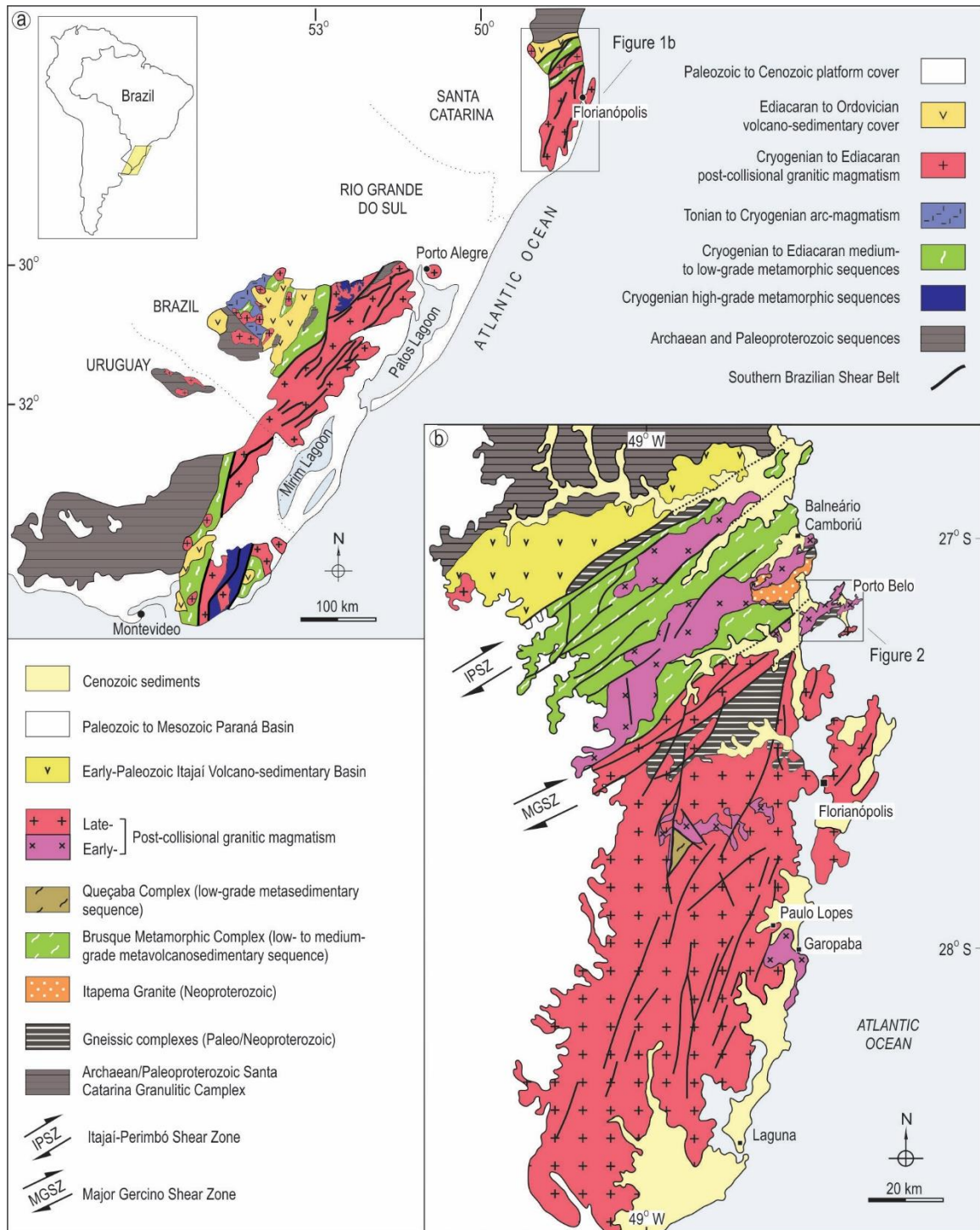
## 95 **2. Geological setting**

### 96 **2.1. Regional geology**

97 The southern segment of the Mantiqueira Province (MP) (Almeida et al., 1981)  
98 comprises shield areas from Uruguay and southern Brazil (states of Rio Grande do Sul and  
99 Santa Catarina). This segment is part of a Neoproterozoic orogenic system known as Dom  
100 Feliciano Belt (DFB), limited by Archean and Paleoproterozoic rock sequences best exposed

101 in Uruguay. In southern Brazil, the DFB comprises, from west to east, juvenile magmatic arc  
102 rocks, low to medium-grade metamorphic sequences partly covered by volcano-sedimentary  
103 rocks, and a massive post-collisional granitic belt (Fig. 1a). Post-collisional granitic  
104 magmatism (ca. 650 - 580 Ma) was controlled, in successive stages, by a translatospheric  
105 discontinuity (Southern Brazilian Shear Belt -SBSB, Bitencourt and Nardi, 2000) formed by a  
106 set of shear zones of similar ages and compatible kinematics.

107         In the state of Santa Catarina (Fig. 1b), two regional scale structures are recognized as  
108 part of the SBSB - the Itajaí-Perimbó Shear Zone (IPSZ) and the Major Gercino Shear Zone  
109 (MGSZ), which thus divide these shield areas into North, Central and South domains. The  
110 North Domain comprises basement and cover sequences north of the Itajaí-Perimbó Shear  
111 Zone, as the Paleoproterozoic Santa Catarina Granulitic Complex and Neoproterozoic Itajaí  
112 and Campo Alegre basins. The Central Domain comprises the area between the IPSZ and  
113 MGSZ. The main units comprise low- to medium-grade metamorphic sequences intruded by  
114 several, NE-elongate granitic bodies. The South Domain, located south of the MGSZ,  
115 comprises the Neoproterozoic granitic rocks of the Florianópolis Batholith and its basement,  
116 formed by discontinuous gneiss complex of either Paleoproterozoic or Neoproterozoic ages  
117 (Florisbal et al., 2012).



118

119 Figure 1. a) Location and outline of main geological and structural features of the Dom  
 120 Feliciano Belt and its basement in southern Brazil and Uruguay. (modified from Bitencourt  
 121 and Nardi, 2000). b) Geological units and tectonic domains in the state of Santa Catarina,  
 122 Brazil, with indication of the Porto Belo peninsula (modified from Bitencourt and Nardi,  
 123 2004).

124

125

The Porto Belo-Bombinhas region is located on the northern limit of the South

126

Domain. It is almost entirely contained in the northeastern extreme of the MGSZ (Fig. 2),



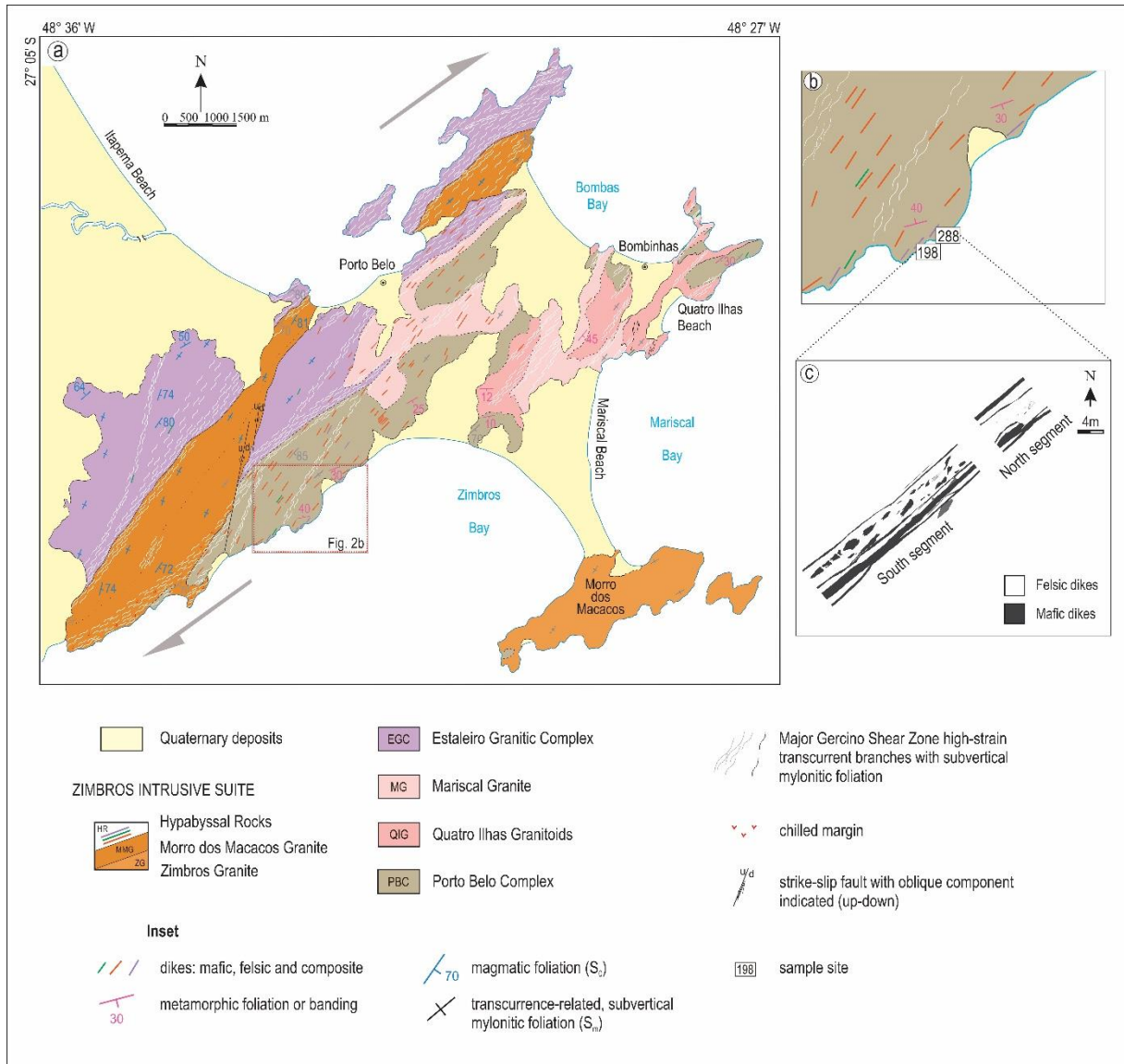
127 except for the southeastern end of the area, in which the structures related to this zone are  
128 poorly developed. The MGSZ is a NE-striking, dextral transcurrent shear zone with  
129 subordinate oblique component (Bitencourt et al., 1989a; Bitencourt, 1996) considered to be  
130 one of the numerous branches that make up the SBSB (Bitencourt and Nardi, 2000). In the  
131 study region, the MGSZ consists of a 5-6 km wide and 14 km long mega-structure interpreted  
132 to have controlled the ascent and emplacement of granitic and coeval mafic magmas  
133 (Bitencourt, 1996; Bitencourt and Nardi, 2000).

134 The basement rocks in this region feature an association of orthogneisses with  
135 protolith crystallization age reported as  $799 \pm 8$  Ma (LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon, De Toni,  
136 2019) and  $646 \pm 15$  Ma (U-Pb TIMS zircon, Chemale Jr. et al., 2012), named Porto Belo  
137 Complex (PBC) by Florisbal et al. (2012) (Fig. 2a). According to Florisbal et al. (2012), the  
138 PBC rocks have an originally flat-lying metamorphic / mylonitic gneissic banding, whose  
139 geometry is modified by early and late folds, and intensely transposed by the transcurrent  
140 movement along the MGSZ.

141 The Quatro Ilhas Granitoids (QIG) and Mariscal Granite (MG) (Bitencourt, 1996;  
142 Florisbal et al., 2012) correspond to the oldest set of syntectonic Neoproterozoic granites to  
143 intrude the basement rocks. The QIG comprise foliated, coarse to very coarse-grained,  
144 porphyritic biotite monzogranite to granodiorite. They form NS- to NNE-trending elongate  
145 bodies with U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon ages reported at  $625 \pm 7$  Ma and  $614 \pm 4$  Ma  
146 (Florisbal et al., 2012). The MG comprises fine- to medium-grained syeno to monzogranites  
147 of heterogranular texture, with local porphyritic texture marked by sparse megacrystals of up  
148 to 1.5 cm of plagioclase and K-feldspar in heterogranular matrix. LA-MC-ICP-MS U-Pb  
149 zircon ages of  $609 \pm 8.3$  Ma are reported by Florisbal et al. (2012).

150 The Estaleiro Granitic Complex (EGC) intrudes QIG and MG during the main  
151 transcurrent movement of the MGSZ, with magmatic age of  $611 \pm 2$  Ma ( LA-MC-ICP-MS  
152 U-Pb zircon) reported by Peruchi (2019). The Zimbros Intrusive Suite (ZIS) comprises two

153 plutonic and one hypabyssal subunits (Bitencourt, 1996). LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon data  
 154 reported by Chemale Jr. et al. (2012) indicate the contemporaneity of plutonic and  
 155 subvolcanic magmatism emplaced in the shear zone and away from deformation sites within  
 156 the interval of 587 to 590 Ma.



157

158 Figure 2. a) Geological map of the Porto Belo - Bombinhas region with indication of the  
 159 studied composite dikes at the Zimbros Bay (Modified from Bitencourt, 1996). b) Detail of  
 160 the distribution of the dikes relative to basement foliation and transcurrent high-strain zones.  
 161 c) Sketch of the south and north segments of the studied dike.

## 162 2.2. The Zimbros Intrusive Suite

163 The ZIS plutonic unit emplaced along the shear zone is the Zimbros Granite (LA-ICP-  
 164 MS,  $587 \pm 8$  Ma). It comprises foliated biotite syeno- to monzogranites of heterogranular

165 texture intrusive in the Porto Belo and Estaleiro complexes. The plutonic unit intrusive out of  
166 the main deformation sites is the Morro dos Macacos Granite (MMG) (U-Pb TIMS,  $588 \pm 3$   
167 Ma), whilst felsic hypabyssal rocks were dated at  $587 \pm 9$  Ma (zircon SHRIMP, Chemale Jr.  
168 et al., 2012).

169 The MMG is a mafic-poor (less than 5%), quartz rich, medium-grained biotite syeno-  
170 to monzogranites of equigranular to heterogranular texture, with absent or poorly-developed  
171 foliation, and no visible linear fabric. These rocks show no contact relations with the other  
172 ZIS members, and only a small area of host rocks is mapped in the southwestern portion of  
173 the peninsula. The hypabyssal subunit comprises the Felsic Hypabyssal Facies (FHF) and  
174 Mafic Hypabyssal Facies (MHF). The composite dikes of the Zimbros Bay (Bitencourt et al.,  
175 1989b) are attributed to the hypabyssal subunit (Fig. 2b).

