

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

**ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA
(ASM) APLICADA AO MODELO DE POSICIONAMENTO DO
GRANITO BUTIÁ: UM GRANITO PERALUMINOSO
SINTECTÔNICO DO SUL DO BRASIL**

DIEGO DA SILVEIRA LYRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

CO-ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

Volume I

Porto Alegre - 2018

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

**ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA
(ASM) APLICADA AO MODELO DE POSICIONAMENTO DO
GRANITO BUTIÁ: UM GRANITO SINTECTÔNICO
PERALUMINOSO DO SUL DO BRASIL**

DIEGO DA SILVEIRA LYRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

CO-ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

BANCA EXAMINADORA:

Prof^a. Dr^a. Geane Carolina Gonçalves Cavalcante

Departamento de Geologia – Universidade Federal do Paraná (UFPR)

Prof. Dr. Élder Yokoyama

Instituto de Geociências – Universidade de Brasília (UnB)

Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas (UFAM)

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

Porto Alegre - 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Lyra, Diego da Silveira

Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) aplicada ao modelo de posicionamento do Granito Butiá: um granito peraluminoso do sul do Brasil / Diego da Silveira Lyra. – 2017. 86 f. ; 30 cm.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, Porto Alegre, 2017.

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian.

Coorientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética. 2. Granito Sintectônico. 3. Granito Peraluminoso. 4. Ciclo Brasileiro/Pan-africano. I. Savian, Jairo Francisco. II. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. III. Título.

CDD 551.72

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Sibila F. T. Binotto CRB 10/1743

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço aos meus orientadores, Jairo e Fátima, por depositarem em mim parte do “combustível” necessário para este trabalho ter sido realizado. Obrigado por toda energia e tempo utilizados comigo, pelo conhecimento passado, pela confiança e paciência que tiveram. Obrigado também pelos conselhos nos momentos difíceis e por terem feito, no meu conceito, além do papel de um orientador.

Agradeço a minha família pelo apoio e compreensão, e a minha companheira e namorada, pelo apoio e compreensão “elevados ao quadrado”. Obrigado Fran, por entender, aceitar e ter me apoiado nos momentos em que o artigo falou mais alto, e, além disso, por ter me ajudado em melhorar algumas figuras. Foi quase isso: “Se não pode com eles, junte-se a eles”.

Agradeço também a todos os colegas do grupo de pesquisa Magmatismo Sintectônico. Este trabalho não deixa de ser nosso. Acredito que a troca que há entre nós, nos impulsiona e serve de base para continuarmos. Enfim, nós aprendemos juntos, pela convivência (diária ou não), em cada discussão de artigo e seminário, na hora do cafezinho (que ocorre várias vezes ao dia) e, na melhor parte, nos trabalhos de campo (sim, sem dúvidas a melhor parte). Por falar em trabalho de campo, um agradecimento especial aos colegas que me acompanharam nos campos, Giuseppe, Fran e Camila, que me ajudou a coletar a maioria das amostras.

Agradeço ao professor Ricardo Trindade, por ter me recebido tão bem no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP (USPMag), por ter me dado espaço para expor o trabalho de pesquisa, por ter sentado comigo e, com paciência, ter me explicado pontos importantes para as interpretações de ASM. Obrigado também pelas revisões no artigo e por ter contribuído de forma significativa nele. Resumindo, você também me orientou, obrigado! Agradeço também aos técnicos do laboratório USPmag, Daniele, Plínio e, especialmente, Giovanni, por ter realizado a maioria das medidas termomagnéticas.

Agradeço ao Instituto de Geociências da UFRGS e todos seus funcionários. Em especial ao professor Léo Hartmann, que por ministrar a disciplina “Redação e submissão de artigo científico”, contribuiu de certa forma para este trabalho. Além disso, por último, agradeço aos órgãos de fomento à pesquisa, CNPq e FAPERGS.

RESUMO

O período pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-africano é marcado no sul do Brasil pela ocorrência de granitos metaluminosos e peraluminosos, controlados por um sistema transcorrente de zonas de cisalhamento (ZC). No Rio Grande do Sul (RS), a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), de cinemática sinistral e direção NE, é a principal estrutura que condicionou o posicionamento desses granitos (ca. 634 – 610 Ma). Entretanto, o Granito Butiá (GB – 629 Ma), localizado a noroeste da ZCTDC, ocorre como um corpo alongado de direção NNW que intrude rochas de alto grau metamórfico do Complexo Várzea do Capivarita (ca. 650 Ma). O GB possui trama planar bem desenvolvida ($S > L$), cuja foliação mergulha com alto ângulo para NNW; apesar de raramente apresentar lineação, seu posicionamento é interpretado como sintectônico a uma ZC transcorrente de cinemática dextral. Dessa forma, um estudo de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) foi realizado no GB, com o objetivo de melhor delimitar os mecanismos de seu posicionamento e relacioná-los com o sistema regional de zonas de cisalhamento. No total, 492 espécimes (180 cilindros) foram coletadas em 16 sítios, distribuídos no corpo principal do GB. A mineralogia magnética foi investigada através de curvas termomagnéticas, curvas de histereses e de aquisição de magnetização remanente isotermal, e detalhada com microscopia eletrônica de varredura em amostras representativas. Essas análises demonstram o domínio de fases paramagnéticas e uma pequena contribuição de minerais de baixa coercividade (e.g., magnetita, titanomagnetita) e alta coercividade (e.g., hematita). Apesar disso, a trama magnética é controlada exclusivamente por cristais paramagnéticos de biotita. A susceptibilidade magnética total é baixa e varia entre 0,1 e 8×10^{-5} SI. O parâmetro de forma (T) varia de 0,272 a 0,908 e o grau de anisotropia (P) varia de 1,073 a 1,266, aumentando do centro em direção as margens do GB. A presença de par S-C dextral de origem magmática e microestruturas de deformação em alta temperatura ($\sim 650^\circ\text{C}$) confirmam que a deformação atuava durante o processo de cristalização. Esses elementos, junto à análise da trama magnética, sugerem que a ascensão e o posicionamento do magma foram controlados por uma ZC transcorrente de direção NNW e cinemática dextral. Próximo as rochas encaixantes, os elipsoides magnéticos são fortemente oblatos, a foliação mergulha com alto ângulo para W ou E, e a lineação têm alto a moderado caimento, sugerindo significativo achatamento e domínio de uma componente de cisalhamento puro de deformação. Longe das margens, a lineação tem baixos caimentos, paralelos a direção da foliação (NW-NNW), sugerindo um transporte horizontal e domínio de uma componente de cisalhamento simples de deformação, que promoveu o estiramento. No nordeste do corpo, a presença de *roof pendants* e menores ângulos de mergulho da foliação sugerem proximidade com a cúpula. A combinação de *bouyoancy forces* e da partição da deformação regional, em cisalhamento puro e simples durante o posicionamento do GB, está de acordo com um regime transpressivo. Esses resultados também sugerem uma relação no tempo-espaço entre a ZC que controlou o posicionamento do GB e a ZCTDC. Possivelmente, elas formavam um par conjugado do mesmo sistema transcorrente durante o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Pan-africano no sul do Brasil.

Palavras-Chave: Anisotropia de susceptibilidade magnética, Granito peraluminoso sintectônico, Ciclo Brasileiro/Pan-africano

ABSTRACT

The post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle in Southern Brazil is marked by metaluminous and peraluminous granites controlled by a transcurrent shear zone system. In the Rio Grande do Sul State, southernmost Brazil, the sinistral, NE-trending Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ) is the best known structure that conditioned these peraluminous granites (ca. 634 – 610 Ma). However, the NNW-elongate Butiá Granite (BG – 629 Ma) is emplaced to the northwest of the DCTSZ, intrusive in the high-grade Várzea do Capivarita Complex (ca. 650 Ma). The BG has a S>L fabric, which foliation steeply dips towards NNW. Despite its poorly-developed linear fabric, BG emplacement is interpreted to have been controlled by a dextral transcurrent shear zone. Thus, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study was performed in the BG aiming to constrain its emplacement mechanism and the relation of the granite with the regional shear zone system. A total of 492 specimens (180 drill cores) were obtained through 16 sites distributed along the BG main body. Magnetic mineralogy was investigated by hysteresis loops, thermomagnetic and IRM acquisition curves, and a complementary SEM analysis in representative samples. These experiments show a dominant contribution of paramagnetic phases and a small content of low-coercivity (e.g., magnetite and titanomagnetite) and high-coercivity (e.g., hematite) remanence-carrying minerals. In spite of the presence of minor ferromagnetic grains, the BG magnetic anisotropy fabric is interpreted as dominantly controlled by paramagnetic biotite crystals. The bulk magnetic susceptibility ranges between 0.1 and 8.0×10^{-5} SI. Shape parameter (T) ranges from 0.272 to 0.908, and anisotropy degree (P) ranges from 1.073 to 1.266, increasing from the inner portion of the pluton to its margins. The presence of dextral S-C magmatic fabric and high temperature (ca. 650 °C), solid-state deformation at the margins confirms that the pluton was deformed during its cooling process. Such features, together the magnetic fabric analysis, suggest that magma ascent and emplacement were controlled by a NNW-trending dextral transcurrent shear zone. Close to the host-rocks, magnetic foliation dips steeply towards W or E, and magnetic lineation plunges steeply to moderate, displaying strongly-oblate ellipsoids. This is interpreted as a result of shortening and the significantly pure-shear component of deformation operating close to the host-rocks. Shallow-plunging lineation parallel to the NW- to NNW-striking foliation is found away from the pluton margins, which is related to the horizontal displacement, where the simple-shear component of deformation was more effective, resulting stretching. Foliation becomes less steep towards the BG northeastern portion and the presence of roof pendants in this area suggests the proximity to the roof zone. The combination of buoyancy forces and the partitioning of regional strain into simple and pure shear are in accordance with a transpressive regime. These results also suggest a time-space relationship between the NNW-dextral shear zone that controlled the emplacement of the Butiá Granite and the sinistral, NE-trending DCTSZ, responsible for the emplacement of peraluminous granites. Possibly, these zones formed a conjugate pair during the transcurrent deformation of the early post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African Cycle in southernmost Brazil.

Keywords: Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Syntectonic peraluminous granite, Brasiliano/Pan-African Cycle

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Procedimento de amostragem: (a) perfuração realizada com perfuratriz manual com broca diamantada e sistema de arrefecimento/ lubrificação acoplado; (b) Furos realizados no sitio DL-10, note que cada furo tem uma marcação rente a ele, que serve como referencial; (c) marca de referência (i), orientador com clinômetro e bússola (ii) acoplado e processo de marcação com arame de cobre (iii); (d) orientação de furo cujo cilindro quebrou durante a perfuração; (e) transferindo o referencial geográfico para o cilindro após sua orientação.22
- Figura 2 - Preparação de amostras para ASM: corte dos cilindros em espécimes de 22 mm (a e b); marcação dos eixos que serão medidos no equipamento (c); processo de embalagem em filme de PVC para prevenção de contaminação dos espécimes (d).23
- Figura 3 – (a) Representação tridimensional do elispoide magnético e (b) seus respectivos eixos de susceptibilidade magnética plotados em estereograma. Modificado de Hrouda (2014).25
- Figura 4 - Representação tridimensional de elipsoides com diferentes parâmetros de forma (T), da esquerda para a direita: prolato, triaxial e oblato. Seus eixos de susceptibilidade magnética estão plotados nos respectivos estereogramas. Extraído de Nédélec e Bouchez (2015).26
- Figura 5 - Relação entre os eixos de susceptibilidade magnética e o sistema cristalino dos minerais: ortopiroxênio (a), anfibólio (b) e mica (c). Modificado de Borradaile & Jackson (2004).27
- Figura 6 - (a) Susceptibilímetro MLY-4S (branco) acoplado ao sistema de aquecimento (esq.) e as amostras pulverizadas dentro dos porta-amostras (dir.); (b) colocação da amostra dentro do cabeçote do susceptibilímetro antes de iniciar o ciclo de alta temperatura.30
- Figura 7 - Magnetômetro MicroMag 3900 utilizado para a aquisição de curvas de IRM e histereses. Em detalhe, o sistema do *vibrating sample magnetometer* (VSM). Extraído e modificado do site da empresa Lake Shore cryotronics.32

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASM – Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

CVC – Complexo Várzea do Capivarita

CPG - *cordierite-bearing peraluminous granitoids*

FPM – Falha Passo do Marinheiro

GB – Granito Butiá

H_c - Coercividade

H_{cr} – Coercividade de remanência

H_i – Campo magnético induzido

MRI – Magnetização remanente isotérmica

k_1 – Eixo de susceptibilidade magnética máximo

k_2 – Eixo de susceptibilidade magnética intermediário

k_3 – Eixo de susceptibilidade magnética mínimo

K – Susceptibilidade magnética total

K_f – Susceptibilidade magnética ferrimagnética

K_p – Susceptibilidade magnética paramagnética

K_d – Susceptibilidade magnética diamagnética

k_{ij} – Tensor de susceptibilidade magnética

K_m – Susceptibilidade magnética média

KCG – *high-K calc-alkaline granitoids*

M – Magnetização

M_i – Magnetização induzida

M_s – Magnetização de saturação

M_{rs} – Magnetização remanente de saturação

MPG - *muscovite-bearing peraluminous granitoids*

P – Grau de anisotropia

T – Parâmetro de forma

T_c – Temperatura de Curie

T_N – Temperatura de Néel

ZCTDC – Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

SUMÁRIO

PARTE I	6
1. INTRODUÇÃO	7
1.1. Sobre a estrutura desta dissertação.....	7
1.2. Contextualização geológica e motivação	8
1.3. Objetivos	10
1.4. Estado da Arte e Contextualização Teórica	10
1.4.1. Granitoides peraluminosos e sua gênese em cinturões colisionais	10
1.4.2. Transporte de magma e posicionamento de corpos graníticos	13
1.4.3. ASM aplicada ao estudo de maciços graníticos.....	15
PARTE II	18
2. MATERIAIS E MÉTODOS	19
2.1. Revisão Bibliográfica	19
2.2. Banco de dados em Sistema de Informações Geográficas (SIG) e escolha de afloramentos	19
2.3. Saídas de campo e amostragem	20
2.4. Preparação de amostras	22
2.5. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética	24
2.5.1. Fundamentos teóricos	24
2.5.2. Obtenção dos dados de ASM	27
2.6. Mineralogia Magnética	28
2.6.1. Curvas Termomagnéticas	29
2.6.2. Curvas de Histerese.....	30
2.6.3. Curvas de Aquisição de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI).....	31
2.6.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	32
PARTE III	37
3. ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO	37
PARTE IV	79
4. ANEXOS	80
4.1. Outras Publicações: Resumos apresentados em eventos da área	80
4.1.1. First Symposium on South American Tectonics. Santiago (Chile) - November, 2016.	80
4.1.2. European Geosciences Union (EGU) General Assmbly 2018, Vienna (Austria) - April, 2018.	81
4.2. Histórico Escolar	81
4.3. Pareceres da banca examinadora	83

PARTE I

1. INTRODUÇÃO

1.1. Sobre a estrutura desta dissertação

Esta Dissertação de Mestrado está estruturada em torno de um artigo submetido à publicação em periódico científico da área, conforme a Norma 103 de Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-graduação em Geociências do Instituto de Geociências da UFRGS. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes:

PARTE I: Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Mestrado no item “Contextualização geológica e motivação”, em seguida, estão sumarizados os “Objetivos”, bem como o “Estado da Arte e Contextualização Teórica” acerca dos temas da pesquisa;

PARTE II: “Materiais e Métodos” empregados;

PARTE III: Artigo submetido a periódico, com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado;

PARTE IV: Anexos, compreendendo resumos nos quais o pós-graduando é autor e coautor, publicados em eventos da área durante o período de Mestrado, bem como documentação pertinente (Histórico Escolar e Pareceres da Banca Examinadora).

1.2. Contextualização geológica e motivação

O ciclo orogênico Brasileiro/Pan-africano no sul do Brasil é caracterizado por um volumoso magmatismo pós-colisional com idades entre 650 e 580 Ma (Bitencourt & Nardi, 2000). Segundo esses autores, a atividade magmática nesse período foi controlada por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala litosférica, desenvolvido durante a tectônica transpressiva, denominado de Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. A orientação preferencial dessas zonas de cisalhamento é NE-SW, variando localmente para N-S, em um arranjo anastomosado.

No Rio Grande Sul, a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC - Fernandes *et al.*, 1992) se destaca, por ter centenas de quilômetros de comprimento e cerca de 10 km de largura, alojando granitos sintectônicos e milonitos associados. Esses granitos, de composição peraluminosa (Granito Francisquinho e Granito Cordilheira), ocorrem como corpos alongados na direção nordeste, com foliação subvertical e lineação de estiramento sub-horizontal. Eles registram movimento sinistral e temperaturas de deformação compatíveis com a fácies anfíbolito inferior a xisto-verde superior (Tommasi *et al.*, 1994; Fernandes & Koester, 1999). A ZCTDC limita o Batólito Pelotas, localizado à leste, das rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico do Complexo Metamórfico Porongos (Jost & Bitencourt, 1980), localizado à oeste. Entretanto, na porção noroeste do Batólito Pelotas, esse limite se faz pela Falha Passo do Marinheiro (FPM), de direção N-S. Na região formada pelas estruturas ZCTDC e FPM, denominada Bloco Encruzilhada (*e.g.* Hartmann *et al.*, 2016), aflora o Granito Butiá (GB).

O GB foi definido por Niessing *et al.* (2008) como um silimanita-biotita-muscovita leucogranito foliado, alongado segundo a direção NNW e intrusivo em rochas de alto grau metamórfico do Complexo Várzea do Capivarita (CVC - Martil *et al.*, 2011; Bom *et al.*; 2014). O GB apresenta trama planar bem desenvolvida (S>L) cuja foliação, de alto ângulo, tem direção preferencial paralela à alongação do corpo. Entretanto, raramente se observa lineação mineral. Localmente o GB desenvolve um par de foliações S-C, que registra movimento horário. Segundo Niessing *et al.* (2008, 2010), a deformação no estado magmático é indicada pelo forte alinhamento de cristais subedricos de K-feldspato e quartzo magmático, e por evidências de deformação no ainda estado *subsolidus*, como quartzo com padrão tabuleiro de

xadrez e mirmequitas. Os autores sugerem que o posicionamento do GB foi controlado por uma zona de cisalhamento, de cinemática dextral, ativa durante a fase de transcorrência (D_2), também registrada no embasamento, após o pico do metamorfismo, datado em ca. 648 Ma no CVC (Martil, 2016). A idade de cristalização do GB foi determinada em 625 a 629 Ma por monazita em microsonda (Niessing *et al.*, 2011) e em zircão (LA-MC-ICP-MS) e monazita (U-Pb ID-TIMS) por Bitencourt *et al.* (2015a).

A região onde o GB está inserido é de fundamental importância para o entendimento da tectônica atuante no final do Ciclo Brasileiro/Pan-africano. Nela há a ocorrência de rochas que registram os períodos pré-colisional, colisional (s.s.) e pós-colisional. O magmatismo de arco pré-colisional é registrado em ortognaisses do Complexo Várzea do Capivarita a ca. 790 Ma (Martil *et al.* 2017). O período colisional, também registrado no CVC, é marcado pelo metamorfismo de fácies granulito a ca. 648 Ma e pela tectônica tangencial, com estruturas de baixo ângulo, que progride para uma tectônica alto ângulo em regime transcorrente (Martil, 2016). Essa progressão é registrada também na foliação dos Sienitos Arroio das Palmas (ca. 642 Ma – Bitencourt *et al.* 2015b). Em seguida, o GB (ca. 629 Ma) registra o regime transcorrente atuante na transição entre a tectônica compressional e a extensional, durante o estágio pós-colisional. Posteriormente, os últimos registros de atividade plutônica na área, referem-se ao magmatismo sienítico ultrapotássico do Maciço Sienítico Piquiri, com idades entre 609 e 584 Ma (Bitencourt *et al.* 2015b), e ao magmatismo alcalino do Granito Encruzilhada com idade de 594 Ma (Babinski *et al.* 1997). Possivelmente, estas últimas unidades registram o início de um regime extensional, que prosseguiu com a abertura à oeste da bacia vulcano-sedimentar, Bacia do Camaquã (e.g. Almeida *et al.*, 2012).

Visto que o regime de transcorrência ocorre durante a transição entre a tectônica compressional e a extensional, o modelo de posicionamento do GB ajudará a delimitar, no tempo e no espaço, se havia o domínio de um regime transpressivo ou transtrativo. Trabalhos desenvolvidos até agora obtiveram grande quantidade de dados estruturais para o GB. Entretanto, devido à ausência de lineação mineral observável em campo, uma análise completa da trama, baseada na interpretação conjunta de elementos planares e lineares, ainda não se fez possível. A análise conjunta da orientação e intensidade das foliações e lineações em granitos sintectônicos permite a investigação de elementos como: sentido de orientação do fluxo magmático, direções preferenciais dos eixos de achatamento/estiramento,

sentido de movimento dado pela deformação, partição da deformação (componentes coaxial e não-coaxial). Portanto, a principal motivação deste trabalho é delimitar no tempo e no espaço o regime tectônico atuante durante o posicionamento do Granito Butiá. Para isso, obter dados estruturais conjuntos da trama planar e linear para corpo granítico é fundamental. Dessa forma, será realizado um estudo de anisotropia de susceptibilidade magnética, integrado a geologia estrutural e petrografia.

1.3. Objetivos

O objetivo desta Dissertação de Mestrado é detalhar a trama linear e planar do Granito Butiá, principalmente por meio da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), integrado aos dados estruturais (macro- e micro-escala) obtidos durante este trabalho e aos dados de trabalhos previamente publicados. As interpretações de ASM fundamentam-se na investigação da trama magnética e magnetismo de rocha.

Com base nos dados obtidos, pretende-se aprimorar o entendimento sobre o posicionamento do Granito Butiá em relação à zona de cisalhamento e, desta forma, discutir as implicações tectônicas desse modelo em relação ao sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes ativo durante o estágio final do Ciclo Brasileiro/Pan-africano no sul do Brasil.

1.4. Estado da Arte e Contextualização Teórica

1.4.1. Granitoides peraluminosos e sua gênese em cinturões colisionais

Granitoides peraluminosos são definidos quimicamente pela razão molecular $A/CNK > 1$, onde A/CNK descreve a proporção molar de $Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O)$. Na década de 70, Chappel & White (1974) propuseram que esses granitos teriam sua origem na fusão de metassedimentos e os classificaram como granitos “tipo-S”. Entretanto, não apenas os protólitos metassedimentares podem gerar esse tipo de magma, mas também fusões de rochas a partir de protólitos orto-derivados, como discutido em Miller (1985). Segundo Clarke (1981), granitos peraluminosos possuem mineralogia com uma ou mais fases ricas em alumínio como muscovita,

biotita, cordierita, silimanita, granada e turmalina, sendo comum fases acessórias como monazita, zircão e ilmenita.

A classificação de granitoides peraluminosos sugerida por Barbarin (1996) é amplamente reconhecida. Nesse trabalho o autor classifica e discute a gênese de dois tipos: os granitoides MPG (*muscovite-bearing peraluminous granitoids*) e os CPG (*cordierite-bearing peraluminous granitoids*). Os MPG apresentam grandes e abundantes cristais de muscovita e raramente contém enclaves. Os CPG contêm cordierita, associada à silimanita e poucos cristais de muscovita primária. Existem diferenças entre ambos, como por exemplo, o caráter peraluminoso dos magmas, que aumenta com a diferenciação nos MPG e, nos CPG, decresce drasticamente ou aumenta pouco. Outra diferença entre estes dois tipos está relacionada com as condições de anatexia da crosta. Segundo o autor, no caso dos MPG, as condições de fusão envolvem a adição de água no sistema, favorecida por zonas de cisalhamento de grande escala, onde estes magmas geralmente se alojam. Na geração dos CPG não há a participação de água livre no sistema, e esse processo pode ser favorecido por *underplating* e por injeções locais de magmas mantélicos. Eles são encontrados principalmente dispersos nas raízes de cinturões orogênicos, alojados em rochas de alto-grau metamórfico.

