



**CHRISTIAN MENEGHINI**

**CARACTERIZAÇÃO MAGNÉTICA E ESTRUTURAL DA PORÇÃO NORDESTE  
DO GRANITO ENCRUZILHADA E ROCHAS MÁFICAS CONTEMPORÂNEAS**

Porto Alegre, 2024

**CHRISTIAN MENEGHINI**

**CARACTERIZAÇÃO MAGNÉTICA E ESTRUTURAL DA PORÇÃO NORDESTE  
DO GRANITO ENCRUZILHADA E ROCHAS MÁFICAS CONTEMPORÂNEAS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientadores:** Prof. Dr<sup>a</sup> Maria de Fátima Bitencourt  
Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre, 2024

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **CARACTERIZAÇÃO MAGNÉTICA E ESTRUTURAL DA PORÇÃO NORDESTE DO GRANITO ENCRUZILHADA E ROCHAS MÁFICAS CONTEMPORÂNEAS** elaborado por **Christian Meneghini**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dr. Evandro Lima (UFRGS)

---

Msc. Lucas Moraes (UFRGS)

---

Msc. Marcelo Meucci (UFRGS)

*"Quando você se permite sonhar, o mundo parece maior."*

Filme - *Réquiem para um Sonho* (2000).

## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus queridos pais, Moyses e Claudete, pelo apoio contínuo durante os anos de graduação. Sempre me incentivando a construir meu futuro por meio do estudo. Vocês são minha inspiração constante de persistência e gentileza. Todo caminho percorrido juntos valeu a pena. Às minhas irmãs, Gi, Vali e Ana, obrigado por todo carinho e suporte.

À minha orientadora, Fátima, sou grato pelos ensinamentos, pelos trabalhos de campo e pelas conversas sempre inspiradoras que me motivam a seguir em frente. Ao meu orientador, Jairo, foi depois de uma aula de paleomagnetismo que busquei entrar na iniciação científica. Essa decisão foi o começo para eu encontrar meu lugar na universidade. Obrigado por acreditarem em mim, por me orientar com dedicação e por oferecer todas as ferramentas e oportunidades. Vocês são minha inspiração. Tenho certeza de que ainda realizaremos muitos trabalhos juntos!

Um agradecimento especial a Camila, Dioni e João, pelo apoio durante os anos de bolsa. Vocês sempre estiveram dispostos a ajudar, seja na estrutural, na geofísica ou na geologia regional. Os trabalhos de campo, embora nada fáceis, tornaram-se melhores graças à parceria de vocês. Desde a primeira ida ao laboratório do IAG, passando pelos dias compartilhados no campus, até as longas conversas que me motivaram a seguir em frente, sou profundamente grato. Que venham muitas outras parcerias!

Ao pessoal dos grupos de pesquisa, seja no Magmatismo Sintectônico ou no Paleomagnetismo: Fran, Alana, Carol, Bruna, Victor, Lucas, Felipe, Gepeto, Jordana, Raquel e Endrizzi. Cada um de vocês deixou sua marca nesta caminhada, e fico feliz por tê-los agora como colegas de profissão.

Ao professor Mathew Domeier, agradeço por me receber em Oslo e disponibilizar o laboratório para as análises. Obrigado pelas semanas de aprendizado contínuo e por acreditar no meu trabalho. Também sou muito grato ao pessoal do Centre for Planetary Habitability, que me acolheu tão bem, me incluindo nas discussões e rotinas durante todo o período. Sem dúvida, essa experiência foi uma das maiores inspirações para minha carreira. Espero revê-los em breve!

À professora Ruth, por disponibilizar seu tempo e por abrir o laboratório para as análises de MEV, oferecendo todo o suporte necessário. E a todos do instituto de geologia que, de alguma forma, ajudaram a construir este trabalho.

Aos queridos amigos que a geologia me deu: Renata, Amanda, Jordana, Priscila, Karoline, Michele, Isabelle, Adriana, Pedro, Maurício, Cássia, Caroline, Laís, Laura, Lucca, Misael, Natália, Nicole, Raíssa, Stephani e Douglas. Vocês foram um pilar fundamental durante esse período. Obrigado pela companhia, especialmente nos trabalhos de campo, onde passamos semanas longe de casa. Por tantas risadas e espaço para falar besteira, tornando o caminho mais leve. Esses momentos ficarão comigo para sempre.

Aos amigos que fiz em Porto Alegre, em especial ao Greg que conheci já nas primeiras semanas quando me mudei. Obrigado por sempre estar presente, pelo apoio emocional contínuo, pela imersão na cidade e por me mostrar que a vida pode ser mais leve. E sem dúvidas, por me aguentar todos esses anos falando de geologia.

Obrigado, UFRGS, que me proporcionou tantas oportunidades. Mantenho meu compromisso com a defesa de uma educação pública e de qualidade para mudar vidas em nosso país. Sem isso, esse trabalho não seria possível.

## RESUMO

O Granito Encruzilhada (GE), situado na região centro-norte do Escudo Sul-riograndense (ESrg), é composto por biotita monzogranitos e sienogranitos do período Ediacarano. Apresenta uma estrutura maciça e, quando presente, a foliação magmática é marcada pelo alinhamento de megacristais de K-feldspato. A relação de contemporaneidade desta unidade com rochas máficas se reflete em processos de mistura heterogênea (*mingling*) e homogênea (*mixing*), resultando, por vezes, na formação de rochas híbridas. Este estudo utilizou as técnicas de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) para a caracterização da trama magnética do GE. Para investigar a mineralogia magnética, foram adquiridas curvas termomagnéticas e de histerese, além de imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Os resultados indicam que as rochas apresentam características paramagnéticas, com susceptibilidade magnética ( $\kappa_m$ ) baixa, variando entre  $10^{-3}$  a  $10^{-5}$  (SI). Os granitos são o grupo com maior variabilidade na susceptibilidade magnética, enquanto as rochas máficas possuem boa correlação entre si. A rocha híbrida apresenta características magnéticas mais próximas dos granitos de mais baixa susceptibilidade magnética do que das rochas máficas. A trama magnética é controlada principalmente pela orientação dos cristais de biotita e, quando há alguma contribuição ferromagnética, esta se deve a presença de titanomagnetita e magnetita. A foliação magnética do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE) tem preferencialmente baixos ângulos, assim como o caimento da lineação magnética. Entretanto, na região sudeste da área estudada, tanto a foliação como a lineação magnética têm ângulos intermediários. Através da relação entre a trama de campo e a magnética, foi possível indicar que a trama magnética reflete a trama magmática durante os estágios finais do posicionamento da unidade. No entanto, mais estudos são necessários para entender melhor as variações dessa relação em maior escala.

**Palavras-Chave:** Rochas graníticas. Bloco Encruzilhada. Granito paramagnético. Anisotropia de susceptibilidade magnética.

## ABSTRACT

The Encruzilhada Granite (EG), located in the central-northern region of the Sul-rio-grandense Shield (SRgS), comprises Ediacaran biotite monzogranites and syenogranites. The granite exhibits mostly massive structure. A magmatic foliation, where present, is defined by the shape alignment of K-feldspar megacrysts. The unit's contemporaneity with mafic rocks is reflected in heterogeneous (mingling) and homogeneous (mixing) processes, which occasionally result in the formation of hybrid rocks. This study applied anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) technique to characterize the EG's magnetic fabric. Magnetic mineralogy was investigated using thermomagnetic and hysteresis curves, as well as imaging by scanning electron microscopy (SEM). The results exhibit low magnetic susceptibility ( $\kappa_m$ ) values ranging from  $10^{-3}$  to  $10^{-5}$  (SI), indicating rocks with paramagnetic characteristics. Granites show the widest range of magnetic susceptibility, while mafic rocks exhibit consistent magnetic behavior. The hybrid rock exhibits magnetic characteristics closer to those of granites with lower magnetic susceptibility than to mafic rocks. The magnetic fabric is mainly controlled by the orientation of biotite crystals. When some ferromagnetic contributions are observed, they are due to the presence of titanomagnetite and magnetite. The magnetic foliation of the Encruzilhada Granitic Complex (EGC) predominantly displays low angles, as does the plunge of the magnetic lineation. However, in the southeastern region of the study area, both magnetic foliation and lineation exhibit consistent intermediate angles. The correlation between the field data and the magnetic fabric indicates that the magnetic fabric reflects the magmatic fabric during the emplacement of this unit. However, further studies are needed to better understand the variations in this relationship at a larger scale.

**Keywords:** Granitic rocks. Encruzilhada Block. Paramagnetic granite. Anisotropy of Magnetic Susceptibility.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Elipsoide de susceptibilidade magnética, com seus elementos direcionais. Modificado de Hrouda (2014). .....	18
Figura 2 - Mapa de domínios geotectônicos do Cinturão Dom Feliciano e localização do Bloco Encruzilhada (quadro pontilhado em amarelo). Modificado de Bitencourt e Nardi, 2000. ....	21
Figura 3 - Mapa geológico do Bloco Encruzilhada, principais estruturas e unidades tectônicas adjacentes. Localização da área de estudo no quadrado pontilhado em amarelo. Modificado de De Toni <i>et al.</i> (2021). DATUM: SIRGAS 2000. ....	23
Figura 4 - Mapa de pontos com as respectivas litologias. DATUM: SIRGAS 2000. ....	25
Figura 5 - Aspecto das principais variedades do GEz na porção nordeste do BE. A) fácies equigranular grossa ( <i>feg</i> ) de composição sienogranítica; B) Biotita monzogranito da fácies porfíricas grossa com matriz média a grossa ( <i>fpmg</i> ); C) Enclave microgranular máfico alongado, seguindo a foliação, com migração mecânica de cristais de quartzo e K-feldspato do granito, caracterizando mistura heterogênea na fácies heterogranular; D) Diorito equigranular médio com biotita e hornblenda disseminada e xenocristal de K-feldspato. ....	26
Figura 6 - Relações de campo entre enclaves máficos microgranulares e rochas híbridas (A); e aspecto das relações complexas de mingling próximo à borda nordeste do GE (B). ....	27
Figura 7 - A) Componentes do equipamento de perfuração: 1) Broca diamantada; 2) Adaptação para injeção de água na broca; 3) Perfuratriz portátil adaptada; 4) Bomba de pulverização de 5 litros. B) Equipamento de orientação do cilindro: 1) Bússola para leitura do azimute magnético (parte interna) e haste de metal para leitura do azimute solar (extremidade superior); 2) Transferidor para leitura da inclinação do cilindro; 3) Boca de acoplagem no cilindro perfurado. ....	31
Figura 8 - A) Serra utilizada para cortar os cilindros, destacando a dupla lâmina de corte. B) Imagem de um espécime cortado, com as marcações das direções obtidas durante a coleta de campo. ....	32

Figura 9 - A) Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA (AGICO) utilizado para a aquisição dos dados de ASM. B) Detalhe do espécime posicionado no cabeçote (“holder”) do equipamento.....	33
Figura 10 - Representação tridimensional dos eixos de susceptibilidade magnética, onde: $K_{max}$ (ou $K_1$ ) representa a lineação magnética e plano que contém os eixos $K_{max}$ e $K_{int}$ (ou $K_2$ ) representa a foliação magnética. Modificado de manual AGICO (Dr. Martin Chadima).....	34
Figura 11 - Representação das variações na forma do elipsoide em função da sua anisotropia (Jelink Plot). Modificado de Hrouda (2014).....	35
Figura 12 - A) Susceptibilímetro MFK1-FA com o sistema de aquecimento acoplado. B) Em detalhe, o tudo de aquecimento onde as amostras pulverizadas são depositadas.....	36
Figura 13 - Magnetômetro de amostra vibrante (VSM) modelo MicroMag 3900 (LakeShore PMC) utilizado para a aquisição de curvas de histerese. Em detalhe, local de leitura das amostras entre as bobinas do sistema do VSM.....	38
Figura 14 - Ciclo de histerese para minerais ferromagnéticos, indicadas as origens dos parâmetros de uma histerese magnética. Modificado de Martín-Hernández and Hirt (2003).....	39
Figura 15 - Relação entre estado de domínio e tamanho de grão de magnetita plotados em um Diagrama Day. Modificado de Liu et al. (2012). ....	40
Figura 16 - Relação entre o grau de anisotropia (P) e a susceptibilidade magnética média ( $k_m$ ) para os sítios do Granito Encruzilhada (GE). ....	43
Figura 17 - Relação grau de anisotropia (P) e susceptibilidade magnética média ( $k_m$ ) para os sítios das rochas máficas, enclaves máficos e termo híbrido.....	44
Figura 18 - Relação parâmetro de forma (P) e susceptibilidade magnética média ( $k_m$ ) para os sítios do Granito Encruzilhada (GE). ....	45
Figura 19 - Relação parâmetro de forma (P) e susceptibilidade magnética média ( $k_m$ ) para os sítios das rochas máficas, enclaves máficos a rocha híbrida. ....	46