176 The ZIS hypabyssal rocks intrude the Porto Belo Complex, the Quatro Ilhas  
177 Granitoids, the Mariscal Granite and the Estaleiro Granitic Complex. They form a km-wide  
178 dike swarm to the southeast of the Zimbros Granite, with minor amount of intrusions outside  
179 the main swarm zone. The dike swarm NE-orientation and steep dips are controlled by the  
180 geometry of the transcurrent shear zone, but its most significant location is a low-strain zone  
181 where mylonitic foliation related to the MGSZ is poorly-developed or absent, and the main  
182 structure is related to the Porto Belo Complex EW-striking gneissic banding.

183 **FHF** rocks have rhyolitic to dacitic composition, with porphyritic texture marked by  
184 K-feldspar, plagioclase, and subordinate quartz phenocrysts set in a fine-grained, biotite-  
185 bearing quart-feldspathic matrix. Mafic microgranular enclaves of centimetre to metre size  
186 and mafic to intermediate composition are abundant, generally elongate or at low angle to the  
187 magmatic foliation. The foliation is steeply-dipping to subvertical, and well-developed  
188 parallel to the intrusion contacts, bearing a sub-horizontal lineation that may plunge up to  $30^\circ$   
189 to the SW.

190 Concordant ductile deformation features are developed to variable degrees, especially  
191 in quartz phenocrysts. In thicker bodies, the foliation often shows a sigmoidal shape, so that  
192 NNE-striking magmatic foliations predominate at the core. Toward the borders, foliation  
193 progressively acquires a significant solid-state deformation component and rotates toward NE  
194 trends on both sides to become parallel to the contacts (Bitencourt et al., 1995). The rock  
195 texture becomes porphyroclastic, with stretched feldspars and ribbons of blue quartz. The  
196 stretching lineation of quartz and feldspar becomes well developed mainly at the intrusion  
197 borders, but keeps parallel to the mineral lineation. At the centre of some intrusions, narrow  
198 and discrete zones develop, marked by intense mylonitization and grainsize reduction, where  
199 only ribbons of blue quartz remain distinguishable in an ultramylonitic matrix (Bitencourt,  
200 1996).

201 **MHF** rocks consist mainly of diabase, as individual dikes associated or not with  
202 composite intrusions, or forming their mafic borders. They are very fine grained to aphanitic  
203 and contain plagioclase, pyroxene, amphibole and ilmenite. At the borders of composite  
204 intrusions, or near them, lenticular or ameboid xenocrysts of blue quartz are common. Both  
205 magmatic and mylonitic foliations are parallel to the intrusion contacts.

206 The **Composite Dikes of the Zimbros Bay** are described by Bitencourt (1996) as  
207 tabular intrusions comprised of coeval mafic and felsic hypabyssal ZIS rocks (MHF and  
208 FHF). The intrusions are about 3 to 6 m thick, up to 200 m long, and found only at the  
209 Zimbros Bay area (Fig. 2b). The felsic cores contain swarms of mafic microgranular enclaves  
210 of variable size and orientation, and on both sides there are mafic borders of irregular  
211 thickness. Individual mafic dikes are parallel to the main intrusion. The mafic rocks are fine to  
212 very fine grained quartz-hypersthene basalts (Bitencourt and Nardi, 1993) containing  
213 clinopyroxene, amphibole, plagioclase, ilmenite, and subordinate biotite. Elongate quartz  
214 crystals are locally found, bordered by thin, fine-grained amphibole or pyroxene crown. The  
215 felsic core is composed of rhyolites and dacites of porphyritic texture, with phenocrysts of

216 perthitic K-feldspar, plagioclase and quartz set in fine to very fine, biotite-bearing quartz-  
217 feldspathic matrix, with subordinate amphibole. The accessory minerals are titanite, allanite,  
218 zircon, ilmenite, apatite and fluorite. The composition of mafic microgranular enclaves is  
219 similar to that of the mafic borders, and ranges from basaltic to dioritic (close to the contacts).

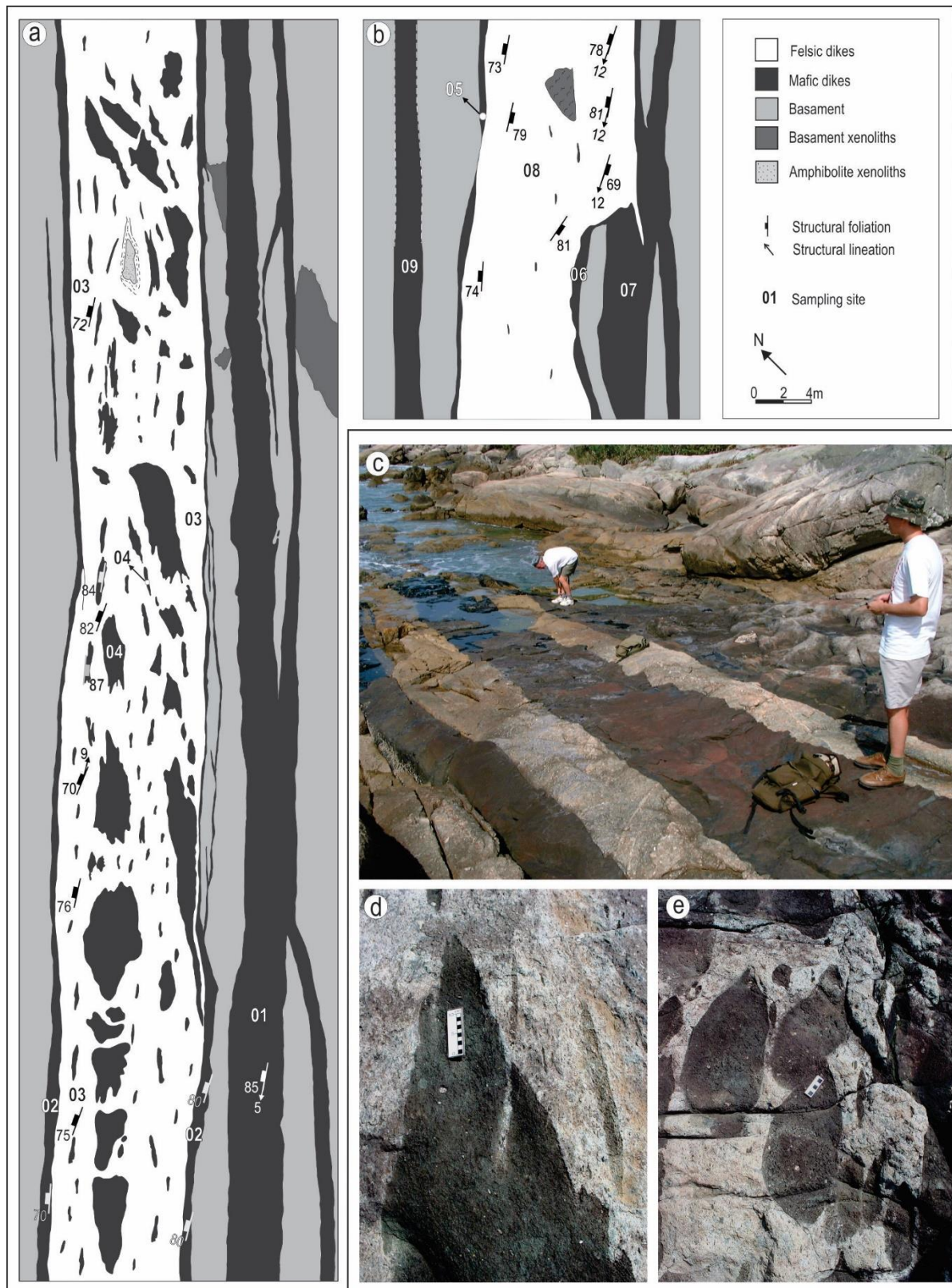
220

### 221 **3. The Studied Composite Dikes**

222 The NE-trending intrusions where this work was carried out are the most complete  
223 examples of composite dikes found in the Zimbros Bay (Fig. 2a). They correspond to two  
224 discontinuous exposures (points 198 and 288, Fig. 2b), referred here as south and north  
225 segments, respectively (Fig. 2c). The central felsic portion has an average thickness of 3.5 -  
226 4.5 m along the two segments, whilst the mafic borders range in thickness from 0.2 to 2 m.  
227 Parallel to the composite intrusion, 1-2 m thick individual mafic dikes are found, whose  
228 continuity with the mafic border is locally observed in the northern segment (Fig. 3a, b, c). In  
229 the south segment, the felsic core is characterized by a swarm of mafic microgranular  
230 enclaves of variable shapes and dimensions, reaching up to 2 m in length. The enclaves have  
231 angular or round shapes, and lobate to crenulated contacts with the felsic core (Fig. 3d, 3e). In  
232 the north segment, the enclaves become smaller (cm-size) and less abundant. The kinematic  
233 analysis performed by Bitencourt et al. (1995) in the mafic enclaves demonstrated that their  
234 arrangement within the felsic core of the composite intrusions points to a clockwise  
235 movement of the walls during magma emplacement.

236 In the felsic core, composite foliation has sigmoidal geometry emphasized by the  
237 orientation of the mafic enclaves. Near the dike borders, the foliation becomes mylonitic but  
238 is still parallel to the intrusion boundaries, inflecting counterclockwise toward the central part.  
239 It is marked by the alignment of biotite, feldspars and mafic enclaves, evolving to a mylonitic  
240 structure, with quartz and feldspar stretching and generation of recrystallization tails  
241 (Bitencourt et al., 1989b). At the mafic borders and individual dikes, the foliation is poorly

242 developed and mainly marked by amphibole alignment parallel to the intrusion borders,  
 243 without evident linear structure.



244

245 Figure 3. Field relations between mafic and felsic rocks in composite and individual mafic  
 246 dikes of the Intrusive Zimbros Suite (modified from Bitencourt, 1996). a-b) Schematic



247 sketches of the south and north segments (PB-198 and PB-288). c) Individual mafic dike in  
248 contact with the basement (section PB-198). (d) Mafic microgranular enclaves with angular  
249 shapes near the border of the composite intrusion (PB-198). (e) Mafic microgranular enclaves  
250 with rounded morphology in the central felsic portion of the composite dike (PB-198).

251

252

## 253 **4. Sampling and methods**

### 254 **4.1. Sampling**

255 Sample cores were collected using a gasoline-powered portable rock drill. Each rock  
256 cylinder was oriented in situ with a Brunton-type compass coupled to a hollow cylindrical  
257 rod. When possible, a solar compass was also used. Samples were collected along composite  
258 dikes and individual mafic dikes near the composite intrusions in the south and north  
259 segments (points 198 and 288), resulting in 9 sampled sites with approximately 10 cylinders  
260 per site (Table 1).

261 In the south segment (point 198), both margins and core of the individual mafic dike  
262 were sampled. In the composite dike, the SE- and NW-mafic borders were sampled; the felsic  
263 core was sampled at both margins and cores; and mafic microgranular enclaves were sampled  
264 at the margins and core. In the north segment (point 288), the composite dike was sampled at  
265 the NW- and SE-mafic borders; in the felsic core, the margins and the core were sampled; and  
266 the SE- and NW mafic dikes were sampled along the margins and core (Table 1, Fig. 3a-b).  
267 Sample preparation and magnetic measurements were executed at Laboratório de  
268 Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rochas, Universidade de São Paulo (LAMs –  
269 USP).

**Table 1**

The AMS parameters and field data for the composite dikes and individual mafic dikes near the composite intrusions.

Sample	Localization of the site	Dike strike	Site	Width (m)	N	Scalar data			Directional data				Field data			
						$K_m$ ( $10^{-3}SI$ )	P	T	$k_1$	e/z	$k_2$	e/z	$k_3$	e/z	Foliation	Lineation
South segment	SE Mdq	N60E	CT - 01	2.0	46	5.99	1.087	0.485	230/6	13/11	8/81	11/8	139/5	13/7	330/85	05;061
	SE Mb	N50E	CT -02A	0.4	13	1.11	1.035	0.286	225/2	10/10	324/79	10/4	135/10	10/4	337/80	( - )
	NW Mb	N50E	CT - 02B	0.4	13	0.89	1.016	0.455	214/1	16/3	94/87	11/5	307/2	16/11	324/70	( - )
	FC	N70E	CT - 03	4.5	32	0.37	1.073	0.105	225/1	11/8	346/87	14/4	135/1	12/9	342/70	09;064
	Enc	N60E	CT - 04	-	29	0.61	1.038	0.246	218/0	7/3	12/89	7/3	128/0	3/3	329/84	( - )
North segment	SE Mdq	N70E	CT - 07	0.15	52	5.04	1.073	0.444	48/1	18/10	295/86	18/7	138/2	12/8	( - )	( - )
	NW Mdq	N80E	CT - 09	1.5	37	0.94	1.086	0.254	217/16	7/5	354/68	7/5	123/14	7/6	( - )	( - )
	SE Mb	N60E	CT - 06	2.0	28	0.84	1.008	0.024	209/5	23/10	97/77	29/13	300/11	29/19	( - )	( - )
	NW Mb	N77E	CT - 05	0.2	16	0.84	1.035	0.355	222/2	6/3	92/87	5/4	312/1	6/4	( - )	( - )
	FC	N60E	CT - 08	3.5	28	0.43	1.106	0.113	220/6	11/10	39/83	18/11	130/0	18/10	330/81	12;245

SE Mdq: SE mafic dike; SE Mb: SE mafic border; NW Mb: NW mafic border; FC: Felsic core; Enc: Enclave; NW Mdq: NW mafic dike; N: number of specimens;  $K_m$ : site-average magnetic susceptibility; P: anisotropy degree; T: shape parameter;  $k_1$ ,  $k_2$  and  $k_3$ : maximum, intermediate and minimum axis of magnetic susceptibility; e/z: angular error for the maximum and minimum ellipses; ( - ): parameter not measured.