Granitos peraluminosos são identificados em diversos cinturões orogênicos, especialmente naqueles associados à colisão continental (e.g., Barbarin, 1999). A geração de magmas graníticos peraluminosos é entendida como produto da fusão parcial da crosta, em ambientes colisionais e pós-colisionais. O termo pós-colisional é discutido em Liégeois (1998), e, segundo o autor, o prefixo “pós” indica um estágio mais jovem que a colisão *strictu sensu* (período de máxima convergência), mas ainda geneticamente relacionada a ela. A colisão (s.s.) refere-se ao início do impacto entre duas ou mais placas continentais, caracterizada por grandes cavalgamentos e metamorfismo de alta pressão. Isso diferencia o evento colisional (s.s.) do longo período de convergência de placas, subsequente ao fechamento de um oceano. Nesse sentido, o período pós-colisional inicia-se em um ambiente intracontinental, e segue com grande movimentação horizontal dos blocos crustais ao longo de zonas de cisalhamento regionais. Essas movimentações horizontais ao longo de estruturas regionais podem desencadear o magmatismo, principalmente de composição calcialcalina alto-K a shoshonítica, incluindo alguns granitoides fortemente peraluminosos e, atingindo o período intraplaca com a predominância de magmas alcalinos a peralcalinos supersaturados em sílica.

A gênese de granitoides fortemente peraluminosos ($A/CNK > 1,1$) em ambientes pós-colisionais é discutida em Sylvester (1998), onde o autor aborda o *timing* (sin- ou pós-colisional), as condições envolvidas na anatexia crustal em diferentes orógenos colisionais (colisão de “alta-pressão” vs. “alta-temperatura”). Segundo ele, a maior parte dos granitoides fortemente peraluminosos relacionados à colisão, seriam melhor descritos como sendo pós-colisionais, pois são gerados após o clímax do espessamento crustal. Por exemplo, na orogenia Herciniana na Europa, a volumosa ocorrência dessas rochas peraluminosas (340 – 300 Ma) se dá após o metamorfismo orogênico de média-pressão (Barroviano), ao invés de estarem associadas ao posterior evento metamórfico de baixa pressão / alta temperatura e a movimentos de falhas transcorrentes e extensionais. Nesse caso, a granitogênese peraluminosa está associada espacialmente e temporalmente a granitos calci-alcalinos, que seriam sem dúvidas classificados como pós-colisionais. Outro exemplo ocorre nos Alpes, onde o metamorfismo regional de alta pressão a 45 – 35 Ma precede a formação de granitos peraluminosos a 33 – 25 Ma, que se posicionam junto a volumes moderados de granitos calci-alcalinos e shoshonítico/ultrapotássico associados. Na região do Alto Himalaia, os granitos peraluminosos sin-colisionais posicionaram-se entre 24 e 14 Ma, logo após o pico do metamorfismo de alta-pressão e no início de um período de soerguimento e exumação.

Outro aspecto discutido por Sylvester (1998) na geração dos granitos peraluminosos refere-se às diferenças entre as colisões que envolvem alta pressão e grande espessamento crustal (>50 km; e.g. Himalaias e Alpes), e aquelas que envolvem alta temperatura e um menor espessamento crustal (<50 km; e.g. *Hercynides* e *Lachlan Fold Belt*). No primeiro caso, um volume pequeno a moderado de granitos peraluminosos de mais baixa temperatura (<875 °C) é gerado por decompressão da crosta superespessada e aquecida pelo decaimento radiogênico (K, U e Th). No outro tipo de orógeno, um grande volume de granitos peraluminosos “quentes” (>875 °C) forma-se pelo calor proveniente do manto após a delaminação litosférica.

Barbarin (1999) relaciona a gênese dos granitoides peraluminosos aos ambientes geotectônicos no Ciclo de Wilson. Ele cita que após a subducção ser totalmente substituída pela colisão continental, a fusão da crosta produz granitoides MPG e CPG, e ainda participa na geração de granitoides calci-alcalinos alto-K (KCG). Para ele, os MPG e CPG estão associados com clímax da orogênese, enquanto os KCG são supostamente posicionados durante as fases de relaxamento

termal. Ou seja, os magmas são gerados durante a tectônica compressional e posicionados ao longo de zonas de cisalhamento apenas quando uma componente extensional permite relaxamentos locais. Ele explica que a atividade em uma zona de convergência implica sucessivos períodos de contração (com o empilhamento crustal) e extensão, permitindo, respectivamente, a geração de magmas e o posicionamento alternado de granitoides peraluminosos e KCG. A dominância de granitoides do tipo KCG marcaria a fase pós-colisional, quando a erosão continua e ocorre o soergimento da crosta (*continental uplift*).

Na literatura ainda existe certa ausência de clareza sobre o *timing* de geração dos magmas de origem crustal e sobre os termos “colisional” e “pós-colisional”. Tanto Barbarin (1999) quanto Liégeois (1998) assumem que a geração dos magmas ocorre, em um ambiente contracional intracontinental, ou seja, após o fechamento de um oceano. Entretanto, Liégeois (1998) considera este ambiente como “pós-colisional”, uma vez que reconhece a colisão propriamente dita como o principal impacto inicial entre duas ou mais placas continentais. Barbarin (1999), por sua vez, considera o ambiente contracional intracontinental como “colisional”, uma vez que é nele que ocorre o “clímax da orogênese”. Ou seja, o ponto principal depende de como os autores tratam o termo “pós-colisional” e o que consideram como colisão, pois os eventos geológicos permanecem da mesma forma independente de nossa interpretação.

1.4.2. Transporte de magma e posicionamento de corpos graníticos

Os modelos de posicionamento de magmas graníticos na crosta têm sido associados na integração de mecanismos de ascensão magmática (e.g. diques, diapirismo ou migração penetrativa em mesoescala) e regimes tectônicos ativos, onde a deformação e estruturas de escala regional, como zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes, agem de maneira eficiente no condicionamento desses corpos.

Segundo Brown (2013), a maneira com que o magma ascende através da *subsolidus crust* depende da reologia das rochas encaixantes. Por exemplo, o transporte por diques (*strictu sensu*) refere-se ao fraturamento na extremidade de uma pequena descontinuidade e à deformação elástica na rocha encaixante é instantânea, fazendo com que a velocidade da ascensão dependa da viscosidade do

magma. Por outro lado, no diapirismo a ascensão do magma ocorre devido à deformação dúctil nas rochas encaixantes que, por terem viscosidade maior que a do magma, controlariam a velocidade de ascensão dele. A zona de transição entre a crosta dúctil e rúptil limita a ascensão, portanto, esse mecanismo é aceito no processo de migração de líquido da fonte, mas torna-se questionável quando aplicado ao modelo de posicionamento de corpos. Um mecanismo alternativo que tem sido documentado em muitos terrenos migmatíticos é a migração penetrativa em meso-escala, que é limitada entre a crosta acima e abaixo da solidus (*suprasolidus crust* e *subsolidus crust*), imediatamente acima da zona de anatexia. Neste caso, o líquido gerado em zonas profundas (migmatitos) migra através de zonas de alta permeabilidade facilitado pela deformação (e.g. foliação, superfícies axiais de dobras, *shear bands*, zonas de cisalhamento), para dar origem a plutons em porções mais rasas da crosta, que têm orientação concordante com a direção dessas estruturas. Isso sugere que, grande parte do magma expulso foi transportado através de estruturas orientadas com alto ângulo em relação à tensão principal.

O controle tectônico que existe sobre os mecanismos de posicionamento de corpos graníticos tem sido investigado por diversos autores. Ainda na década de 80, Hutton (1988) analisa sob o ponto de vista deformacional e estrutural, o posicionamento de plutons em zonas de cisalhamento transcorrentes. Podem ser sintetizados dois pontos principais: (1) a criação de espaço no interior das estruturas tectônicas condiciona o posicionamento de plutons; (2) a magnitude e assinatura das tensões tectônicas determinam os mecanismos de posicionamento desses plutons. Ele salienta que a deformação na crosta não é homogênea e envolve contrastes de viscosidade, anisotropia, e estruturas pré-existentes. O conjunto desses elementos, (em diferentes escalas) relacionados a sistemas de cisalhamento em diferentes regimes tectônicos (transcorrente, transpressivo ou transtrativo), opera como um complexo sistema cujos deslocamentos são transferidos e acomodados em planos, gerando assim, espaços onde se posicionam os corpos.

D'Lemos *et al* (1992) também contribuíram para o entendimento da relação entre o magmatismo e a dinâmica dos sistemas de zonas de cisalhamento. Os autores sugerem que, na crosta média, a anatexia provoca mudanças reológicas que facilitam a deformação transcorrente que, por sua vez, permite o transporte do magma através de um sistema que envolve transpressão e transtração. Dessa maneira, o magma pode se posicionar tanto em zonas de cisalhamento na crosta dúctil, ou, ser transportado por “mega-diques” que interligam esses sistemas ao

sistema de falhas extensionais em porções mais rasas da crosta, onde também se posicionam os corpos.

As mudanças reológicas da crosta promovidas pela presença de magma também são discutidas por Brown & Solar (1998). Segundo eles, a anatexia promove a localização da deformação em sistemas de zonas de cisalhamento. Consequentemente, o magma migra através de zonas de alta deformação e, dessa forma, o sistema acomoda a deformação. Além disso, os autores sugerem que o tipo de movimentação nesses sistemas (transcorrente, normal, inverso ou oblíquo) controla a forma como o magma é transportado nos cinturões orogênicos. Em sistemas orogênicos dominados por transcorrência, onde a direção de máxima elongação finita é sub-horizontal, granitos aprisionados durante a ascensão geralmente desenvolvem trama S-C. Em contraste, nos orógenos dominados por movimentos oblíquos e/ou inversos, onde a direção de máxima elongação finita pode ser subvertical, os granitos posicionados durante a ascensão geralmente não desenvolvem trama S-C. Isto sugere que a percolação do fluxo de magma foi eficiente, provavelmente devido a força de fluabilidade, que contribui para o movimento de ascensão do magma, paralelo à direção de máxima elongação finita.

Portanto, granitoides sintectônicos registram em suas estruturas valiosas informações a respeito do campo tensional ativo durante seu posicionamento. A orientação das principais tensões e dos eixos de máximo encurtamento/estiramento pode ser obtida a partir da análise detalhada de sua trama (*e.g.* foliação, lineação). Assim, é possível avaliar a contribuição relativa das componentes de cisalhamento puro e simples durante o posicionamento desses plútons em sistemas de zonas de cisalhamento, e, classificá-los nos modelos de transpressão e transtração (*e.g.* Fossen et al., 1994; Fossen & Tikoff, 1998).

1.4.3. ASM aplicada ao estudo de maciços graníticos

Graham (1954) foi um dos pioneiros a citar o uso da ASM como ferramenta de análise da trama magnética das rochas. O alinhamento preferencial de partículas ferromagnéticas (trama magnética) poderia ser representado por três eixos de um elipsoide (Nye, 1957), que representavam, na rocha, a foliação e a lineação (*e.g.* Tarling & Hrouda, 1993). O uso desta técnica, que se intensificou nas últimas

décadas, vem se mostrando uma poderosa ferramenta no mapeamento de maciços graníticos, principalmente em granitoides “isótopos”, com trama de difícil caracterização (e.g. Tarling & Hrouda, 1993; Bouchez, 1997; Borradaile & Henry 1997; Nédélec & Bouchez, 2015). Nesse contexto, a ASM pode ser utilizada tanto na delimitação de fácies dentro de um pluton, quanto na investigação detalhada de sua trama e geometria.

Os dados de ASM devem ser interpretados com base na mineralogia magnética. Dependendo da mineralogia magnética dominante (e.g. ferromagnética vs. paramagnética), a susceptibilidade magnética dentro de um pluton pode variar drasticamente; ou, no caso dos granitoides paramagnéticos, variar gradualmente em função da concentração de Fe, marcando assim, diferentes fácies (e.g. Gleizes *et al.*, 1993; Oliver *et al.*, 2016).

A análise da trama magnética deve ser complementada com petrografia (microtexturas, microestruturas) para que ela tenha o correto significado geológico. Por exemplo, a distribuição da orientação da lineação magnética pode ser utilizada para definir zonas de alimentação e fluxo magmático, nesse caso, se tratando de uma textura puramente magmática (e.g. Archanjo *et al.*, 1999; Valle Aguado *et al.*, 2017). Plutons onde as microestruturas preservam o registro da deformação com diminuição da temperatura, desde a alta até baixa, a trama magnética deve ser interpretada com devida cautela. Entretanto, fornecem um valioso registro da progressão da deformação, às vezes marcando mudanças no regime tectônico (e.g. Zák *et al.*, 2012). Dessa forma, a ASM vem sendo utilizada na investigação dos mecanismos de posicionamento de plutons, permitindo uma análise mais detalhada de como as tensões são acomodadas na crosta em diferentes regimes tectônicos.

No Brasil, trabalhos que utilizam a ASM vêm permitindo um melhor entendimento da dinâmica estrutural e tectônica durante, por exemplo, do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-africano. Na região nordeste, na Província Borborema (e.g. Archanjo *et al.*, 2002; Neves *et al.*, 2003; Viegas *et al.*, 2013); na região sudeste, na Faixa Araçuaí (e.g. Cavalcante *et al.*, 2013) e na Faixa Ribeira (e.g. Salazar *et al.*, 2008, 2013). Entretanto, no sul do Brasil, essa técnica ainda foi pouco utilizada no estudo do posicionamento de granitoides (e.g. Raposo & Gastal, 2009). Visto o importante significado tectônico do Granito Butiá no contexto do Ciclo Brasileiro/Pan-africano no sul do Brasil, a utilização de ASM neste corpo granítico fornecerá dados fundamentais que contribuirão para os modelos tectônicos da região. Além disso, este trabalho será um dos pioneiros na utilização de ASM

aplicada ao posicionamento de um maciço granítico. Espera-se que o emprego deste método seja cada vez mais consagrado na pesquisa brasileira.

PARTE II

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Nesta seção apresentam-se os materiais e técnicas empregadas no desenvolvimento do projeto de pesquisa. Cada etapa está descrita nos subitens subsequentes e o grau de detalhamento abordado em cada método está em conformidade com sua relevância para este trabalho de mestrado.

2.1. Revisão Bibliográfica

Esta etapa constituiu na pesquisa, leitura e discussão embasada em material científico acerca da área de estudos e dos temas abordados. Durante a revisão bibliográfica sobre a geologia regional e local, foram utilizados artigos científicos, teses, dissertações e resumos publicados em anais de eventos, já que existem dados de pesquisas anteriores que são relevantes, mas ainda não foram publicados no formato de artigo (*e.g.* Niessing *et al.* 2008, 2010, 2010; Bitencourt *et al.*, 2015a, 2015b). Outro segmento da revisão bibliográfica refere-se à utilização da ASM no estudo tectônico e estrutural de corpos graníticos e, também, aos métodos de investigação da mineralogia magnética (histerese, MRI e curvas termomagnéticas). Para isso, foram utilizados artigos científicos e livros texto de referência na área (*e.g.* Tarling & Hrouda, 1993; Bouchez, 1997; Dunlop & Özdemir, 1997; Nédélec & Bouchez, 2015).

2.2. Banco de dados em Sistema de Informações Geográficas (SIG) e escolha de afloramentos

O banco de dados em SIG deste projeto foi criado na plataforma *ArcGis 10* e teve como base a integração de dados geológicos e geográficos pré-existentes gerados por: (a) UFRGS (2008, 2009), durante os mapeamentos geológicos de detalhe de parte da carta topográfica Passo das Canas (Folha SH.22-Y-A-III-4, MI-2984/4); (b) Niessing (2008), durante o desenvolvimento da dissertação de mestrado; e (c) Hasenack & Weber (2010), que desenvolveram a base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul (escala 1:50.000), de onde foram obtidas as estradas, acessos, drenagens e curvas de nível.

A escolha prévia dos afloramentos a que seriam visitados teve como principais ferramentas a base de dados em SIG integrada e as cadernetas de campo dos projetos de mapeamento geológico desenvolvidos por UFRGS (2008, 2009) e Niessing (2008). Assim, foi possível selecionar apenas afloramentos sem nenhum ou baixo grau de alteração e fraturamento, e preferencialmente aqueles que se localizavam próximo dos acessos com veículo e com maiores áreas de exposição. Dessa forma, foram gerados mapas temáticos com a sobreposição de imagens de satélite, principais acessos, drenagens, afloramentos a serem visitados. O sistema de georreferência adotado utilizou o sistema de projeção de coordenadas Universal Transversa de Mercator (UTM), segundo o *datum* Córrego Alegre, zona 21 para hemisfério sul.

2.3. Saídas de campo e amostragem

Foram realizadas quatro campanhas de campo na região de Encruzilhada do Sul, RS. A primeira delas teve como objetivo a verificação dos acessos e o estado dos afloramentos que haviam sido pré-selecionados. Dentre eles, foram selecionados 16 afloramentos para amostragem de ASM ao longo do Granito Butiá, distribuídos entre o centro e as bordas do corpo granítico, já que variações texturais e deformacional existem entre ambas as partes. Os poucos afloramentos encontrados nas porções nordeste e extremo sul do corpo apresentavam alto grau de alteração e fraturamento e, portanto, essas áreas não puderam ser amostradas de forma regular.

As outras três campanhas de campo tiveram duração de 2 a 3 dias cada uma com o objetivo de coletar as amostras para ASM. Além disso, em cada sítio de amostragem foi feito um croqui esquemático com a locação dos cilindros recuperados. Foram coletados dados estruturais de foliação e lineação (quando presente), fotos, e, quando pertinente, coletadas amostras para confecção de lâminas petrográficas. Ao todo, foram amostrados 16 sítios, onde foram coletados de 10 a 12 cilindros orientados, cada um deles com 2,5 cm de diâmetro e de 3 a 15 cm de comprimento. No total, 180 cilindros foram obtidos e resultaram, após a preparação das amostras, em 492 espécimes.

Para a obtenção dos cilindros, é utilizada uma perfuratriz portátil da marca *STIHL*, composta por um motor de motosserra dois tempos movido à gasolina, com

uma broca cilíndrica oca acoplada a ele, cuja extremidade é diamantada, com 1” de diâmetro e 20 cm de comprimento. Um sistema de resfriamento e lubrificação da broca é interligado à perfuratriz, por meio de uma mangueira. Ele é composto por um galão, onde mistura-se água e óleo solúvel biodegradável, que são liberados na base da broca durante a perfuração (Figura 1a). O procedimento de perfuração é iniciado realizando uma marcação com a broca de 1 cm de profundidade rente ao local a ser perfurado (Figura 1b), para que caso ocorra a quebra do testemunho durante a perfuração, se tenha um referencial para reposicionamento (Figura 1c-i). Após o procedimento de perfuração, cada cilindro tem sua posição espacial registrada (inclinação e azimute do furo) por meio de um orientador (Figura 1c-ii) que tem uma haste cilíndrica oca e uma bússola magnética (e outra solar) acoplada, da seguinte maneira: (a) aqueles testemunhos que não quebraram durante a perfuração, e permaneceram em sua posição original na rocha: após encaixar a haste do orientador no furo, se ajusta a bússola para que fique em posição horizontal e é registrado o azimute da direção do furo, cujo referencial é a ranhura na base do orientador. Por meio dessa ranhura, marca-se com um fio de cobre o cilindro (Figura 1c-iii) e após retirá-lo da rocha, passa-se caneta permanente na marcação (Figura 1e), registrando o topo e a base identificando-o; (b) para aqueles cilindros que saem da posição original durante a perfuração: registra-se a orientação do furo com o orientador (sem o testemunho) e marca-se na rocha a posição da ranhura do orientador (Figura 1d) e, então, se reposiciona o testemunho no furo (utilizando a marcação de 1 cm de profundidade realizada antes da perfuração final), e transfere-se a orientação da ranhura do orientador para o testemunho.



Figura 1 - Procedimento de amostragem: (a) perfuração realizada com perfuratriz manual com broca diamantada e sistema de arrefecimento/ lubrificação acoplado; (b) Furos realizados no sitio DL-10, note que cada furo tem uma marcação rente a ele, que serve como referencial; (c) marca de referência (i), orientador com clinômetro e bússola (ii) acoplado e processo de marcação com arame de cobre (iii); (d) orientação de furo cujo cilindro quebrou durante a perfuração; (e) transferindo o referencial geográfico para o cilindro após sua orientação.

2.4. Preparação de amostras

A preparação das amostras está brevemente descrita conforme a técnica utilizada, sendo: (a) preparação das amostras para ASM; (b) preparação das amostras para os métodos de investigação da mineralogia magnética: curvas termomagnéticas, curvas de histereses e de aquisição de magnetização remanente isotérmica; (c) confecção de lâminas petrográficas;

(a) A preparação das amostras para ASM foi realizada no Laboratório de Paleomagnetismo (USPmag), do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências

Atmosféricas da Universidade de São Paulo, e deu-se da seguinte maneira: utilizando uma serra com ajuste próprio para o corte, os cilindros foram serrados em espécimes de 22 mm (Figura 2a e 2b); em seguida, cada espécime foi renomeado marcando-se os três eixos (Figura 2c) que definem as posições de leitura dos espécimes no susceptibilímetro; por último, eles são embalados em filme de PVC (Figura 2d) para prevenir qualquer contaminação de material no equipamento.

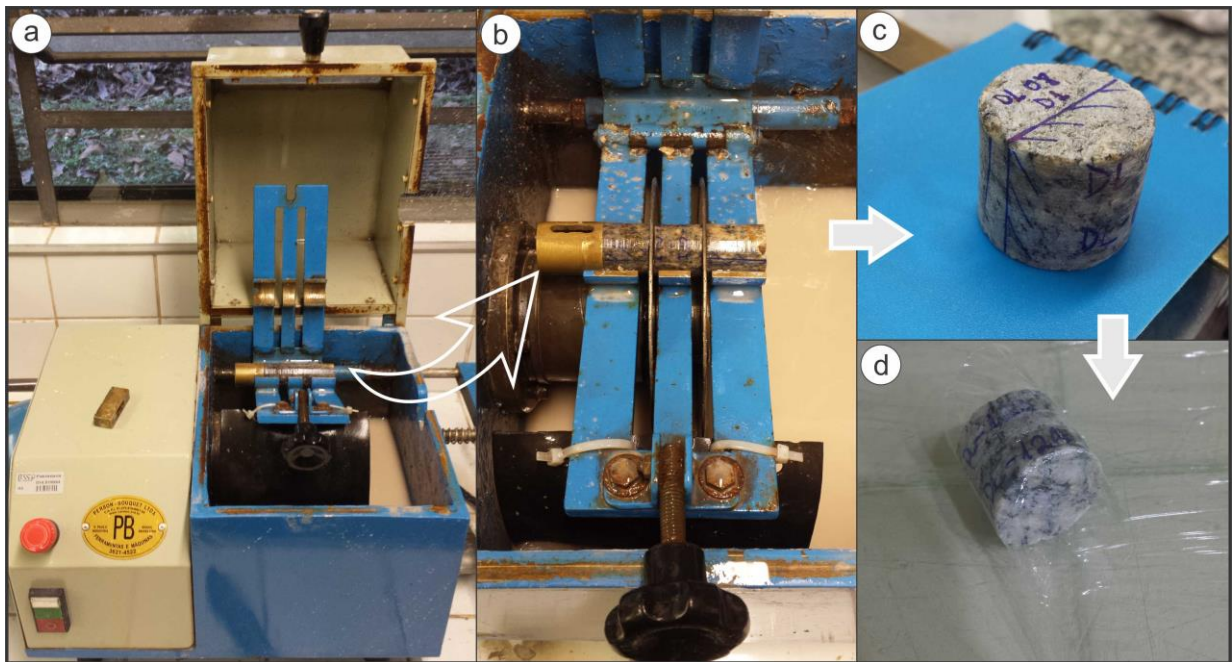


Figura 2 - Preparação de amostras para ASM: corte dos cilindros em espécimes de 22 mm (a e b); marcação dos eixos que serão medidos no equipamento (c); processo de embalagem em filme de PVC para prevenção de contaminação dos espécimes (d).