Figura 20 - Dados direcionais da trama magnética nos sítios CM-01 e CM-02. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior). .....	47
Figura 21 - Dados direcionais da trama magnética nos sítios CM-03, onde CM-03A é referente aos enclaves máficos e o CM-03B, à rocha híbrida. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior). ....	48
Figura 22 - Dados direcionais da trama magnética nos sítios CM-06 e CM-08. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior). .....	49
Figura 23 - Dados direcionais da trama magnética nos sítios CM-09 e CM-10. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior). .....	50
Figura 24 - Dados direcionais da trama magnética dos sítios CM-11 e CM-12. Estereograma com eixos magnéticos plotados (rede equiária, hemisfério inferior). .	51
Figura 25 - Curvas termomagnéticas do GE. Em vermelhos os ciclos de aquecimento e em azul os de resfriamento. ....	52
Figura 26 - Curvas termomagnéticas das rochas máficas (CM-03A, CM-09, CM-11) e granitoide híbrido (CM-03B). Em vermelhos os ciclos de aquecimento e em azul os de resfriamento. ....	53
Figura 27 – Curvas de histerese para as rochas do Granito Encruzilhada na área de estudo. Em detalhe, as curvas de histereses corrigidas e a contribuição ferromagnética isolada. ....	54
Figura 28 - Curvas de histerese para as rochas máficas (CM-03A, CM-09, CM-11) e termo híbrido (CM-03B). Em detalhe, as curvas de histereses corrigidas e a contribuição ferromagnética isolada. ....	55
Figura 29 - Minerais opacos em: A e C) fácies sienogranito equigranular grossa ( <i>feg</i> ); B e D) fácies monzogranito porfirítica grossa ( <i>fpmg</i> ). Imageamento por BEC ( <i>Backscattered Electron Contrast</i> ). Na lâmina CM-01A, as magnetitas (Mg) têm composição média FeO~97% e SiO <sub>2</sub> ~3%. Na lâmina CM-06A as titanomagnetitas (Tm) têm composição média TiO <sub>2</sub> 67%, FeO~26% MnO 5%, e SiO <sub>2</sub> ~2%.....	56

Figura 30 - Variedades texturais dos óxidos de ferro e das titanomagnetitas na fácies equigranular média a fina ( <i>fefm</i> ). Imageamento por BEC ( <i>Backscattered Electron Contrast</i> ).....	57
Figura 31 - Variedade de formas dos cristais de titanomagnetita na rocha híbrida (A e C) e no enclave máfico (B). Imageamento por BEC ( <i>Backscattered Electron Contrast</i> ). .....	58
Figura 32 - Aspectos microestruturais das fácies equigranular grossa (A, B, D), e porfíricas com micropertita (C). ....	59
Figura 33 - Relação de campo (A) e lâminas petrográficas do enclave máfico (C) e termo híbrido (B). A imagem mostra as bordas irregulares dos enclaves em relação de contemporaneidade entre dois magmas. ....	60
Figura 34 - Lâminas petrográficas dos afloramentos CM-05A (A, B, C), com predomínio de cataclase, e CM-04 D, com milonitização.....	61
Figura 35 - Gráfico integrado das rochas analisadas com a distribuição dos valores relacionando o grau de anisotropia (P) e susceptibilidade magnética ( $\log-\kappa_m$ ). ....	63
Figura 36 - Mapa integrado com os dados trama da magnética e estruturais medidos em campo (preto). Mapa modificado de Jacobs <i>et al.</i> (2018) e De Toni <i>et al.</i> (2021). DATUM: SIRGAS 2000. ....	65

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Relação das lâminas petrográficas selecionadas para estudo, com indicação das respectivas litofácies do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE). ...	30
Tabela 2 - Relação das lâminas e as respectivas fácies litológicas utilizadas na análise por MEV. ....	41
Tabela 3 - Parâmetros escalares e direcionais dos nove sítios amostrados, onde: (N) número total de espécimes medidos no sítio, ( $N_{total}$ ) número total de espécimes medidos, ( $\kappa_m$ ) susceptibilidade magnética média do sítio, (P) grau de anisotropia ( $P=\kappa_1/\kappa_3$ ), (T) parâmetro de forma ( $\kappa_1$ , $\kappa_2$ e $\kappa_3$ ) eixos máximo, intermediário e mínimo, (Dec) declinação e (Inc) inclinação. ....	42

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

GE – Granito Encruzilhada  
CGE – Complexo Granítico Encruzilhada  
BE – Bloco Encruzilhada  
CDF – Cinturão Dom Feliciano  
ESrg – Escudosul-rio-grandense  
CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro  
PM – Província Mantiqueira  
ASM – Anisotropia de Susceptibilidade Magnética  
H – Campo magnético  
Hc - Coercividade  
Hcr – Coercividade de remanência  
 $\kappa$  – Susceptibilidade magnética  
 $\kappa_m$  – Susceptibilidade magnética média  
 $\kappa_1$  – Eixo de susceptibilidade magnética máximo  
 $\kappa_2$  – Eixo de susceptibilidade magnética intermediário  
 $\kappa_3$  – Eixo de susceptibilidade magnética mínimo  
P – Grau de anisotropia  
T – Parâmetro de forma  
Tc – Temperatura de Curie  
Tn – Temperatura de Néel  
MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
1.1 Premissas .....	15
1.2 Hipóteses .....	15
1.3 Objetivos e metas .....	15
1.4 Justificativa .....	16
2. ANISOTROPIA MAGNÉTICA.....	17
2.1 Mineralogia magnética .....	18
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	20
3.1 Bloco Encruzilhada.....	22
3.2 Granito Encruzilhada .....	24
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	28
4.1 Preparativos para o campo .....	28
4.2 Etapa de campo .....	29
4.3 Compilação dos dados de campo .....	29
4.4 Petrografia .....	30
4.5 Anisotropia de susceptibilidade magnética .....	31
4.5.1 Amostragem .....	31
4.5.2 Preparação de amostras .....	32
4.5.3 Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).....	32
4.6 Mineralogia magnética .....	35
4.6.1 Preparação de amostras .....	35
4.6.2 Curvas Termomagnéticas .....	36
4.6.3 Histerese magnética.....	37
4.6.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) .....	40
5. RESULTADOS.....	41
5.1 Trama magnética .....	41
5.1.1 Parâmetros Escalares .....	42
5.1.2 Parâmetros direcionais.....	46
5.2 Mineralogia magnética .....	51
6. DISCUSSÃO.....	62
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	66
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	67

## 1. INTRODUÇÃO

O Granito Encruzilhada (GE) é composto por monzogranitos e sienogranitos do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), estando associado a rochas máficas contemporâneas (UFRGS, 1992, 2010, 2011; Bitencourt *et al.*, 1993; Vasquez *et al.*, 1997; Jacobs *et al.*, 2018). Essa unidade granítica está localizada na região de Encruzilhada do Sul (RS), que registra uma ampla variedade de magmatismo sienítico e granítico ocorrida no final do Neoproterozoico (Bitencourt & Nardi, 2000; Nardi & Bitencourt, 2008; Lyra *et al.*, 2018; Sbaraini *et al.*, 2020; Fontoura *et al.*, 2024).

As rochas graníticas representam um importante produto em contextos tectônicos pós-colisionais, e o estudo de seus modelos de posicionamento pode revelar, em detalhe, a evolução da crosta terrestre durante esse período (Hutton, 1988; Paterson *et al.*, 1989; Liégeois, 1998; Paterson *et al.*, 2019). Nesse contexto, o mapeamento estrutural em rochas plutônicas utilizando o método de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é amplamente empregado para identificar a trama em maciços graníticos que, à primeira vista, aparentam ser isotrópicos (Bouchez *et al.*, 1997; Cobbing, 2000; Borradaile e Jackson, 2010). Esse método também permite revelar a variabilidade das características magnéticas dentro de cada unidade, fornecendo informações quantitativas que vão além da trama estrutural (Tauxe, 2003; Dunlop, 2002; Butler, 1992).

Este trabalho tem como objetivo caracterizar a trama magmático-estrutural e as propriedades magnéticas das rochas do CGE na área localizada na área nordeste do Bloco Encruzilhada (BE). A partir da comparação entre as rochas do GE, as rochas máficas e híbridas, busca-se lançar um primeiro olhar sobre as características da trama e mineralogia magnéticas dessa unidade.

## 1.1 Premissas

- A trama magnética, determinada por meio da técnica de ASM, indica a orientação dos minerais magnéticos (diamagnéticos, paramagnéticos e/ou ferromagnéticos), refletindo a trama estrutural da rocha durante os estágios finais do posicionamento do magma.
- O mapeamento integrado das tramas magmática e magnética permite compreender o fluxo do magma durante o processo de formação das rochas plutônicas.

## 1.2 Hipóteses

- A variação das propriedades magnéticas (anisotropia de susceptibilidade magnética e mineralogia magnética) das rochas do GE está diretamente relacionada às condições tectônicas e magmáticas (fluxo magmático e processos de cristalização) durante o resfriamento e posicionamento do magma.
- A concordância local entre a trama magnética das rochas graníticas e máficas corrobora o caráter contemporâneo dos polos composicionais do CGE.

## 1.3 Objetivos e metas

A partir deste trabalho, busca-se integrar métodos geofísicos à geologia estrutural, aportando novas informações sobre a trama interna para a área delimitada na área nordeste do GE; portanto, pretende-se:

- Definir as características gerais dos litotipos quanto à atitude da trama magmática e relações de campo.
- Caracterizar a mineralogia magnética (portadora da trama magnética).

- Caracterizar a trama magnética por meio da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).
- Integração dos dados para interpretar as relações entre os diferentes litotipos e suas variações estruturais e magnéticas.

#### **1.4 Justificativa**

A área de estudo apresenta uma diversidade de características litológicas e processos de interação entre magmas, que podem ser compreendidos por meio de suas propriedades magnéticas, as quais estão relacionadas à sua origem, evolução estrutural e ao posicionamento dessas rochas. A análise da trama magnética por meio da técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) contribui para a identificação da orientação dos minerais magnéticos e permite inferir o comportamento do magma durante os estágios finais de cristalização. Isso é particularmente relevante para o CGE, onde a interação entre os corpos graníticos e máficos pode influenciar a formação de zonas com deformações magmáticas contrastantes. Além disso, entender essas relações magnéticas e estruturais pode oferecer novos olhares sobre o comportamento tectônico e magmático do BE durante o Ediacarano.