## 271 4.2. Anisotropy of low-field magnetic susceptibility (AMS)

272 AMS is a physical property of natural materials generated from the application of a  
273 low magnetic field in different positions of the material. In this case, AMS can be represented  
274 by a tensor that relates the intensity of an applied magnetic field ( $H$ ) and the acquired  
275 magnetization ( $M$ ), through the equation:  $M_i = K_{ij}H_j$ ; where  $M_i$  is the magnetization in the  $i$ -  
276 direction,  $H_j$  is the inductive field in the  $j$ -direction, and  $K_{ij}$  is a second-order symmetrical  
277 matrix called the susceptibility tensor (Nye, 1957; Hrouda, 1982). This tensor, which can be  
278 represented by the diagonal and symmetrical terms  $k_1$ ,  $k_2$  and  $k_3$ , is expressed by the  
279 magnitude of its main directions (eigenvalues) and orientations (eigenvectors). The spatial  
280 representation of this tensor is an ellipsoid ( $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ ) whose orientations reflect,  
281 respectively, the maximum, intermediate and minimum susceptibility axes. The bulk  
282 susceptibility ( $K_m$ ) is the arithmetical mean of the three main susceptibility axes ( $K_m = (k_1 +$   
283  $k_2 + k_3) / 3$ ). Axes  $k_1$  and  $k_2$  are contained in the magnetic foliation, so that  $k_3$  is the pole to  
284 the foliation;  $k_1$  represents the magnetic lineation (e.g. Tarling and Hrouda, 1993).

285 The AMS ellipsoid can be defined by the anisotropy degree ( $P$ ) and shape ( $T$ )  
286 parameters. The anisotropy degree is given by  $P = k_1 / k_3$ ; when  $P = 1$  (susceptibility is  
287 isotropic), it represents a sphere and, as  $P$  increases, the eccentricity of the ellipsoid increases  
288 proportionally. The shape and symmetry of the ellipsoid vary from oblate ( $k_1 = k_2 > k_3$ ),  
289 prolate ( $k_1 > k_2 = k_3$ ) to triaxial or neutral ( $k_1 > k_2 > k_3$ ). The ellipsoid symmetry, which can be  
290 determined by the parameter  $T$ , is expressed by  $T = [2 (\ln k_2 - \ln k_3) / \ln k_1 - \ln k_3] - 1$   
291 (Jelinek, 1981). Values for  $T$  between 0 and 1 correspond to neutral to oblate ellipsoids, and  
292 values of 0 to -1 to neutrals or prolates (Tarling and Hrouda, 1993).

293 AMS measurements were performed on 294 specimens using a Kappabridge MKF1-  
294 FA susceptibility meter with 3D rotator (AGICO Ltd., Czech Republic). The mean orientation  
295 of the three major axes of the susceptibility ellipsoid and the regions of confidence in the  
296 sample and site levels were calculated using ANISOFT 5 software (AGICO Ltd., Czech

297 Republic) using Jelinek (1978) statistics. In the studied samples, the number of data is  
298 sufficient to determine the orientation of the average tensor through the bootstrap method of  
299 Constable and Tauxe (1990). The AMS results at each site are given in Table 1. Detailed  
300 measurements for each specimen are available as Electronic Appendix.

### 301 **4.3. Rock magnetism**

302 In order to determine the magnetic minerals by their magnetic signal and their relative  
303 contribution to magnetic susceptibility and remanent magnetization, the following  
304 experiments were carried out.

305 (i) Thermomagnetic curve measurements (susceptibility versus temperature, K-T). The  
306 low- and high-temperature thermomagnetic curves were acquired with CS-L and CS-3  
307 apparatus coupled to a Kappabridge 4S instrument manufactured by AGICO, Czech Republic.  
308 For the acquisition of the high-temperature curves, the samples were progressively heated to  
309 700 °C under argon atmosphere and then cooled to room temperature. For the acquisition of  
310 the low-temperature curves, the samples were cooled to -195 °C using liquid nitrogen, and  
311 then warmed to room temperature.

312 (ii) Acquisition of hysteresis curves. Hysteresis measurements at room temperature  
313 were obtained in all studied sites using the VSM-Nuvo vibration magnetometer (Molspin,  
314 UK) in magnetic fields up to 1 T.

315 (iii) Acquisition of anisotropy of partial anhysteretic remanent magnetization (pARM).  
316 Remanent coercivity spectra were determined with the pARM procedure described by  
317 Jackson et al. (1988, 1989). The method consists of applying a steady field (DC field) in  
318 between two chosen values (AF window,  $H_1$  and  $H_2$ ,  $H_1 < H_2$ ) of a decaying AF peak ( $H$ )  
319 while the rest of the assemblage is demagnetized from a peak field  $H > H_2$ . A Molspin  
320 alternating field demagnetizer was employed as the source of the alternating magnetic field.  
321 Superimposition of a steady field (DC field) was attained by a small coil (home-made) inside  
322 and coaxial to the demagnetizer and it was controlled by a Molspin apparatus. The samples

323 were exposed to an AF peak of 95 mT and DC field of 0.1 mT with an AF window width of  
324 10 mT. AF demagnetization at 100 mT was applied after each pARM acquisition.  
325 Measurements were done using JR5A and JR6-A magnetometers (AGICO Ltd).

326 (iv) Acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) curves. Data were  
327 acquired using an MMPM9 magnetometer (Magnetic Measurements), through the application  
328 of successive and progressively increasing alternating field pulses up to 600 mT. The  
329 specimens were subjected to a 5 or 10 mT magnetic field followed by successive magnetic  
330 fields, 20 to 20 mT up to 300 mT, and 40 by 40 mT up to 600 mT.

331 Thermomagnetic and hysteresis experiments were performed in one representative  
332 sample per site. All the other studies were performed in representative samples of felsic cores  
333 and mafic borders of composite dikes and in associated individual mafic dikes of both  
334 segments. A total of 6 specimens were analysed, 2 of which are from mafic borders (sites CT-  
335 02A and CT-05), 2 from felsic cores (sites CT-03 and CT-08), and 2 from the SE individual  
336 mafic dikes (CT-01 and CT-07 sites).

337

#### 338 **4.4. Scanning Electron Microscopy (SEM)**

339 Four representative samples were analysed by SEM in order to characterize the  
340 opaque minerals found in different portions of the studied composite dikes and to complement  
341 the study of magnetic mineralogy. SEM analyses were performed in a JEOL 6610-LV  
342 scanning electron microscope coupled to an Energy Dispersive Spectrometer, EDS (Bruker  
343 Nano X Flash detector 5030) at Laboratório de Geologia Isotópica, Universidade Federal do  
344 Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS). Analyses were performed on previously carbon-coated  
345 samples.

346

347

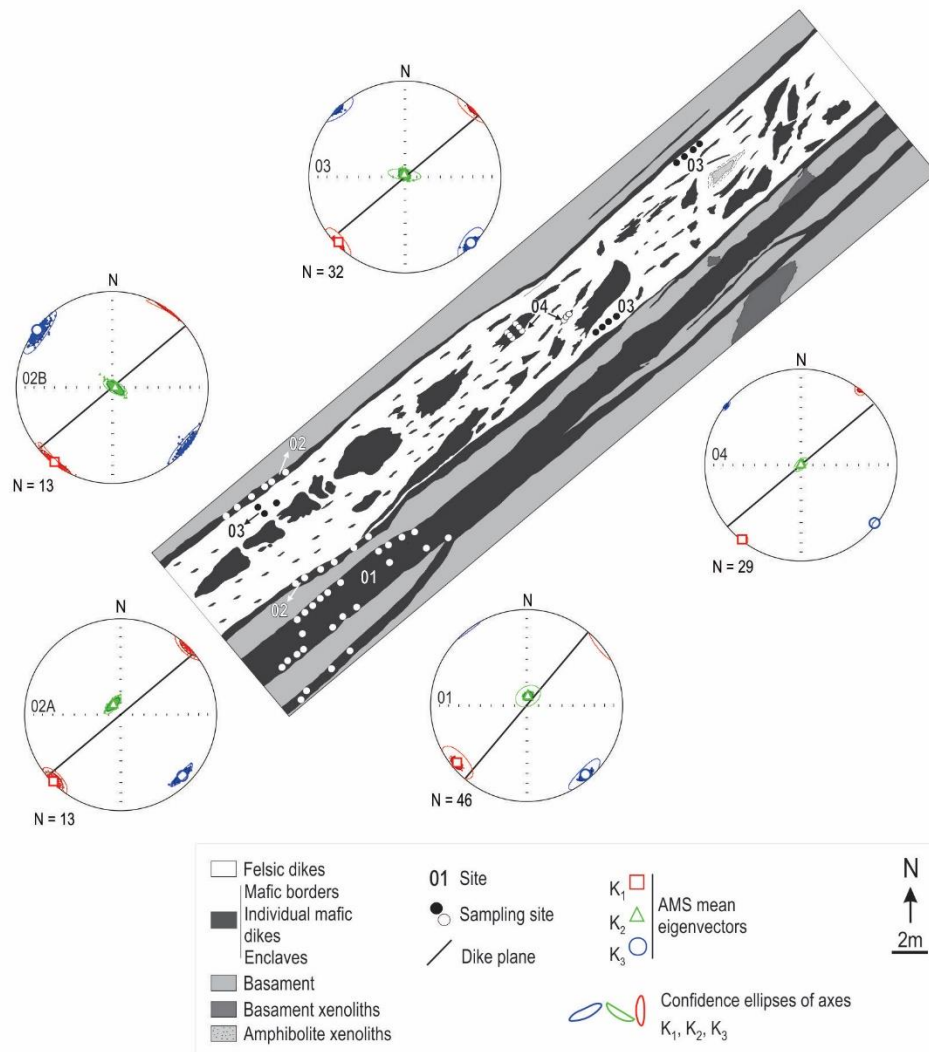
---

## 348 5. Results

### 349 5.1. Anisotropy of Magnetic Susceptibility

#### 350 5.1.1. Magnetic Fabric

351 In samples of the composite and SE mafic dikes from the south segment,  $k_1$ ,  $k_2$  and  $k_3$   
352 axes are well grouped and show angular dispersion ( $e/z$ ) below  $16^\circ$  (Fig. 4). Magnetic  
353 foliation is given by the alignment of  $k_1$  and  $k_2$  axes contained in the dike plane, with  $k_3$   
354 perpendicular to it. The dominant magnetic strike of the dikes is NE-SW, with local variation  
355 to NNE-SSW. Both magnetic lineation and foliation of the SE mafic dike and composite dike  
356 are concordant. Lineation is slightly oblique in the foliation plane and plunges up  $7^\circ$  either to  
357 SW or NE.



358

359 Figure 4. Examples of AMS magnetic fabric determined for the mafic borders (site CT-02A-  
 360 B), felsic core (site CT-03), mafic microgranular enclaves (CT-04) from the composite dike  
 361 and SE mafic dike (CT -01) of the south segment. Squares represent the maximum  
 362 susceptibility ( $k_1$ ), triangles, the intermediate susceptibility ( $k_2$ ) and circles, the minimal  
 363 susceptibility ( $k_3$ ). Ellipses refer to 95% confidence level. Continuous line represents the dike  
 364 plan. Lower hemisphere, equal area projection.

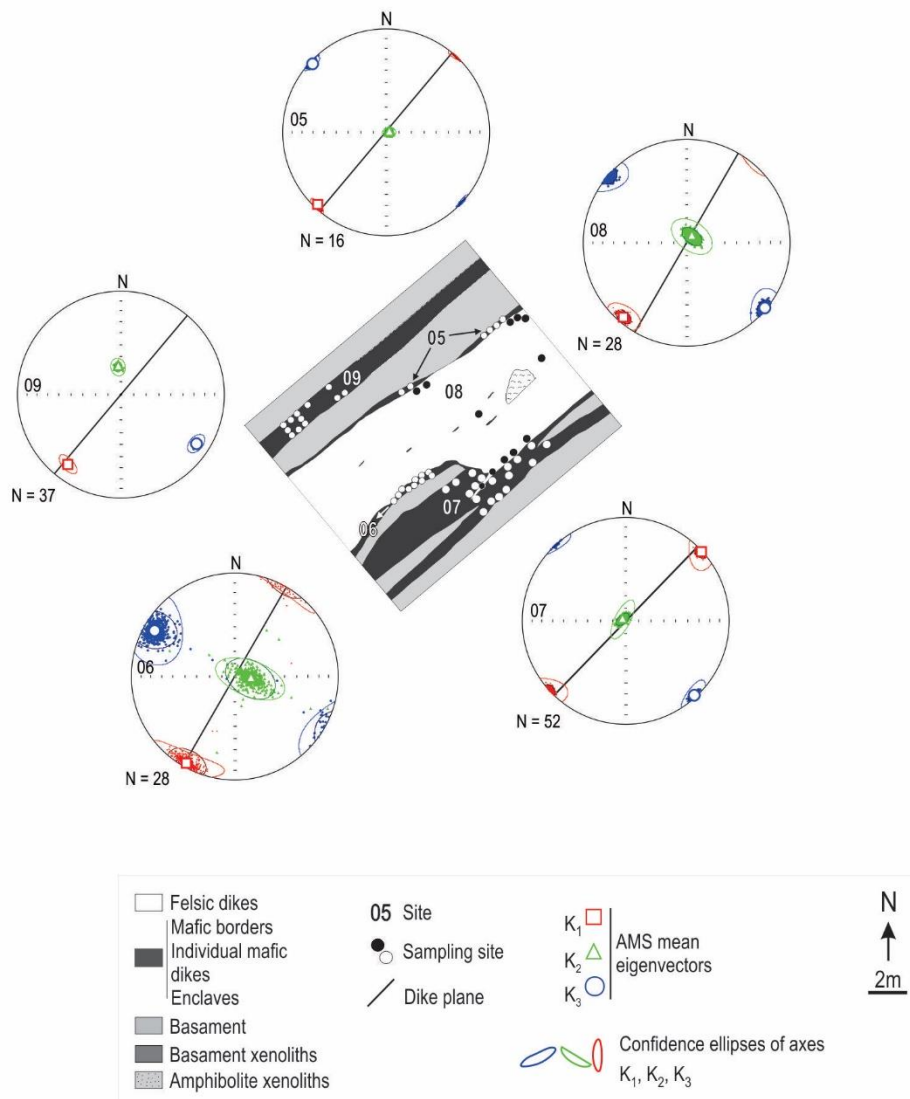
365

366

367

In the north segment (Fig. 5), the  $k_1$ ,  $k_2$  and  $k_3$  axes are generally well grouped and  
 368 show angular dispersion ( $e/z$ ) below  $18^\circ$  in the composite dike and individual mafic dike  
 369 samples (Fig. 5). The SE mafic margin, however, shows up to  $30^\circ$  angular dispersion ( $e/z$ ).  
 370 The magnetic foliation strikes NE-SW, with local variation to NNE-SSW, and dips steeply  
 371 ( $79$  to  $87^\circ$ ) toward NW or SE. Magnetic lineation is well defined everywhere, with maximum

372 plunge of 6 ° either to SW or NE. In the NW mafic dike, lination plunges at slightly higher  
 373 angles (up to 16 °).