(b) A preparação das amostras para os métodos investigativos da mineralogia magnética foi realizada no laboratório de preparação de amostras do Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS. Em cada sítio de amostragem foi coletado um cilindro, com cerca de 3 cm de comprimento, para investigação da mineralogia magnética. Para as análises termomagnéticas, uma porção de cada um deles foi desagregada manualmente em um gral de ágata e cominuída em fração muito fina em um moinho de bolas de ágata, gerando cerca de 3 gramas de rocha total. Da porção restante do cilindro, cortou-se uma pequena amostra cúbica de cerca de 0,5 cm³, utilizada para a aquisição das curvas de histerese e de MRI. A massa de cada amostra foi obtida em uma balança analítica com precisão de 10⁻⁴ grama.

(c) A confecção de lâminas petrográficas foi realizada no laboratório de preparação de amostras do Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS. Em função de alguns afloramentos já contarem com lâminas petrográficas, por terem sido estudados durante projetos anteriores, apenas foram confeccionadas lâminas para aqueles sítios onde ainda não havia este tipo de material (DL-13, DL-16 e DL-18) e para os sítios analisados por microscopia eletrônica de varredura (DL-05, DL-08, DI-11, DL-14).

2.5. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

2.5.1. Fundamentos teóricos

A susceptibilidade magnética mensura a capacidade que um material tem em magnetizar-se, quando submetido a ação de um campo magnético induzido. No caso das rochas, a susceptibilidade magnética depende fundamentalmente de sua composição mineralógica. Mais precisamente, as propriedades magnéticas das rochas são resultado da distribuição dos átomos de elementos que contém momentos magnéticos permanentes. O Fe é o elemento mais abundante dentre eles, mas também o Mn, V, Cr, Co e o Ni contribuem para a susceptibilidade magnética (Tarling e Hrouda, 1993).

A caracterização magnética de uma material pode ser feita através da magnetização induzida (M) por um campo indutor (H). Se o material é homogêneo e isotrópico, podemos representar a susceptibilidade magnética (k) através de uma relação linear de tal forma que:

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

Como M e H no Sistema Internacional são mensurados em A/m, k é um parâmetro adimensional. Para materiais isotrópicos, M é constante e independe da orientação de H . Entretanto, os minerais constituintes das rochas geralmente são anisotrópicos e, portanto, M varia com a orientação e intensidade do campo indutor H . Sendo assim, para uma determinada direção de H , as três componentes ortogonais principais de magnetização induzida podem ser descritas como:

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

Que é uma forma contraída da expressão (3):

$$M_1 = k_{11} H_1 + k_{12} H_2 + k_{13} H_3$$

$$M_2 = k_{21} H_1 + k_{22} H_2 + k_{23} H_3$$

$$M_3 = k_{31} H_1 + k_{32} H_2 + k_{33} H_3 \quad (3)$$

Onde, M_i é a magnetização na direção i e H_j é o campo indutor na direção j ; k_{ij} é o tensor de susceptibilidade e é representado por uma matriz simétrica de segunda ordem. No sistema cartesiano de coordenadas da matriz k_{ij} , os componentes fora da diagonal se cancelam, restando os valores $k_{11} \geq k_{22} \geq k_{33}$, que são simplificadas como $k_1 \geq k_2 \geq k_3$ ou $k_{max} \geq k_{int} \geq k_{min}$, e chamados como principais eixos de susceptibilidade, representando os valores de susceptibilidade magnética máximo, intermediário e mínimo, respectivamente. A média aritmética da soma desses valores define a susceptibilidade média ($K_m = (k_1 + k_2 + k_3) / 3$). A representação espacial dos três principais eixos de susceptibilidade magnética resulta um elipsoide, chamado de elipsoide magnético (Nye, 1957). A trama magnética do elipsoide é definida por uma lineação magnética, dada por k_1 , e uma foliação magnética, dada pelo plano normal a k_3 , podendo ser representada por um estereograma, analogamente utilizado em geologia estrutural (Figura 3).

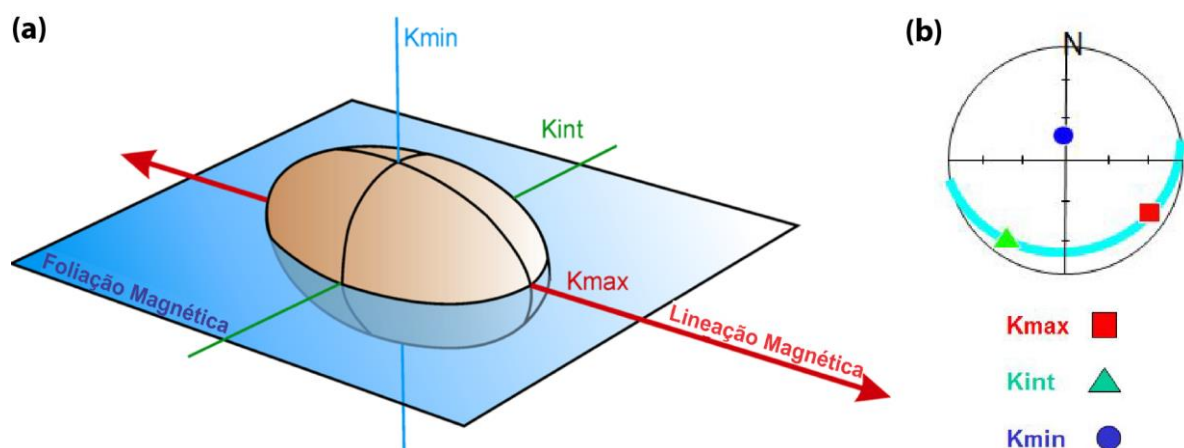


Figura 3 – (a) Representação tridimensional do elipsoide magnético e (b) seus respectivos eixos de susceptibilidade magnética plotados em estereograma. Modificado de Hrouda (2014).

O grau de anisotropia (P) do elipsoide é dado pela razão entre o eixo máximo e mínimo de susceptibilidade magnética ($P = k_1 / k_3$), enquanto sua forma varia de oblata (forma de disco), quando $k_1=k_2>k_3$; prolata (forma de charuto), quando ($k_1>k_2=k_3$); triaxial ou neutro, quando $k_1>k_2>k_3$; e esférica quando $k_1=k_2=k_3$. A forma do elipsoide pode ser quantificada e descrita pelo parâmetro de forma (T), onde:

$$T = \left[\frac{2(\ln k_2 - \ln k_3)}{\ln k_1 - \ln k_3} \right] - 1 \quad (4)$$

em que T varia de 0 a 1 para elipsoides neutros a oblatos, e de 0 a -1 para elipsoides neutros a prolatos (Figura 4).

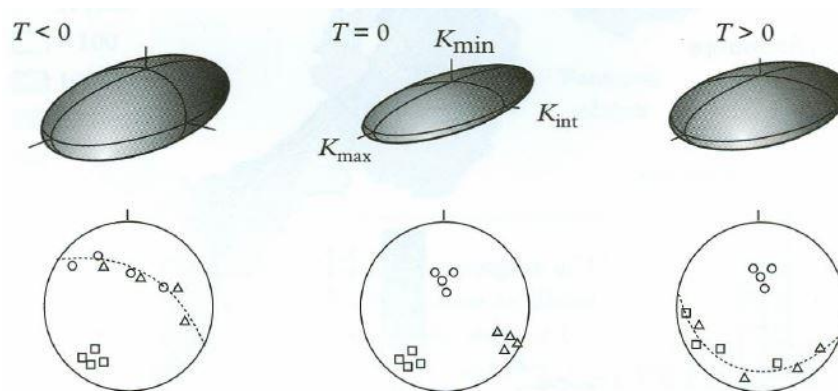


Figura 4 - Representação tridimensional de elipsoides com diferentes parâmetros de forma (T), da esquerda para a direita: prolato, triaxial e oblato. Seus eixos de susceptibilidade magnética estão plotados nos respectivos estereogramas. Extraído de Nédélec e Bouchez (2015).

A anisotropia magnética nos minerais se manifesta de duas maneiras: anisotropia magnetocristalina e anisotropia magnetostática (ou de forma). A primeira tem origem na distribuição preferencial de íons ferromagnéticos (principalmente Fe^{2+} e Fe^{3+}) ao longo da rede cristalina dos minerais, fazendo com que existam eixos de “mais fácil magnetização”. Em minerais ferromagnéticos, esses eixos representam as direções de magnetização espontânea do cristal. No caso da hematita, por exemplo, eles estão confinados no plano basal do cristal (perpendicular ao eixo cristalográfico c). Já na magnetita, a anisotropia de forma se sobrepõe a anisotropia magnetocristalina. Ela surge pelo efeito desmagnetizante gerado em um grão mineral com alta magnetização intrínseca, quando este é submetido à ação de um campo indutor. Desta forma, se o cristal de magnetita for maior que $1 \mu\text{m}$ criam-se domínios magnéticos (positivos e negativos) ao longo de sua superfície. Em minerais paramagnéticos a anisotropia magnetocristalina é

dominante, portanto, a simetria da rede cristalina é um fator determinante para as direções dos eixos de magnetização de um cristal. Em cristais ortorrômbicos (e.g. ortopiroxênio – Figura 5a), trigonais (e.g. quartzo) e tetragonais os eixos principais de susceptibilidade magnética são paralelos aos eixos cristalográficos. Em cristais do sistema monoclinico (e.g. anfibólio e micas) apenas o eixo-*b* de simetria apresenta paralelismo perfeito com um dos eixos magnéticos (Figuras 5b e 5c). Mesmo assim, nas micas é possível exercer uma correlação direta entre a trama magnética e a orientação dos eixos *a* e *c* cristalográficos, já que as diferenças são inferiores a aproximadamente 5° (e.g. Borradaile & Werner, 1994).

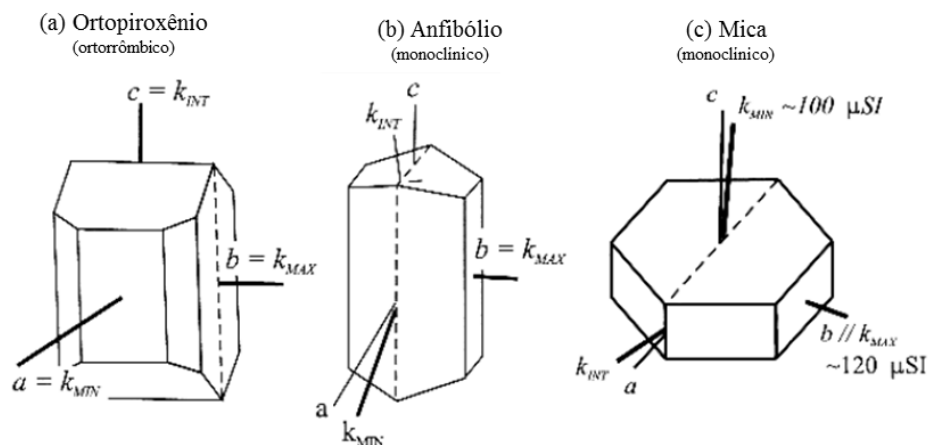


Figura 5 - Relação entre os eixos de susceptibilidade magnética e o sistema cristalográfico dos minerais: ortopiroxênio (a), anfibólio (b) e mica (c). Modificado de Borradaile & Jackson (2004).

2.5.2. Obtenção dos dados de ASM

A aquisição dos dados foi realizada no Laboratório de Paleomagnetismo (USPmag), da Universidade de São Paulo (USP). As 492 amostras foram analisadas no susceptibilímetro KAPPABRIDGE MFK1 – FA (AGICO), operando a temperatura ambiente em campo AC de 200 A/m e frequência de 976 Hz. O processo de aquisição dos dados baseia-se na leitura de três eixos, x, y, e z, ortogonais entre si, e na leitura de anisotropia total. Para isso, o operador coloca o espécime no *holder* de amostras do susceptibilímetro e realiza uma medida para cada um dos três eixos, por meio de um sistema automatizado que rotacional o espécime (0,4 Hz) durante o processo. A última leitura mede a anisotropia total do espécime. As correções para a posição original da amostra em relação ao norte geográfico são feitas para cada

espécime utilizando o referencial a orientação de cada cilindro, obtida em campo. Os dados são processados pelo software ANISOFT 4.2 (Chadima & Jelinek, 2009), que realiza a estatística, gerando uma média para cada eixo, além dos parâmetros da anisotropia magnética: P , T , K_m , F , L .

2.6. Mineralogia Magnética

Para caracterizar os minerais portadores de magnetização nas rochas constituintes do GB foram efetuadas curvas termomagnéticas, de histerese, e de MRI e observações no microscópio eletrônico de varredura. Informações mais detalhadas podem ser obtidas em Tarling & Hrouda (1993) e Dunlop & Ozdemir (1997), entre outros.

A caracterização da mineralogia magnética é fundamental nos estudos de ASM, pois, como visto no item anterior, o comportamento das direções dos principais eixos magnéticos (que determinam o elipsoide magnético e a trama magnética), bem como a susceptibilidade magnética total de uma rocha, variam de acordo com os minerais a compõem. Com base no comportamento da susceptibilidade magnética dos minerais, definem-se três classes principais: diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos (*latu sensu*). Os minerais diamagnéticos (e.g. quartzo, feldspatos, calcita) possuem valores de susceptibilidade magnética negativos ou próximos de zero. Minerais paramagnéticos, representados majoritariamente pelos silicatos que contém íons de ferro em sua composição (e.g. anfibólios, piroxênios, micas, olivinas, granadas), apresentam valores de susceptibilidade magnética baixos, na ordem de 10^{-5} a 10^{-4} SI. A susceptibilidade paramagnética (k_p) é positiva, independe do campo indutor e é inversamente proporcional à temperatura, obedecendo a Lei de Curie-Weiss:

$$k = \frac{C}{T - \theta} \quad (5)$$

onde T é a temperatura absoluta e θ é a constante de Curie.

Os minerais ferromagnéticos são caracterizados por uma forte interação entre seus íons de Fe, Mn, Cr, Ni, e Co, que geram uma magnetização natural espontânea (magnetização remanente), ou seja, na ausência de um campo magnético indutor. Além disso, a susceptibilidade ferromagnética (k_f) é alta, na ordem de 1 a 3 SI (e.g.

Nédélec & Bouchez, 2015). O arranjo dos momentos magnéticos nos minerais ferromagnéticos (*sensu strictu*) apontam todos para o mesmo sentido, enquanto nos ferrimagnéticos, os momentos são antiparalelos. Nesse caso, ocorre uma magnetização residual no sentido dos momentos magnéticos mais fortes. Já nos minerais antiferromagnéticos, os momentos antiparalelos têm a mesma intensidade, e, portanto, a magnetização é nula. Quando os minerais atingem uma determinada temperatura, denominada de temperatura de Curie (T_C) nos ferromagnéticos, e temperatura de Néel (T_N) nos antiferromagnéticos, os momentos magnéticos tornam-se randomizados e os minerais comportam-se como paramagnéticos, com a susceptibilidade obedecendo a lei de Curie-Weiss (e.g. Dunlop & Özdemir, 1997). Por exemplo, em altas temperaturas, a magnetita tem sua T_C próxima a 580 °C, enquanto a T_N da hematita é de 675 °C. Em baixas temperaturas, a magnetita apresenta a transição de Verwey em cerca de -160 °C, já na hematita a transição de Morin ocorre temperaturas inferiores a -10 °C. Uma descrição completa da variação da susceptibilidade em função da temperatura em diferentes fases minerais (e.g. maghemita, pirrotita, pirita), bem como, para as soluções sólidas $Fe_{3-x}Ti_xO_4$, entre ulvoespínélio ($x=1$) e magnetita ($x=0$), e $Fe_{2-x}Ti_xO_3$, entre a ilmenita ($x=1$) e a hematita ($x=0$), pode ser obtida em Dunlop & Özdemir (1997).

2.6.1. Curvas Termomagnéticas

Curvas termomagnéticas foram obtidas para os sítios DL-01, DL-02, DL-03, DL-05, DL-08, DL-13, DL-14, DL-16 e DL-18. O equipamento utilizado foi um susceptímetro KAPPABRIDGE MLY-4S e, acoplado a ele, um sistema de aquecimento CS4 e de resfriamento CSL (Figura 6a). A aquisição dos dados é feita em duas etapas, uma de resfriamento e outra de aquecimento. A amostra em fração fina é colocada em um porta-amostras que é acoplado ao susceptímetro. Na etapa de baixa temperatura, ocorre o resfriamento da amostra, dentro de um criostato de nitrogênio que atinge -192°C, e em seguida, aquecida até temperatura ambiente. Na etapa de alta temperatura, outra parte da amostra é colocada no porta-amostras (Figura 6b), que é aquecido por um fio de platina desde a temperatura ambiente até 700 °C em uma atmosfera de argônio, para prevenir a oxidação da amostra. As medidas da susceptibilidade em função da temperatura são automatizadas e contínuas, ocorrendo uma medida a cada incremento de 0,3 °C,

controlado pelo *software* do equipamento. A análise das curvas e suas correções foram realizadas no software *Cureval 8.0*.

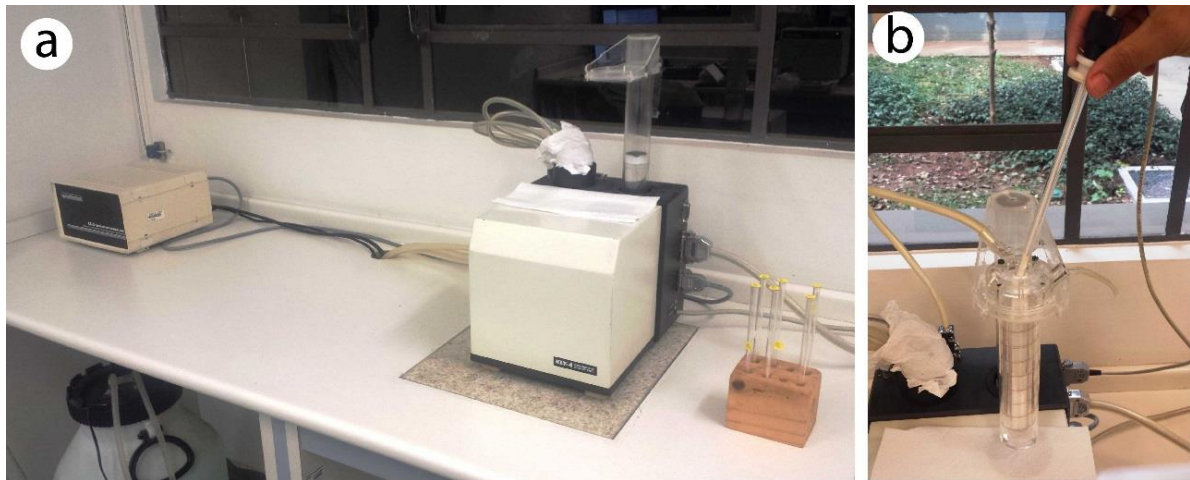


Figura 6 - (a) Susceptibilímetro MLY-4S (branco) acoplado ao sistema de aquecimento (esq.) e as amostras pulverizadas dentro dos porta-amostras (dir.); (b) colocação da amostra dentro do cabeçote do susceptibilímetro antes de iniciar o ciclo de alta temperatura.

2.6.2. Curvas de Histerese

O método consiste em medir a magnetização (M) em função de um campo magnético indutor (H). Nos materiais paramagnéticos, a magnetização respeita uma função linear e cresce com o aumento de H , enquanto que em materiais ferromagnéticos, M cresce exponencialmente, gerando uma curva com forma sigmoideal. As curvas de histerese são utilizadas para determinar as propriedades dos minerais ferromagnéticos, tais como: a magnetização de saturação (M_s), a magnetização remanente de saturação (M_{rs}), a coercividade (H_c) e a coercividade de remanência (H_{cr}), (e.g. Dunlop & Özdemir, 1997). Quando submetidos a campos magnéticos, esses minerais sofrem a saturação de sua magnetização, atingindo a M_s em campos muito baixos (<300 mT - minerais de baixa coercividade) ou em campos mais elevados (minerais de alta coercividade). Quando o campo indutor é reduzido a zero, resta apenas a M_{rs} . Aplicando-se o campo indutor na direção contrária, a magnetização será nula em um determinado valor de campo, correspondendo a coercividade (H_c) do mineral. E por último, o valor de campo magnético necessário para anular a magnetização remanente é denominado H_{cr} . Cada mineral ferromagnético apresenta valores característicos de cada uma dessas propriedades. Além disso, as razões M_{rs} / M_s e H_{cr} / H_c definem a estrutura de

domínios magnéticos de minerais ferromagnéticos: multi-domínio, monodomínio e pseudo-monodomínio (Day *et al.* 1977; Dunlop & Özdemir, 1997).

A susceptibilidade magnética total (K) de uma amostra é correspondente ao somatório das contribuições da susceptibilidade ferrimagnética (K_f), paramagnética (K_p) e diamagnética (K_d), segundo a equação:

$$K = K_f + K_p + K_d \quad (6)$$

Devido ao diferente comportamento da susceptibilidade magnética das partículas ferrimagnéticas e paramagnéticas, quando um campo magnético é aplicado, é possível calcular e separar a contribuição da K_f e da ($K_p + K_d$) da susceptibilidade magnética total. A partir da susceptibilidade magnética total, a susceptibilidade magnética ferrimagnética pode ser calculada pela fórmula $K_f = K - (K_p + K_d)$. A contribuição $K_p + K_d$ pode ser obtida a partir da histerese pelo cálculo da susceptibilidade magnética em alto campo magnético, uma vez que a contribuição ferrimagnética tem sua magnetização saturada em campos menores de 300 T, a magnetização restante, em campos maiores, corresponde as partículas dia- e paramagnéticas. Dessa forma pode-se analisar em cada amostra se há o domínio da susceptibilidade magnética ferrimagnética ou paramagnética. Essa discriminação é importante quando se tem amostras com uma mistura de minerais paramagnéticos e ferromagnéticos.

As amostras foram medidas em temperatura ambiente em um magnetômetro VSM (*vibrating sample magnetometer*) MicroMag 3900, com campos de até 1 Tesla. Foi obtida uma curva de histerese por sítio de amostragem. O cálculo da contribuição de K_f foi realizado para todas as amostras.

2.6.3. Curvas de Aquisição de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)

O método consiste na obtenção (em temperatura ambiente e constante) da magnetização remanente da amostra, que é dada pela presença de partículas ferromagnéticas, enquanto um campo indutor é aplicado na amostra. O campo é aplicado e em seguida anulado, e, a cada passo, sua intensidade é progressivamente aumentada, chegando até 1 Tesla. As curvas de MRI permitem estimar de forma precisa a coercividade e magnetização de saturação das fases ferromagnéticas. A magnetização dos minerais de baixa coercividade (*e.g.*

magnetita) atinge rapidamente a saturação em campos induzidos baixos, enquanto que em minerais de alta coercividade (e.g. hematita) a saturação total nem sempre é atingida.

As curvas de MRI foram obtidas com as mesmas amostras utilizadas na construção das curvas de histerese, utilizando o mesmo magnetômetro VSM MicroMag 3900 (Figura 7).