## 2. ANISOTROPIA MAGNÉTICA

As propriedades magnéticas de qualquer substância dependem da força dos momentos magnéticos dos átomos e íons que a compõem (i.e., camadas com pares de *spins* incompletos), da distância entre esses elementos e da simetria da rede cristalina (Tauxe, 2003; Lowrie, 2007). Para analisar as propriedades magnéticas de um material, aplicamos um campo magnético ( $H$  – em  $A/m^2$ ) e medimos o momento magnético por unidade de volume, denominado de magnetização ( $M$  – em  $A/m^2$ ). Em substâncias isotrópicas, esses vetores serão paralelos e proporcionais, expressos pela relação  $M = \kappa \times H$ . A susceptibilidade magnética ( $\kappa$  - adimensional) representa o fator de proporcionalidade que indica a facilidade com que um material pode ser magnetizado (Tarling e Hrouda, 1993; Lowrie, 2007).

Dessa forma, em amostras geológicas anisotrópicas, a magnetização ( $M$ ) pode variar conforme alteramos a direção em que o campo magnético ( $H$ ) é aplicado. O vetor da anisotropia dessas substâncias é descrito pela seguinte equação:

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

Isso implica, em outras palavras, que a facilidade de magnetização será maior em algumas direções do que em outras. A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM – Graham, 1954) utiliza este conceito e permite o estudo da trama magnética das rochas, indicando sua orientação e intensidade (Tarling e Hrouda, 1993). Pode-se afirmar que a anisotropia magnética da trama é, em grande medida, determinada pela *anisotropia magnetocristalina* (i.e., que se relaciona à simetria do momento magnético influenciada pela estrutura cristalina, formando eixos de mais fácil magnetização) e/ou a *anisotropia de forma* (i.e., que deriva da forma individual dos grãos magnéticos) (Butler, 1992; Tarling e Hrouda, 1993; Lowrie, 2007).

A variação espacial do valor da susceptibilidade magnética é representada por um elipsoide triaxial, com eixos;  $\kappa_1$ ,  $\kappa_2$  e  $\kappa_3$ ; que correspondem ao eixo máximo, intermediário e mínimo, respectivamente. O eixo máximo representa a lineação magnética, enquanto o eixo mínimo é o polo da foliação magnética (Figura 1).

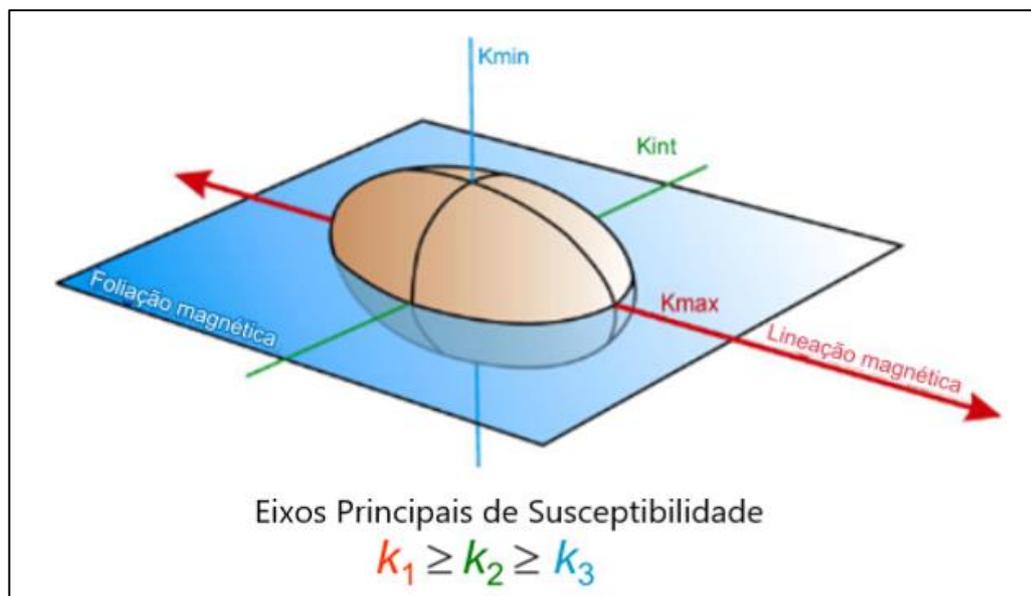


Figura 1 - Elipsoide de susceptibilidade magnética, com seus elementos direcionais. Modificado de Hrouda (2014).

Um elipsoide magnético pode ser caracterizado pelo seu grau de anisotropia ( $P$ ), obtido pela razão entre o seu eixo máximo e seu eixo mínimo de susceptibilidade magnética,  $P = \kappa_1/\kappa_3$ . Esse parâmetro indica o grau de excentricidade do elipsoide magnético. O parâmetro de forma ( $T$ ) relaciona os três eixos magnéticos para definir a forma do elipsoide de susceptibilidade: valores  $T > 0$  indicam uma forma oblata,  $T < 0$  indicam uma forma prolata, enquanto  $T = 0$  representa um elipsoide triaxial.

## 2.1 Mineralogia magnética

A susceptibilidade magnética de uma rocha depende fundamentalmente das espécies minerais presentes. Com base em seu comportamento magnético, os minerais são agrupados em três classes predominantes: diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos (Butler, 1992). As rochas são assembleias heterogêneas de minerais que, com maior frequência, apresentam caráter paramagnético ou ferromagnético, atribuído a minerais secundário e/ou acessórios presentes na matriz. Essa mineralogia tende a gerar uma trama anisotrópica pelo alinhamento hidrodinâmico durante o fluxo magmático viscoso, ou pela mimetização da trama de minerais diamagnéticos (Tarling e Hrouda, 1993).

Nos minerais *diamagnéticos*, a magnetização adquirida é pequena e negativa, com direção do vetor magnético oposta à do campo aplicado; seu comportamento será graficamente linear (e.g., quartzo, calcita e feldspatos). Nos minerais *paramagnéticos*, a linearidade do comportamento se mantém, e a magnetização adquirida é pequena, mas positiva (e.g., ilmenita, biotita, anfibólio, piroxênio e olivina). Em ambas as classes, ao se remover o campo magnético, a magnetização se reduz a zero.

Por outro lado, minerais *ferromagnéticos (sensu lato)* são óxidos dos elementos de transição, como Fe, Ti, Mn, Cr e Co, com estruturas cristalinas que permitem o movimento livre de elétrons entre átomos adjacentes. Esses minerais são subdivididos em três categorias: *ferromagnéticos (sensu stricto)*, *ferrimagnéticos* e *antiferromagnéticos*, todas com susceptibilidade magnética elevada e positiva, mas que apresentam comportamentos magnéticos variáveis.

Os minerais *ferromagnéticos (s.s.)*, possuem magnetização espontânea, mesmo na ausência de um campo magnético aplicado. Os vetores dos momentos magnéticos se alinham totalmente quando um campo magnético é aplicado. Os parâmetros característicos que definem o estado ferromagnético das partículas podem ser analisados por meio de sua histerese magnética. Os minerais *antiferromagnéticos*, teoricamente, não apresentam magnetização, pois os momentos magnéticos se posicionam de forma a se anularem devido à crescente substituição de  $Fe^{+3}$  por  $Ti^{+4}$  na estrutura cristalina. Entretanto, esse caráter é imperfeito e esses minerais podem apresentar um sinal magnético baixo, como é o caso da hematita. Já os minerais *ferrimagnéticos* são uma variação dos antiferromagnéticos, devido a uma maior quantidade local de elementos de transição na estrutura cristalina.

O comportamento magnético dos minerais ferromagnéticos também varia com o tamanho de grão (Butler, 1992; Tarling e Hrouda, 1993; Lowrie, 2007). Em grãos pequenos (entre 0.03 e 0.1  $\mu m$ ), o vetor de magnetização tem direção uniforme em todo o grão e está alinhado com os eixos cristalográficos de mais fácil magnetização, atuando como um domínio único (SD - *single domain*). Em grãos maiores, a presença de mais domínios induz a perda de uniformidade na magnetização, caracterizadas como partículas de domínio múltiplo (MD - *multidomain*). A caracterização da mineralogia magnética segundo seu estado de domínio pode ser realizada por meio

de diagramas FORC (*First Order Reversal Curves*), além de curvas de histerese e IRM (*Isothermal Remanent Remagnetization*). Estas análises servem para entender o controle sobre a direção do vetor de anisotropia magnética e para acessar o vetor do campo magnético da Terra no passado e são também aplicadas em estudos paleomagnéticos.

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mantiqueira registra um sistema orogênico do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano que se desenvolveu do Neoproterozoico ao início do Cambriano, culminando na consolidação da região oeste do Supercontinente Gondwana. Eventos colisionais envolvendo crátons arqueanos e paleoproterozoicos (e.g., Amazônico, Oeste Africano, Congo-São Francisco, Kalahari, Rio de La Plata e Paranapanema), marcaram seu estágio final de consolidação (Almeira *et al.*, 2000). Nesse contexto, o Cinturão Dom Feliciano (CDF) representa o segmento sul dessa província e registra a interação entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari (Philipp *et al.*, 2016). A formação deste cinturão se estendeu de 890 Ma, com a subducção de litosfera oceânica, até aproximadamente 540 Ma, com a colisão entre crátons e arcos magmáticos (De Toni *et al.*, 2024).

O CDF (Fig. 2), assim como as rochas do seu embasamento paleoproterozoico, aflora no Escudo Sul-rio-grandense (ESrg). Neste setor, o cinturão é segmentado de oeste para leste em terrenos e/ou domínios delimitados por extensas descontinuidades, como falhas e zonas de cisalhamento: O Bloco São Gabriel (BSG), é formado por rochas magmáticas neoproterozoicas de arco continental, rochas metamórficas supracrustais e coberturas vulcanossedimentares; o Cinturão Tijucas (CT), é formado por rochas metamórficas supracrustais neoproterozoicas (Battisti *et al.*, 2023); e o Batólito Pelotas (BP), caracterizado por volumosas intrusões graníticas ediacaranas pós-colisionais e volume subordinado de rochas máficas contemporâneas (Bitencourt e Nardi, 2000; Phillip *et al.*, 2000; Phillip *et al.*, 2002).