374

375 Figure 5. Examples of AMS magnetic fabric determined for the NW and SE mafic borders  
 376 (CT-05 and CT-06 sites), felsic core (CT-08) of the composite dike, SE and NW mafic dikes  
 377 (CT-07 and CT-09 sites) of the north segment. Squares represent the maximum susceptibility  
 378 ( $k_1$ ), triangles, the intermediate susceptibility ( $k_2$ ) and circles, the minimal susceptibility ( $k_3$ ).  
 379 Ellipses refer to 95% confidence level. Continuous line represents the dike plan. Lower  
 380 hemisphere, equal area projection.

381

382

383

### 5.1.2. Scalar data

384

385

386

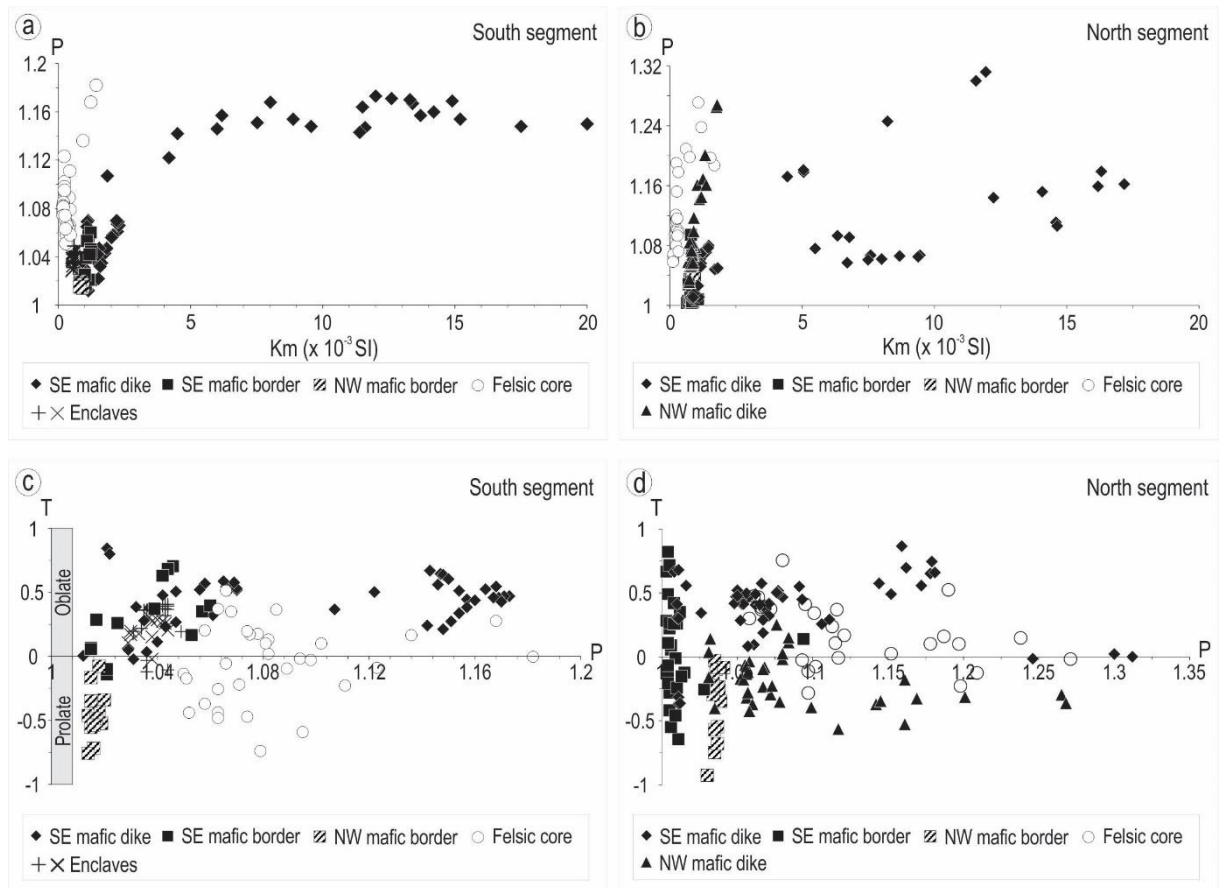
The mean susceptibility ( $K_m$ ) of samples from composite and mafic dikes of the south  
 and north segments is variable (Table 1). In the south segment,  $K_m$  of the specimens varies  
 from  $0.1 \times 10^{-3}$  to  $20 \times 10^{-3}$  SI (Fig. 6a). In the north segment,  $K_m$  varies from  $0.1 \times 10^{-3}$  to 18

387  $\times 10^{-3}$  SI (Fig. 6b). Mean susceptibility values are generally low, except for the SE mafic dikes  
388 of both segments, where the highest values are found (above  $5.0 \times 10^{-3}$  SI). The lowest  $K_m$   
389 values (below  $0.5 \times 10^{-3}$  SI) are found in the felsic cores of composite dikes from both, north  
390 and south segments. In mafic borders, enclaves and individual NW dike, intermediate values  
391 of  $K_m$  are found, from  $0.5 \times 10^{-3}$  to  $1.0 \times 10^{-3}$  SI.

392 The degree of anisotropy (P) for the south segment specimens is generally low (1.04  
393 in average), but may reach 1.18 in some felsic core and mafic dike specimens (Fig. 6a). The  
394 degree of anisotropy is generally independent of  $K_m$ , except for the individual mafic dike,  
395 where it increases with  $K_m$  (Fig. 6a). In the north segment, most P values for composite and  
396 individual mafic dikes range from 1.00 to 1.12 (Fig. 6b). Values of P reach 1.28 and show no  
397 correlation with  $K_m$  in the felsic core and NW mafic dike specimens. The SE mafic dike  
398 specimens show positive correlation trends of P and  $K_m$  (Fig. 6b).

399 Shape parameter values from the south segment plot dominantly in the oblate field  
400 (Fig. 6c). Specimens from the NW mafic border have variable negative T values for constant  
401 P. Specimens from the felsic core exhibit widely variable T and P values. The largest P values  
402 in the south segment correspond to oblate shapes found in the individual mafic dike. T values  
403 for the north segment correspond to both prolate and oblate shapes (Fig. 6d). However,  
404 specimens from the SE mafic borders show uniformly distributed values of T for constant,  
405 and low P. Similar behaviour may be noticed in NW-border specimens, although restricted to  
406 prolate values. The NW individual mafic dike shows scattered P values for mostly negative T.  
407 Felsic core specimens are dominantly triaxial, with subordinate oblate shapes and variable  
408 degree of anisotropy. The SE mafic dike specimens have mainly oblate shapes and variable  
409 degrees of anisotropy (Fig. 6d).

410



411

412 Figure 6. Scalar parameters of magnetic susceptibility for all specimens from south and north  
 413 segments. a) South segment - degree of anisotropy (P) versus mean magnetic susceptibility  
 414 ( $K_m$ ) for NW and SE mafic border specimens (CT-02A-B sites), felsic core (CT-03 site) and  
 415 microgranular mafic enclaves (CT-04 site) from the composite dike, and individual mafic dike  
 416 (CT-01 site). b) North segment - degree of anisotropy (P) versus mean magnetic susceptibility  
 417 ( $K_m$ ) for specimens from NW and SE mafic border (CT-05 and CT-06 sites), felsic core (CT-  
 418 08 site), SE and NW individual mafic dikes (CT-07 and CT-09 sites). c) South segment -  
 419 shape parameter (T) versus degree of anisotropy (P) for specimens from NW and SE mafic  
 420 borders (CT-02A-B site), felsic core (CT-03 site) and composite dike microgranular mafic  
 421 enclaves (CT-04), and individual mafic dike (CT-01 site). d) North segment - shape parameter  
 422 (T) versus degree of anisotropy (P) for specimens from composite dike NW and SE mafic  
 423 borders (CT-05 and CT-06 sites) and felsic core (CT-08 site), and individual SE and NW  
 424 mafic dikes (CT-07 and CT-09 sites).

425

426

427

## 5.2. Rock magnetism

428

### 5.2.1. Thermomagnetic curves

429

430

431

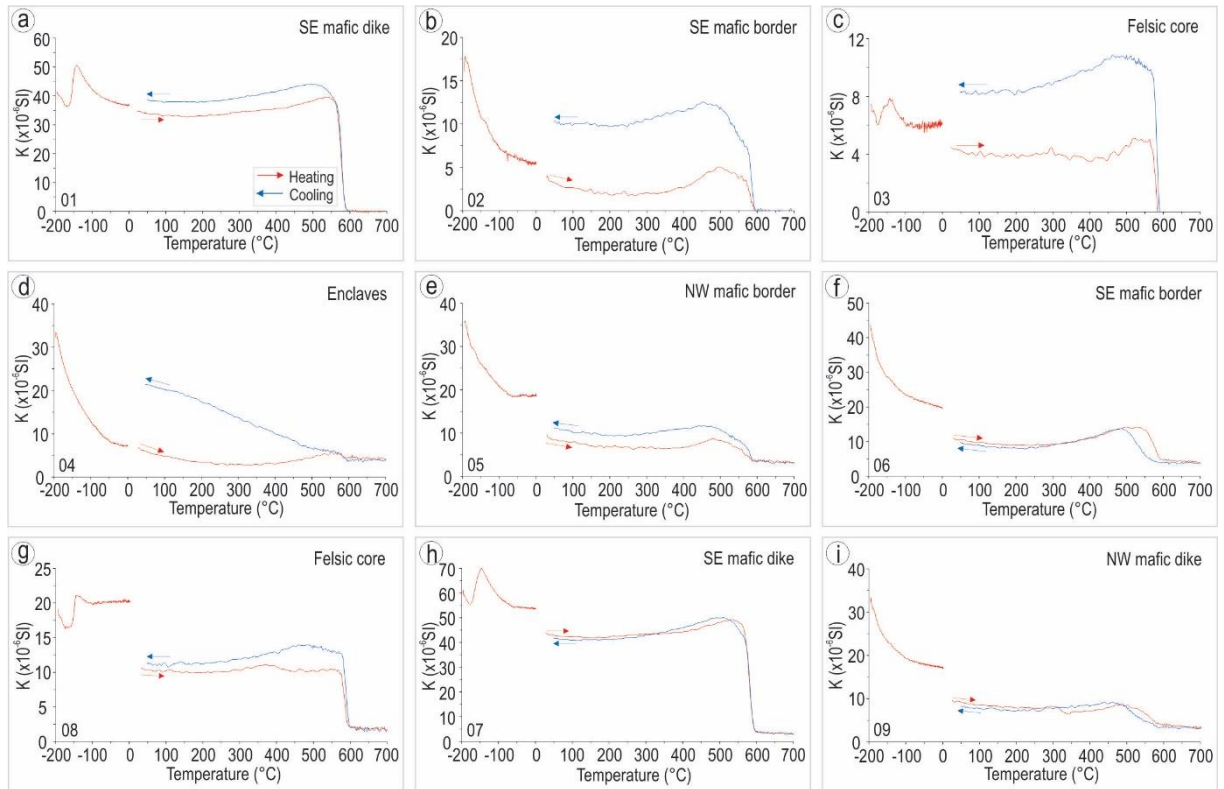
432



433 Verwey transition (Verwey, 1939). High-temperature curves for samples from the composite  
434 dike mafic border (Fig. 7b) show susceptibility drop around 300 °C, followed by increase up  
435 to 500 °C and another drop at 580 °C. The cooling cycle is similar, but not totally reversible,  
436 marked by susceptibility increase at ca. 500 °C. The low-temperature curve shows continuous  
437 decrease of susceptibility. The high-temperature curves for the felsic core samples (Fig. 7c),  
438 feature a sharp susceptibility drop at ca. 400 °C followed by increasing values up to 580 °C  
439 and a sharp drop afterwards. The cooling cycle is marked by irreversible behaviour of the  
440 curve. A poorly-defined Verwey transition susceptibility peak at -150 °C marks the low-  
441 temperature curve. High-temperature curves for mafic microgranular enclave samples are  
442 relatively flat, with sharp susceptibility drop at nearly 550 °C (Fig. 7d). The cooling cycle  
443 curve is characterized by a regular and continuous susceptibility increase. The low-  
444 temperature curve indicates continuous drop of susceptibility.

445 Results for the north segment are shown in figures 7e to 7i. The high-temperature  
446 curves for the composite dike NW mafic border (Fig. 7e) feature decreasing susceptibility  
447 after 500 °C and flat behaviour after 580 °C. The cooling cycle indicates reversible behaviour  
448 and the low-temperature curve shows continuous decrease of susceptibility. The high-  
449 temperature curves for the SE mafic border samples (Fig. 7f) are the same for heating and  
450 cooling, with susceptibility drop at ca. 550 °C. The low-temperature curve shows continuous  
451 susceptibility decrease. High-temperature thermomagnetic curves for the felsic core (Fig. 7g)  
452 samples show abrupt susceptibility drops around 580 °C, and their cooling cycle reveals  
453 approximately reversible behaviour. The low-temperature curve exhibits a poorly-defined  
454 Verwey transition peak (-150 °C). High-temperature thermomagnetic curves for the SE-mafic  
455 dike samples (Fig. 7h) reveal sharp decrease of susceptibility at ca. 580 °C and fully  
456 reversible behaviour in the cooling cycle. The low-temperature curve features well-shaped  
457 Verwey transition peak at -150 °C. The curves obtained for the NW mafic dike samples  
458 indicate quite different behaviour at high and low temperatures (Fig. 7i). The typically low

459 susceptibility values have a sharp decrease at ca. 350 °C followed by smoothly increasing  
 460 pattern up to 500 °C, and resumes relatively smooth decreasing until 580 °C. The cooling  
 461 cycle reveals approximately reversible behaviour, but its curve pattern is flatter. The low-  
 462 temperature curve indicates progressively and continuously decreasing susceptibility.



463

464 Figure 7. K-T thermomagnetic curves (susceptibility versus low- and high-temperatures)  
 465 obtained in samples of the composite dikes and associated mafic dikes of both south and north  
 466 segments. a) SE mafic dike, site CT-01. b) SE mafic border, site CT-02. c) Felsic core, site  
 467 CT-03. d) Mafic microgranular enclaves, site CT-04. e) NW mafic border, site CT-05. f) SE  
 468 mafic border, site CT-06. g) Felsic core, site CT-08. h) SE mafic dike, site CT-07. i) NW  
 469 mafic dike, site CT-09.