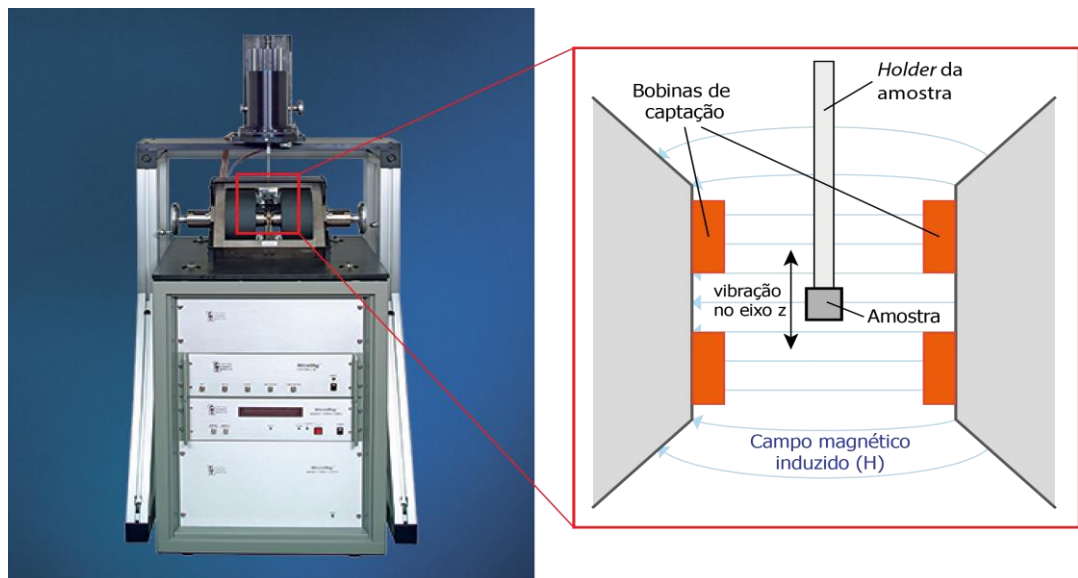


Figura 7 - Magnetômetro MicroMag 3900 utilizado para a aquisição de curvas de IRM e histereses. Em detalhe, o sistema do *vibrating sample magnetometer* (VSM). Extraído e modificado do site da empresa Lake Shore cryotronics.

2.6.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura serve de método complementar ao estudo da mineralogia magnética, a fim de verificar as relações texturais entre os minerais opacos e óxidos com as demais fases minerais. Foi confeccionada uma lâmina a partir de um espécime representativo de 4 sítios escolhidos (DL-05, DL-08, DL-11 e DL-14) em função dos resultados obtidos pelos outros métodos investigativos da mineralogia magnética. As lâminas delgadas foram metalizadas com carbono e analisadas ao microscópio eletrônico de varredura pelo imageamento por elétrons secundários. O equipamento utilizado foi o MEV da marca JEOL, modelo JSM-6610LV, acoplado um sistema EDS (Energy Dispersive Spectrometer) modelo Bruker Nano XFlash detector 5030, que permite a análise química pontual nas lâminas.

REFERÊNCIAS

- Almeida, R. P., Santos, M. G., Fragoso-Cesar, A. R., Janikian, L., & Fambrini, G. L. 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2), 347-376.
- Archanjo, C. J., da Silva, E. R., & Caby, R. 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeast Brazil). *Tectonophysics*, 312(2), 331-345.
- Archanjo, C. J., Trindade, R. I., Bouchez, J. L., & Ernesto, M. 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, 21(1).
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., & Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274.
- Barbarin, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24(4), 295-298.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626.
- Bitencourt, M.F., & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Heaman, L. 2015a. Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. In: Eight Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 2015, Florianópolis, Brasil, Book of Abstracts, PT.153.
- Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Sbaraini, S., Rivera, C.B., 2015b. Idades U-Pb e a duração do magmatismo ultrapotássico do Maciço Sienítico Piquiri. In: IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, Book of Abstracts, 143-143.
- Bom, F.M., Philipp, R.P., Zvirtes, G. 2014. Evolução metamórfica e estrutural do Complexo Várzea do Capivarita, Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*. 41(2), 131–153.
- Borradaile, G.J., & Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Review*. 42, 49–93.
- Borradaile, G. J., & Jackson, M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 299-360.
- Borrdaile, G.J., & Werner, T. 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics*, 235(3), 223-248.
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., & Stephens, W.E. (Ed.). *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Brown, M. 2013. Granite: From genesis to emplacement. *Geological Society of America Bulletin*, 125(7-8), 1079-1113.
- Brown, M., & Solar, G. S. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20(9), 1365-1393.

- Cavalcante, G. C., Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Camps, P., & Oliveira, E. 2013. Strain distribution across a partially molten middle crust: insights from the AMS mapping of the Carlos Chagas Anatexite, Araçuaí belt (East Brazil). *Journal of Structural Geology*, 55, 79-100.
- Chadima, M., & Jelinek, V. 2009. Anisoft 4.2: anisotropy data browser for windows. Agico. Inc, Brno.
- Chappell, B., & White, A. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific geology*, 8(2), 173-174.
- Clarke, D. B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *The Canadian Mineralogist*, 19(1), 3-17.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267.
- D'lemos, R. S., Brown, M., & Strachan, R. A. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society*, 149(4), 487-490.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. 1997. *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 572p.
- Fernandes, L.A.D., Koester, E. 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29(1), 3–24.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5(1), 77–96.
- Fossen, H., & Tikoff, B. 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 15-33.
- Fossen, H., Tikoff, B., & Teyssier, C. 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74(3), 134-145.
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., & Rochette, P. (1993). Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *Journal Geophysics Research*. 98(3): 4317-4331.
- Graham, J. W. 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin*, 65, 1257-1258.
- Hartmann, L. A., Lopes, W. R., & Savian, J. F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 88(1), 75-92.
- Hasenack, H., & Weber, E. 2010. Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul-escala 1: 50.000. Porto Alegre: UFRGS-IB-Centro de Ecologia, 1.
- Hutton, D. H. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3), 245-255.
- Hrouda, F. 2014. Physical principles of magnetic anisotropy course. In: Castle Meeting, Évora, Portugal.
- Jost, H., Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leopold.* 15, 27–60.
- Liégeois, J. P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45, 15-18.
- Martil, M.M.D. 2016. O magmatismo de arco continental pré-colisional (790Ma) e a reconstrução espaço-temporal do regime transpressivo (650Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, Sul da

- Província da Mantiqueira. Porto Alegre, 167f. Tese de doutorado em geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.D.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*. 38, 181–201.
- Martil, M. M. D., de Fátima Bitencourt, M., Nardi, L. V. S., Koester, E., & Pimentel, M. M. 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274, 39-52.
- Miller, C. F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources?. *The Journal of Geology*, 93(6), 673-689.
- Nédélec, A., & Bouchez, J. L. 2015. *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. Oxford University Press, 352p.
- Neves, S. P., Araújo, A. M., Correia, P. B., & Mariano, G. 2003. Magnetic fabrics in the Cabanas Granite (NE Brazil): interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. *Journal of Structural Geology*, 25(3), 441-453.
- Niessing, M. 2008. *Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield*. Munique, 88p. Dissertação de Mestrado, Civil and Geodetic Engineering, Technische Universität München.
- Niessing, M., Bitencourt, M. F., Kruhl, J.H., Martil, M.M.D., Gregory, T.R., Centeno, A.P., Fontana, E. Knijnik, D.B., 2008. *Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield*. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba. *Anais do 44 Congresso Brasileiro de Geologia*. Curitiba : SBG, pp. 522-522.
- Niessing, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H. 2010. Syntectonic magma emplacement and cooling: the sillimanite-bearing Butia Granite from the Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil. In: Quinn C.D., Daczko N.R. (eds.) *Abstracts of the Specialist Group in Tectonics and Structural Geology Conference, Port Macquarie, February 2010, Geological Society of Australia* 97, p. 47.
- Niessing, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H. & Vlach, S.R.F. 2011. Sillimanite-bearing, S-type granite from post-collisional environment in southern Brazil. In: *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Avila, Spain, July 4-9 2011. Abstracts Book*, p. 109.
- Nye, J. F. 1957. *Physical properties of crystals*. Oxford University Press, 322p.
- Olivier, P., Druguet, E., Castaño, L. M., & Gleizes, G. 2016. Granitoid emplacement by multiple sheeting during Variscan dextral transpression: The Saint-Laurent–La Jonquera pluton (eastern Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 82, 80-92.
- Philipp, R. P., & Machado, R. 2005. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 461-478.
- Raposo, M. I. B., & Gastal, M. C. P. 2009. Emplacement mechanism of the main granite pluton of the Lavras do Sul intrusive complex, South Brazil, determined by magnetic anisotropies. *Tectonophysics*, 466(1), 18-31.
- Salazar, C. A., Archanjo, C. J., Babinski, M., & Liu, D. 2008. Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 26(3), 286-299.
- Salazar, C. A., Archanjo, C. J., Sérgio, W. D. O., Hollanda, M. H. B., & Liu, D. 2013. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 102(6), 1563-1581.

- Sawyer, E. W., Cesare, B., & Brown, M. 2011. When the continental crust melts. *Elements*, 7(4), 229-234.
- Sylvester, P. J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1), 29-44.
- Tarling, D. H., & Hrouda, F. 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. London: Chapman & Hall. 217 p.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A., Porcher, C.C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogeny-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics* 13(2), 421–437.
- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte das folhas Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS. Porto Alegre, UFRGS, 1 vol., 2 mapas, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2009. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M. R., Nolan, J., Medina, J., Costa, M. M., Corfu, F., & Catalán, J. M. 2017. Granite emplacement at the termination of a major Variscan transcurrent shear zone: The late collisional Viseu batholith. *Journal of Structural Geology*, 98, 15-37.
- Viegas, L. G. F., Archanjo, C. J., & Vauchez, A. 2013. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: the Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*, 48, 45-56.
- Žák, J., Verner, K., Holub, F. V., Kabele, P., Chlupáčová, M., & Halodová, P. 2012. Magmatic to solid state fabrics in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, 36, 27-42.

PARTE III

3. ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO

Esta seção consiste no corpo principal desta dissertação, constituída pelo artigo científico produzido pelo autor durante o desenvolvimento de seu projeto de mestrado. O artigo foi submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* e aceito para publicação online (versão *In Press Corrected Proof*) em 15 de dezembro de 2017. Link: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.006>

A confirmação de submissão segue abaixo:

Successfully received: submission Magnetic fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil for Journal of South American Earth Sciences



Journal of South American Earth Sciences <EvisSupport@elsevier.com>
seg 31/07/2017, 00:11
Você ↕



Responder | ▾

Sinalizar para acompanhamento. Início por volta de segunda-feira, 31 de julho de 2017. Conclusão por volta de segunda-feira, 31 de julho de 2017.

Você encaminhou esta mensagem em 31/07/2017 00:20

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: SAMES_2017_220

Title: Magnetic fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Lyra,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. 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=SAMES 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 South American Earth Sciences

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 © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

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

1 **AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran**
2 **syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil**

3
4 Diego S. Lyra^{a*}, Jairo F. Savian^b, Maria de Fátima Bitencourt^b, Ricardo I. F. Trindade^c, Camila R.
5 Tomé^a

6
7 ^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av.
8 Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

9 ^b Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves,
10 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

11 ^c Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas,
12 Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, 05508-090, São Paulo, Brazil

13
14 * Corresponding author. Tel.: +55 51 99612-8669.

15 E-mail addresses: diego.lyra@ufrgs.br (D.S. Lyra), jairo.savian@ufrgs.br (J.F. Savian)

16
17
18
19
20
21
22
23

24 Abstract

25 The post-collisional stage of the Brasiliano / Pan-African Cycle in Southern Brazil is
26 marked by metaluminous and peraluminous granites controlled by a transcurrent shear zone system.
27 In southernmost Brazil, the sinistral, NE-trending Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone
28 (DCTSZ) is the best known structure that conditioned these peraluminous granites. Despite its
29 poorly-developed linear fabric, the emplacement of the NNW-elongate Butiá Granite (BG)
30 northwest of the DCTSZ is interpreted to have been controlled by a dextral transcurrent shear zone.
31 Thus, an anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study was performed in the BG aiming to
32 constrain its emplacement mechanism and the relation of the granite with the regional shear zone
33 system. Magnetic mineralogy was investigated through hysteresis loops, thermomagnetic and IRM
34 acquisition curves and SEM analysis. These experiments show a dominant contribution of
35 paramagnetic phases and a small content of low-coercivity (e.g., magnetite and titanomagnetite)
36 and high-coercivity (e.g., hematite) remanence-carrying minerals. In spite of the presence of minor
37 ferromagnetic grains, the BG magnetic anisotropy fabric is interpreted as dominantly controlled by
38 paramagnetic biotite crystals. Magnetic susceptibility ranges between 0.1 and 8.0×10^{-5} SI. Shape
39 parameter (T) ranges from 0.272 to 0.908, and anisotropy degree (P) ranges from 1.073 to 1.266,
40 increasing from the inner portion of the pluton to its margins. Magnetic fabrics, microstructures and
41 field relations suggest that magma ascent and emplacement were controlled by a NNW-trending
42 dextral transcurrent shear zone. The presence of S-C magmatic fabric and high temperature (ca. 650
43 °C), solid-state deformation at the margins confirm that the pluton was deformed during its cooling
44 process. Close to the host-rocks, magnetic foliation dips steeply towards W or E, and magnetic
45 lineation plunges steep to moderately, indicating dominant flattening there. Shallow-plunging
46 lineation parallel to the NW- to NNW-striking foliation is found away from the pluton margins.
47 Foliation becomes less steep towards the BG northeastern portion and the presence of roof pendants
48 in this area suggests the proximity to the roof zone. The combination of buoyancy forces and the

49 partitioning of regional strain into simple and pure shear is in accordance with a transpressive
50 regime. These results also suggest a time-space relationship between the NNW-dextral shear zone
51 that controlled the emplacement of the Butiá Granite (ca. 629 Ma) and the sinistral, NE-trending
52 Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, responsible for the emplacement of peraluminous
53 granites during the early post-collisional stage (ca. 634 - 610 Ma) of the Brasiliano / Pan-African
54 Cycle in southernmost Brazil.

55

56 *Keywords:* AMS, magnetic fabric, syntectonic peraluminous granite, Brasiliano/Pan-African Cycle.

57

58 **1. Introduction**

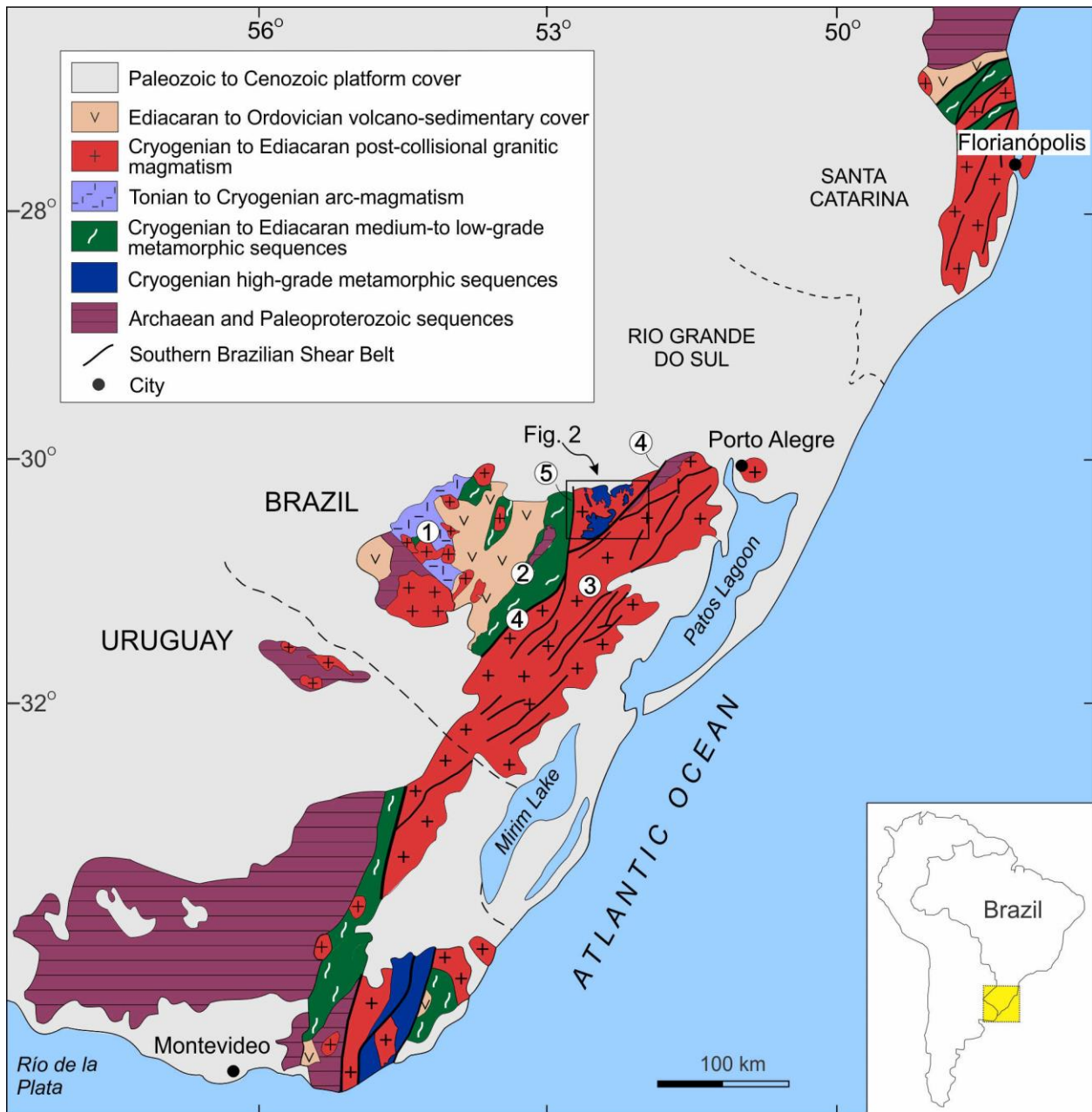
59 Peraluminous granites are identified throughout orogenic belts, especially those associated
60 with continental collision (Barbarin, 1999). They are interpreted to form mainly through partial
61 melting of crustal rocks in collisional and post-collisional environments (White and Chappell,
62 1977; Thompson, 1982; Patiño-Douce and Johnston, 1991; Stevens et al., 1997; Patiño-Douce and
63 McCarthy, 1998) and their exhumation/ascent through the crust is thought to be facilitated by
64 crustal-scale shear and fault zones (Hutton, 1988; D’Lemos et al., 1992; Collins and Sawyer, 1996).
65 Therefore, understanding structural and emplacement mechanisms of peraluminous granites in this
66 context is essential to follow the regional evolution of orogenic belts.

67 Geophysical methods are widely employed for the recognition of crustal-scale geological
68 structures (e.g., Dragone et al., 2017). However, in order to correctly place these structures in a
69 regional context, detailed studies of strain distribution in time-space are needed. Granitic rocks
70 emplaced along shear zones provide a proxy for regional strain, and thus investigation of their
71 fabric is key to constrain emplacement mechanisms and tectonic regimes (Hutton, 1988; D’Lemos
72 et al., 1992; Brown, 1994; Paterson and Vernon, 1995). The anisotropy of magnetic susceptibility
73 (AMS) is a powerful tool for structural investigation of granitic massifs, since it provides precise

74 information on rock magnetic fabric (e.g. Bouchez, 2000; Nédélec and Bouchez, 2015). AMS
75 studies have been used to establish the relationship between fabric development, emplacement
76 mechanisms and regional tectonics in granitic rocks (e.g., Archanjo et al., 1994, 2002; Bouchez,
77 1997; Trindade et al., 1999; Mamtani and Greiling, 2005; Neves et al., 2005; Salazar et al., 2008;
78 Valle Aguado et al., 2017; among others). However, few studies have been carried out on granites
79 from southernmost Brazil thus far (e.g. Raposo and Gastal, 2009).

80 The collisional Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle in southern Brazil is characterized
81 by voluminous granitic magmatism between ca. 650-580 Ma (Fig. 1), attributed to a post-collisional
82 setting (Bitencourt and Nardi, 2000; Philipp and Machado, 2005). According to Bitencourt and
83 Nardi (2000), magmatic activity was mainly controlled by a set of translithospheric transcurrent
84 shear zones, which they named Southern Brazilian Shear Belt (Fig. 1), which has contributed to
85 magma ascent and emplacement for about 50 Ma. The early post-collisional period is characterized
86 by the Quitéria and Cordilheira metaluminous to peraluminous granites, (e.g. Koester et al., 2001a,
87 b, Philipp et al., 2013). These granites crop out along the NE-trending Dorsal de Canguçu
88 Transcurrent Shear Zone (DCTSZ). Planar and linear structures point to the syntectonic
89 emplacement (Fig. 2) of these granitoids within the DCTSZ (Fernandes et al., 1992; Fernandes and
90 Koester, 1999). However, to the northwest of this zone, a NNW-trending, elongate peraluminous
91 leucogranite - the Butiá Granite (BG) - is hosted by granulite facies metamorphic rocks of the
92 Várzea do Capivarita Complex (VCC). This granite has a poorly-developed linear fabric, although
93 field relations support that it was controlled by a dextral oblique to strike-slip shear zone.

94 This study is concentrated on the AMS results obtained for the Butiá Granite. Such results
95 permit to further constrain its emplacement mechanism and the relation of the granite with regional
96 shear zones formed at the early post-collisional stages of the Brasiliano/Pan-African Cycle.



97

98 **Figure 1** - Main lithological domains of Southern Mantiqueira Province (modified from Bitencourt
 99 and Nardi, 2000), with location of figure 2 indicated. 1 - São Gabriel Terrane, 2 - Porongos
 100 Complex, 3 - Pelotas Batholith (PB), 4 - Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ), 5 -
 101 Passo dos Marinheiros Fault (PMF).
 102

103 2. Geological Setting

104 The southern segment of the Mantiqueira Province (Almeida et al., 1981) is part of a
 105 Neoproterozoic orogenic system which extends from southern Uruguay to northeastern Santa
 106 Catarina State (Brazil), known as Dom Feliciano Belt. This orogenic belt is limited by Archean and

107 Paleoproterozoic terranes related to the Rio de la Plata Craton, exposed mainly in the Uruguayan
108 shield, and by the Luis Alves Craton (Fig. 1). In the southern Brazilian shield, the Dom Feliciano
109 Belt major lithological domains from west to east comprise juvenile magmatic arc rocks, low to
110 medium-grade metamorphic rocks partly covered by volcano-sedimentary sequences, and in the
111 eastern portion, a post-collisional granitic belt (Fig. 1).

112 The juvenile rock association comprises mainly metabasalts, amphibolites and ultramafic
113 sequences with juvenile characteristics and is described as São Gabriel terrane (Babinski et al.,
114 1996; Leite et al., 1998; Hartmann et al., 2011). Accretionary events are proposed in this area
115 ranging from 750-700 Ma (Babinski et al., 1996) and 753-680 Ma (Hartmann et al., 2011) to 890-
116 860 Ma (Saalman et al., 2011; Philipp et al., 2016).

117 The Porongos Metamorphic Complex (Jost and Bitencourt, 1980; Pertille et al., 2015) is the
118 main unit of supracrustal metamorphic rocks, comprising metapelites, quartzites, metavolcano-
119 sedimentary and felsic to intermediate metavolcanic rocks, with minor ultramafic lenses
120 metamorphosed under greenschist to lower amphibolite facies conditions. This domain is partly
121 covered by volcano-sedimentary rocks related to the post-orogenic Camaquã Basin (Fig. 1).

122 The eastern portion comprises granitic rocks cropping out along a 350 km long and 100 km
123 wide, NE-trending belt, which represents a massive volume of late-Neoproterozoic granitic
124 magmatism (Fig. 1). Magmatic ages for the granitic suites that compose the batholith range from
125 650 to 550 Ma (Philipp and Machado, 2005 and references therein). The early post-collisional
126 magmatism is characterized by metaluminous and peraluminous granitoids, while the final
127 magmatic stages are recorded mainly by alkaline magmatism (Fig. 2) either within the shear belt or
128 far from the main deformation sites (Bitencourt and Nardi, 2000).