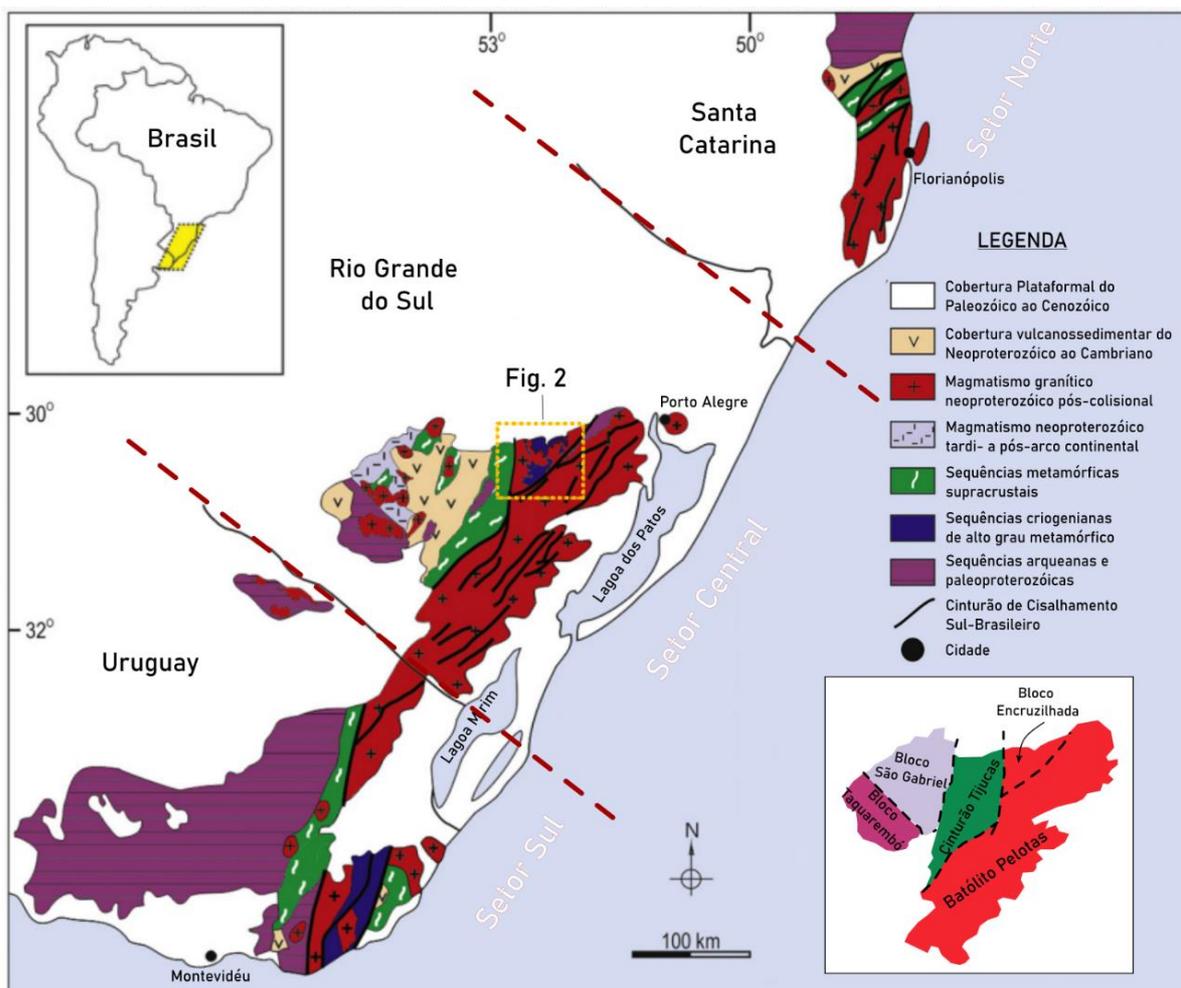


Figura 2 - Mapa de domínios geotectônicos do Cinturão Dom Feliciano e localização do Bloco Encruzilhada (quadro pontilhado em amarelo). Modificado de Bitencourt e Nardi, 2000.

Este estudo está focado no BP, um conjunto plutônico multi-intrusivo, formado por suítes graníticas do período Ediacarano, que em grande parte registram o magmatismo pós-colisional do cinturão (Bitencourt e Nardi, 2000). Este período marcou o estabelecimento de extensas zonas de cisalhamento com direção NE, que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb – Bitencourt e Nardi, 2000). Essas estruturas favoreceram a fusão da base da crosta e do manto litosférico por decompressão, e o posicionamento de magmas graníticos e máficos ao longo do cinturão.

### 3.1 Bloco Encruzilhada

A área de estudo está localizada na região de Encruzilhada do Sul, na unidade tectônica denominada de Bloco Encruzilhada (BE) (Fig. 3), situada na região noroeste do BP. O BE está separado do restante do batólito a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), com direção NE, que condicionou o posicionamento sintectônico de granitoides entre 635 e 605 Ma (Fernandes *et al.*, 1993; Fernandes e Koester, 1999; Vieira *et al.*, 2020). A Falha Passo do Marinheiro marca o limite oeste do bloco. Em De Toni *et al.*, (2021) os autores afirmam que as unidades do embasamento do BE compartilham uma história pré-colisional com as unidades geotectônicas adjacentes.

O embasamento do BE é formado pelo Anortosito Capivarita (AC), localizado no extremo nordeste do bloco, e pelo Complexo Várzea do Capivarita (CVC) com ampla distribuição (Fig. 3). O AC possui idade de cristalização mesoproterozoica, com  $1573 \pm 21$  Ma (em zircão LA-ICP-MS), sendo posteriormente afetado pelo metamorfismo colisional neoproterozoico entre 650 e 630 Ma (Philipp *et al.*, 2010, Chemale *et al.*, 2011). O CVC é formado por orto- e paragneisses tectonicamente intercalados, além de sienitos sintectônicos (Martil *et al.*, 2016; Costa *et al.*, 2020). O metamorfismo colisional de fácies granulito, com pico em ca. 650 Ma, se desenvolveu em regime transpressivo, marcando a primeira fase de deformação no bloco (De Toni *et al.*, 2021).

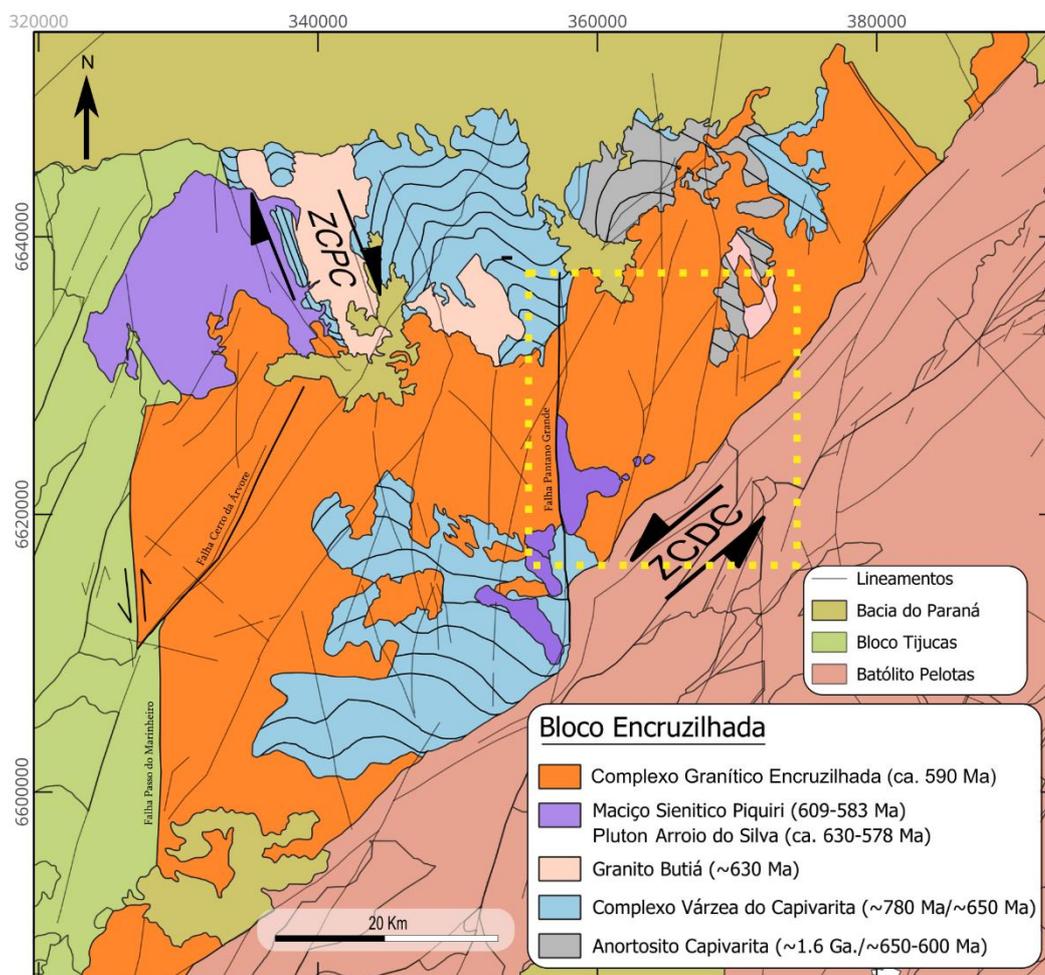


Figura 3 - Mapa geológico do Bloco Encruzilhada, principais estruturas e unidades tectônicas adjacentes. Localização da área de estudo no quadrado pontilhado em amarelo. Modificado de De Toni *et al.* (2021). DATUM: SIRGAS 2000.

A segunda fase de deformação é registrada na Zona de Cisalhamento Passo das Canas (ZCPC), com direção NNW, que condicionou o posicionamento sincrônico do Sienito Arroio das Palmas (SAP) em  $642 \pm 10$  Ma, intrusivo nas rochas do CVC (Bitencourt *et al.*, 2013; De Toni *et al.*, 2016), e do Granito Butiá (GB - Niessing, 2008; Lyra *et al.*, 2018), de caráter peraluminoso, em  $629 \pm 6.8$  Ma, produto da fusão parcial de rochas metassedimentares do embasamento (Bitencourt *et al.*, 2015). Estas intrusões representam as primeiras manifestações de caráter granítico e sienítico no bloco.

O Pluton Arroio do Silva (PAS), marca um magmatismo prolongado entre 630 e 578 Ma, expresso por uma sequência de pulsos sieníticos intrusivos nas rochas do CVC (Fontoura *et al.*, 2024; Padilha *et al.*, 2024). O magmatismo tardi-tectônico é relacionado ao Maciço Sienítico Piquiri (MSP - Nardi *et al.*, 2008; Padilha *et al.*, 2019;

Sbaraini *et al.*, 2020; Cardoso *et al.*, 2023), uma unidade multi-intrusiva construída entre 609 e 583 Ma (Rivera, 2019), localizado na região noroeste do bloco.

As unidades descritas são as encaixantes do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE - Bitencourt *et al.*, 1993; Vasquez, 1997; Jacobs *et al.*, 2018). Este complexo granítico é constituído predominantemente pelo Granito Encruzilhada (GE) e, em menor proporção, por rochas máficas contemporâneas, em uma relação típica de contextos em que o manto atua como importante fonte de magma (Bitencourt e Nardi, 2000). Devido a esse contexto genético, o CGE apresenta um volume significativo de rochas híbridas, relacionadas a processos de mistura heterogênea com os magmas máficos e a processos de assimilação parcial de rochas do embasamento e das intrusões sieníticas (Jacobs *et al.*, 2018).

### 3.2 Granito Encruzilhada

O Granito Encruzilhada (GE) é uma unidade de formato triangular em mapa, alongado na direção NE-SW (Fig. 3). Suas variedades mais típicas são biotita sienogranitos a monzogranitos, de textura equigranular ou porfírica, contendo quartzo facetado e/ou globular e biotita disseminada ( $M' \sim 5$ ). Mais frequentemente é maciço, embora em menor medida apresente foliação magmática pouco desenvolvida, caracterizada pela orientação de lamelas de biotita e megacristais de K-feldspato (UFRGS, 1992, 2010, 2011; Bitencourt *et al.*, 1993; Vasquez *et al.*, 1997; Jacobs *et al.*, 2018).

A origem do CGE foi considerada por Jacobs *et al.* (2018) como resultado da coexistência de dois polos composicionais. Um polo ácido, representado pelas rochas graníticas de afinidade alcalina, que constituem o GE, e um polo básico a intermediário, de volume subordinado, constituído por rochas máficas (i.e., dioritos e enclaves máficos microgranulares) de afinidade toleítica continental. Para este trabalho usaremos a mesma designação introduzida em Jacobs *et al.* (2018).