470

471

472

### 5.2.2. Hysteresis

473

474

475

476

477

478

Three different hysteresis curve patterns are found in samples from the south segment  
 (Fig. 8a - d, Table 2). Samples from individual mafic dike and composite dike felsic core give  
 similar results, with symmetric, S-shape, narrow-waisted curves (Fig. 8a, 8c) and coercivity  
 (Hc) - remanent coercive force (Hcr) values of (12.44 mT - 40.82 mT) and (10.82 mT - 39.32  
 mT), respectively (Table 2), indicative of low-coercivity ferromagnetic minerals. Mafic-  
 border samples form a second pattern, given by a narrow-waisted, relatively straight

479 hysteresis curve (Fig. 8b), with  $H_c$  27.55 mT and  $H_{cr}$  60.89 mT (Table 2), indicative of  
480 paramagnetic assemblage with little contribution of ferromagnetic minerals. Mafic  
481 microgranular enclaves form a third pattern (Fig. 8d), given by a typical paramagnetic-  
482 mineral straight curve.

483 Different hysteresis curve patterns are also found in the north segment (Fig. 8e - i,  
484 Table 2). The low-coercivity ferromagnetic mineral assemblage of the SE individual mafic  
485 dike and composite dike felsic core is indicated by very narrow waisted, S-shape hysteresis  
486 curves (Fig. 8e, i), with ( $H_c - H_{cr}$ ) values of (12.09 mT - 37.52 mT) and (5.92 mT - 32.61  
487 mT), respectively (Table 2). Samples from NW- and SE- mafic borders form relatively  
488 straight hysteresis curves (Fig. 8g, h), with  $H_c$  48.16 - 25.71 mT, and  $H_{cr}$  74.94 - 40.42 mT  
489 (Table 2), indicative of dominant paramagnetic mineral assemblage. A different pattern is  
490 given by moderate-waisted, S-shape curve shown by samples from the NW individual mafic  
491 dike (Fig. f) with  $H_c$  62.2 mT and  $H_{cr}$  79.08 mT (Table 2) proper of high-coercivity  
492 ferromagnetic minerals.

493 The hysteresis parameters of the studied samples are plotted on a Day diagram (Day et  
494 al., 1977, modified by Dunlop, 2002) (Fig. 9). The SE mafic border and individual NW mafic  
495 dike from the north segment plot in the Single-Domain (SD) field, while all the other samples  
496 are distributed along the Pseudo-Single Domain (PSD) fields or magnetic vortex state  
497 (Roberts et al., 2017).

498

499

500

501

502

503

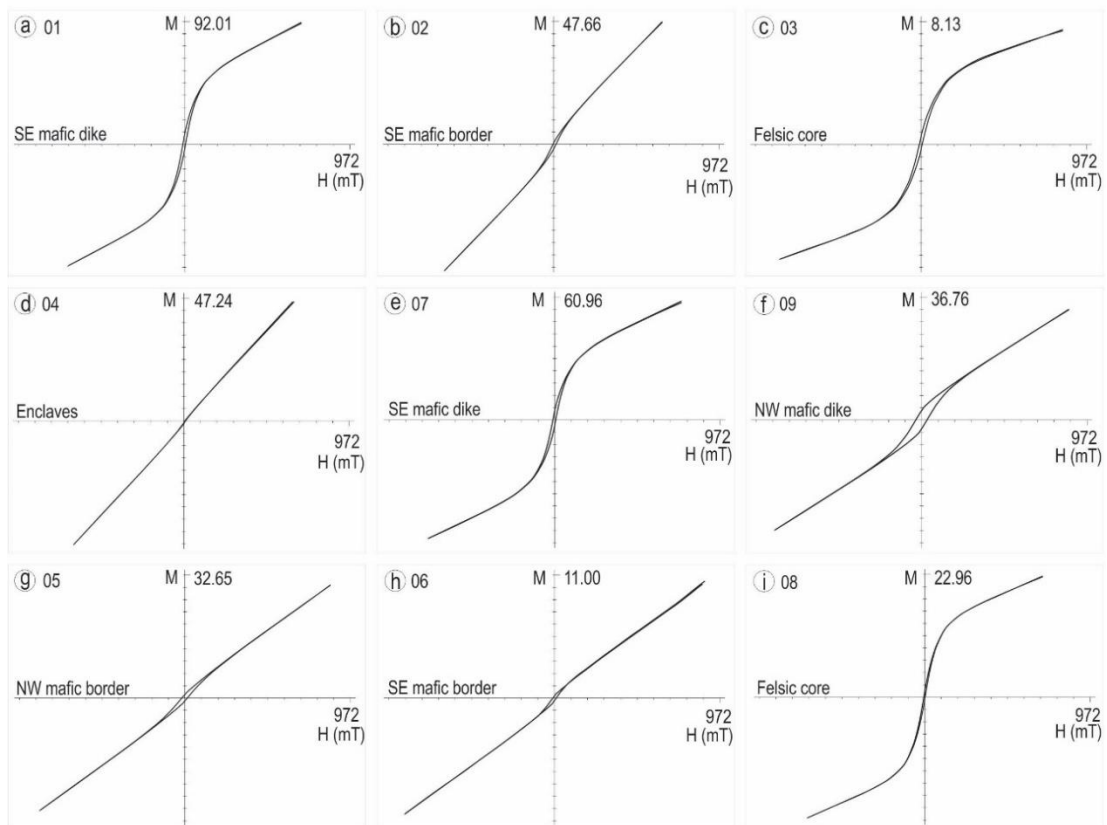
504

**Table 2**

Hysteresis parameters for the representative samples of the composite dikes and individual mafic dikes near the composite intrusions.

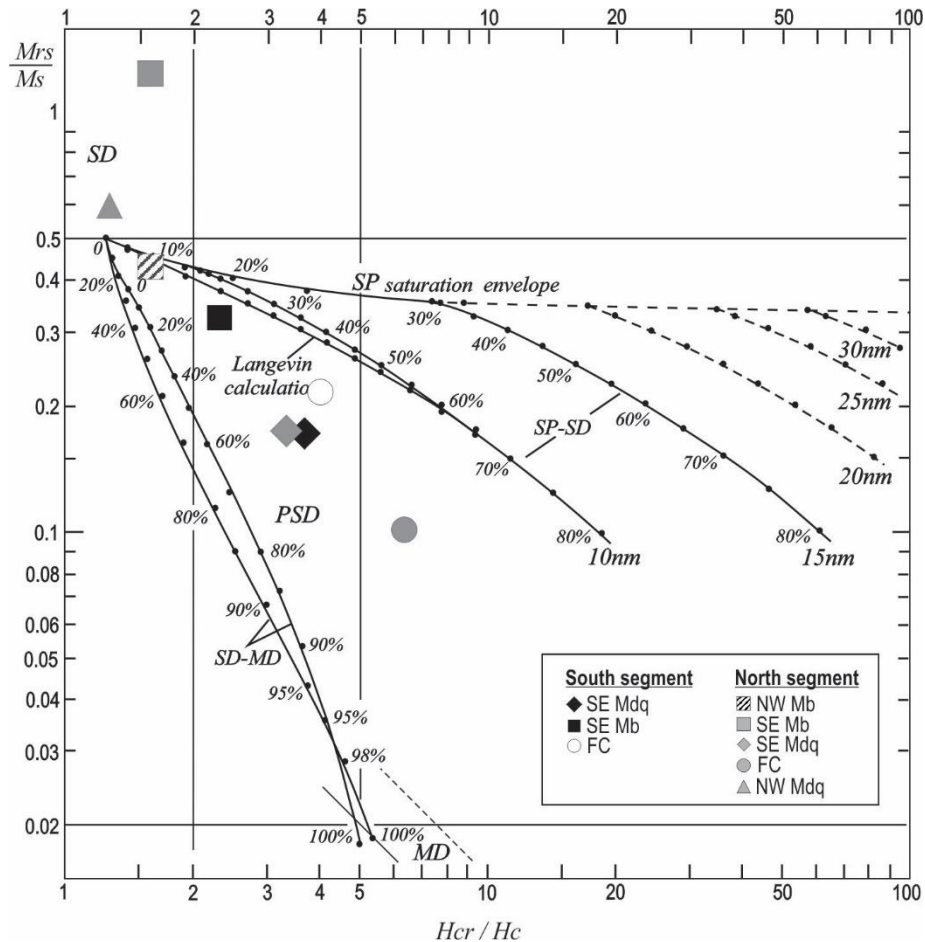
Sample	Localization of the site	Site	H <sub>cr</sub> (mT)	H <sub>c</sub> (mT)	M <sub>rs</sub> (μA.m <sup>2</sup> )	M <sub>s</sub> (μA.m <sup>2</sup> )	H <sub>cr</sub> /H <sub>c</sub>	M <sub>rs</sub> /M <sub>s</sub>
South segment	SE Mdq	CT - 01	40.82	12.44	5.94	46.3	<b>3.281</b>	<b>0.128</b>
	SE Mb	CT - 02A	60.89	27.55	1.2	3.97	<b>2.210</b>	<b>0.302</b>
	FC	CT - 03	39.32	10.82	0.77	4.68	<b>3.634</b>	<b>0.165</b>
North segment	SE Mdq	CT - 07	37.52	12.09	3.95	30.05	<b>3.103</b>	<b>0.131</b>
	NW Mdq	CT - 09	79.08	62.2	3.38	5.68	<b>1.271</b>	<b>0.595</b>
	SE Mb	CT - 06	40.42	25.71	0.25	0.17	<b>1.572</b>	<b>1.471</b>
	NW Mb	CT - 05	74.94	48.16	1.04	2.4	<b>1.556</b>	<b>0.433</b>
	FC	CT - 08	32.61	5.92	0.84	13.43	<b>5.508</b>	<b>0.063</b>

SE Mdq: SE mafic dike; SE Mb: SE mafic border; NW Mb: NW mafic border; FC: Felsic core; NW Mdq: NW mafic dike; H<sub>cr</sub>: remanent coercivity; H<sub>c</sub>: coercive field; M<sub>rs</sub>: saturation remanent magnetization; M<sub>s</sub>: saturation magnetization.



505

506 Figure 8. Hysteresis curves obtained for samples of the composite and associated mafic dikes  
 507 of both south and north segments. South-segment individual mafic dike (a), composite dike  
 508 mafic border (b), felsic core (c) and mafic enclave (d). North-segment individual SE (e) and  
 509 NW (f) mafic dikes, composite dike NW (g) and SE (h) mafic borders, and felsic core (i). M  
 510 is the magnetization in  $\mu\text{Am}^2$  and H the applied field. Curves are not corrected for  
 511 paramagnetic inclinations.



512

513 Figure 9. Day plot (Day et al., 1977, modified by Dunlop, 2002) for hysteresis results of  
 514 studied samples.  $H_{cr}$  - remanent coercivity;  $H_c$  - coercive force;  $M_{rs}$  - remanent saturation  
 515 magnetization;  $M_s$  - saturation magnetization; SD - single-domain, PSD - pseudo-simple  
 516 domain, MD - multi-domain.

517

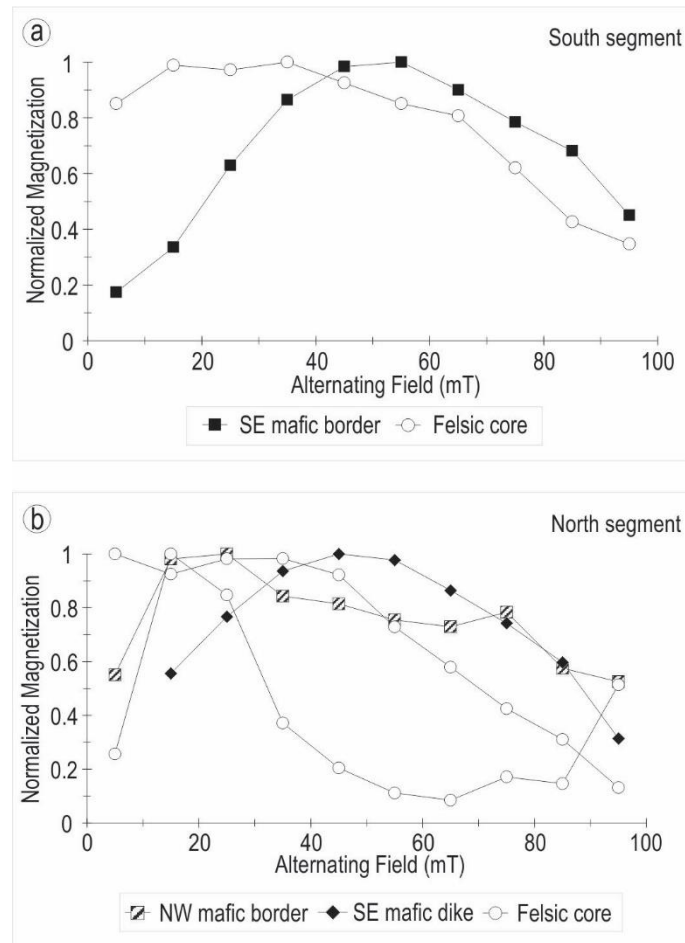
518

519

### 5.2.3. Partial Anhysteretic Remanent Magnetization (pARM)

520

521 Partial Anhysteretic Remanent Magnetization curves for south segment composite  
 522 dike mafic border and felsic core samples (Fig. 10a) indicate smaller grainsize of mafic border  
 523 magnetic minerals ( $0.75 \mu\text{m}$ ), as compared to those of the felsic core (2-3 to  $5 \mu\text{m}$ ), according  
 524 to criteria of Jackson et al. (1988). In the north segment, pARM curves (Fig. 10b), the  
 525 individual mafic dike curve is similar to the one found in the southern mafic border, with  
 526 small grainsize magnetic minerals ( $0.75 \mu\text{m}$ ), while the mafic border curve indicates larger  
 527 grainsizes (2-3  $\mu\text{m}$ ). Samples from the felsic core indicate variable but large grainsizes (2-3  
 $\mu\text{m}$  up to  $25 \mu\text{m}$ ).



528

529 Figure. 10. Remanent coercivity spectra from partial anhysteretic remanent magnetization  
 530 (pARM) demagnetized at a 95 mT AF peak with 10 mT AF windows during the application  
 531 of a 0.1 mT DC field. (a) South segment composite dike - small grainsize of representative  
 532 samples from the mafic border (site CT-02A), and larger grainsize of felsic core (site CT-03).  
 533 (b) North segment - small grainsize of representative samples from the individual mafic dike  
 534 (CT-07 site), larger grainsize of mafic border (CT-05 site) and variable but large grainsize of  
 535 felsic core (CT-08 site).