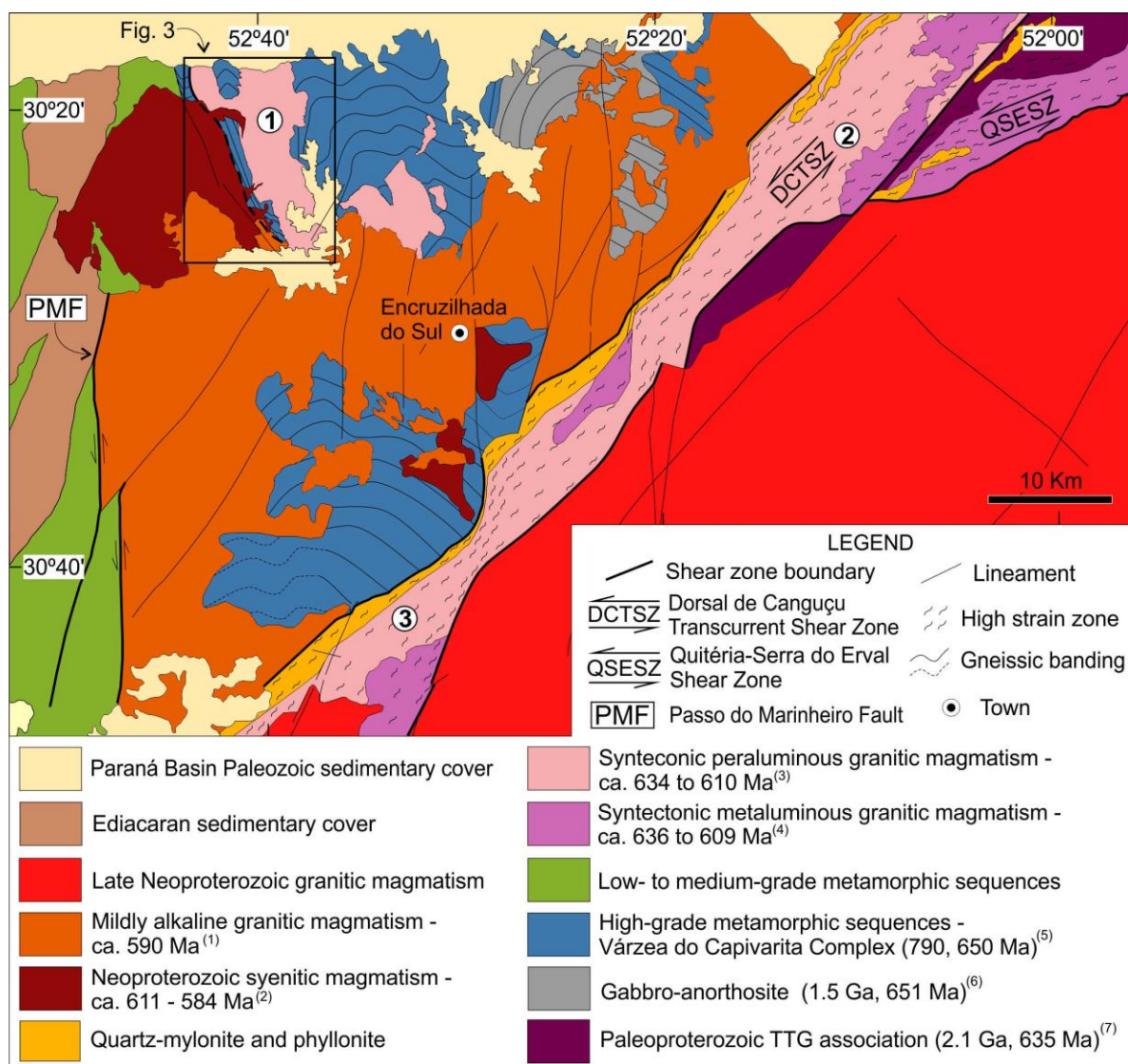
129 The NE-trending Dorsal de Canguçu Shear Transcurrent Zone (Fernandes et al., 1992) is the
130 main structure of this system and runs for about one hundred kilometers along strike (Fig. 2). It
131 shows sinistral strike-slip movement recorded in syntectonic granites and mylonite belts (Fig. 2)

132 with sub-vertical foliation and sub-horizontal stretching lineation, reaching lower amphibolite to
133 greenschist deformation temperatures (Tommasi et al., 1994; Fernandes and Koester, 1999). This
134 shear zone limits the central metamorphic domain and the eastern granitic belt. However, in the
135 northwestern part of the batholith, this limit is marked by the NS-trending Passo do Marinheiro
136 Fault (Picada, 1971). In the area formed by these two structures (Fig. 2), high-grade metamorphic
137 rocks - the Várzea do Capivarita Complex (Martil et al., 2011; Bom et al., 2014) - crop out as roof
138 pendants and megaxenoliths on mildly alkaline granites and ultrapotassic syenites.

139 The Várzea do Capivarita Complex comprises pelitic and calcsilicate paragneisses with
140 minor, tectonically interleaved orthogneiss as decimeter- to meter thick tabular slices. Syntectonic
141 syenites are subordinate (Arroio das Palmas Syenite – De Toni et al., 2016). The Várzea do
142 Capivarita Complex registers two progressive deformation phases, D_1 and D_2 , developed under
143 granulite facies conditions. D_1 is considered to have formed a top-to-the-W thrust system while D_2
144 progressively transposes D_1 structures along steeply-dipping foliation planes (S_2). Peak
145 metamorphic age values of 648 ± 5.4 Ma (zircon U-Pb SHRIMP) are reported in orthogneisses by
146 Martil (2016). According to Martil et al. (2017), the age of crystallization of VCC orthogneiss
147 protolith is ca. 790 Ma (zircon U-Pb SHRIMP).

148 Peraluminous granites in southernmost Brazil were originally identified and described by
149 Picada (1969, 1971), who interpreted these rocks as synkinematic to the NE-trending structure
150 subsequently named Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone. The Arroio Francisquinho
151 Granite is found in the northern portion of the DCTSZ, while the Cordilheira Granite is exposed in
152 its southern portion (Fig. 2). Detailed description, petrological and geochemical data were reported
153 by Koester et al. (2001a and 2001b), who interpreted the melting of crustal orthogneiss with minor
154 paragneiss as the possible source of magma for these granites. A major contribution of pelitic
155 gneiss and a minor contribution of orthogneiss to the melt was suggested by Philipp et al. (2013).
156 These plutons have elongated shapes, steep foliation and shallow-plunging lineation parallel to the

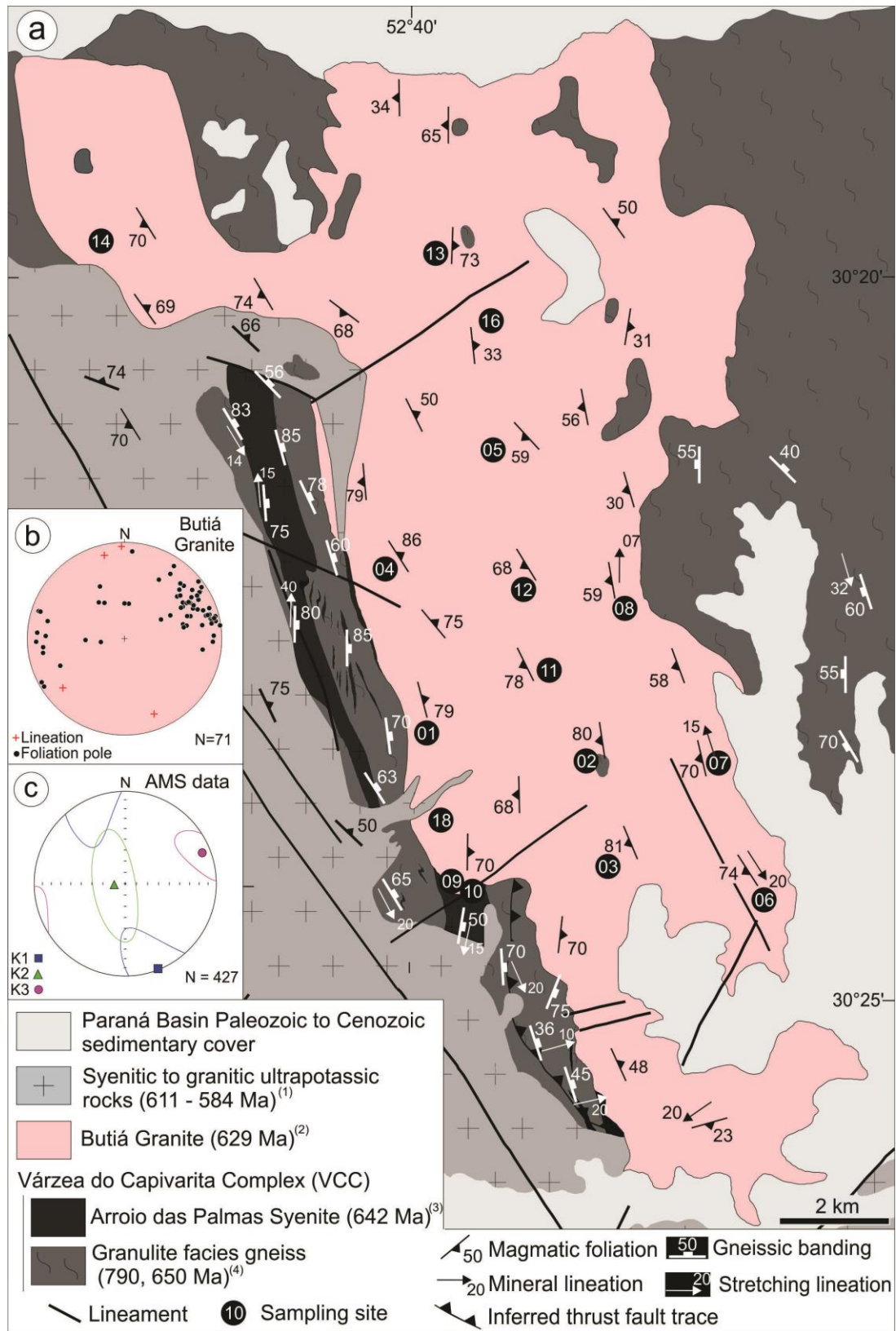
157 strike of related shear zones. In composition, they are syeno- to monzogranites containing
 158 muscovite and/or biotite, with tourmaline, garnet, apatite, zircon and ilmenite as accessory
 159 minerals. Magmatic ages of peraluminous granites in Southern Brazil are between ca. 635 and 605
 160 Ma, according to SHRIMP U-Pb zircon ages reported by Frantz et al. (2003).
 161



163 **Figure 2** – Major geological units and lineaments of the northern portion of Dom Feliciano Belt in
 164 Southern Brazil. Peraluminous granites are indicated: 1 – Butiá Granite (BG), 2 – Arroio
 165 Francisquinho Granite, 3- Cordilheira Granite. Geological map compiled and modified from Picada
 166 (1971), Ramgrab et al. (1996), Porcher and Lopes (2000), UFRGS (2008, 2009, 2010, 2011).
 167 Geochronological data: ⁽¹⁾ Babinski et al. (1997); ⁽²⁾ Bitencourt et al. (2015b); ⁽³⁾ Frantz et al. 2003;
 168 Bitencourt et al. (2015a); ⁽⁴⁾ Knijnik et al. 2015; ⁽⁵⁾ Martil et al. 2017; Martil (2016); ⁽⁶⁾ Chemale et
 169 al. (2011); ⁽⁷⁾ Gregory et al. (2015).
 170
 171

172 3. The Butiá Granite

173 The Butiá Granite (Niessing et al., 2008a) is a foliated biotite-muscovite-sillimanite
174 leucogranite intrusive in the northwestern portion of the VCC as a 65 km² NNW-trending elongate
175 body (Figs. 2 and 3). According to this author, the BG steeply-dipping foliation is parallel to the
176 gneissic banding of the host-rocks (Fig. 3) and its emplacement is considered to be synchronous to
177 the D₂ transcurrent phase described in the VCC by Martil (2016). Mesoscale xenoliths and roof
178 pendants up to several square meters are found mainly in the northern portion of the main body
179 (Fig. 3). Together with the common presence of pegmatites and late-magmatic, tourmaline-bearing
180 veins this is taken to indicate that the present erosion level is approximately that of the pluton roof.
181 Strong fracturing and weathering lead to a lack of fresh outcrops in the northeastern part of the
182 pluton.

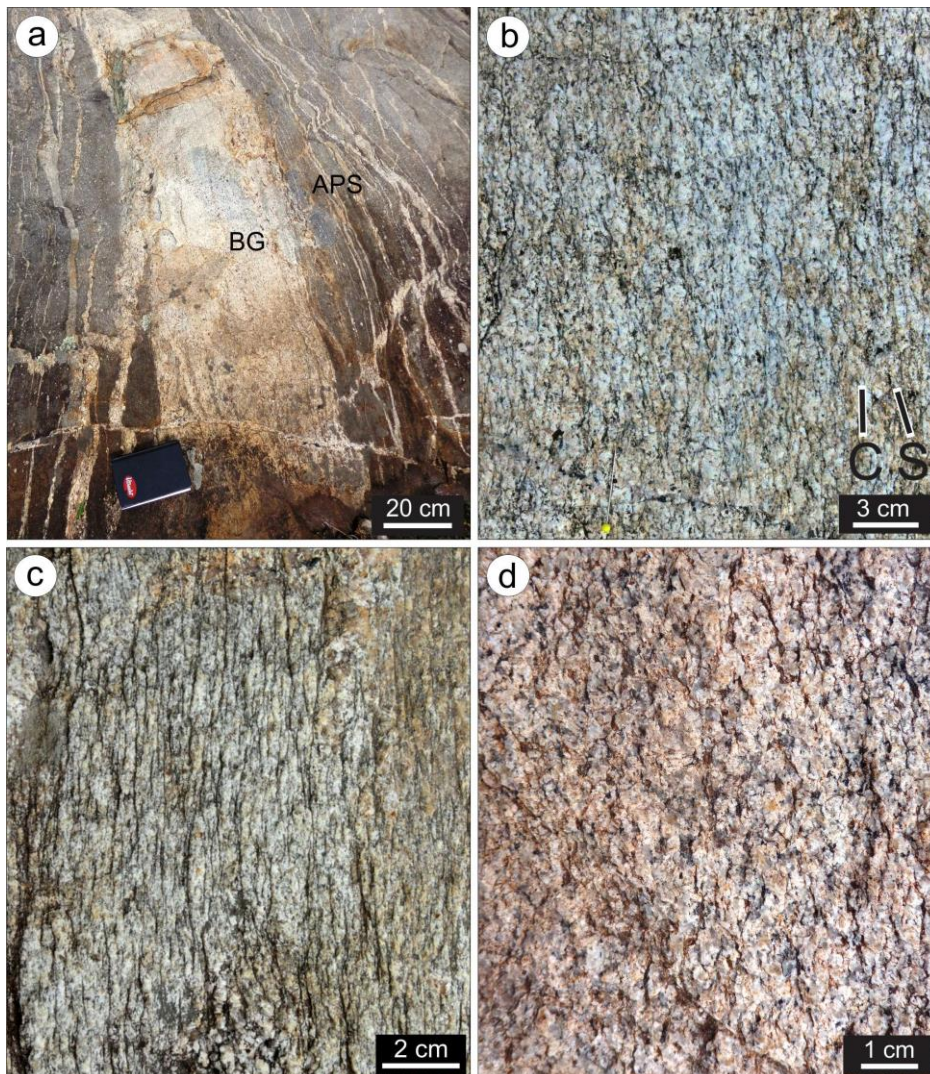


183

184 **Figure 3** - (a) Butiá Granite geological map showing major structures, host-rocks and relations with
 185 intrusive rocks, modified from Niessing (2008), UFRGS (2009), Martil et al. (2017); (b) Butiá
 186 Granite structural data; (c) mean anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) eigenvectors K_1 , K_2
 187 and K_3 . ⁽¹⁾ Bitencourt et al (2015b); ⁽²⁾ Bitencourt et al. (2015a); ⁽³⁾ Bitencourt et al. (2011); ⁽⁴⁾ Martil
 188 et al. (2017); Martil (2016).

189 Intrusive contacts with the VCC gneisses and syntectonic syenites are described in the BG
190 western part (Niessing, 2008). The BG leucogranites form cm- to dm-wide veins that run mainly
191 parallel to the host rock foliation but are sometimes discordant and folded together with the host
192 rock (Fig. 4a). Leucocratic synmagmatic cm-thick veins are also found within the BG, either
193 concordant or discordant to the magmatic foliation.

194 The leucogranites are equigranular throughout the pluton, with slight variation in grain size
195 and foliation development mostly along its margins which results in a finer-grained and strongly
196 foliated rock. A dextral S-C foliation pair is often found along the intrusion (Fig. 4b). The C-planes
197 become more penetrative towards the borders with the development of C-bands and local formation
198 of centimeter- to meter-scale high-strain zones, where foliation is narrowly spaced and locally
199 mylonitic (Fig. 4c). Shearing along these high-strain zones results in dextral dragging of the S-
200 foliation. Towards the intrusion center, the granite becomes coarser-grained and less foliated. In the
201 center of the intrusion the C-foliation is less developed or absent, and the S-fabric becomes more
202 expressive (Fig. 4d). The S foliation strikes generally NNW to NW, slightly oblique to the
203 elongation of the body, and dips steeply towards WSW or ENE (Fig. 3b). Foliation is marked
204 mainly by biotite, muscovite, subordinate prismatic sillimanite and the alignment of elongate
205 aggregates of equant grains of feldspar and quartz (0.5 to 1.0 cm). The C foliation is marked mainly
206 by elongate, up to 1 cm-long aggregates of biotite, with minor muscovite and fibrous sillimanite,
207 which wrap around the quartz-feldspathic aggregates. Lineation is rarely developed. When present,
208 it is given by the long axis of quartz and feldspar aggregates and shows shallow plunges, nearly
209 parallel to the foliation strike (Fig 3b).



210
 211 **Figure 4** - Butiá Granite macroscopic features: (a) field relationship between Butiá Granite and
 212 Arroio das Palmas Syenite host rock, approximately plan view looking north; (b) composite
 213 magmatic S-C fabric found in the BG, plan view looking north; (c) strongly-developed, narrow-
 214 spaced foliation from the Butiá Granite margins; plan view; (d) equigranular, weakly-foliated
 215 leucogranite from the inner portion of the body; plan view.
 216

217 Petrographic and microstructural data on the BG are based on present observations and
 218 previous data by Niessing (2008) and Niessing et al. (2008a, b). It is composed of sillimanite-
 219 bearing, muscovite-biotite syeno- to monzogranites with colour index M' around 5, reaching up to
 220 10 in biotite-rich varieties. Biotite is significantly more abundant than muscovite and reaches up to
 221 7%. It forms elongate aggregates up to 5 mm, with minor muscovite and/or prismatic sillimanite
 222 (Fig. 5a) which wrap around quartz-feldspathic aggregates. Sillimanite (up to 2 mm) usually
 223 crosscuts biotite but the inverse relationship is also observed, thus both sillimanite and biotite are

224 interpreted as crystallized from the liquid phase, although few xenocrystals are also locally found.
225 Accessory phases are tourmaline, apatite, zircon, monazite, rutile and ilmenite. Ilmenite and the
226 other opaque phases correspond to less than 0.5%. The characteristic allotriomorphic texture of the
227 BG is marked by elongate aggregates of anhedral quartz and feldspar crystals of sutured grain
228 boundaries.

229 According to Niessing et al. (2008a, b, 2010), magmatic deformation in BG is indicated by
230 the locally strong alignment of subhedral K-feldspar and coarse magmatic quartz (with axial ratio ~
231 1.5). Evidence of subsolidus high-temperature deformation comprises magmatic quartz containing
232 few recrystallized and deeply-sutured grains with locally strong chessboard-pattern subgrains (Fig.
233 5b). Coarse, undeformed myrmekites (Fig 5c) formed in high temperature are also a common
234 feature. In high-strain zones, quartz ribbons are wrapped by mica-rich thin layers (Fig. 5d). Low-
235 temperature deformation features are rare, represented by wavy extinction and flame perthite in K-
236 feldspar.

237 The BG crystallization age was determined by microprobe in monazite (Niessing et al.,
238 2011) and LA-MC-ICP-MS in zircon and by U-Pb ID-TIMS in monazite (Bitencourt et al., 2015a).
239 All data are in agreement and point to ca. 625 to 629 Ma. The same authors interpret that the BG
240 was crystallized from a metapelite-derived melt under 850 °C and pressures of about 10 Kbar,
241 which explains the absence of magmatic garnet and cordierite.

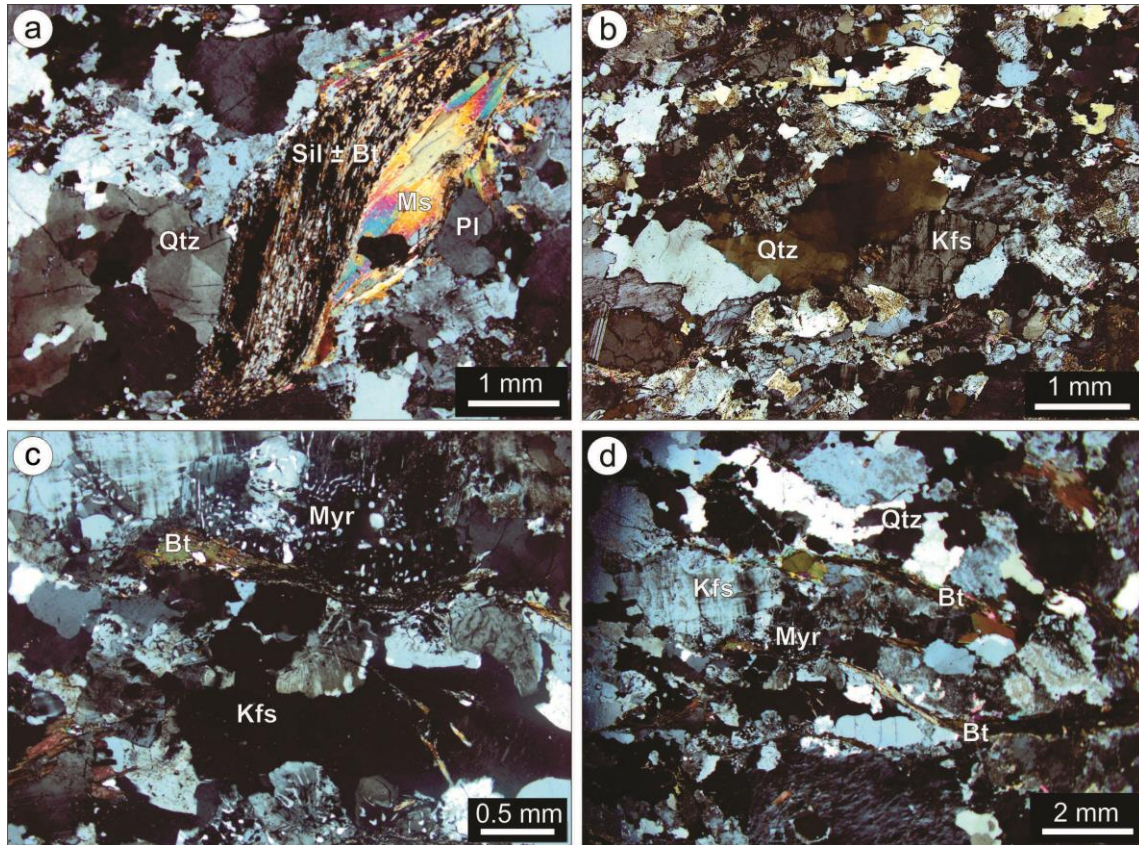


Figure 5 – Petrographic and microstructural aspects of the Butiá Granite: (a) magmatic sillimanite, muscovite and biotite aggregate and chessboard pattern subgrains in quartz; (b) magmatic quartz showing deeply sutured grains with locally strong chessboard-pattern subgrains; (c) well-developed myrmekite around quartz and K-feldspar aggregates; (d) ribbon quartz aggregates contoured by biotite flakes . Mineral abbreviation follows Whitney and Evans (2010).