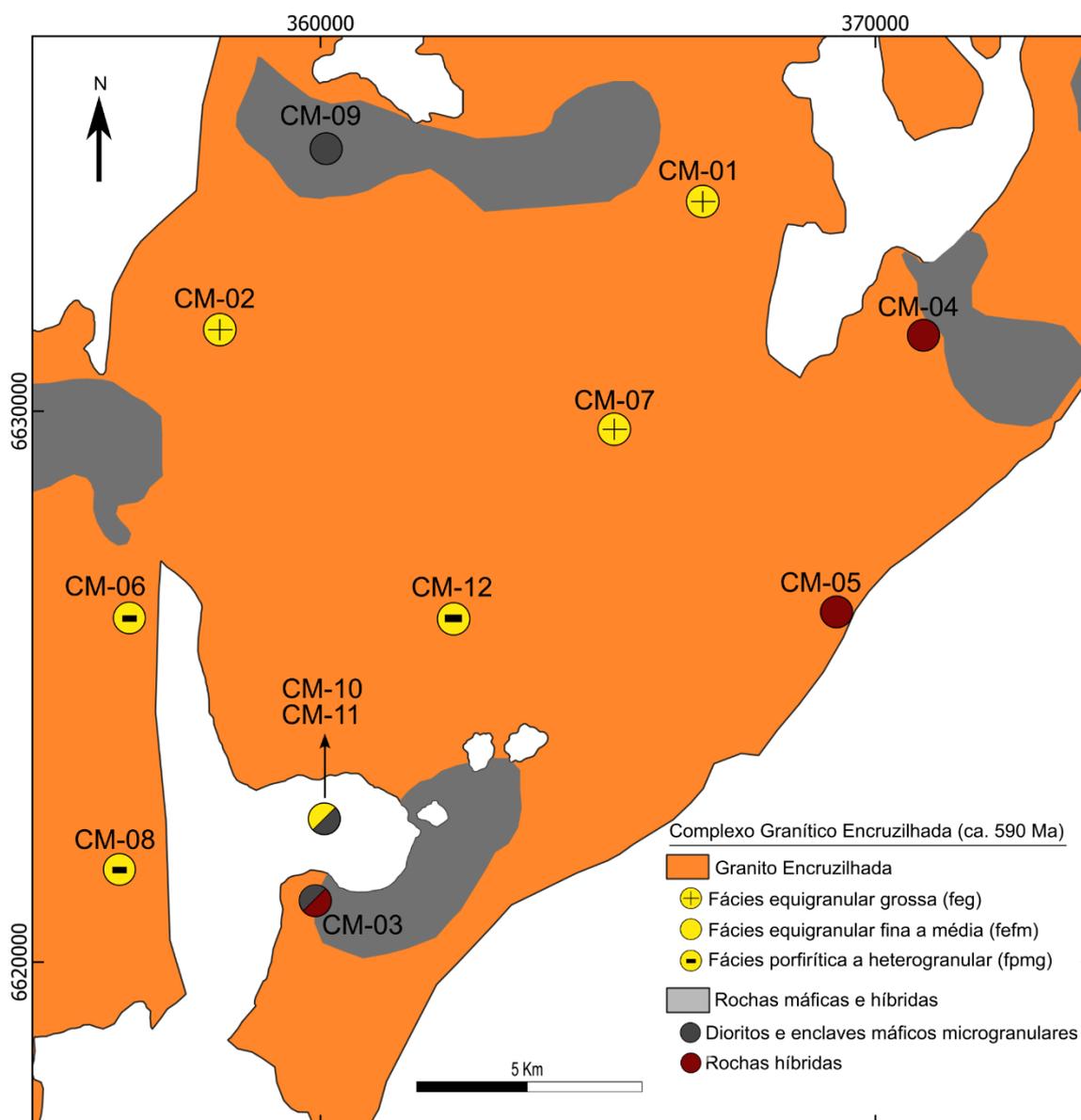


Figura 4 - Mapa de pontos com as respectivas litologias. DATUM: SIRGAS 2000.

Na área estudada (Fig. 4), são identificadas três variedades principais do GE, que foram identificadas e interpretadas com base em estudos anteriores (UFRGS, 1992, 2010, 2011; Bitencourt *et al.*, 1993; Vasquez *et al.*, 1997; Jacobs *et al.*, 2018). A fácies equigranular grossa (*feg*) tem composição sienogranítica (Fig. 5A). A foliação primária é pouco desenvolvida e marcada pela orientação dimensional dos cristais de K-feldspato. Os minerais máficos predominam na forma de lamelas individuais disseminadas de biotita e anfibólio, ou em raros agregados, com  $M'$  inferior a 5.

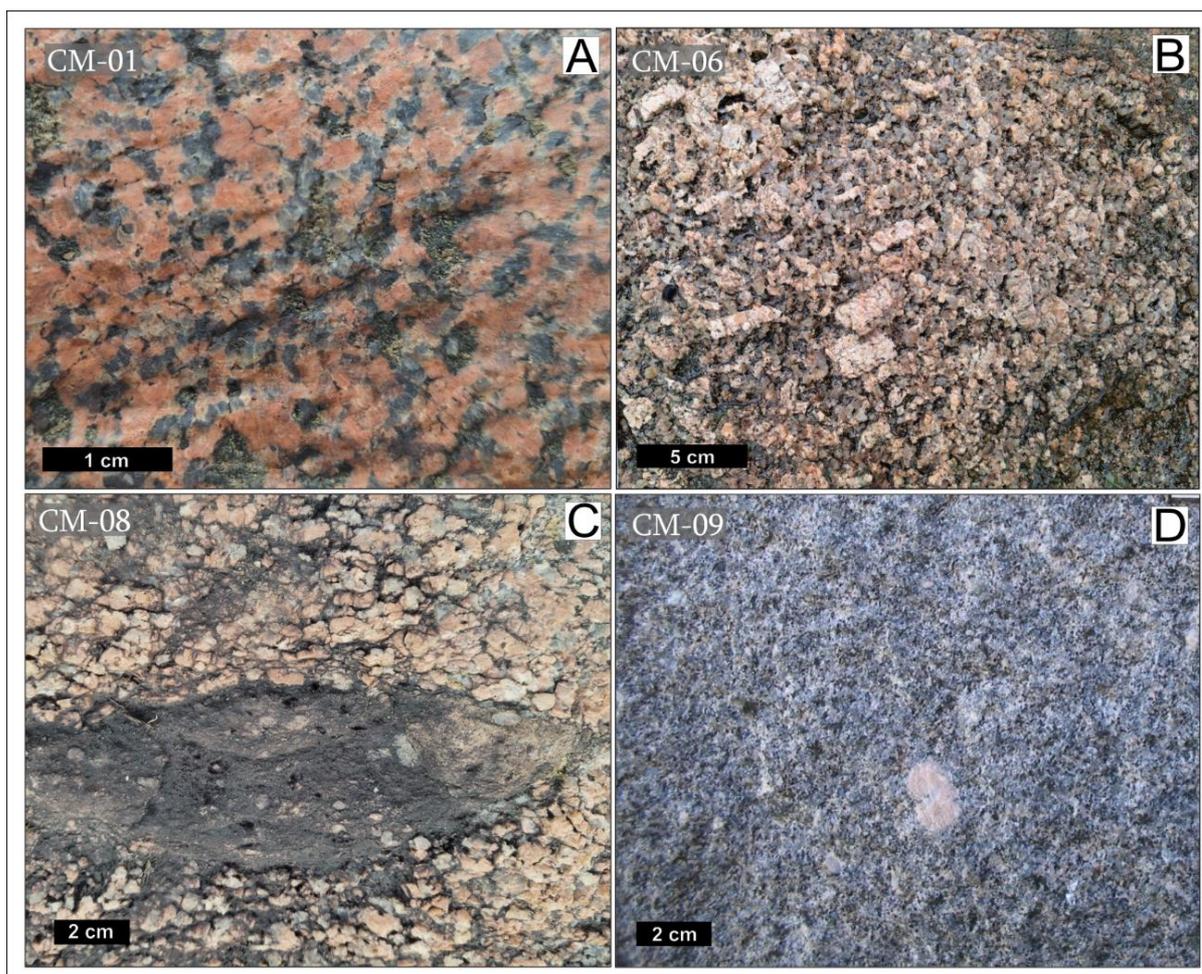


Figura 5 - Aspecto das principais variedades do GEz na porção nordeste do BE. A) fácies equigranular grossa (*feg*) de composição sienogranítica; B) Biotita monzogranito da fácies porfirítica grossa com matriz média a grossa (*fpmg*); C) Enclave microgranular máfico alongado, seguindo a foliação, com migração mecânica de cristais de quartzo e K-feldspato do granito, caracterizando mistura heterogênea na fácies heterogranular; D) Diorito equigranular médio com biotita e hornblenda disseminada e xenocristal de K-feldspato.

A fácies equigranular fina a média (*fefm*) é uma variedade textural de caráter localizado da fácies anterior (*feg*), interpretada como provável margem resfriada da intrusão. Essa variação textural é gradual, ocorrendo à medida que se aproxima do contato com as rochas encaixantes, ou como apófises que cortam as rochas do embasamento metamórfico e outros corpos intrusivos mais antigos (UFRGS 2010 e 2011). Nessas rochas, a biotita é disseminada, e o  $M'$  inferior à média ( $M' \sim 2$ ).

A fácies porfirítica de matriz média a grossa (*fpmg*) é composta por biotita monzogranitos (Fig. 5B), com sienogranitos subordinados. A textura heterogranular (Fig. 5C) é localizada, com raros fenocristais de K-feldspato e frequente presença de enclaves máficos microgranulares. Os fenocristais (35-45% do total) alcançam até 5 cm de comprimento. A matriz é hipidiomórfica, com biotita disseminada, com  $M' \sim 5$ .

Nas rochas desta fácies, esses elementos aparecem frequentemente orientados, marcando uma foliação primária.

As rochas dioríticas formam corpos arredondados e alongados, com dimensões de alguns metros até dezenas de metros, predominantemente orientados na direção NE-SW a E-W (UFRGS 2010 e 2011; Jacobs *et al.*, 2018). Essas rochas têm textura equigranular fina a média e, por vezes, uma foliação sutil, marcada pelos agregados de biotita, hornblenda e raros piroxênios. São rochas leucocráticas ( $M^1 \sim 10$ ), com composição que varia entre diorito e quartzo diorito (Fig. 5D).

Os corpos dioríticos concentram-se em uma margem máfica (mm), que corresponde a zonas com abundantes feições de interação (*mingling* e *mixing*) entre os polos magmáticos, com diferentes estágios de interação entre os magmas. Nessas zonas, é comum a presença de enclaves máficos microgranulares, de textura equigranular fina, contidos em rochas híbridas (Fig. 6A).

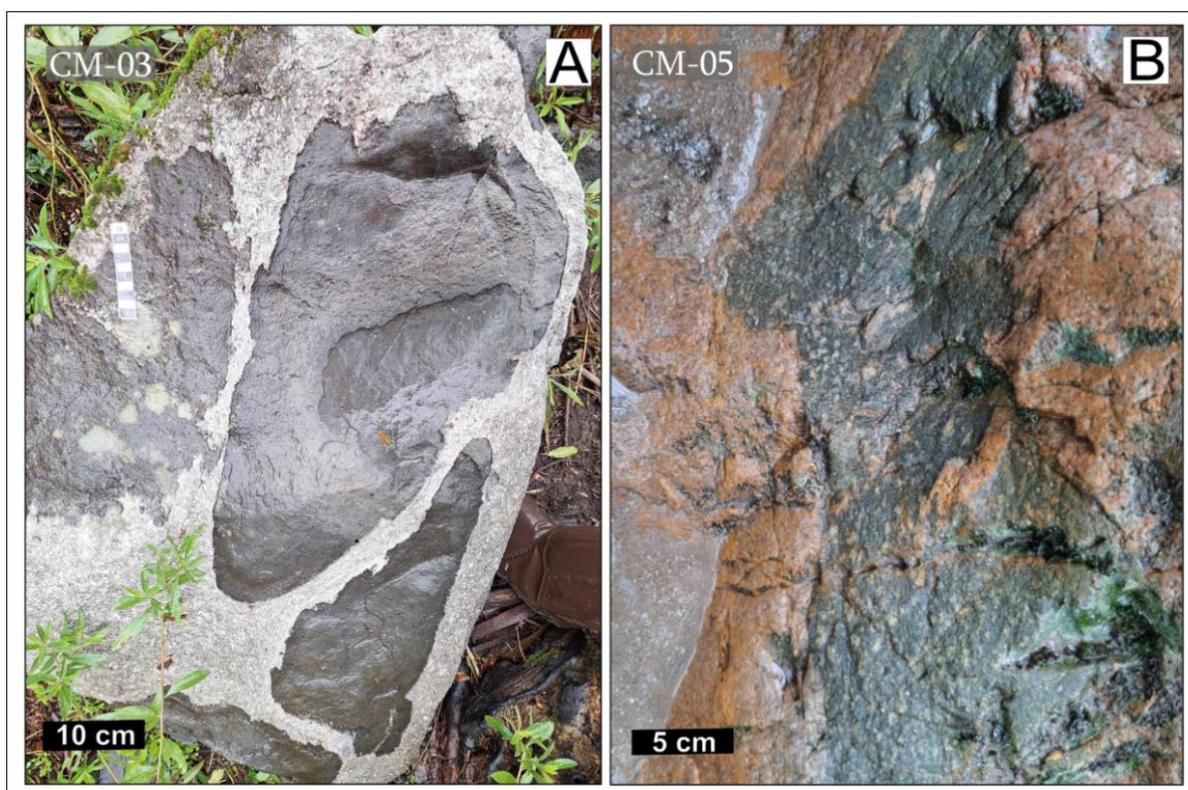


Figura 6 - Relações de campo entre enclaves máficos microgranulares e rochas híbridas (A); e aspecto das relações complexas de mingling próximo à borda nordeste do GE (B).