536

537

538

#### 5.2.4. Isothermal Remanent Magnetization (IRM)

539

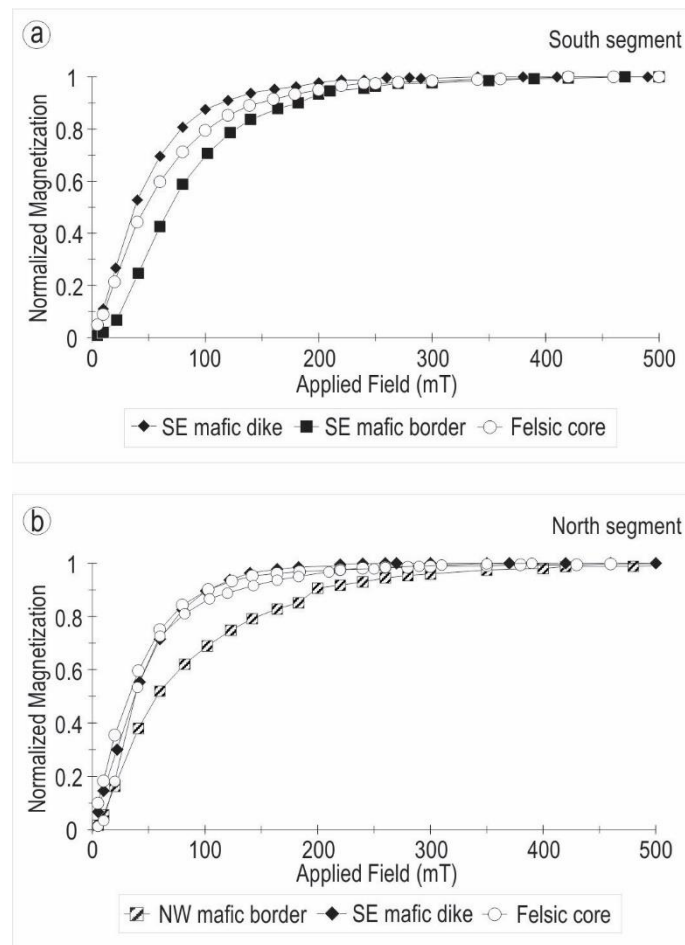
540

541

542

543

The IRM experiment results show similar behaviour of most samples from different varieties of both south and north segments (Fig. 11a, b). They show relatively steep slopes for low values of applied field and progressive magnetization acquisition until saturation at about 300 mT. The NW mafic border from the north segment shows a slightly different behaviour, where saturation is reached above 300 mT (Fig. 11b).



544

545 Figure 11. Isothermal remanent magnetization (IRM) curves. (a) South segment – individual  
546 mafic dike (site CT-01), mafic border (site CT-02) and felsic core (site CT-03). (b) North  
547 segment - SE mafic dike (site CT-07), NW mafic border (site CT-05) and felsic core (site CT-  
548 08) of the composite dike.

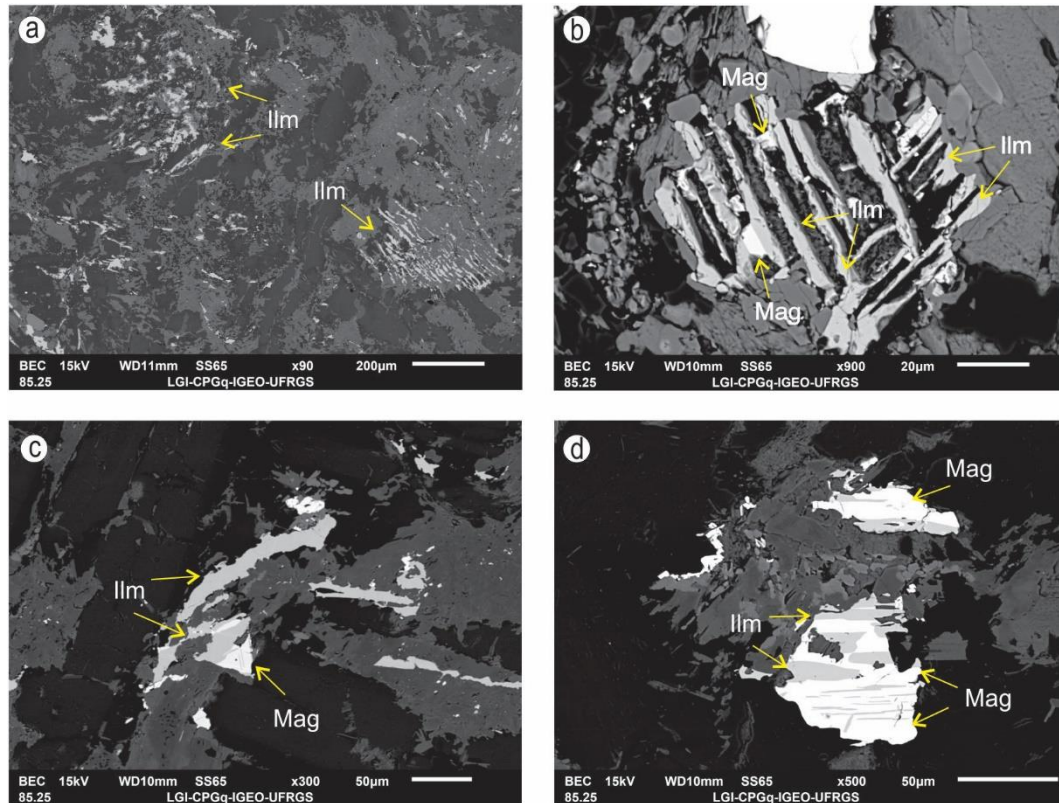
549

### 550 5.3. Scanning Electron Microscopy (SEM)

551 Opaque mineralogy has a significant contribution in the anisotropy and magnetic  
552 susceptibility of rocks. For the samples of composite dikes and individual mafic dikes near  
553 composite intrusions, SEM-EDS data show that ilmenite is the main Fe and Ti oxide present  
554 in these samples (Fig. 12). It is present in all analysed samples and its composition has little  
555 variation (50-54% TiO<sub>2</sub>, 39-44% FeO, and 2-3% MnO). Magnetite and pyrite are  
556 subordinate. In the mafic borders and mafic microgranular enclaves, ilmenite is subhedral,  
557 with about 200  $\mu\text{m}$ , and generally forms fine lamellae, together with subordinate euhedral  
558 pyrite (Fig.12a). The felsic core contains mainly anhedral ilmenite up to 200  $\mu\text{m}$  in size,  
559 sometimes in association with small magnetite lamellae. When ilmenite is associated with



560 magnetite, they are interleaved and have a skeletal aspect (Fig. 12b). In the mafic dike,  
 561 magnetite is interleaved with fine- to coarse-grained ilmenite lamellae and subordinate pyrite  
 562 (Fig. 12c-d). Both are subhedral to euhedral and it is common for ilmenite to occur in the  
 563 form of lamellae of variable thickness, always associated with magnetite.



564

565 Figure. 12. SEM images of opaque minerals. a) Anhedronal and lamellar ilmenite crystals in  
 566 samples from the mafic borders and mafic microgranular enclaves. b) Crystals of ilmenite  
 567 associated with magnetite in felsic core samples. c) Euhedral magnetite crystals interleaved  
 568 with ilmenite in individual mafic dike samples. d) Crystals of magnetite forming lamellar  
 569 texture with ilmenite in individual mafic dike samples.

570

571

572

573

574

575

576

577

578

579

580



## 581 6. Discussion and Interpretations

582 In both studied segments, the composite intrusion shows similar proportion of mafic  
583 borders and felsic cores, but the volume and size of mafic enclaves is much larger in the south  
584 segment (Fig. 3a and 3b). Despite such morphological differences, corresponding data for  
585 magnetic mineralogy and magnetic fabric of each core-border pairs are obtained in both  
586 segments. The data for individual mafic dikes to the southeast of the composite intrusion are  
587 also correspondent, but the north segment NW dike does not outcrop to the south (Fig. 2c).  
588 The composite intrusion will thus be considered as a single one from this point on, as well as  
589 the individual mafic dikes.

590 The presence of magnetite and/or Ti-poor titanomagnetite is shown by susceptibility  
591 drops at ca. 580 °C in all samples, as well as by the Verwey transition in the SE individual  
592 mafic dike (Fig. 7a, 7h). The poorly-defined Verwey transition of the felsic core samples may  
593 be related to the presence of fine and/or oxidized magnetite grains (Ozdemir et al., 1993). The  
594 hyperbolic decrease of K-T curves (Fig. 7b, 7d, 7e, 7i) for samples of intermediate  $K_m$  values  
595 suggests the formation of new ferromagnetic minerals from unstable paramagnetic grains.

596 The low  $K_m$  values (ca.  $0.4 \times 10^{-3}$  SI) found in the felsic cores may suggest the  
597 dominance of paramagnetic contribution (Rochette et al., 1992). Such low values are also  
598 reported by Bouchez (2000) for broadly ferromagnetic granites. Despite the compositional  
599 similarity of mafic material in different positions, their  $K_m$  values are variable. Samples from  
600 both mafic borders, as well mafic enclaves, and from the NW individual mafic dike have  
601 intermediate  $K_m$  values ( $0.6$  to  $1.1 \times 10^{-3}$  SI). Such values are interpreted as due to the  
602 contribution of both paramagnetic and ferromagnetic minerals, as discussed by Tarling and  
603 Hrouda (1993). On the other hand, samples from the SE individual mafic dikes reveal  
604 relatively high  $K_m$  values ( $5$  to  $6 \times 10^{-3}$  SI). Such values, possibly resulting from the  
605 dominance of ferromagnetic minerals, are compatible with those reported in the literature for  
606 mafic rocks, although higher values (e.g.  $30 \times 10^{-3}$  SI) are also reported (e.g. Tarling and

607 Hrouda, 1993; Raposo and Ernesto, 1995; Arcanjo et al., 1999; Wiegand et al., 2017). Their  
608 degree of anisotropy (P) is relatively low (1.04 to 1.12), which is consistent with other  
609 reported values for mafic dikes (e.g. Ernst and Baragar, 1992; Raposo and Ernesto, 1995;  
610 Raposo and D'Agrella-Filho, 2000; Wiegand et al., 2017) and indicative of magnetite shape  
611 anisotropy.

612 The common orientation of average magnetic axes ( $k_1$ - $k_2$ ) of all rock types lying on  
613 the dike plane and parallel to the structural foliation in the studied case, together with  
614 horizontal position of  $k_1$ , parallel to the structural lineation, indicate that this is a normal  
615 magnetic fabric (Rochette et al., 1991, 1992). Such geometric relations are normally attributed  
616 to primary, or magmatic flow fabrics (e.g. Knight and Walker, 1988). Additionally, the  
617 horizontal flow indicated by  $k_1$  suggests lateral magma injection, which according to Ernest  
618 (1990) may be associated with the most distant portions of the source.

619 The planar magnetic fabric is a very well defined geometric element in the study area,  
620 given by oblate ellipsoids in most cases. However, dominant prolate ellipsoids observed in the  
621 NW mafic border and NW individual dike suggest dominant linear flow at these structural  
622 sites, as pointed out by Bitencourt et al. (1995), especially in the south domain.

623 The magnetic foliation orientation determined in this study is parallel to the average  
624 NE-striking, subvertical magmatic foliation reported by Bitencourt (1996), and the magnetic  
625 lineation given by the  $k_1$  axis is parallel to the sub-horizontal structural lineation it contains.  
626 Such concordant data point to the coeval character of the magnetic and magmatic structures.  
627 Additional data reported by Bitencourt and Nardi (1993) indicate that mylonitic foliation and  
628 stretching lineation due to the Major Gercino Shear zone follow the same kinematic picture,  
629 with NE-striking foliation bearing a subhorizontal stretching lineation attributed to the  
630 regional transcurrent kinematic picture. Geochronological data reported by Chemale Jr. et al.  
631 (2012) indicate that both plutonic and hypabyssal rocks of the Zimbros Intrusive Suite were  
632 emplaced at ca. 590 Ma, and therefore mark the late stages of the transcurrent movement.

633 The interaction between mafic and felsic magmas is observed in the field as diffuse  
634 and irregular contacts between composite dike core and margins. In the felsic cores, the  
635 crenulated and lobate contacts between enclaves and host are also taken as evidence of the  
636 interaction between the felsic and mafic magmas. Despite abundant local features indicative  
637 of syn-emplacment rheological inversion between felsic and mafic material, such as partly  
638 disrupted mafic enclaves invaded by faster-moving felsic magma, a slight delay between the  
639 emplacement of mafic and felsic magmas in the composite dike is observed at the northern  
640 part of the intrusion, where the felsic material extends into the mafic one (Fig. 3b).

641 Additionally, the significant difference in volume and size of magmatic mafic enclaves  
642 in the south part of the intrusion relative to the north part suggests that the felsic core was  
643 emplaced from south to north, as the southern part became clogged with rapidly crystallizing  
644 mafic bubbles, thus increasing the viscosity of the system and delaying its flow, which has  
645 permitted the nearly enclave-free northern part to move faster.

646 In the SE individual mafic dike, the presence of magnetite and/or Ti-poor  
647 titanomagnetite is in accordance with the field and SEM data. It suggests that the mafic  
648 magma from these intrusions has not interacted with the felsic magma to the point of  
649 modifying and re-equilibrating its mineralogy, and if any interaction occurred, it was probably  
650 not significant.

651 Mafic rocks from both margins, on the other hand, show more significant  
652 interaction/re-equilibration features. Smaller grain sizes are found in rocks from the SE mafic  
653 border, whilst NW mafic border and felsic core rocks have similar and larger grain sizes (Fig.  
654 10a, 10b). One possible interpretation for such result is that the mafic border magma has  
655 interacted with the coeval magma of the felsic core, and promoted re-equilibration of its  
656 mineralogy. The smaller grain sizes found in rocks from the SE mafic border may be related  
657 to a more intensive interaction of mafic and felsic magmas. SEM data show the presence of  
658 fine ilmenite lamellae without the presence of Ti-poor titanomagnetite or magnetite. The

659 observed differences between magnetic mineralogy and SEM data may reflect a strong  
660 interaction between mafic borders and felsic core, leading to intense oxyexsolution of ilmenite  
661 from Ti-poor titanomagnetite and/or magnetite (e.g. Buddington and Lindsley, 1964; Frost,  
662 1991). The entry of felsic magma could have re-heated the system, allowing grains of Ti-poor  
663 titanomagnetite and/or magnetite to grow larger, while smaller grain sizes could be explained  
664 as products of oxyexsolution.