4. Sampling and Methods

4.1. Sampling and AMS measurements

A total of 180 oriented drill cores (492 specimens) were obtained from 16 sites distributed along the main body of BG (Table 1). In each site, a considerable set of 10 to 11 oriented cores with 7-10 cm in length and 2.5 cm in diameter was collected using a hand-held gasoline-powered drill. Fig. 3 displays the location of the sampling sites (Table 1 also represents sampling information). In most sites, cores were drilled a few centimeters from each other; except where cm-width, tourmaline-bearing veins were found at the outcrops, which were avoided. The cores were oriented with respect to geographic North using a combined magnetic/sun compass equipped with a

260 clinometer. Sampling sites were located throughout borders and central areas aiming to best cover
261 the intrusion. However, a regular sampling was prevented by the more intense weathering and lack
262 of outcrops in the south and northeast areas, which explains why these two areas have not been
263 fully covered. At the laboratory, the oriented cores were cut into 2.2 cm high specimens using a
264 diamond-coated wheel saw. Sample preparation and subsequent magnetic measurements were
265 executed at the Laboratório de Paleomagnetismo (USPmag) of Universidade de São Paulo (USP),
266 Brazil.

267 AMS describes the tensor which correlates the strength of the applied field (H) to the
268 acquired magnetization (M) of material, defined by the equation: $M_i = K_{ij}H_j$, where (i,j) are
269 directions. Thus, K_{ij} is a second-rank tensor originated from a symmetric matrix that describes the
270 spatial variation of magnetic susceptibility (e.g., Tarling and Hrouda, 1993). This tensor is
271 expressed by the magnitude (eigenvalues) and orientation (eigenvectors) of the maximum (K_1),
272 intermediate (K_2) and minimum (K_3) principal axes of susceptibility ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$). The
273 geometrical representation of such tensor is the AMS ellipsoid, in which K_1 represents the magnetic
274 lineation while K_3 is the pole of magnetic foliation (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Nédélec and
275 Bouchez, 2015). The shape of the magnetic susceptibility ellipsoid is represented by Jelinek's
276 (1981) shape parameter (T), expressed by $T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$, where $L = K_1 / K_2$ (linear
277 anisotropy) and $F = K_2 / K_3$ (planar anisotropy). Values vary from $T = -1$ for a pure prolate ellipsoid,
278 to $T = +1$ for a pure oblate one, through $T = 0$ for a triaxial ellipsoid. The anisotropy degree is
279 indicated by $P = K_1 / K_3$, where $P = 1.0$ represents a sphere. All rock-forming minerals (i.e. dia-,
280 para- and ferromagnetic) contribute to the rock bulk susceptibility (K_m), which is the arithmetical
281 mean of the three main axes of susceptibility: $K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$.

282 Low-field AMS measurements were performed on 492 specimens using a Kappabridge
283 MKF1-FA susceptibility meter (AGICO Ltd., Czech Republic), housed at USPmag laboratory and
284 operating at room temperature with a 200 A/m AC field at 976 Hz. An automatic rotator (0.4 Hz)

285 coupled with the sample holder allows measuring the samples several times in each axis (x,y,z).
286 Tensor reconstruction and statistical analyses at sample and site levels were made using the
287 software *ANISOFT 4.2* (Chadima and Jelinek, 2009).

288

289 *4.2. Magnetic mineralogy measurements*

290 A detailed magnetic mineralogy study is necessary to determine the contribution of minerals
291 phases to the magnetic susceptibility, in order to afford geological significance to the AMS results.
292 Magnetic mineralogy was investigated through acquisition of isothermal remanent magnetization
293 (IRM) curves, hysteresis loops and thermomagnetic curves. As a complementary method for rock
294 magnetism, we used scanning electron microscopy (SEM). SEM analysis was performed at the
295 Laboratório de Geologia Isotópica of Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS).

296 IRM acquisition curves and hysteresis loops were measured in one representative sample
297 per site (small cubic piece of $\sim 30 \text{ mm}^3$), using a MicroMag 3900 (Princeton Measurements
298 Corporation) vibrating sample magnetometer (VSM) at room temperature and fields up to 1T. This
299 technique provides a quick investigation of the presence of remanence-bearing phases in the
300 samples and their nature according to the saturation fields and mean destructive fields (e.g., Dunlop
301 and Özdemir, 1997). Hysteresis loops allow to determine saturation magnetization (M_s), saturation
302 remanent magnetization (M_{rs}), coercivity (H_c), and coercivity of remanence (H_{cr}). The relationship
303 between magnetization (M) and applied field (H) is linear for paramagnetic samples and sigmoid-
304 shaped for ferromagnetic samples (e.g., Dunlop and Özdemir, 1997). Both IRM acquisition curves
305 and hysteresis loops were performed on non-crushed samples.

306 Thermomagnetic curves were obtained by measuring low-field magnetic susceptibility on
307 powdered samples during continuous heating and cooling cycles (κ -T) from -195°C up to 700°C
308 using a CS-L cryostat and CS-4 furnace coupled to a Kappabridge KLY-4S susceptibility meter
309 (AGICO Ltd., Czech Republic). From room temperature up to 700°C (heating cycle) and back

(cooling cycle), κ -T was measured in an argon environment to minimize alteration during these cycles. The analysis of the curves consists of the identification of temperature-steeped progressions of mainly magnetic phases transformations during the heating/cooling cycles, for instance, the Morin and Verwey transition during the low temperature cycle and the Curie and Neél temperatures during the high temperature cycle (e.g., Dunlop and Özdemir, 1997).

For two representative sites (DL-05 and DL-08), samples were analyzed with a *JEOL JSM-6610LV* scanning electron microscope (SEM) coupled with a *Bruker Nano XFlash detector 5030* energy dispersive spectroscopy (EDS) at Laboratório de Geologia Isotópica of Universidade federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS). SEM observations were carried out to confirm the characteristic size, shape, and composition of magnetic carrier.

5. Results

5.1. Magnetic susceptibility and mineralogy

The bulk magnetic susceptibility (κ) of all specimens ranges from 0.1×10^{-5} to 12.6×10^{-5} SI (Fig. 6), with more than 90% of them showing $k < 8.0 \times 10^{-5}$ SI. Such values are considered as low magnetic susceptibilities, related to the low contribution of ferromagnetic minerals in leucogranites (e.g., Gleizes et al., 1993; Aranguren et al., 1997).

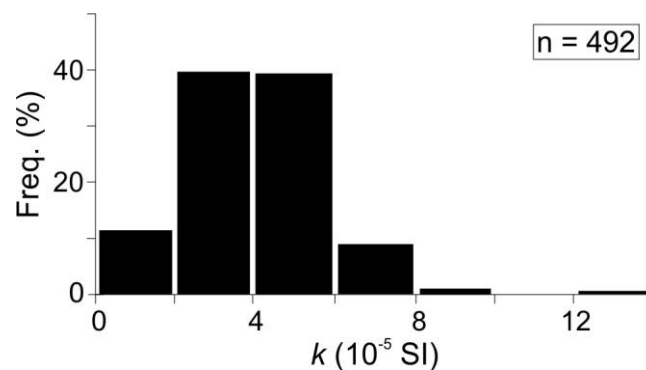
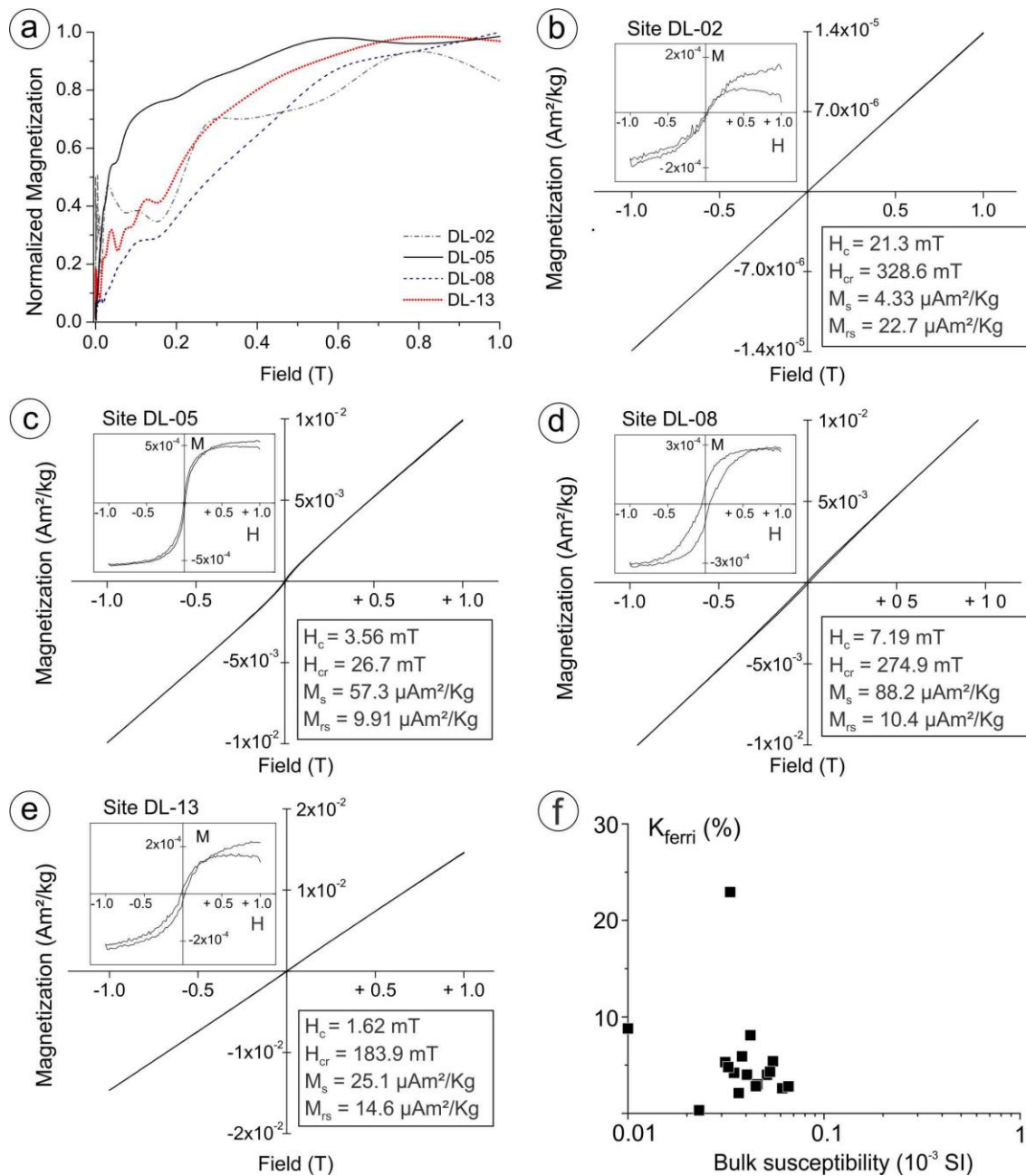


Figure 6 - Frequency histogram of the bulk magnetic susceptibility (κ) values of all specimens of the BG.

332 In Fig. 7a IRM acquisition curves at fields up to 1.0 T are shown for four samples (Sites
333 DL-02, DL-05, DL-08, and DL-13). For the other samples, IRM acquisition curves are too noisy
334 due to the very low amounts of remanence carriers in these rocks. The four IRM curves for which a
335 coherent signal can be obtained present a fast rise until of 300 mT, which is the range of low
336 coercivity minerals, but do not saturate until the maximum field of 1 T suggesting the additional
337 presence of high-coercivity phases. This behavior suggests the presence of a mixture of high- (e.g.,
338 hematite) and low-coercivity (e.g., titanomagnetite) ferromagnetic minerals.

339 Hysteresis loops demonstrate a linear relationship between the applied field and induced
340 magnetic moment (Fig. 7b-d). The minimum value of saturation magnetization (M_s) at 1 T applied
341 fields for most of samples is close to 25×10^{-6} Am²/kg (Fig. 7 d), and it increases in some sites,
342 reaching the maximum value for sample DL-07 (Fig. 7c), which is around 88×10^{-6} Am²/kg. In
343 sample DL-05 (Fig. 7b), even if linear trend predominates a hysteresis can still be recognized for
344 low field values (close to the origin of the graph) and in the paramagnetic corrected loop (inset
345 graphics), suggesting a small contribution of ferromagnetic phases in this site. If we subtract the
346 high-field susceptibility from the initial susceptibility, we can estimate the contribution of the
347 ferrimagnetic particles (Kferri%, Fig. 7f). The Kferri% values are always below 10% except for
348 sample DL-05 (Fig. 7b), where ferrimagnetic contribution reaches 23% (Table 1). Therefore, a
349 small concentration of ferromagnetic minerals may be considered in the samples even though
350 paramagnetic phases are the main carrier of the total magnetic susceptibility.



351

352 **Figure 7** – (a) Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves of four representative
 353 BG samples (DL-02, DL-05, DL-08, and DL-13), where normalized intensity of magnetization
 354 suggests a mixture of low- (e.g., titanomagnetite) and high-coercivity (e.g., hematite) minerals.
 355 Hysteresis loops for the same representative samples from the BG (b, c and d) and their parameters.
 356 Linear relationship between applied field (B) and magnetization (M) and weak ferromagnetic signal
 357 indicate an important paramagnetic component. Inset: hysteresis loops corrected by paramagnetic
 358 fraction assuming saturation at 70% below the maximum field.

359

360

361

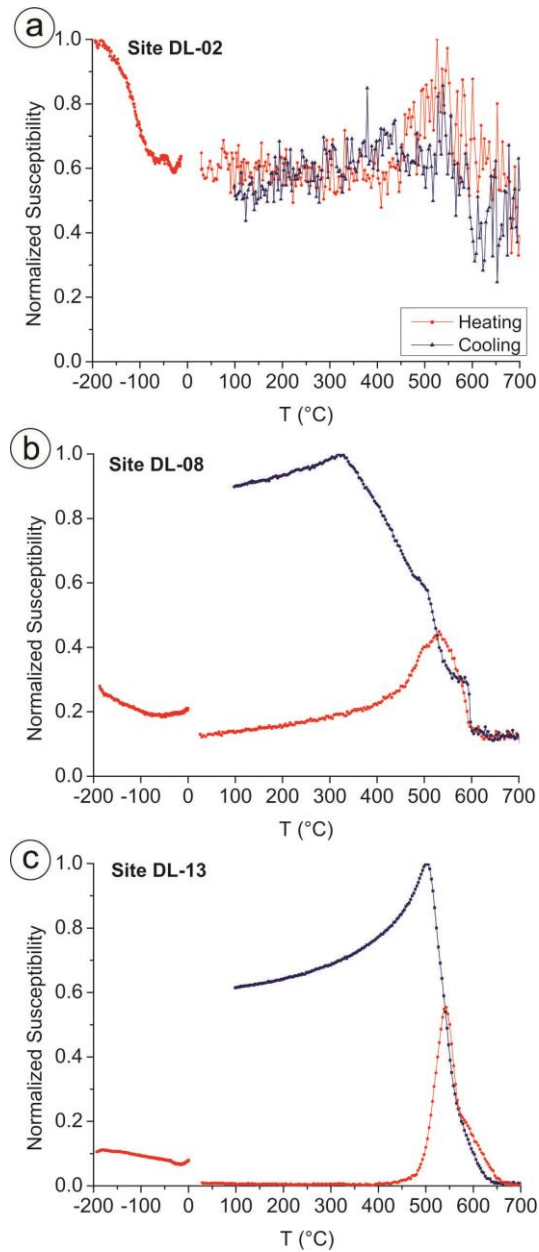
Thermomagnetic curves for three representative samples are presented in Fig. 8. Curie

362

temperature (T_c) was determined by the peak-tangent method (e.g., Petrovský and Kapicka, 2006).

363 For all samples, magnetic susceptibility (κ) has low values (order of 10^{-6}). Low temperature curves
364 show a hyperbolic decrease of magnetic susceptibility from $-193\text{ }^{\circ}\text{C}$ until room temperature without
365 any phase transition (Verwey or Morin transition), which is the typical behavior of paramagnetic
366 mineralogy (e.g., Trindade et al., 2001). High temperature curves have always an irreversible
367 behavior. For some samples, magnetic susceptibility (κ) for the cooling cycle is only slightly higher
368 than the heating cycle, i.e. DL-02 (Fig 8a). However, in most samples (e.g., DL-08 and DL-13) the
369 magnetic susceptibility (κ) increases rapidly at ca. $400\text{-}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ during the heating cycle and shows
370 significantly higher values during the cooling cycle (Fig. 8b-c). The Curie temperature of ca. 560-
371 $580\text{ }^{\circ}\text{C}$ in samples DL-08 and DL-13 can be related to titanomagnetite or magnetite (Dunlop and
372 Özdemir, 1997). However, a component with temperature above of $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ is observed in both
373 curves, which is probably related to hematite. A fraction of these ferromagnetic phases were created
374 during the heating cycle, probably from the iron-rich biotite as reported by Trindade et al. (1999,
375 2001). The dominant paramagnetic behavior of the studied rocks can be attributed to the biotite,
376 since it is the most abundant Fe-silicate in BG.

377 Sample DL-05 is the one with the higher ferrimagnetic contribution to the magnetic
378 susceptibility (Fig. 7f). In this sample we could identify Fe-oxides in SEM analyses (Fig 9a). They
379 occur always as small inclusions (up to $50\text{ }\mu\text{m}$) in feldspars and have anhedral habit being
380 interpreted as a late-magmatic phase. For the other sample, SEM analyses show that opaque
381 mineralogy comprises essentially Ti oxide and Fe-Ti oxides (Fig. 9). Titanium oxide (rutile) occurs
382 as thin inclusions in biotite cleavage planes in most samples. Fe-Ti oxides are titanium-rich
383 (ilmenites) and occur as small euhedral crystals together with the mineral assemblage biotite +
384 muscovite \pm sillimanite along the magmatic foliation (Fig. 9b). These results support the slight
385 distinction in IRM acquisition curves and hysteresis for sample DL-05.



386

387 **Figure 8** - Thermomagnetic curves (-195 to 700 °C) for three representative samples of the BG: (a)
 388 DL-05, (b) DL-08 and (c) DL-13. Heating and cooling cycles represented by red and blue colors,
 389 respectively. The thermomagnetic curves show irreversible behavior with significantly higher
 390 values during the cooling cycle (DL-08 and DL-13). Low temperature curves are marked by the
 391 hyperbolic decrease of magnetic susceptibility with no phase transition, which is typical behavior of
 392 paramagnetic mineralogy. Curie temperatures in the high-temperature curves suggest the presence
 393 of magnetite and titanomagnetite with minor hematite as the main ferrimagnetic phases.
 394

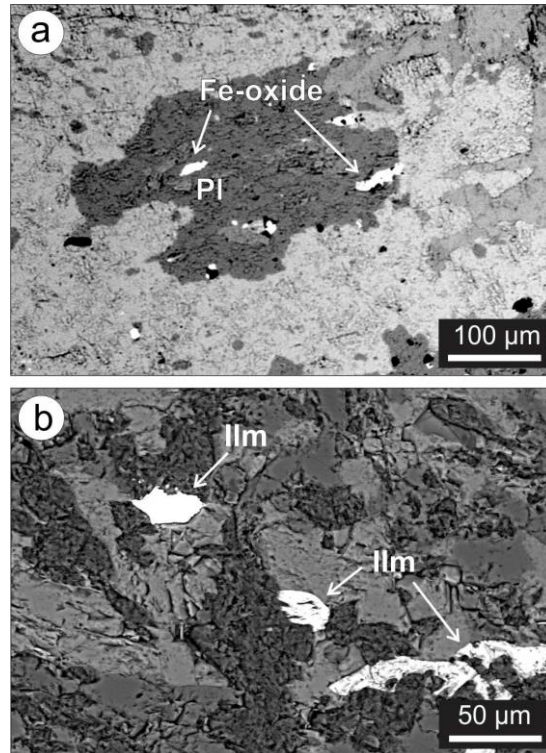


Figure 9 - Scanning electron microscope images of opaque minerals: (a) small, anhedral Fe-oxide crystals included in feldspar - sample DL-05; (b) small, euhedral to subhedral ilmenite crystals along foliation plane commonly found in all samples.

5.2. AMS scalar data

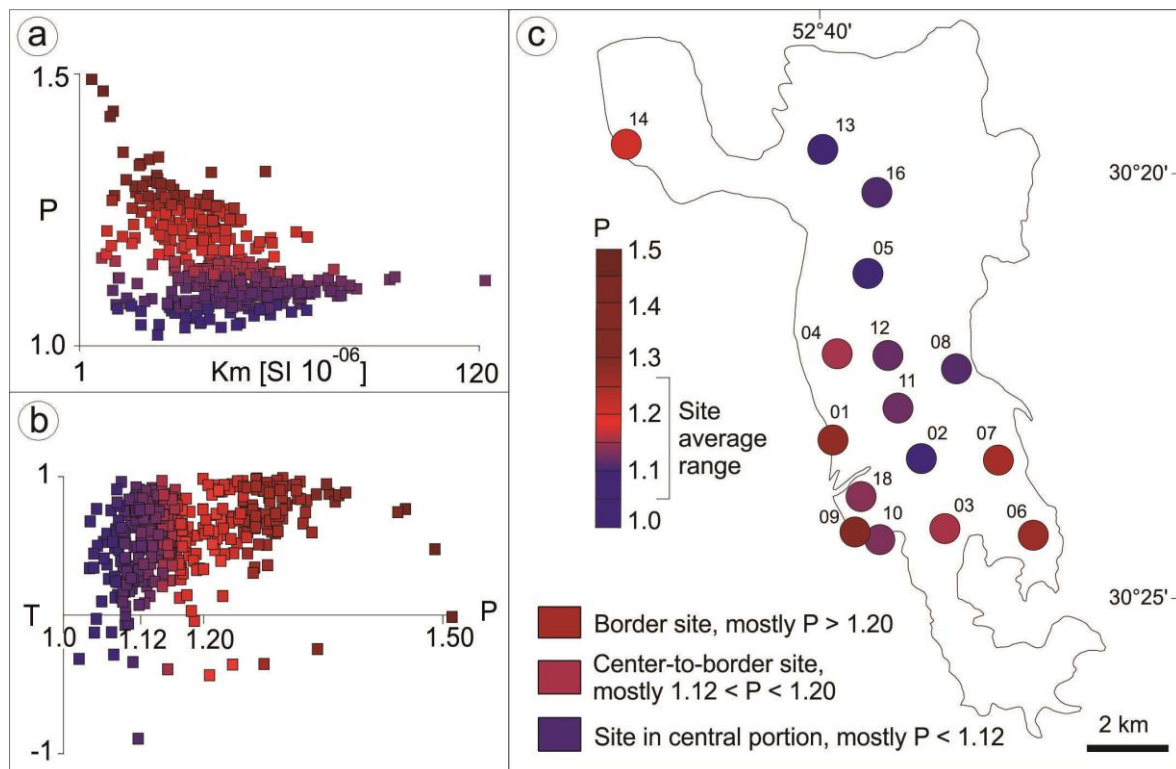
Shape parameter (T) and anisotropy degree (P) of magnetic susceptibility for all specimens are shown in Fig. 10. From the P vs. K_m diagram it can be observed a slightly inverse correlation between the anisotropy degree and the bulk magnetic susceptibility (Fig. 10a), whereas a positive normal correlation is observed in the T vs. P diagram between oblateness of shape ellipsoid and anisotropy degree (Fig. 10b).

The anisotropy degree (P) is rather high, with 80% of them being above 1.10. Most of the specimens (52%) have anisotropy degree ranging from 1.10 to 1.20 and 28% show higher values, reaching up to 1.39 (Fig. 10b). The lowest values of P occur in the inner portion of BG (Fig. 10c). For instance, in sites DL-02, 05, 13 and 16 anisotropy degree does not exceed 1.11 ($P < 1.11$; Fig. 10a; Table 1). Towards the borders, P increases and shows values ranging from 1.12 and 1.16 (*i.e.* sites DL-03, 10, 12, 18). Sites very close to the borders show the highest values for P, which reach

412 up to 25-26% in the western and southeastern borders (i.e. sites DL-01, 09, 06 and 07) (Fig. 10a,
 413 Table 1).