As rochas híbridas variam entre monzogranitos e quartzo dioritos, com biotita, anfibólio e raros piroxênios. Sua textura varia entre os termos equigranulares e porfíricos, com matriz de granulação fina a média (UFRGS, 2011; Jacobs *et al.*,

2018). Sua distribuição é condicionada à ocorrência de corpos dioríticos e enclaves máficos. Próximo à borda nordeste, essas relações tornam-se mais complexas, influenciadas por reativações de natureza rúptil da ZCDC (Fig. 6B).

Jacobs *et al.*, 2018 apontam para temperaturas de cristalização do magma granítico entre 770°C e 830°C (com base no teor de Zr de Watson e Harrison, 1983), além de sugerir uma origem genética relacionada a magmas mantélicos com variável contaminação crustal, assim como proposto por Vasquez, 1997. Estudos geocronológicos definiram idades de  $582 \pm 17$  Ma através do método Rb–Sr (Vasquez, 1997), e  $594 \pm 5$  MA pelo método U–Pb em zircão (Babinski *et al.*, 1997). Essas idades de cristalização condizem com o contexto tectônico extensional referido para esta unidade até o momento.

#### 4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste estudo, foram empregadas técnicas de trabalho de campo para a coleta de sete amostras para a descrição petrográfica. As mesmas lâminas foram utilizadas para o estudo das microestruturas e análise semi-quantitativa da química mineral através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com EDS. Para as análises de ASM, foram usados 142 espécimes orientados. O material empregado nas técnicas de mineralogia magnética foi obtido dos mesmos cilindros usados na ASM, garantindo a representatividade mineralógica. Cada estudo de mineralogia magnética foi empregado em 10 amostras.

##### 4.1 Preparativos para o campo

Esta etapa compreendeu a revisão da bibliografia sobre o Granito Encruzilhada e o contexto geológico em que está inserido (i.e., Bloco Encruzilhada). Foram utilizados os mapas integrados da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) do Batólito Pelotas, bem como de mapeamentos do Instituto de Geociências

da UFRGS, monografias, dissertações, teses, artigos e resumos publicados (UFRGS 1992, 2010, 2011; Bitencourt *et al.*, 1993; Vasques, 1997; Jacobs, 2018).

O planejamento logístico de campo foi centralizado no *software* QGIS, com o uso de imagens de satélite (Google Earth Satélite) para localizar os afloramentos na área de interesse e avaliar seus acessos. Os mapas e *shapefiles* produzidos foram transferidos para aplicativos de geolocalização em modo offline (i.e., UTM Geo Map, da empresa Y2 Technology), a fim de direcionar as atividades durante o trabalho de campo.

#### 4.2 Etapa de campo

O trabalho de campo compreende duas etapas. A primeira etapa ocorreu entre os dias 9 e 12 de Julho de 2024, quando foi realizada a prospecção dos afloramentos. A segunda etapa ficou restrita à amostragem para o estudo do magnetismo, descrita em detalhe na subseção. O mapeamento litológico foi baseado em perfis ao longo das principais estradas entre a cidade de Encruzilhada do Sul e a localidade de Várzea do Capivarita, totalizando 12 pontos visitados. Em cada ponto foi descrita a litologia, medidas as atitudes estruturais, observadas as relações estratigráficas e coletadas amostras orientadas para confecção de lâminas petrográficas. Nesta etapa, também foram selecionados nove afloramentos que atendiam às condições para aplicar as técnicas de ASM, as quais devem ser restritas a afloramentos onde a rocha está *in situ* e não apresentar intensa alteração, ou deformação como cataclase ou milonitização.

#### 4.3 Compilação dos dados de campo

Os pontos visitados durante a primeira etapa foram plotados no *software* QGIS. Após conclusão da etapa de campo, iniciou-se o planejamento para a próxima etapa, voltada para a amostragem com a técnica de ASM. Ao escolher os afloramentos para a coleta de amostras orientadas, busca-se criar uma malha representativa, garantindo a boa distribuição na área estudada.

#### 4.4 Petrografia

Após a compilação dos dados de campo, foram selecionadas seis litofácies representativas da área escolhida para a confecção de lâminas petrográficas e descrição com o auxílio de microscopia ótica (Tabela. 1). Estas foram confeccionadas nos Laboratórios do CPGq (Núcleo de Preparação de Amostras) do IGeo/ UFRGS. Para este trabalho, o foco foi direcionado principalmente à descrição de microestruturas para indicar os processos magmáticos e/ou tectônicos característicos do GE. Para tanto, os cortes nas amostras devem ser perpendiculares à foliação e paralelos à lineação. No entanto, em alguns casos, os granitos apresentam-se isótipos, tornando impossível observar a lineação, que estava ausente a olho desarmado. A amostra CD-102B (Padilha, 2024) corresponde à litologia do ponto CM-10 e a definimos como margem resfriada (*mm*) para este trabalho.

Lâmina	Litologia
CM-01A	Sienogranito equigranular
CM-02A	Monzogranito porfirítico
CM-03A	Enclave máfico
CM-03B	Rocha híbrida
CM-04D	GE milonitizado
CM-05A	GE cataclasado
CM-06A	Monzogranito porfirítico
CD-102B	GE margem resfriada

Tabela 1 - Relação das lâminas petrográficas selecionadas para estudo, com indicação das respectivas litofácies do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE).

## 4.5 Anisotropia de susceptibilidade magnética

### 4.5.1 Amostragem

Foram amostrados nove sítios, totalizando 56 cilindros orientados, com média de 6 cilindros por sítio, necessários para gerar estatística nas medições de ASM. Os sítios foram distribuídos de forma a representar todas as principais fácies do GE na área selecionada no nordeste da unidade, além das rochas associadas ao complexo granítico.

As amostras foram coletadas com o uso de uma perfuratriz portátil, adaptada com broca cilíndrica oca com 25 mm de diâmetro. A extremidade da perfuratriz é diamantada e acoplada com uma bomba de água manual para resfriar e lubrificar a broca durante a perfuração (Fig. 7A). Com a base do cilindro ainda presa ao afloramento, após a perfuração completa, utiliza-se uma bússola magnética e uma bússola solar para orientar os cilindros, fazendo marcações da orientação do azimute. A inclinação do cilindro é determinada com um transferidor acoplado (Fig. 7B). Após adquirir as medidas de orientação do cilindro, este pode ser retirado do afloramento e ser devidamente catalogado, indicando através de um croqui o local exato da amostragem.

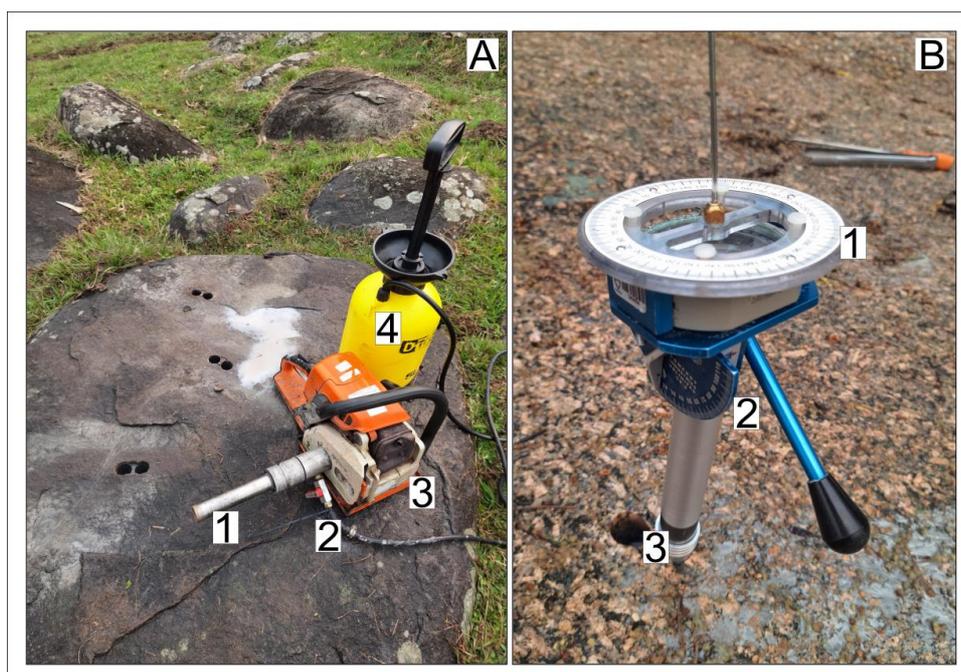


Figura 7 - A) Componentes do equipamento de perfuração: 1) Broca diamantada; 2) Adaptação para injeção de água na broca; 3) Perfuratriz portátil adaptada; 4) Bomba de pulverização de 5 litros. B)

Equipamento de orientação do cilindro: 1) Bússola para leitura do azimute magnético (parte interna) e haste de metal para leitura do azimute solar (extremidade superior); 2) Transferidor para leitura da inclinação do cilindro; 3) Boca de acoplamento no cilindro perfurado.

#### 4.5.2 Preparação de amostras

Este método de preparação refere-se à adequação das amostras coletadas com o objetivo de analisá-las em equipamentos de ASM. Durante a preparação, os cilindros coletados são cerrados em cilindros menores, com 22 mm de comprimento (Fig. 8). A orientação de cada cilindro, obtida em campo, é transferida individualmente para cada espécime com o uso de um cano de PVC com o mesmo diâmetro, adaptado para a marcação precisa dos eixos de orientação. Ao final do processo, os espécimes são plastificados para impedir a contaminação do equipamento durante as medidas. A preparação foi conduzida nos Laboratórios do CPGq (Núcleo de Preparação de Amostras), do IGEO/ UFRGS.

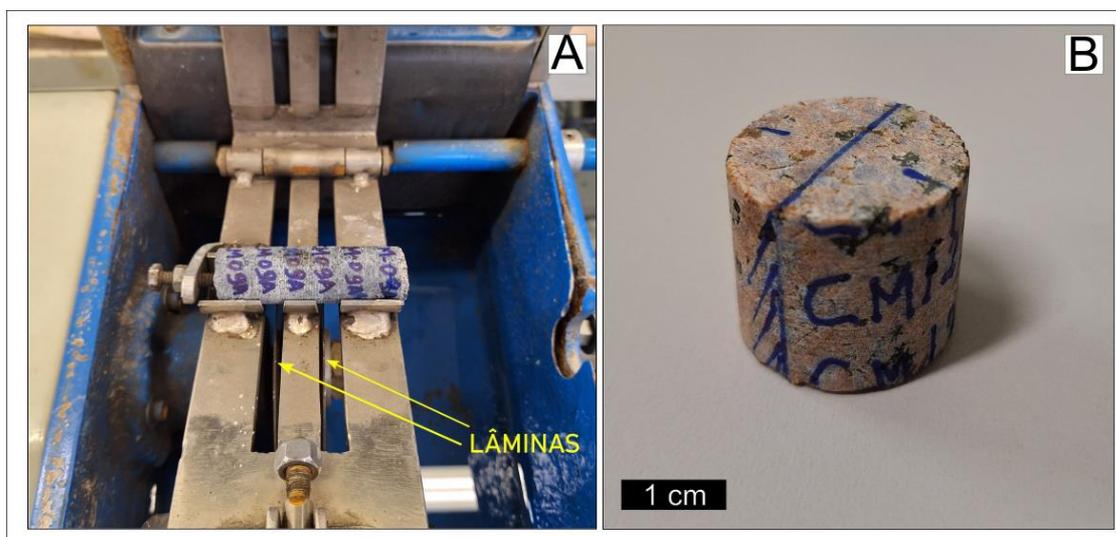


Figura 8 - A) Serra utilizada para cortar os cilindros, destacando a dupla lâmina de corte. B) Imagem de um espécime cortado, com as marcações das direções obtidas durante a coleta de campo.