665         Within the felsic cores, the co-existence of ilmenite and magnetite lamellae, as  
666 observed at SEM, points to oxyexsolution of ilmenite from magnetite, in turn indicating an  
667 elevation of the oxidation potential during magmatic crystallization (Frost, 1991). When  
668 compared to similar features from the mafic border rocks, they indicate that the oxyexsolution  
669 processes were not fully effective in the felsic cores. A possible explanation for the coarser  
670 grain sizes in the felsic core may be that the felsic magma would have heated the partially-  
671 crystallized mafic border magma, and was thus able to accelerate its oxyexsolution process.

672

## 673 **7. Conclusions and implications**

674         The magnetic fabric of the studied intrusion is controlled mainly by magnetite and/or  
675 Ti-poor titanomagnetite, with little contribution of paramagnetic minerals. The type of normal  
676 fabric in the studied composite dikes, identified as primary flow fabric, is confirmed by the  
677 average orientation of the maximum axis ( $k_1$ ) matching the lineation found commonly in the  
678 felsic cores of the composite dike and locally in the mafic rocks. This type of fabric reflects  
679 magma flow during dike emplacement, which in the case of the studied composite dikes is  
680 horizontal. Additionally, the significantly larger volume and size of enclaves in the southern  
681 part of the intrusion, suggest that the felsic core was emplaced northwards.

682         The results from this study permit to establish an evolutionary scenario for the  
683 different degrees of interaction between felsic and mafic magmas. In the individual mafic  
684 dikes, the oxyexsolution observed in the magnetite crystals is more limited, justifying the fact

685 that there is no interaction of this magma with the felsic one. In the composite dike, however,  
686 where there is physical evidence of interaction between felsic and mafic magmas, the  
687 oxyexsolution observed in magnetite crystals is significant. The absence of magnetite  
688 observed in the mafic border SEM data, and the small fraction of this same mineral shown in  
689 studies of rock magnetism, attests to the fact that the oxyexsolution process in the mafic  
690 borders was accelerated by the felsic magma emplacement, when oxyexsolution reached its  
691 climax. The interaction between mafic and felsic magmas is also observed in the field, as  
692 diffuse and irregular contacts between composite dike core and margins. In the felsic central  
693 portion, the crenulated and lobate contacts between enclaves and host are also taken as  
694 evidence of the interaction between the felsic and mafic magmas.

695 Magnetic fabric data in accordance with structural data from the literature, and the  
696 magmatic interactions seen both in field relations and magmatic mineralogy confirm that the  
697 felsic and mafic magmas are coeval, and that emplacement was controlled by the Major  
698 Gercino Shear Zone regional transcurrent kinematic.

699

## 700 **Acknowledgements**

701 This paper is part of Camila Rocha Tomé's MSc thesis. The research was supported  
702 by the Rio Grande do Sul State Research Foundation (FAPERGS, 10/0045-6) and Brazilian  
703 National Research Council (CNPq, Universal Program 471266/2010-8) granted to M.F.  
704 Bitencourt.

705

## 706 **8. References**

707 Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A., 1981. Brazilian Structural  
708 Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, pp. 1-29.  
709 Archanjo, C.J., Bouchez, J.L., Corsini, M., Vauchez, A., 1994. The Pombal granite pluton:  
710 magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting

- 711 of NE Brazil (Paraíba State). *Journal Structural Geology*. 16(3), 323–335.  
712 [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90038-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90038-8).
- 713 Archanjo C.J., da Silva E.R., Caby R., 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a  
714 transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeast  
715 Brazil). *Tectonophysics*.312(2-4), 331-345.
- 716 Archanjo, C.J., Araújo, M.G. de S., Launeau, P., 2002. Fabric of the Rio Ceará–Mirim mafic  
717 dike swarm (northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility  
718 and image analysis. *Journal Geophysical Research*. 107, 2046.  
719 <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000268>.
- 720 Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1989a. A Zona de Cisalhamento Major  
721 Gercino - Santa Catarina. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. 2, Fortaleza,  
722 1989. Atas. Fortaleza, SBG, p. 214-216.
- 723 Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Hackspacher, P.C., 1989b. Diques Compostos da Enseada  
724 dos Zimbros, Região de Porto Belo, SC. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica*. 2,  
725 Rio de Janeiro, 1989. Bol. Resumos Expandidos... Rio de Janeiro, SBGq, 1:177-181.
- 726 Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. 1993. Late- to post-collisional Brasileiro Magmatism in  
727 Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65 (1), 3–16.
- 728 Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1995. Análise Cinemática dos Diques  
729 Compostos da Enseada dos Zimbros (SC) com Base na Deformação de Enclaves  
730 Máficos. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. 5, Gramado, 1995. Resumos.  
731 Porto Alegre, SBG, p.178-181.
- 732 Bitencourt, M.F., 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma  
733 abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese  
734 de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,  
735 310 pp.

- 736 Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to  
737 the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (1), 186–189.
- 738 Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the  
739 genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived  
740 magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73, pp. 1-19.
- 741 Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156,  
742 1–20.
- 743 Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its  
744 anisotropy. *Earth-Science Reviews*. 42, 49–93.
- 745 Borradaile, G.J., Jackson, M., 2010. *Journal of Structural Geology*. 32, 1519–1551.  
746 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2009.09.006>.
- 747 Bouchez, J.L., 2000. Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites. *Comp.*  
748 *Rendus l'Acad.Sci. Ser. IIA* 675 *Earth Planet. Sci.* 330(1), 1–14.  
749 [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00120-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00120-8).
- 750 Buddington, A. F., Lindsley, H. D., 1964. Iron-Titanium oxides minerals and synthetic  
751 equivalents. *J. Petrology*, 5 (2): 310-357.
- 752 Cañón-Tapia, E., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a  
753 historical account. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 238:205–225.  
754 <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.14>
- 755 Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., and Kawashita, K., 2012, Time Constraints  
756 on Magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for  
757 West Gondwana Reconstruction: *Gondwana Research*, v. 22, no. 1, p. 184-199.
- 758 Craddock, J.P., Kennedy, B.C., Cook, A.L., Pawlisch, M.S., Johnston, S.T., Jackson, M.,  
759 2008. Anisotropy of magnetic susceptibility studies in tertiary ridge parallel dykes  
760 (Iceland), tertiary margin-normal Aishihik dykes (Yukon), and Proterozoic Kenora–

- 761 Kabetogama composite dykes (Minnesota and Ontario). *Tectonophysics* 448, 115–  
762 124. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.035>.
- 763 Constable, C., Tauxe, L., 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensor. *J. Geophys.*  
764 *Res.* 95, 8383–8395.
- 765 Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grainsize  
766 and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267.
- 767 De Toni, G.B., 2019. Correlação geológico-estrutural e modelo integrado de evolução para o  
768 Cinturaão Dom Feliciano sob transpressão inclinada no Neoproterozoico do sul do  
769 Brasi. [Thesis]: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,  
770 270 p.
- 771 Dunlop, D.J., Ozdemir, O., 1997. *Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers*. Cambridge  
772 University Press, United Kingdom, p. 573.
- 773 Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (mrs/ms versus hcr/hc) 1.  
774 Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical*  
775 *Research* 107, 2056–2077. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>.
- 776 Eriksson, P.I., Riishuus, M.S, Sigmundsson, F., Elming S.Å., 2011. Magma flow directions  
777 inferred from field evidence and magnetic fabric studies of the Streitishvarf composite  
778 dike in east Iceland. *Journal Volcanology and Geothermal Research.* 206(1–2):30–45.  
779 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.05.009>
- 780 Ernst, R.E., 1990. Magma flow directions in two mafic Proterozoic dyke swarms of the  
781 Canadian shield, as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data. In: A.J.  
782 Parker, P.C. Rickwood and D.H. Tucker (Editors), *Mafic Dykes and Emplacement*  
783 *Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, pp. 231-235.
- 784 Ernst, R.E., Baragar, W.R.A., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of  
785 magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature.* 356, 511–513.



- 786 Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D., 2004. Asymmetrical to  
787 symmetrical magnetic fabric of dikes: paleo-flow orientations and paleo-stresses  
788 recorded on feeder-bodies from the Motru dike swarm (Romania). *J. Struct. Geol.* 26,  
789 1401–1418. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2003.12.003>.
- 790 Ferré, E.C., Gébelin, A., Till, J.L., Sassier, C., Burmeister, K.C., 2014. Deformation and  
791 magnetic fabrics in ductile shear zones: A review. *Tectonophysics.* 179–188.  
792 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.008>.
- 793 Florisbal, L.M., Janasi, V. A., Bitencourt, M. F., Heaman, L.M., 2012. Space-time relation of  
794 post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U Pb LA-MC-  
795 ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic felsic magmatism related to the Major  
796 Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216, 132-151.
- 797 Frost, B.R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley,  
798 D.H. (Ed) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. p. 1-9 (Reviews in  
799 *Mineralogy*, 25).
- 800 Gibson, I.L., Walker, G.P.L., 1963. Some composite rhyolite/basalt lavas and related  
801 composite dykes in eastern Iceland. *Proceedings of the Geologists' Association* 74,  
802 301–318.
- 803 Harker, A., 1904. *The Tertiary Igneous Rocks of Skye*. Memoirs of the Geological Survey of  
804 Great Britain (Scotland).
- 805 Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics.  
806 *Geophys. Surv.*, v.5(1), pp.37-82.
- 807 Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J., Banerjee, S.K., 1988. Partial anhysteretic remanence and  
808 its anisotropy: applications and grain-size-dependence. *Geophys. Res. Lett.* 15, 440–  
809 443.

- 810 Jackson, M., Sprowl, D., Ellwood, B.B., 1989. Anisotropy of partial anhysteretic remanence  
811 and susceptibility in compacted black shales: grain-size and composition-dependent  
812 magnetic fabric. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1063–1066.
- 813 Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on  
814 groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50–62.
- 815 Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–  
816 T67.
- 817 Judd, J. W., 1893. On Composite Dykes in Arran. *Quarterly Journal of the Geological Society*  
818 of London, 9–10 (1893), pp. 536-565
- 819 Knight, M.D., Walker, G.P.L., 1988. Magma flow direction in dikes of the Koolau Complex,  
820 Oahu, determined from magnetic fabric studies. *J. Geophys. Res.* 93, 4301–4319.
- 821 Lyra, D.S., Savian, J.F., Bitencourt, M.F., Trindade, R.I., Tomé, C.R., 2018. AMS fabrics and  
822 emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite  
823 from southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences.* 87, 25 - 41
- 824 Nye, J.F., 1957. *Physical properties of crystals.* Oxford University Press, London.
- 825 Ozdemir, O., Dunlop, D.J., Moskowitz, B.M., 1993. The effect of oxidation on the Verwey  
826 transition in magnetite. *Geophysical Research Letters.* 20 (16), 1671–1674.
- 827 Peruchi, F.M., 2019. *Geologia estrutural, petrografia, geoquímica e geocronologia UPb do*  
828 *magmatismo granítico shoshonítico neoproterozoico pós-colisional sintectônico da*  
829 *Zona de Cisalhamento Major Gercino, região de Porto Belo, SC [Dissertation]:*  
830 *Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 97 p.*  
831 <http://hdl.handle.net/10183/193032>
- 832 Raposo, M.I.B., Ernesto, M., 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa  
833 dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Phys. Earth*  
834 *Planet. Inter.* 87, 183–196. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)02970-M](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(94)02970-M).

- 835 Raposo, M.I.B., 1997. Magnetic fabric and its significance in the Florianópolis dyke swarm,  
836 southern Brazil. *Geophys. J. Int.* 31, 159–170.
- 837 Raposo, M.I.B., D'Agrella-Filho, M.S., 2000. Magnetic fabrics of dike swarm from SE Bahia  
838 state (Brazil): their significance and implications for Mesoproterozoic basic  
839 magmatism in the São Francisco Craton. *Precambrian Res.* 9, 309–325.  
840 [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00064-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00064-9)
- 841 Raposo, M.I.B., 2017. Magnetic fabrics of the Cretaceous dike swarms from São Paulo  
842 coastline (SE Brazil): Its relationship with South Atlantic Ocean opening.  
843 *Tectonophysics*, 721: 395-414. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.023>
- 844 Roberts, A.P., Almeida, T.P., Church, N.S., Harrison, R.J., Heslop, D., Li, Y., Li J.,  
845 Muxworthy, A.R., Williams, W., Zhao, X., 2017. Resolving the origin of pseudo-  
846 single domain magnetic behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122,  
847 9534– 9558. <https://doi.org/10.1002/2017JB014860>
- 848 Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. and Reuber, I., 1991. Diabase dikes  
849 emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to  
850 geochemistry. In *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere* (pp.55-  
851 82). Springer Netherlands.
- 852 Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of  
853 anisotropy magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30, 209–226.
- 854 Salazar, C.A., Archanjo, C.J., Babinski, M., Liu, D., 2008. Magnetic fabric and zircon U–Pb  
855 geochronology of the Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the  
856 southern Ribeira belt (SE Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 26(3), 286–299.  
857 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.08.007>.
- 858 Snyder, D., Crambes, C., Tait, S., Wiebe, R.A., 1997. Magma mingling in dikes and sills.  
859 *Journal of Geology* 105, 75–86.

- 860 Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall,  
861 London. 217 pp.
- 862 Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., 1996. Potbellies, wasp-waists, and  
863 superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Jour. Geophys. Res.*, 101, 571–583.
- 864 Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow direction in the dikes from anisotropy of  
865 magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *J. Geophys. Res.* 103, 17775–17790.
- 866 Trindade, R.I.F., Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Siqueira, R., 1999. Magnetic susceptibility and  
867 partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of  
868 Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*. 314, 443–468. [https://doi.org/10.1016/S0040-](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00220-6)  
869 [1951\(99\)00220-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00220-6)
- 870 Verwey, E. J. W., 1939. Electronic conduction of magnetite (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>) and its transition point at  
871 low temperatures. *Nature*, 144(3642), 327–328. <https://doi.org/10.1038/144327b0>
- 872 Walker, G. P. L. and Skelhom, R. R., 1966. Some associations of acid and basic igneous  
873 rocks. *Earth Science Reviews*. V. 2, no. 2, p. 93-109.
- 874 Wiebe, R. A., 1973. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a  
875 composite dike. *American Journal of Science*. 273, 130-51.
- 876 Wiebe, R.A., Ulrich, R., 1997. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, coastal  
877 Maine. *Lithos*. 40, 157–178.
- 878 Wiegand, M., Trumbull R.B., Kontny A, Greiling R.O., 2017. An AMS study of magma  
879 transport and emplacement mechanisms in mafic dykes from the Etendeka Province, Namibia.  
880 *Tectonophysics*. 716:149-167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.016>  
881

## **CAPITULO V**

### **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

O presente estudo demonstra que os dois segmentos de diques compostos estudados constituem uma única intrusão, bem como os diques máficos individuais a SE da intrusão composta (Figura 2c). A mineralogia magnética de ambos os conjuntos de diques é controlada principalmente por magnetita e/ou titanomagnetita pobre em Ti, com pequena contribuição de minerais paramagnéticos.