414 The shape parameter (T) shows higher variance for less anisotropic samples and it becomes
 415 dominantly higher for more anisotropic samples (Fig. 10c). The mean-site values range from 0.272
 416 to 0.908 (Table 1). Ellipsoids are mainly oblate to triaxial for all sites, based on the combined
 417 analysis values (Table 1) and spatial distribution of magnetic susceptibility eigenvectors on
 418 stereoplots (Fig. 11). Thus, magnetic foliation is the best-defined fabric element. Values of shape
 419 parameter close to zero ($T < +0.4$) are mainly found in the central area of BG (i.e. DL-02, DL-05,
 420 DL-16) but also in DL-14, which is close to the northwest border. In contrast, most sites where $T >$
 421 $+0.8$ are found at the southwestern border of BG (i.e. sites DL-01, DL09 and DL-10). Magnetic
 422 ellipsoid shape in these sites can be considered close to purely oblate.

423



424

425 **Figure 10** - Magnetic susceptibility scalar parameters: (a) anisotropy degree (P) versus mean
 426 magnetic susceptibility (Km) plot for all specimens; (b) shape parameter (T) versus anisotropy
 427 degree (P) for all specimens, and (c) map distribution of site average values of anisotropy degree
 428 (P) of magnetic susceptibility.

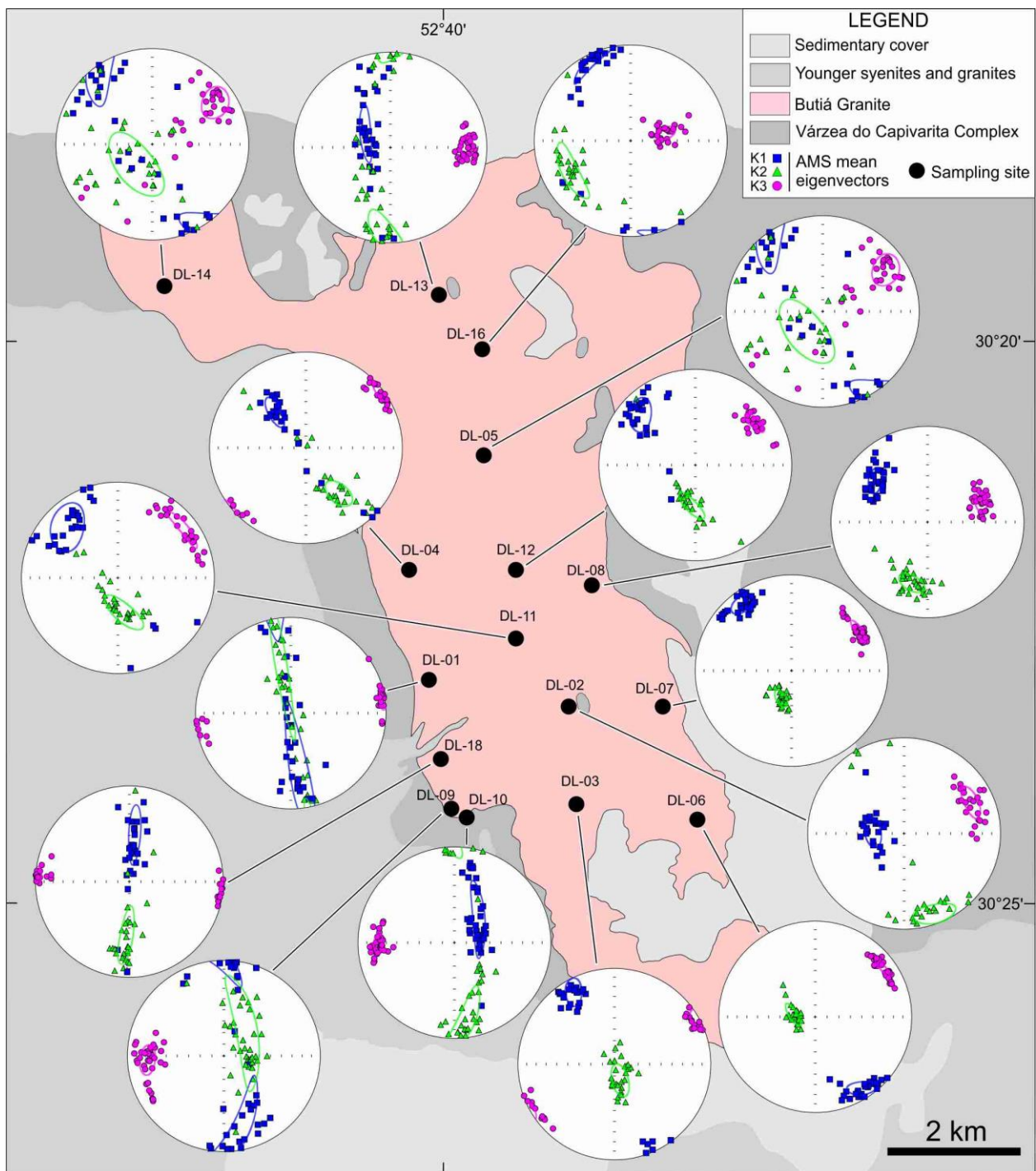
5.3. AMS directional data

Directional data are represented in Table 1 and Fig. 11, where stereoplots of mean magnetic eigenvectors (K_1 , K_2 and K_3) are distributed along the BG outcropping surface. Error ellipses were estimated for each site using Jelinek's statistics implemented in the ANISOFT software. We consider a magnetic foliation and lineation data to be well defined when their maximum angular dispersion provided by the error ellipses is below 35° . AMS directional data shows well defined magnetic foliation in all sites, marked by the clustering of minimum magnetic axis (K_3) and by its low angular dispersion (e/z). Values of the maximum angular dispersion in BG were always less than 18° . In contrast, the magnetic lineation is usually moderately defined. Two sites (DL-01 and DL-09) displayed angular dispersion above 35° for K_1 (Table 1). Thus, lineation in these two sites was considered poorly defined and hence discarded for further interpretations.

Magnetic foliation displays a broad regularity along BG, although small changes in orientation are locally found. Foliation strike is NNW-SSE and NW-SE (*i.e.* sites DL- 04, 06, 11 and 12), and in most of sites dips to the SW with moderate to steep angles. At the southwestern border, foliation strikes N-S and dips steeply to subvertical towards east or west (*i.e.* sites DL-01, 09, 10 and 18). Foliation strikes N-S also in the North-central area at DL-13 and DL-16 sites. A change in dip angles of magnetic foliation is observed from the west to the east and northeast of BG. At the Western margin, close to the basement rocks, magnetic foliation has steep to subvertical dips; towards the east, it dips gradually less steep, reaching moderate angles down to 33° at site DL-16.

Magnetic lineation in most sites has low obliquity to the foliation direction. These sites are found close to the contact with host-rocks in the western border (*i.e.* sites DL-01, 04, 10 and 18) or close to the roof pendants found in central portion of the intrusion (*i.e.* DL-02 and 13), with angles between 48° and 66° . Moderate plunges up to 31° are found in the central area, at sites DL-05, 08,

453 11 and 12. At the southeast (*i.e.* sites DL-03, 06, 07) and northwest (DL-14) sectors of the pluton
 454 the lineation presents shallow plunges with angles ranging from 15° to subhorizontal.



455

456 **Figure 11** – Map of magnetic fabric orientation data obtained for the Butiá Granite. For each site, a
 457 stereonet distribution of mean magnetic eigenvectors K_1 , K_2 , K_3 , and its 95% confidence ellipses
 458 are shown. The K_1 axis represents the magnetic lineation and K_3 the pole to the magnetic foliation.

459

460

461

462

463 6. Discussion

464 6.1. Origin and significance of AMS fabric in the Butiá Granite

465 The integrated magnetic mineralogy and SEM investigation indicates that magnetic fabric in
466 BG is controlled by paramagnetic minerals, mainly biotite. This is attested by the low contribution
467 of ferrimagnetic phases to the bulk magnetic susceptibility calculated from hysteresis loops (see
468 % K_{ferri} , Table 1). However, traces of ferromagnetic minerals (eg., titanomagnetite and/or hematite)
469 cannot be excluded from the whole mineral assemblage, since ferrimagnetic inclusions are
470 commonly reported even in apparently fresh biotite single crystals. Furthermore, values not higher
471 than 12.6×10^{-5} SI of bulk magnetic susceptibilities (K_m) are in accordance with those usually
472 found in paramagnetic leucogranites (Gleizes et al., 1993; Rochette et al., 1994; Aranguren et al.,
473 1997). In paramagnetic granites which have biotite as responsible for the AMS signal, the magnetic
474 fabric is given by the magneto-crystalline anisotropy of these phyllosilicates. This means that
475 magnetic axes are parallel to their crystallographic axes. Thus, magnetic foliation (K_3) is normal to
476 biotite cleavage plane (001) and magnetic lineation (K_1) is given by the zone axis around biotite
477 crystal flakes orientation (Bouchez, 2000; Bouchez et al., 1997). Experimental models show that
478 magnetic lineation in biotite-rich matrix approximates the flow direction and agrees with the long
479 axis of prismatic elongate minerals such as K-feldspar (e.g., Arbaret et al. 1997). As shown in Fig.
480 3c, magnetic fabric faithfully represents the field structural data. Therefore, the AMS data provides
481 the apparent stretching and flattening directions of the finite strain ellipsoid during magma
482 emplacement. Further imprint of late-magmatic and high-temperature solid-state deformation may
483 be considered to contribute to the AMS fabric particularly close to the pluton borders.

484 The anisotropy degree (P) and shape parameter (T) determined for BG are in accordance
485 with biotite being the main carrier of the AMS signal. Ellipsoids are oblate and average-site values
486 of P do not exceed 1.3, which is the closest to the maximum intrinsic anisotropy of a biotite single
487 crystal (Bouchez, 2000; Martín-Hernandez and Hirt, 2003).

488 The spatial distribution of P is also used to confirm or extend deformation zones obtained
489 by textural analysis, and usually there is a correlation between strain distribution and magnetic
490 anisotropy. Several studies in syntectonic granites have shown higher P values towards shear zones,
491 where high-strain zones also yield a gradual intensification of solid-state deformation (Tikoff et al.,
492 2005; Ferré et al., 2014). This correlation is valid for BG, since biotite is by large the main mineral
493 responsible for the AMS signal. Thus, the increasing anisotropy degree towards the pluton margins
494 (Fig. 10c) is in accordance with the intensification of fabric alignment which is marked by a well-
495 oriented of biotite, quartz and feldspar aggregates (Fig. 5b). Furthermore, the sites with the highest
496 values of P found in the BG western margin (P up to ~1.26) are close to high-strain zones reported
497 in the VCC. These high-strain zones are attributed to the steeply-dipping NNW-trending dextral
498 shear zones formed during the D₂ transcurrent regime in this area (Martil, 2016). In contrast, the
499 lower anisotropy degree observed in the central sites (Fig. 10c; Table 1) reflects the less-developed
500 fabric marked often by a less developed foliation at those sectors (Fig. 4d). In these areas, C-
501 foliation is less pronounced or absent, which results in S-foliation being more penetrative. Even in
502 sites where the magmatic S-C pair is present, magnetic fabric orientation commonly follows the S-
503 foliation measured in the field. Composite S-C magnetic fabric studies in paramagnetic biotite-rich
504 mylonites confirm that magnetic foliation lies between the S and C planes (e.g., Ono et al., 2010).
505 At the pluton southwestern margin, the magnetic foliation strikes north-south (Fig. 11), probably
506 due to the direction of magmatic S-foliation which is close to the C-foliation.

507 6.2. *Butiá Granite emplacement model*

509 AMS data combined with field and microstructural observations suggest that BG was
510 syntectonically emplaced as a tabular body, controlled by a dextral transcurrent shear zone. On the
511 western margin of the body, close to the Várzea do Capivarita Complex D₂ high-strain zones, the
512 BG foliation is steep to subvertical, concordant with the axial planar foliation (S₂) in the VCC.
513 Towards the NE, away from these steep high-strain zones, the foliation becomes less steep as does

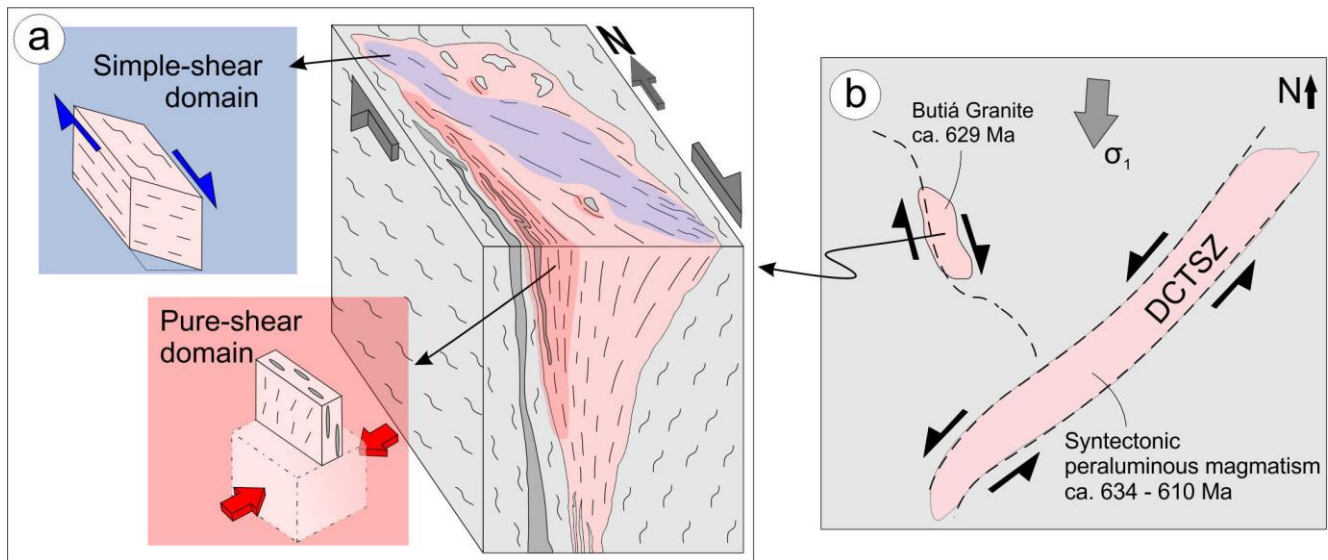
514 the gneissic banding in the VCC host-rocks (Figs. 3a and 11). The development of the same fabric
515 orientation in the BG and in its host-rocks suggests that they both follow regional deformation.
516 High-temperature, solid-state deformation microstructural features (Fig. 5) also reinforce the
517 syntectonic emplacement of the pluton. The presence of myrmekites and chessboard-pattern
518 subgrains in quartz, for example, indicates that deformation occurred close to the solidus of the
519 granitic system (Kruhl, 1996; Vernon, 2000; Passchier and Trouw, 2005). The transition from the
520 inner portion of the BG towards its margins is marked by a gradual change from less deformed to
521 foliated coarse- to medium-grained granite in a narrowly-spaced to a strongly-foliated finer-grained
522 granite at the pluton's margins. The intensity of fabric alignment and amount of strain in the center
523 and borders are also marked by the spatial distribution of the anisotropy degree (P). Such lines of
524 evidence support the conclusion that during magma emplacement and cooling, strain was
525 progressively concentrated at the margins of the pluton where the magmatic fabric was gradually
526 overprinted by magmatic near-solidus to subsolidus deformation under high-temperature.

527 The subvertical shear zone system has acted as the major structure controlling the
528 emplacement and probably also the transport of magma. The overall oblate ellipsoids found along
529 the granite are indicative of a flattening strain which reflects the observed S>L fabric with
530 stretching or mineral lineation being only rarely observed in the field (Figs. 3a and 3b). Moderate to
531 steeply-plunging magnetic lineation occurs mainly in zones of strong flattening near the host-rocks
532 (e.g. sites DL-01, 04, 10 and 18). The host-rocks have possibly operated as rigid walls and the pure
533 shear component of deformation was probably significant in this portion, leading to the squeezing
534 of magma towards the cooler and stiffer host-rock walls (Fig. 12a). Away from the margins, the
535 magma accumulated in the lower-strain zones has preserved some information on the non-coaxial
536 component of progressive deformation (Fig. 12a). This is indicated by the triaxial ellipsoids with
537 moderately plunging to subhorizontal lineations pointing mainly towards the NW/NNW (Figs. 11
538 and 12a). The gradual change from subvertical to moderately dipping foliation observed at the

539 northeastern part of the pluton, suggests also that the magma followed the previous fabric of the
540 host-rocks during emplacement. This is supported by the moderately-dipping foliation (as in the
541 host-rock) found in the NE portion of the pluton, where the roof zone was probably situated.
542 Additional evidence is given by the large amount of pegmatite and roof pendants found there.
543 Structural data obtained in the field from the southernmost portion of BG showed in the geological
544 map (Fig. 3) suggest that the magma has followed pre-existing, gently-dipping structures to form,
545 km-long, sill-like apophyses. Therefore, magma emplacement was mainly controlled by the shear
546 zone system, but also partly by the early fabric of the VCC host-rocks.

547 The BG elongate shape parallel to the shear zone, its internal structure coincident with the
548 one of the host-rock and the presence of a dextral S-C structure active from magmatic onto solid-
549 state also support the hypothesis that a transcurrent, NNW-trending shear-zone was the first driven-
550 structure that controlled magma ascension and emplacement. The magmatic origin of the S-C
551 structure in BG is given by the alignment of K-feldspar crystals without pressure shadows and also
552 by the termination of shear bands in or at magmatic quartz and K-feldspar with only weak solid-
553 state deformation features, as reported by Niessing et al. (2008b). According to Brown and Solar
554 (1998), granites emplaced during ascent in transcurrent shear systems develop such S-C fabric
555 pattern. In the BG, this fabric was acquired under high-temperature conditions, during magma
556 crystallization, and persisted during cooling to subsolidus conditions. In this case the S-C fabric is
557 best developed in zones of lower strain, and this is closely related to where the simple-shear
558 component of the transcurrent system was more effective.

559



560

561 **Figure 12** – (a) Sketch of the emplacement model conceived for the Butiá Granite displaying the
 562 strain partitioning in pure-shear and simple-shear domains: (i) pure-shear domain favors magma
 563 transport upwards and is recorded in the moderate to steep magnetic lineation and strongly oblate
 564 magnetic ellipsoids; (ii) in simple-shear domains, magma transport is subhorizontal, recorded by
 565 the gently-plunging magnetic lineation parallel to the pluton elongation; (b) relationship in space
 566 and time of the peraluminous magmatism during early post-collisional stage controlled by the
 567 sinistral, NE-trending Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ) and the NNW-dextral
 568 shear zone that controlled the Butiá Granite emplacement. These two shear zones formed a
 569 conjugate pair during the transcurrent deformation. The maximum stress direction is suggested to
 570 be approximately N-S.
 571

572 6.3. Regional implications

573 During the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle, the collisional stage was marked by
 574 west/northwest direction of thrusting followed by transcurrence along a NE-trending network of
 575 crustal-scale shear-zones (Fernandes et al., 1992). Part of this transpressive regime is recorded in
 576 the VCC, where the peak of granulite facies metamorphism is dated at 648 ± 5.4 Ma (Martil et al.,
 577 2017). The same authors reported the progression from thrusting onto transcurrence, recorded in the
 578 transposition of subhorizontal, NNW-trending, top-to-the-west displacement structures onto a
 579 subvertical axial-planar cleavage. Strain concentration in such planes lead to the nucleation of
 580 NNW-trending dextral strike-slip shear zone. The transcurrent system recorded during the early
 581 post-collisional stages of the Brasiliano/Pan-African Cycle controlled the emplacement of
 582 metaluminous and peraluminous granitic plutons. Magmatic ages for the peraluminous association

583 in Southern Brazil range between ca. 635 to 605 Ma (Frantz et al., 2003). The NE-trending, sinistral
584 Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (Fernandes et al., 1992; Fernandes and Koester, 1999)
585 is one of the main structures conditioning peraluminous granites in southern Brazil. The main
586 peraluminous granites positioned along the DCTSZ are the Arroio Francisquinho and Cordilheira
587 granites (Fig. 2). The BG crystallization age is 629 ± 6.8 Ma determined by LA-MC-ICP-MS in
588 zircon and U-Pb ID-TIMS in monazite (Bitencourt et al., 2015a); therefore, the emplacement of
589 these two-mica granites was roughly coeval.

590 The available kinematic and geochronological data suggest that the dextral, NNW-trending
591 shear zone which bounds the BG is coeval with the sinistral, NE-trending DCTSZ, and that they
592 both have controlled the emplacement of peraluminous granites at least during the early post-
593 collisional stage. A similar relation is reported for the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone (Knijnik
594 et al. 2012), which is also part of the Southern Brazilian Shear Belt.

595 A generic model for magma emplacement and shear zone activity in the region is presented
596 in Fig. 12b. The angle between the shear zones is about 60° , which is in accordance with the general
597 model of conjugate pairs (e.g., Fossen, 2016 and references therein). The maximum stress direction
598 (σ_1) that best fits the study area is close to the north-south, i.e., along the acute bisectrix of the
599 branches. The continuity to the south of the NNW-shear zone is not observable on the geological
600 map (Fig. 2). A change in the main orientation of stress in the region can thus be postulated, from
601 compressional E-W, with top-to-NW tectonic transport during collision, to N-S compression during
602 the post-collisional stage, leading to the transcurrent regime and magma emplacement. The
603 conjugate pair of ductile shear zones is only a part of the Southern Brazilian Shear Belt, described
604 by Bitencourt and Nardi (2000) (Fig.1). According to the authors, this shear belt has controlled the
605 ascent and emplacement of large volume of granitic magmatism during the entire post-collisional
606 period (ca. 650-580 Ma).

607

608 7. Conclusions

609 The Butiá Granite was syntectonically emplaced as a tabular body during the transcurrent
610 tectonics of the early post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle. Evidence
611 of emplacement of BG during the transcurrent regime in a transpressive setting comes from AMS
612 and previous published structural data. The study of the magnetic fabric of BG, together with
613 petrographic and SEM data, show that the anisotropy of magnetic susceptibility is mainly carried
614 by biotite crystals. A dextral S-C foliation pair and a subvertical foliation developed under
615 magmatic to solid state and striking roughly NW-SE (oblique to the intrusion long axis) are the
616 major evidence that the transcurrent shear system has driven magma ascent and its emplacement.
617 Dominantly pure-shear occurred in the western border of the pluton, where the competent host-
618 rocks have acted as a rigid wall. Together with the structures described in the coeval granite plutons
619 emplaced along the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, the results obtained in the Butiá
620 Granite provide a general structural framework for the post-collisional deformation in Southern
621 Brazil, where the maximum stress direction is close to the north-south in contrast the collisional
622 stage, when tectonic transport registered vergence top-to-NW. The successful application of the
623 AMS technique to the study of the internal fabric of the BG indicates that a similar approach can be
624 applied to study the emplacement of other granites in this region, with the main purpose of
625 reconstructing the regional scheme of magma transport, emplacement and deformation during the
626 collisional Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle.

627 628 Acknowledgments

629 This research received financial support from CNPq (Project 481841/2012-1), and
630 FAPERGS (Project 10.16039) granted to M.F. Bitencourt. The authors would like to express their
631 gratitude to Prof. Dr. Léo A. Hartmann for the revision and suggestions to an early version of the
632 manuscript. We also wish to thank Franciele Andres for improving the quality of some figures, and

633 the technical staff of USPmag Daniele Brandt and Giovanni Moreira for their help with
 634 measurements. Comments from editor A. Folguera, and reviewers M. P. Llanos and S. Geuna on
 635 the submitted manuscript were much appreciated and contributed to improve the paper
 636 significantly.