#### 4.5.3 Anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM)

O estudo foi baseado nas medidas de 148 espécimes orientados. As análises individuais foram realizadas com o uso do equipamento AGICO MFK 1-FA

Kappabridge (Fig. 9), disponibilizado pelo Laboratório Geomagnético Ivar Giæver (IGGL – Universidade de Oslo, Noruega). A rotina de análise e o processamento dos dados foram feitos através do *software* ANISOFT 6.1 da AGICO. Os cálculos estatísticos de susceptibilidade foram determinados com o método estatístico de Jelinek (1978), disponível no pacote de dados do programa.

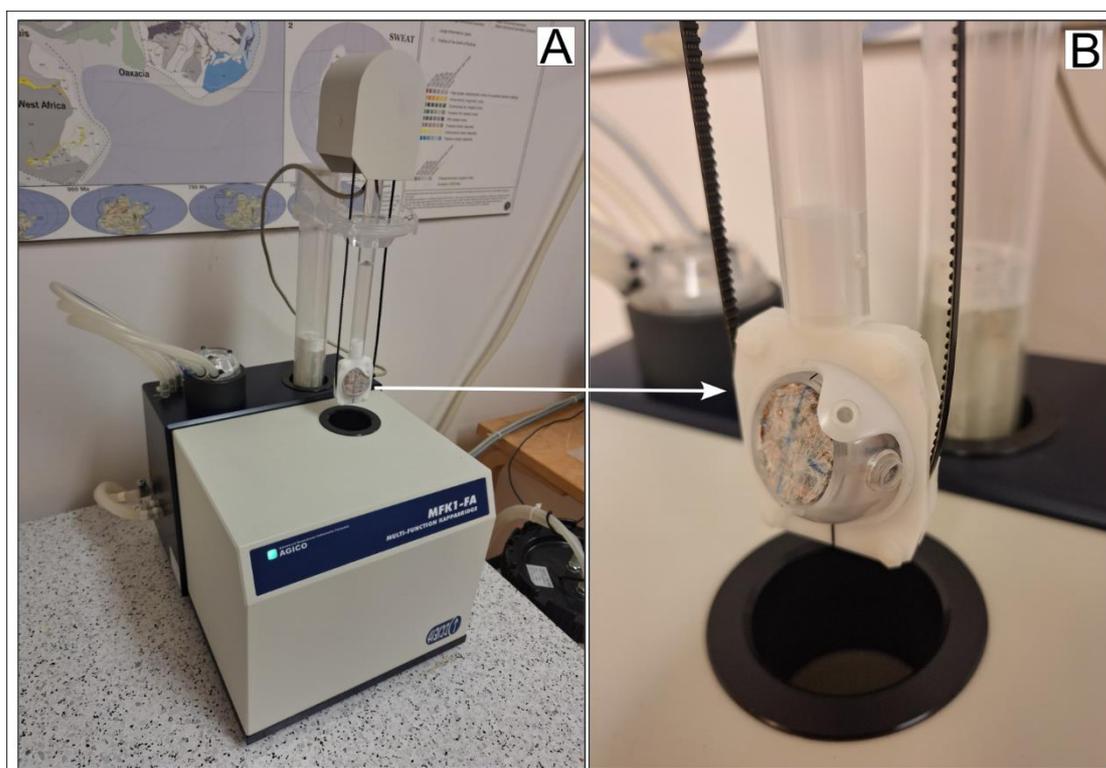


Figura 9 - A) Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-FA (AGICO) utilizado para a aquisição dos dados de ASM. B) Detalhe do espécime posicionado no cabeçote (“holder”) do equipamento.

Durante a leitura da susceptibilidade magnética ( $\kappa$ ), o equipamento executa a rotação automática de cada espécime a fim de realizar as medidas em três eixos ortogonais. Desta forma, as variações direcionais da susceptibilidade magnética podem ser descritas matematicamente como um tensor simétrico de segunda ordem, com três eixos de susceptibilidades principais:  $\kappa_1$  (máximo)  $>$   $\kappa_2$  (intermediário)  $>$   $\kappa_3$  (mínimo) (Fig. 10). Esses eixos são representados como um elipsoide magnético, com a direção dos eixos principais e suas respectivas magnitudes (Tarling e Hrouda, 1993). A orientação do elipsoide magnético é indicada pela direção da lineação magnética, que corresponde ao eixo  $\kappa_1$ , e o polo da foliação magnética que corresponde ao eixo  $\kappa_3$  (Tarling e Hrouda, 1993). A média aritmética dos eixos fornece a susceptibilidade

magnética média, dada por  $K_m = (K_{max} + K_{int} + K_{min})/3$ , em unidades de SI (Sistema Internacional), servindo como parâmetro de comparação entre os sítios estudados.

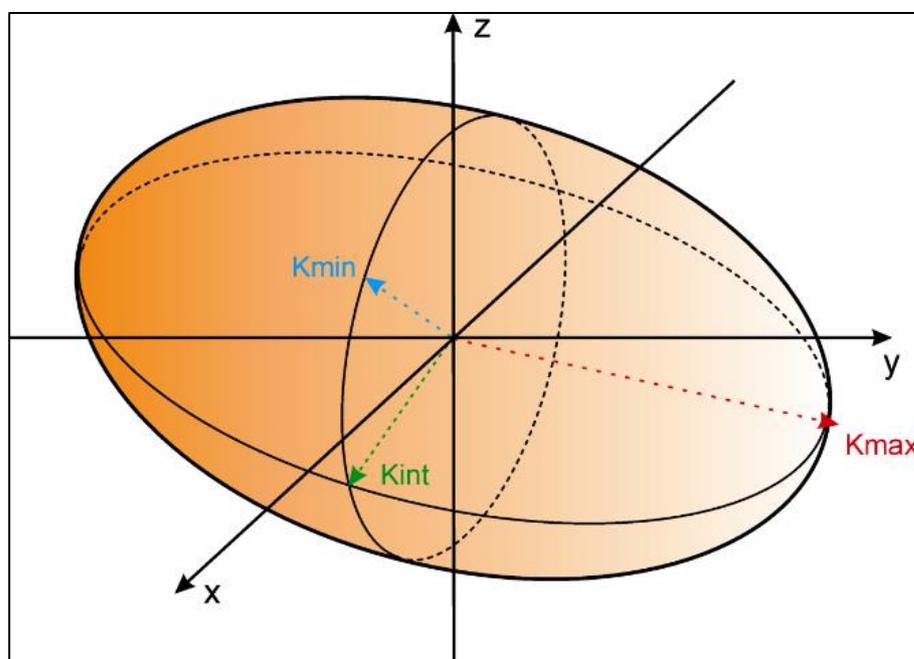


Figura 10 - Representação tridimensional dos eixos de susceptibilidade magnética, onde:  $K_{max}$  (ou  $K_1$ ) representa a lineação magnética e plano que contém os eixos  $K_{max}$  e  $K_{int}$  (ou  $K_2$ ) representa a foliação magnética. Modificado de manual AGICO (Dr. Martin Chadima).

O elipsoide de susceptibilidade magnética pode ser descrito, conforme proposto por Jelinek (1981), pelo parâmetro de forma **T**, expresso por  $T = [(2 \cdot \ln(\kappa_1 \cdot \kappa_3 - 1)) / \ln(\kappa_1 \cdot \kappa_3 - 1)] - 1$ . Valores de  $T > 0$  indicam uma forma oblata (ou seja, com predomínio de trama planar), enquanto  $T < 0$  indica uma forma prolata (ou seja, com predomínio de trama linear). O valor  $T = 0$  é considerado neutro. O grau de anisotropia **P** corresponde à relação entre os tensores e é dado por  $P = \kappa_1 / \kappa_3$ . Ambos os parâmetros são calculados estatisticamente pelo software e podem ser combinados no denominado Diagrama de Jelinek (*Jelinek Plot* - Jelinek, 1981), que permite identificar tendências do fator de forma em relação à anisotropia (Fig. 11).

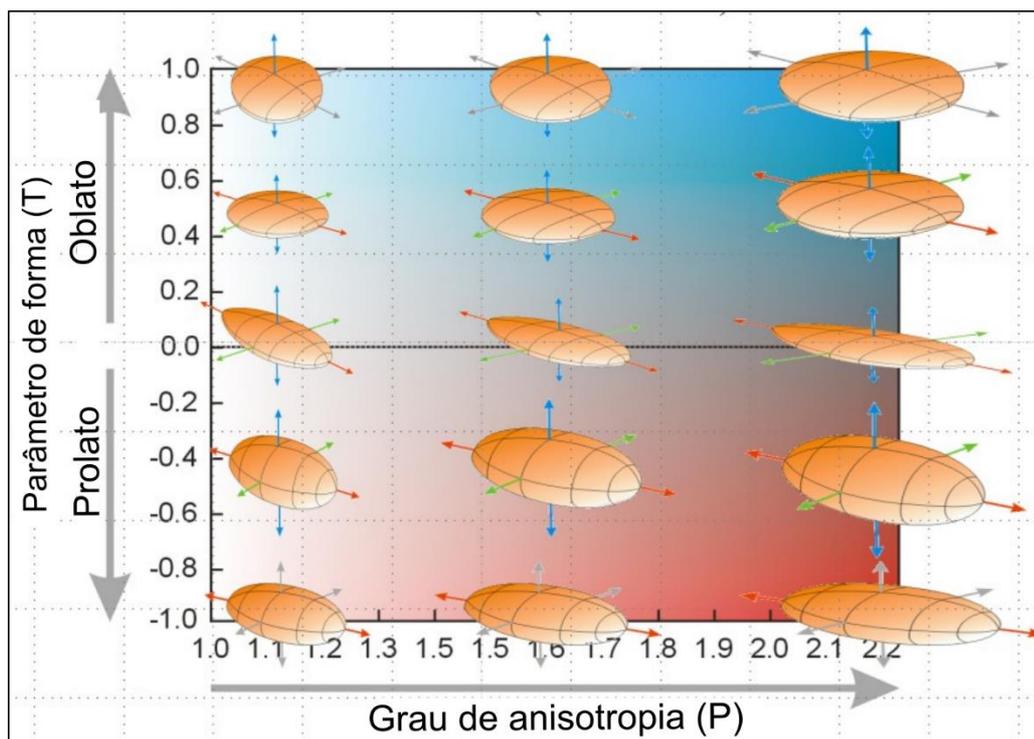


Figura 11 - Representação das variações na forma do elipsoide em função da sua anisotropia (Jelink Plot). Modificado de Hrouda (2014).

#### 4.6 Mineralogia magnética

Através dos métodos descritos a seguir para a investigação da mineralogia magnética, busca-se apontar os minerais responsáveis por controlar a susceptibilidade magnética em cada variedade litológica. Este estudo é estruturado em dois eixos de trabalho: a separação e caracterização das componentes mineralógicas ferromagnética e paramagnética, e um estudo mais detalhado da mineralogia ferromagnética. Essa etapa foi conduzida no Laboratório Geomagnético Ivar Giæver (IGGL – Universidade de Oslo/Noruega), com exceção da análise em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), conduzida no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS (LGI-UFRGS).