As feições de interação entre os magmas máficos e félsicos observados em campo também são demonstradas pelos dados de ASM e magnetismo de rocha. No dique máfico individual SE, a presença de magnetita e/ou titanomagnetita pobre em Ti, observada nos resultados do estudo de magnetismo de rocha, está de acordo com os dados de MEV e de campo. Esses dados sugerem que o magma máfico dessas intrusões não interagiu com o magma félsico a ponto de modificar e reequilibrar sua mineralogia. Se ocorreu alguma interação provavelmente não foi significativa.

As rochas máficas de ambas as margens da intrusão composta, por outro lado, mostram características mais significativas de interação/reequilíbrio. Os cristais de magnetita e/ou titanomagnetita com tamanhos de grãos menores são encontrados nas rochas da borda máfica SE, enquanto as bordas máficas NW e as rochas do núcleo félsico esses cristais têm tamanhos de grãos semelhantes e maiores (Figuras 10a, 10b). Uma possível interpretação para esse resultado é que o magma da borda máfica interagiu com o magma contemporâneo do núcleo félsico e promoveu o reequilíbrio da sua mineralogia. O menor tamanho de grão encontrado nas rochas da borda máfica SE pode estar relacionado a uma interação mais intensa dos magmas máfico e félsico. Os dados de MEV mostram a presença de finas lamelas de ilmenita sem a presença de magnetita ou titanomagnetita pobre em Ti. Tais diferenças podem refletir uma forte interação entre as bordas máficas e o núcleo félsico, levando à intensa oxi-exsolução de ilmenita a partir da titanomagnetita pobre em Ti e/ou magnetita (e.g., Buddington & Lindsley, 1964; Frost, 1991). A entrada do magma félsico poderia ter reaquescido o sistema, permitindo que os grãos de magnetita e/ou titanomagnetita pobre em Ti aumentassem, enquanto os tamanhos de grãos menores podem ser explicados como produtos da oxi-exsolução.

Nos núcleos félsicos, a coexistência de ilmenita e magnetita em formas de lamelas observadas no MEV, apontam para a oxi-exsolução da ilmenita a partir da magnetita, o que

indica um aumento do potencial de oxidação durante a cristalização magmática (Frost, 1991). Essas características quando comparadas às características semelhantes das rochas das bordas máficas, indicam que os processos de oxi-exsolução não foram totalmente eficazes nos núcleos félsicos. Uma possível explicação para os tamanhos de grãos mais grossos, de magnetita e/ou titanomagnetita, no núcleo félsico pode ser que o magma félsico teria aquecido o magma da borda máfica parcialmente cristalizada, sendo capaz de acelerar seu processo de oxi-exsolução.

Com base nas observações acima, relativas à interação entre os magmas máficos e félsicos, foi possível estabelecer um cenário evolutivo em relação aos diferentes graus de interação. Nos diques máficos individuais, a oxi-exsolução observada nos cristais de magnetita é mais limitada, justificando o fato de que não há interação desse magma com o félsico. No dique composto, no entanto, onde há evidências físicas de interação entre magmas félsicos e máficos, a oxi-exsolução observada nos cristais de magnetita é significativa. Nas bordas máficas, a ausência de magnetita observada nos dados MEV e a pequena fração desse mesmo mineral mostrada nos estudos de magnetismo de rocha, atesta o fato de que o processo de oxi-exsolução nas bordas máficas foi acelerado pelo posicionamento do magma félsico, quando a oxi-exsolução atingiu seu clímax. A interação entre os magmas máfico e félsico também é observada em campo, como contatos difusos e irregulares entre o núcleo do dique e as margens. Na porção central félsica, os contatos crenulados e lobados entre os enclaves e a encaixante também são apontados como evidência da interação entre os magmas félsico e máfico.

A orientação comum dos eixos magnéticos médios ( $k_1$ - $k_2$ ), dos diques compostos e máficos individuais, situados no plano do dique e paralelos à foliação estrutural, juntamente com a posição horizontal de  $k_1$ , paralela à lineação estrutural, indicam que esta é uma trama magnética normal (Rochette *et al.*, 1991, 1992). Tais relações geométricas são normalmente atribuídas as tramas de fluxo primárias ou magmáticas (e.g. Knight & Walker, 1988). Além disso, o fluxo horizontal indicado por  $k_1$  sugere a injeção lateral do magma, que segundo Ernest (1990) pode estar associada às porções mais distantes da fonte.

A trama magnética planar é o elemento geométrico mais bem definido na área de estudo, dada por elipsoides oblatos na maioria dos casos. Entretanto, os elipsoides predominantemente prolatos observados na borda máfica NW e no dique individual NW sugerem um fluxo linear dominante nesses sítios estruturais, como apontado por Bitencourt *et al.* (1995), especialmente no domínio sul. A orientação da foliação magnética determinada neste estudo é paralela à foliação magmática subvertical de direção média NE relatada por Bitencourt (1996), e a lineação magnética fornecida pelo eixo  $k_1$  é paralela à lineação estrutural sub-horizontal. Tais dados apontam para o caráter contemporâneo das estruturas magnéticas e magmáticas. Dados adicionais relatados por Bitencourt & Nardi (1993) indicam

que a foliação milonítica e a lineação de estiramento, resultantes da atividade da zona de cisalhamento Major Gercino demonstram a mesma cinemática, com foliação de direção NE contendo uma lineação de estiramento subhorizontal, atribuída à cinemática transcorrente regional.

Os dados da trama magnética, de acordo com os dados estruturais da literatura, e as interações magmáticas observadas nas relações de campo e na mineralogia magmática, confirmam que os magmas félsicos e máficos são contemporâneos, e que o posicionamento foi controlado pela cinemática transcorrente regional da Zona de Cisalhamento Major Gercino. Os dados geocronológicos relatados por Chemale Jr. *et al.* (2012) indicam que as rochas plutônicas e hipabissais da Suíte Intrusiva Zimbros foram colocadas em ca. 590 Ma e, portanto, marcam os estágios finais do movimento transcorrente.

## REFERÊNCIAS

- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. 1993. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 65 (1), 3–16.
- Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C., Nardi, L.V.S., 1995. Análise Cinemática dos Diques Compostos da Enseada dos Zimbros (SC) com Base na Deformação de Enclaves Máficos. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. 5, Gramado, 1995. Resumos. Porto Alegre, SBG, p.178-181.
- Bitencourt, M.F., 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 pp.
- Buddington, A. F., Lindsley, H. D., 1964. Iron-Titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrology*, 5 (2): 310-357.
- Butler R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*.
- Castro, A., De la Rosa, J.D., Ferández, C., Moreno-Ventas, I., 1995. Unstable flow, magma mixing and magma-rock deformation in a deep-seated conduit: the Gil-Márquez Complex, south-west Spain. *Geologische Rundschau* 84: 359-374.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., and Kawashita, K., 2012, Time Constraints on Magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for West Gondwana Reconstruction: *Gondwana Research*, v. 22, no. 1, p. 184-199.
- Constable, C., Tauxe, L., 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensor. *J. Geophys. Res.* 95, 8383–8395.
- Craddock, J.P., Kennedy, B.C., Cook, A.L., Pawlisch, M.S., Johnston, S.T., Jackson, M., 2008. Anisotropy of magnetic susceptibility studies in tertiary ridge parallel dykes (Iceland), tertiary margin-normal Aishihik dykes (Yukon), and Proterozoic Kenora–Kabetogama composite dykes (Minnesota and Ontario). *Tectonophysics* 448, 115–124. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.035>.



- Dunlop, D.J., Ozdemir, O., 1997. *Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, United Kingdom, p. 573.
- Ernst, R.E., 1990. Magma flow directions in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian shield, as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data. In: A.J. Parker, P.C. Rickwood and D.H. Tucker (Editors), *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, pp. 231-235.
- Ernst, R.E., Baragar, W.R.A., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature* 356, 511–513.
- Eriksson, P.I., Riishuus, M.S., Sigmundsson, F., Elming S.Å., 2011. Magma flow directions inferred from field evidence and magnetic fabric studies of the Streitishvarf composite dike in east Iceland. *J Volcanol Geoth Res* 206(1–2):30–45.
- Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D., 2004. Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru dike swarm (Romania). *J. Struct. Geol.* 26, 1401–1418. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2003.12.003>.
- Frost, B. R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D.H. (Ed) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. p. 1-9 (Reviews in Mineralogy, 25).
- Gibson, I.L., Walker, G.P.L., 1963. Some composite rhyolite/basalt lavas and related composite dykes in eastern Iceland. *Proceedings of the Geologists' Association* 74, 301–318.
- Harker, A., 1904. *The Tertiary Igneous Rocks of Skye*. Memoirs of the Geological Survey of Great Britain (Scotland), 481p.
- Hatch, F.H., Welis, A.K., Welis, M.K., 1979. *The Petrology of the Igneous Rocks*. Billing & Sons Ltd., London, 551 p.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, v.5(1), pp.37-82.
- Hrouda, F., 2014. Physical principles of magnetic anisotropy course. In: *Castle Meeting*, Évora, Portugal.

- Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J., Banerjee, S.K., 1988. Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications and grain-size-dependence. *Geophys. Res. Lett.* 15, 440–443.
- Jackson, M., Sprowl, D., Ellwood, B.B., 1989. Anisotropy of partial anhysteretic remanence and susceptibility in compacted black shales: grain-size and composition-dependent magnetic fabric. *Geophys. Res. Lett.* 16, 1063-1066.
- Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50–62.
- Judd, J. W., 1893. On Composite Dykes in Arran. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 9–10 (1893), pp. 536-565
- Katzir, Y., Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Eyal, M., Zandvilevich, A.N., Valley, J.W., Vapnik, Y., Beeri, Y., Spicuzza, M.J., 2007. Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel, north-eastern Arabian–Nubian Shield: geochemical and isotope constraints. *Lithos* 97, 336–364.
- Khan, M.A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks: *J. Geophys. Res.*, v.67, pp.2873–2885.
- Knight, M.D., Walker, G.P.L., 1988. Magma flow direction in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *J. Geophys. Res.* 93, 4301–4319.
- Montalbano, S., Diot, H., Bolle, O., 2016. Asymmetrical magnetic fabrics in the Egersund doleritic dike swarm (SW Norway) reveal sinistral oblique rifting before the opening of the Iapetus. *Journal of Structural Geology* 85, 18-39. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.01.006>
- Nye, 1957. *Physical properties of crystals*. Oxford University Press, London.
- Poland, M.P., Fink, J.H., Tauxe, L., 2004. Patterns of magma flow in segmented silicic dikes at Summer Coon volcano, Colorado: AMS and thin section analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 155–169.
- Raposo, M.I.B., Ernesto, M., 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Phys. Earth Planet. Inter.* 87, 183–196. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)02970-M](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(94)02970-M).
- Raposo, M.I.B., 1997. Magnetic fabric and its significance in the Florianópolis dyke swarm, southern Brazil. *Geophys. J. Int.* 31, 159–170.

- Raposo, M.I.B., D'Agrella-Filho, M.S., 2000. Magnetic fabrics of dike swarm from SE Bahia state (Brazil): their significance and implications for Mesoproterozoic basic magmatism in the São Francisco Craton. *Precambrian Res.* 9, 309–325.
- 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: 395-414
- Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. and Reuber, I., 1991. Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere* (pp.55-82). Springer Netherlands.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30, 209–226.
- Snyder, D. & Tait, S., 1995. Replenishments of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 230–240.
- Snyder, D., Crambes, C., Tait, S., Wiebe, R.A., 1997. Magma mingling in dikes and sills. *Journal of Geology* 105, 75–86.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London. 217 pp.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Staudigel, H., 1998. Flow direction in the dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *J. Geophys. Res.* 103, 17775–17790.
- Tauxe, L., 2005. *Lectures in Paleomagnetism*. <http://earthref.org/MAGIC/book/Tauxe/2005>.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*, Allen and Unwin, Winchester, Mass. doi:10.1007/978-94-011-8036-8.
- Vogel, T.A., Wilband, J.T., 1978. Coexisting acidic and basic melts: Geochemistry of a composite dike. *The Journal of Geology* 86:353–371.
- Vogel, T.A., 1982. Magma mixing in the acidic-basic complex of Ardnamurchan: implications on the evolution of shallow magma chambers. *Contrib Mineral Petrol* 79:411 – 423

- Waight, T.E., Wiebe, R.A., Krogstad, E.J., 2007. Isotopic evidence for multiple contributions to felsic magma chambers: Gouldsboro Granite, Coastal Maine. *Lithos* 93:234–247. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.066>
- Walker, G. P. L., Skelhom, R. R., 1966. Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth Science Reviews*, v. 2, no. 2, p. 93-109.
- Wiebe, R. A., 1973. Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *American Journal of Science*, 273, 130-51.
- Wiebe, R.A., Ulrich, R., 1997. Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine. *Lithos* 40, 157–178.
- Wiegand, M., Trumbull R.B., Kontny A, Greiling R.O., 2017. An AMS study of magma transport and emplacement mechanisms in mafic dykes from the Etendeka Province, Namibia, *Tectonophysics* 716:149-167.

## ANEXO A

Manuscrito submetido ao periódico “*Journal of geodynamics*” da Editora Elsevier, sob a referência GEOD\_2019\_210. Abaixo, um *print-screen* do *e-mail* de confirmação de recebido.

Successfully received: submission Magnetic fabric data on interactive syntectonic magmas of contrasting composition in composite dikes from south Brazil for Journal of Geodynamics   Caixa de entrada x

**Journal of Geodynamics** <Evisupport@elsevier.com>  
para eu ▾

ter., 12 de nov. 10:49 (há 1 dia) ☆ ↶ ⋮

*This message was sent automatically.*

Ref: GEOD\_2019\_210

Title: Magnetic fabric data on interactive syntectonic magmas of contrasting composition in composite dikes from south Brazil

Journal: Journal of Geodynamics

Dear Mrs. Rocha Tomé,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of Geodynamics. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: [http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL\\_ACR=GEOD](http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=GEOD) and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of Geodynamics

### Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

-----  
Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.