637

638 **References**

- 639 Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth*
 640 *Sci. Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- 641 Aranguren, A., Larrea, F.J., Carracedo, M., Cuevas, J., Tubía, J.M., 1997. The Los Pedroches batholith (southern
 642 Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites. *Granite: From*
 643 *segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 215–229.
- 644 Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J.L., Lespinasse, P., Saint-Blanquat, M., 1997. Analogue 3D simple-shear experiments
 645 of magmatic biotite subfabrics. In: Bouchez, J-L., Hutton, D., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: from*
 646 *segregation of melt to emplacement fabrics*, *Petrology and Structural Geology book series 8*, 129–143.
- 647 Archanjo, C.J., Bouchez, J.L., Corsini, M., Vauchez, A., 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric,
 648 emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State). *J. Struct.*
 649 *Geol.* 16(3), 323–335. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90038-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90038-8).
- 650 Archanjo, C.J., Trindade, R.I., Bouchez, J.L., Ernesto, M., 2002. Granite fabrics and regional-scale strain partitioning
 651 in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics* 21(1), 3–13–14.
 652 <https://doi.org/10.1029/2000TC001269>.
- 653 Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., da Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700
 654 Ma in southern Brazil. *Geology* 24(5), 439–442. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0439:JAAMIS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0439:JAAMIS>2.3.CO;2).
- 655 Babinski, M., Chemale, F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A., Da Silva, L. C., 1997. U-Pb and Sm-Nd
 656 geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South*
 657 *American Earth Sciences*, 10(3), 263-274. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00021-7)
- 659 Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic
 660 environments. *Lithos* 46(3), 605–626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1).
- 661 Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian
 662 Shear Belt. *Braz. J. Geol.* 30(1), 186–189.
- 663 Bitencourt, M.F., De Toni, G.B., Florisbal, L.M, Maril, M.M.D., Niessing, M., Gregory, T.R., Nardi, L.V.S., Heaman,
 664 L.M., Dufrane, S.A., 2011. Structural geology and U-Pb age of unusual Neoproterozoic syn-collisional
 665 syenite-tonalite association from southernmost Brazil. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related*
 666 *Rocks*, Abstracts Book, Universidad de Salamanca, Avila (2011).

- 667 Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Sbaraini, S., Rivera, C.B., 2015b. Idades U-Pb e a duração do magmatismo
668 ultrapotássico do Maciço Sienítico Piquiri. In: IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, Florianópolis, Book
669 of Abstracts, 143-143.
- 670 Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Heaman, L.M., 2015a. Geology, geochronology and petrogenesis of a
671 Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. In: 8th Hutton
672 Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts, 179-179.
- 673 Bom, F.M., Philipp, R.P., Zvirtes, G., 2014. Evolução metamórfica e estrutural do Complexo Várzea do Capivarita,
674 Cinturão Dom Feliciano, Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas em Geociências*. 41(2), 131–153.
- 675 Bouchez, J.L., 2000. Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites. *Comp. Rendus l'Acad.Sci. Ser. IIA*
676 *Earth Planet. Sci.* 330(1), 1–14. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00120-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00120-8).
- 677 Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: *Granite: from*
678 *segregation of melt to emplacement fabrics*. Springer, Netherlands, p. 95–112.
- 679 Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-
680 derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sci. Rev.* 36 (1-2), 83–130.
681 [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90009-4).
- 682 Brown, M., and Solar, G.S., 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic
683 belts. *J. Struct. Geol.* 20(2–3), 211–227. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00068-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00068-0).
- 684 Chadima, M., Jelinek, V., 2009. Anisoft 4.2: anisotropy data browser for windows. Agico. Inc, Brno.
- 685 Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Bertotti, A.L., 2011. Lu-Hf and U-Pb age
686 determinations of Capivarita anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research* 186, 117–
687 126. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.01.005>.
- 688 Collins, W.J., Sawyer, E.W., 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower–middle crust during non-
689 coaxial compressional deformation. *J. Metam. Geol.* 14(5), 565–579. <https://10.1046/j.1525-1314.1996.00442.x>.
- 691 D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a
692 transpressional orogen. *J. Geol. Soc.* 149(4), 487–490. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0487>.
- 693 De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2016. Strain partitioning into dry and wet zones and the formation of
694 Ca-rich myrmekite in syntectonic syenites: A case for melt-assisted dissolution-replacement creep under
695 granulite facies conditions. *J. Struct. Geol.* 91, 88–101. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.08.002>.
- 696 Dragone, G.N., Ussami, N., Gimenez, M.E., Klinger, F.G.L., Chaves, C.A.M., 2017. Western Paraná suture/shear zone
697 and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Res.*
698 291, 162–177. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>.
- 699 Dunlop, D.J., Ozdemir, O., 1997. *Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, United
700 Kingdom, p. 573.
- 701 Fernandes, L.A.D., Koester, E., 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role
702 in the tectonic evolution of southern Brazil. *J. A. Earth Sci.* 29(1), 3–24. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00076-7](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00076-7).
- 703

- 704 Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the
705 Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *J. S. Am. Earth Sci.* 5(1), 77–96. [https://doi.org/10.1016/0895-](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90061-3)
706 9811(92)90061-3.
- 707 Ferré, E.C., Gébelin, A., Till, J.L., Sassier, C., Burmeister, K.C., 2014. Deformation and magnetic fabrics in ductile
708 shear zones: A review. *Tectonophysics* 629, 179–188. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.008>.
- 709 Fossen, H., 2016. *Structural geology*. Cambridge University Press, p. 524.
- 710 Frantz, J.C., McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, N.F., Caravaca, G., 2003. SHRIMP U-Pb
711 zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of the Dorsal de
712 Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. In: *South American Symposium on*
713 *Isotope Geology*, 4, Short Papers, Salvador, SBG, vol. 1, pp. 174–177.
- 714 Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., Rochette, P., 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis
715 Andorra ilmenite S-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional
716 mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 98(B3), 4317–4331.
717 <https://doi.org/10.1029/92JB01590>.
- 718 Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Chemale Jr., F., 2015. Geochronological data from
719 TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of
720 southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. *Journal of South American Earth Science* 57, 49–60.
721 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.11.009>.
- 722 Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2011. Time frame of 753–680Ma juvenile accretion
723 during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Res.* 19(1), 84–99.
724 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.05.001>.
- 725 Hutton, D.H., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies.
726 *Earth Env. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh.* 79(2-3), 245–255. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>.
- 727 Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79(3–4), T63–T67.
728 [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4).
- 729 Jost, H., Bitencourt, M.F., 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio
730 Grande do Sul. *Acta Geol. Leopold.* 15, 27–60.
- 731 Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Pinto, V.M., 2012. Caracterização Geoquímica e Estrutural do
732 Granodiorito Cruzeiro do Sul: Magmatismo Shoshonítico pós-colisional Neoproterozóico em Zona de
733 Transcorrência, região de Quitéria, RS. *Geologia USP. Série Científica*, 12(1):17-38.
- 734 Knijnik, D.B.; Bitencourt, M.F; Pimentel, M.M., Nardi, L.V.S., Weinberg, R.F., Gregory, T.R., Armstrong, R., Pinto,
735 V.M., Santos, S.S.J.O., McNaughton, N.J., 2015. U-Pb ages of the early post-collisional shoshonitic
736 magmatism from Southern Brazil. In: *8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis.*
737 *Book of Abstracts*, 83-83.
- 738 Koester, E., Fernandes, L.A.D., Soliani Jr, E., Nardi, L.V.S., Kraemer, G., Roisenberg, A., 2001a. Geologia e
739 geoquímica de granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu,
740 Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31 (2) (2001), pp. 141-154.
- 741 Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L.A.D., Soliani Jr, E., Nardi, L.V.S., Kraemer, G., 2001b. Petrologia dos
742 granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul,
743 RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31 (2) (2001), pp. 131-140.

- 744 Kruhl, J. H., 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural
745 geothermobarometer. *J. Metamorph. Geol.* 14, 581–589. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.00413.x>.
746
- 747 Leite, J.A., Hartman, L.A., Mcnaughton, N.J., Chemale Jr, F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of
748 Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *Int. Geol. Rev.* 40(8), 688–
749 705. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819809465232>.
- 750 Mamtani, M.A., Greiling, R.O., 2005. Granite emplacement and its relation with regional deformation in the Aravalli
751 Mountain Belt (India) - inferences from magnetic fabric. *J. Struct. Geol.* 27 (11), 2008–2029.
752 <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.06.004>.
- 753 Martil, M.M.D., 2016. O magmatismo de Arco Continental Pré-Colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-
754 temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, Sul da Província
755 Mantiqueira. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto
756 Alegre, p. 168. Available online under: <http://hdl.handle.net/10183/149194>.
- 757 Martil, M.D.M., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo pré-
758 colisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita.
759 *Pesqui. em Geociênc.* 38, 181–201.
- 760 Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., Pimentel, M.M., 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790
761 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic
762 constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos* 274, 39–52.
763 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.011>.
- 764 Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2003. The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite
765 single crystals. *Tectonophysics* 367(1), 13–28. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00127-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00127-6).
- 766 Nédélec, A., Bouchez, J.L., 2015. *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. Oxford
767 University Press, Oxford, p. 352.
- 768 Neves, S.P., Mariano, G., Beltrão, B.A., Correia, P.B., 2005. Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton
769 (Borborema province, NE Brazil) inferred through petrostructural studies: constraints on regional strain
770 fields. *J. S. A. Earth Sci.* 19(2), 127–141. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.04.004>.
- 771 Niessing, M., 2008. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic
772 leucogranite from Sul-rio-grandense Shield. Master's thesis, Technische Universitat Munchen, Munique,, p.
773 104.
- 774 Niessing, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., 2010. Syntectonic magma emplacement and cooling: the sillimanite-
775 bearing Butia Granite from the Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil. In: Quinn C.D., Daczko N.R.
776 (eds.) *Abstracts of the Specialist Group in Tectonics and Structural Geology Conference, Port Macquarie,*
777 *February 2010, Geological Society of Australia* 97, p. 47.
- 778 Niessing, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H. & Vlach, S.R.F., 2011. Sillimanite-bearing, S-type granite from post-
779 collisional environment in southern Brazil. In: *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks,*
780 *Avila, Spain, July 4-9 2011. Abstracts Book,* p. 109.
- 781 Niessing, M., Bitencourt, M. F., Kruhl, J.H., Martil, M.M.D., Gregory, T.R., Centeno, A.P., Fontana, E. Knijnik, D.B.,
782 2008a. Geology and stratigraphic definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic
783 leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield. In: *44 Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba.*
784 *Anais do 44 Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba : SBG, pp. 522-522.*

- 785 Niessing, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H.; Martil, M.M.D.; Gregory, T.R.; Centeno, A.P.; Fontana, E. & Knijnik,
786 D.B., 2008b. Magma emplacement and crystallization during regional stress: an example from the Sul-rio-
787 grandense Shield (Southern Brazil). 86th Annual Meeting of the German Mineralogical Society (DMG),
788 Berlin, Book of Abstracts (CD-Rom), Symposium "Making and Breaking of Continents", Abstract n.
789 S07P09.
- 790 Ono, T., Hosomi, Y., Arai, H., Takagi, H., 2010. Comparison of petrofabrics with composite magnetic fabrics of S-C
791 mylonite in paramagnetic granite. *J. Struct. Geol.* 32(1), 2–14. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.04.009>.
- 792 Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin. p. 366.
- 793 Paterson, S.R., Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by
794 multiple processes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107(11), 1356–1380. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2).
- 796 Patiño-Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for
797 the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contr. Mineral. and Petrol.* 107(2), 202–218.
798 <https://doi.org/10.1007/BF00310707>.
- 799 Patiño-Douce, A.E., McCarthy, T.C., 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In:
800 *When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*. Springer, pp. 27–55.
- 801 Pertille, J., Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Petry, T.S., Lana, C.C., 2015. Origin of the Ediacaran Porongos Group, Dom
802 Feliciano Belt, southern Brazilian Shield, with emphasis on whole rock and detrital zircon geochemistry and
803 U–Pb, Lu–Hf isotopes. *J. S. Am. Earth Sci.* 64, 69–93. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.001>.
- 804 Petrovský, E.D., Kapička, A., 2006. On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *J. Geophys.*
805 *Res. Solid Earth* 111:1–10. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004507>.
- 806 Philipp, R.P., Machado, R., 2005. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern
807 Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 19(4), 461–478. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.010>.
- 808 Philipp, R.P., Massonne, H.J., Campos, R.S., 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of
809 Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J.*
810 *S. Am. Earth Sci.* 43, 8–24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.10.006>.
- 811 Philipp, R.P., Pimentel, M.M., Chemale Jr, F., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil:
812 Geological relationships and U-Pb geochronology. *Braz. J. Geol.* 46, 83–104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>.
- 814 Picada, R.S., 1969. Faixa de granitos sincinemáticos no Escudo Sul-Riograndense. SBG, Congresso Brasileiro de
815 Geologia, 23, Resumo de Comunicações, Salvador, no 86 (1969).
- 816 Picada, R.S 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense Congresso Brasileiro de Geologia, 25,
817 Anais, 1, SBG, São Paulo (1971), pp. 167–191.
- 818 Porcher, C. A., Lopes, R. D. C., 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Mapa Geológico da
819 Folha Cachoeira do Sul, Folha SH.22-YA. Escala 1:25.000. Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Brasília.
- 820 Ramgrab, G. E., Wildner, W., Camozzato, E., 1996. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Mapa
821 Geológico da Folha Porto Alegre SH. 22-YB. Escala 1:25.000. Serviço Geológico do Brasil (CPRM),
822 Brasília, 144p.

- 823 Raposo, M.I.B., Gastal, M.C.P., 2009. Emplacement mechanism of the main granite pluton of the Lavras do Sul
824 intrusive complex, South Brazil, determined by magnetic anisotropies. *Tectonophysics* 466(1), 18–31.
825 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.015>.
- 826 Rochette, P., Scaillet, B., Guillot, S., Le Fort, P., Pêcher, A., 1994. Magnetic properties of the High Himalayan
827 leucogranites: structural implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126(4), 217–34. [https://doi.org/10.1016/0012-](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90108-2)
828 [821X\(94\)90108-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90108-2).
- 829 Saalman, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A., 2011. Multiple accretion at the
830 eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *Int. J.*
831 *Earth Sci.* 100(2), 355–378. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0564-8>.
- 832 Salazar, C.A., Archanjo, C.J., Babinski, M., Liu, D., 2008. Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the
833 Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). *J. S. Am.*
834 *Earth Sci.* 26(3), 286–299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.08.007>.
- 835 Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data
836 from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contr. Mineral. and Petrol.* 128(4), 352–370.
837 <https://doi.org/10.1007/s004100050314>.
- 838 Tarling, D., Hrouda, F., 1993. *Magnetic anisotropy of rocks*. Chapman & Hall, London, p. 218.
- 839 Thompson, A.B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic
840 liquids. *Am. J. Sci.* 282(10), 1567–1595. <https://doi:10.2475/ajs.282.10.1567>.
- 841 Tikoff, B., Davis, M.R., Teyssier, C., Blanquat, M.D.S., Habert, G., Morgan, S., 2005. Fabric studies within the
842 Cascade Lake shear zone, Sierra Nevada, California. *Tectonophysics* 400(1), 209–226.
843 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.003>.
- 844 Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A., Porcher, C.C., 1994. Magma-assisted strain localization in an orogeny-
845 parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics* 13(2), 421–437.
846 <https://doi.org/10.1029/93TC03319>.
- 847 Trindade, R.I., Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Siqueira, R., 1999. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic
848 remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*
849 314(4), 443–468. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00220-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00220-6).
- 850 Trindade, R.I., Bouchez, J.L., Bolle, O., Nédélec, A., Peschler, A., Poitrasson, F., 2001. Secondary fabrics revealed by
851 remanence anisotropy: methodological study and examples from plutonic rocks. *Geophys. J. Int.* 147(2),
852 310–318. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01529.x>.
- 853 UFRGS, 2008. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4**
854 **(MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS**. Instituto de Geociências, Universidade Federal do
855 Rio Grande do Sul, Porto Alegre, mapas (2008).
- 856 UFRGS, 2009. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Passo das Canas SH-22-Y-A-III-4 (MI2984/4),**
857 **RS**. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, mapas (2009).
- 858 UFRGS, 2010. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Encruzilhada SH-22-Y-A-VI-2 (MI2997/2) e**
859 **Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS**. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio
860 Grande do Sul, Porto Alegre, mapas (2010).

- 861 UFRGS, 2011. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da folha Várzea do Capivarita SH-22-Y-B-I-4**
862 **(MI2985/2), RS.** Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre,
863 mapas (2011).
- 864 Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Nolan, J., Medina, J., Costa, M.M., Corfu, F., Catalán, J.M., 2017. Granite
865 emplacement at the termination of a major Variscan transcurrent shear zone: The late collisional Viseu
866 batholith. *J. Struct. Geol.* 98, 15–37. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.04.002>.
- 867 White, A.J., Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43(1-2), 7–22.
868 [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90003-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90003-8).
- 869 Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. mineralogist*, 95(1), 185-
870 187. doi: 10.2138/am.2010.3371.

PARTE IV

4. ANEXOS

4.1. Outras Publicações: Resumos apresentados em eventos da área

4.1.1. First Symposium on South American Tectonics. Santiago (Chile) - November, 2016.



Abstract submitted to the 1st Symposium on South American Tectonics in order to be published in the Symposium's Proceedings

MAGNETIC AND STRUCTURAL FABRICS OF AN EDIACARAN SYNTECTONIC LEUCOGRANITE FROM SOUTHERNMOST BRAZIL

Lyra, D.S.¹; Bitencourt, M.F.¹; Savian, J.F.¹; Tomé, C.R.¹; Trindade, R.I.F.²;

¹ Universidade Federal do Rio Grande do Sul

² Universidade de São Paulo

A magnetic fabric study was conducted on the Butiá Granite (BG), a N-S elongate intrusion (~63 km²) of equigranular sillimanite-muscovite-biotite leucogranite from southernmost Brazil. The host rocks are ortho and paragneisses (peak metamorphism at 650 Ma), and syntectonic syenites (640 Ma) of the Várzea do Capivarita Complex. Previous studies indicate that the BG (ca. 630 Ma) was emplaced along a post-collisional, dextral transcurrent shear zone. Its magmatic foliation is marked by alignment of biotite, muscovite, and sillimanite, dipping steeply towards ENE or WSW. An S-C fabric is locally found and at some places the foliation is mylonitic. Despite the well-developed foliation, a linear fabric is rarely recognized. Low-field anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) technique can provide fabric information for weakly deformed granites. The shape of the AMS ellipsoid is defined by lineation ($L=k_1/k_2$), foliation ($F=k_2/k_3$), and degree of anisotropy ($P=k_1/k_3$). In this study, a total of 466 samples were prepared from cylindrical cores drilled at 14 sites throughout the pluton. Isothermal remanent magnetization (IRM), hysteresis loops and thermomagnetic curves were measured in most of these sites in order to investigate magnetic carriers. The results indicate that magnetic susceptibility is carried almost exclusively by paramagnetic minerals (biotite). Therefore, AMS fabric results from the alignment of biotite crystals. The minimum axis (k_3) is perpendicular to the cleavage plane (001) of biotite crystals, and the maximum axis (k_1), the magnetic lineation, is parallel to the zone axis around which biotite crystals are aligned. The absence of low temperature solid-state deformation indicates that the magnetic fabric is dominantly magmatic in origin. Magnetic foliation dips at high angles towards WSW and the lineation is dominantly subhorizontal, with shallow plunge to NW or SE, except in the southwestern part of the body, where foliation dips towards E-ENE and lineation plunges slightly steeper to either N or S. The general trend of the magnetic foliation is slightly oblique to the orientation of the intrusion, the results being consistent with the emplacement of BG during dextral strike-slip. Zones of vertical magnetic lineation on the southwestern part of the intrusion may indicate the magma feeder zone.

4.1.2. European Geosciences Union (EGU) General Assmby 2018, Vienna (Austria)
- April, 2018.

Geophysical Research Abstracts
Vol. 20, EGU2018-**PREVIEW**, 2018
EGU General Assembly 2018
© Author(s) 2018. CC Attribution 4.0 license.



Granite emplacement in a transpressional setting: an AMS study of the peraluminous Butiá Granite, southernmost Brazil

Diego Lyra (1), Jairo Savian (1), Maria de Fátima Bitencourt (1), and Ricardo Trindade (2)

(1) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Porto Alegre, Brazil (jairosavian@gmail.com), (2) Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, Brazil

The post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle in Southern Brazil is marked by meta-luminous and peraluminous granites controlled by a transcurrent shear zone system. In southernmost Brazil, the sinistral, NE-trending Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ) is the best known structure that conditioned these peraluminous granites (ca. 634 – 610 Ma). However, the NNW-elongate Butiá Granite (BG – 629 Ma) is emplaced to the northwest of the DCTSZ in the high-grade Várzea do Capivarita Complex (ca. 650 Ma), and despite its poorly-developed linear fabric, BG emplacement is interpreted to have been controlled by a dextral transcurrent shear zone. Thus, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study was performed in the BG aiming to constrain its emplacement mechanism and the relation of the granite with the regional shear zone system. A total of 492 specimens (180 drill cores) were obtained through 16 sites distributed along the BG main body. Magnetic mineralogy was investigated by hysteresis loops, thermomagnetic and IRM acquisition curves, and a complementary SEM analysis. These experiments show a dominant contribution of paramagnetic phases and a small content of low-coercivity (e.g., magnetite and titanomagnetite) and high-coercivity (e.g., hematite) remanence-carrying minerals. In spite of the presence of minor ferromagnetic grains, the BG magnetic anisotropy fabric is interpreted as dominantly controlled by paramagnetic biotite crystals. Magnetic susceptibility ranges between 0.1 and 8.0×10^{-5} SI. Shape parameter (T) ranges from 0.272 to 0.908, and anisotropy degree (P) ranges from 1.073 to 1.266, increasing from the inner portion of the pluton to its margins. Magnetic fabrics, microstructures and field relations suggest that magma ascent and emplacement were controlled by a NNW-trending dextral transcurrent shear zone. The presence of S-C magmatic fabric and high temperature (ca. 650 °C), solid-state deformation at the margins confirms that the pluton was deformed during its cooling process. Close to the host-rocks, magnetic foliation dips steeply towards W or E, and magnetic lineation plunges steeply to moderate, displaying strongly-oblate ellipsoids. This is interpreted as a result of the significantly pure-shear component of deformation operating close to the host-rocks. Shallow-plunging lineation parallel to the NW- to NNW-striking foliation is found away from the pluton margins, which is related to where the simple-shear component of deformation was more effective. Foliation becomes less steep towards the BG northeastern portion and the presence of roof pendants in this area suggests the proximity to the roof zone. The combination of buoyancy forces and the partitioning of regional strain into simple and pure shear are in accordance with a transpressive regime. These results also suggest a time-space relationship between the NNW-dextral shear zone that controlled the emplacement of the Butiá Granite and the sinistral, NE-trending DCTSZ, responsible for the emplacement of peraluminous granites during the early post-collisional stage of the Brasiliano/Pan-African Cycle in southernmost Brazil.

4.2. Histórico Escolar



Informações Acadêmicas do Aluno

Histórico Escolar

Emissão: 17/01/2018 às 01:40



DIEGO DA SILVEIRA LYRA

166419

Atividades Desenvolvidas UFRGS

Atividades de Ensino

Período Letivo	Atividade de Ensino	Turma	Créditos	Conceito	Nome Professor	Situação	Orgão
2017/2	Depósitos minerais em ambientes hidrotermais	A	5	-	• JOSE CARLOS FRANTZ	Matriculado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/2	MAGMATISMO: FONTES E PROCESSOS	A	4	A	• EDINEI KOESTER	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/2	Trajетórias de P-T-t em cinturões orogênicos	A	4	-	• CARLA CRISTINE PORCHER	Matriculado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	Geologia Estrutural de rochas intrusivas - estrut. magmáticas e subsolid	A	5	A	• -	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	Redação e submissão de artigo científico	A	5	A	• -	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	T.E. EM GEOLOGIA MARINHA: ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	A	2	A	• JAIRO FRANCISCO SAVIAN	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências

4.3. Pareceres da banca examinadora