##### 4.6.1 Preparação de amostras

As amostras selecionadas para identificação da mineralogia magnética foram obtidas serrando a parte inferior dos cilindros de ASM, com o objetivo de evitar ao

máximo a presença de minerais de alteração. Para o material pulverizado usado na obtenção das curvas termomagnéticas, foi empregado o procedimento padrão de moagem em um gral de ágata, até atingir tamanho muito fino ( $<0,064$  mm). Material fragmentado com tamanho próximo a 2 mm, foi usado para obter as curvas de histerese. O procedimento de preparação foi conduzido no Laboratório do CPGq (Núcleo de Preparação de Amostras), do IGEO/UFRGS.

#### 4.6.2 Curvas Termomagnéticas

Este estudo foi conduzido em 10 espécimes de 9 sítios. O equipamento utilizado foi o Kappabridge MFK 1-FA da empresa AGICO, acoplado com um forno CS-4, onde o material é depositado (Fig. 12). Esta técnica é utilizada para identificar quais fases minerais ferromagnéticas estão presentes, observando as oscilações típicas da susceptibilidade magnética ao variar a temperatura (Dunlop e Özdemir, 1997). Amostras ricas em minerais paramagnéticos (e.g. biotita, anfibólio) não exibem oscilações nas curvas, com exceção da neoformação de magnetita a partir de biotita em altas temperaturas (Dunlop e Özdemir, 1997).

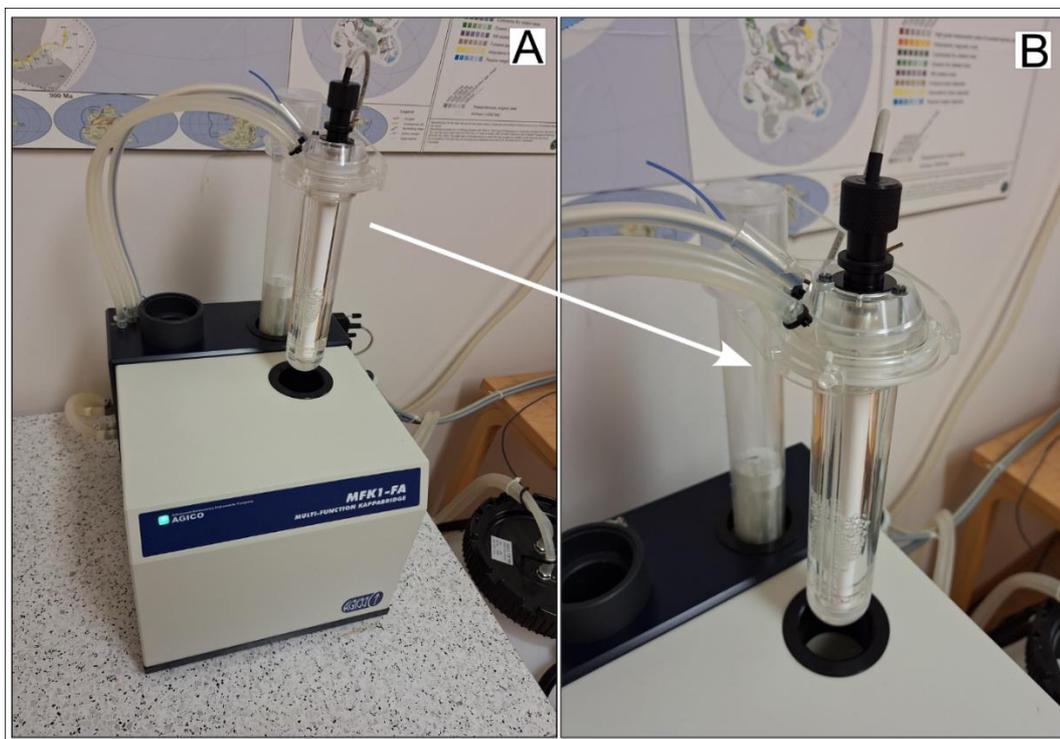


Figura 12 - A) Susceptibilímetro MFK1-FA com o sistema de aquecimento acoplado. B) Em detalhe, o tudo de aquecimento onde as amostras pulverizadas são depositadas.

O material pulverizado é submetido a ciclos individuais de aquecimento e resfriamento, ao mesmo tempo em que um campo magnético elevado e estável (i.e. 200 A/m) é induzido. As leituras sucessivas da susceptibilidade magnética ( $\kappa$ ) para cada ciclo fornecem as curvas  $\kappa$ -T (susceptibilidade *versus* temperatura) (Tauxe, 2003). Durante o ciclo de aquecimento, a temperatura atinge aproximadamente 700°C e retorna gradualmente para a temperatura ambiente (~25°C).

Quedas bruscas na susceptibilidade magnética total observadas nas curvas de aquecimento indicando a temperatura na qual um determinado mineral ferromagnético passa para um estado magnético desordenado (Butler, 1992; Muxworthy *et al.*, 2023). Esta temperatura é específica para cada fase mineral ferromagnética (*s.l.*) e é designada como temperatura de Curie ( $T_c$ ), para os minerais ferromagnéticos (*s.s.*), ou temperatura de Néel ( $T_n$ ), para os minerais antiferromagnéticos (e.g., Ilmenita – 50K ). Assim, para a magnetita pura,  $T_c$  é aproximadamente 578°C, enquanto para a hematita,  $T_n$  é cerca de 675°C (Dunlop e Özdemir, 1997). Quanto maior a quantidade de impurezas presente nos minerais da série da titanomagnetita, maior será a temperatura de Curie esperada (Tarling e Hrouda, 1993).

A presença de titanomagnetita pobre em Ti (titânio) manifesta-se em pico na susceptibilidade anterior à queda que caracteriza sua  $T_c$ , denominado de efeito Hopkinson. Da mesma forma, picos são descritos em ciclos de resfriamento, indicando a temperatura de transição de Verwey ( $T_v$ ) para a magnetita, que ocorre entre -145°C e -155°C, e a transição de Morin, em -15°C, para a hematita (Dunlop e Özdemir, 1997).

#### 4.6.3 Histerese magnética

Os parâmetros de histerese foram obtidos de 10 amostras de 9 sítios, com o uso de um magnetômetro de amostra vibrante (*Vibrating Sample Magnetometer - VSM*), modelo MicroMag 3900 (LakeShore PMC) (Fig. 13). Esta técnica permite indicar o estado de domínio das partículas ferromagnéticas e, conseqüentemente, o tamanho de grão dos minerais magnéticos (Dunlop e Özdemir, 1997; Roberts *et al.*, 2022). Os minerais magnéticos são tipificados a partir de valores característicos de

histerese, incluindo a magnetização de remanência de saturação ( $M_{rs}$ ), a magnetização de saturação ( $M_s$ ), a coercividade ( $H_c$ ), e a coercividade de remanência ( $H_{cr}$ ), obtidos por meio de um ciclo completo de histerese.

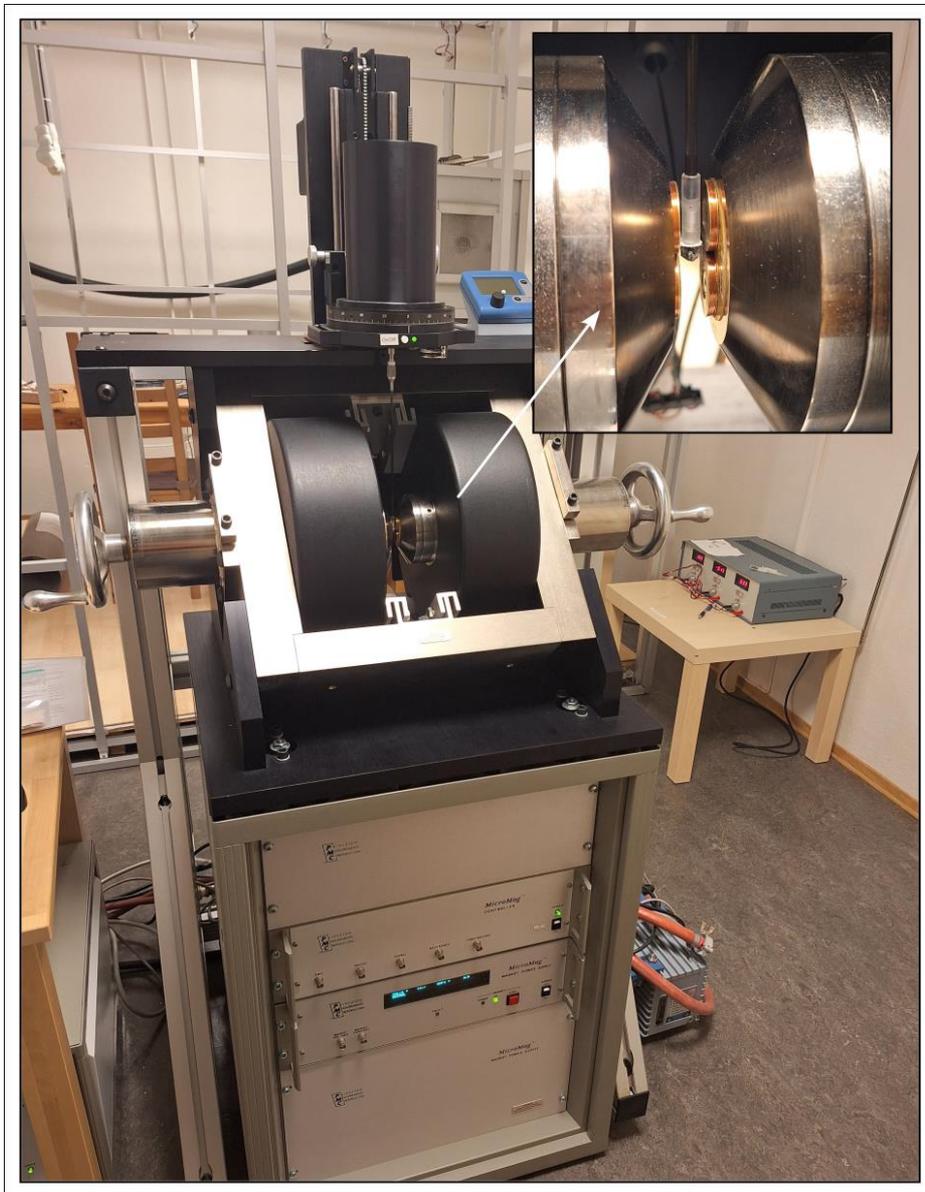


Figura 13 - Magnetômetro de amostra vibrante (VSM) modelo MicroMag 3900 (LakeShore PMC) utilizado para a aquisição de curvas de histerese. Em detalhe, local de leitura das amostras entre as bobinas do sistema do VSM.

Durante o procedimento, as bobinas do VSM induzem um campo magnético ( $H$ ) oscilatório que varia em direção e intensidade (entre +1 T e -1 T). A magnetização de saturação ( $M_s$ ) é a magnetização acima da qual todos os momentos magnéticos estão totalmente alinhados na mesma direção do campo aplicado. Ao aplicar o campo

de forma inversa (-1 T), o caminho da curva de histerese se torna irreversível para as fases ferromagnéticas ( $M \neq 0$ ). Quando o campo é totalmente removido ( $H=0$ ), a magnetização correspondente é a magnetização remanente de saturação ( $M_{rs}$ ) (Fig. 14). Amostras com minerais ferromagnéticos produzem gráficos sigmoidais, enquanto os de origem paramagnética exibem uma relação linear positiva entre  $M$  (magnetização) e  $H$  (campo aplicado) (Dunlop e Özdemir, 1997).

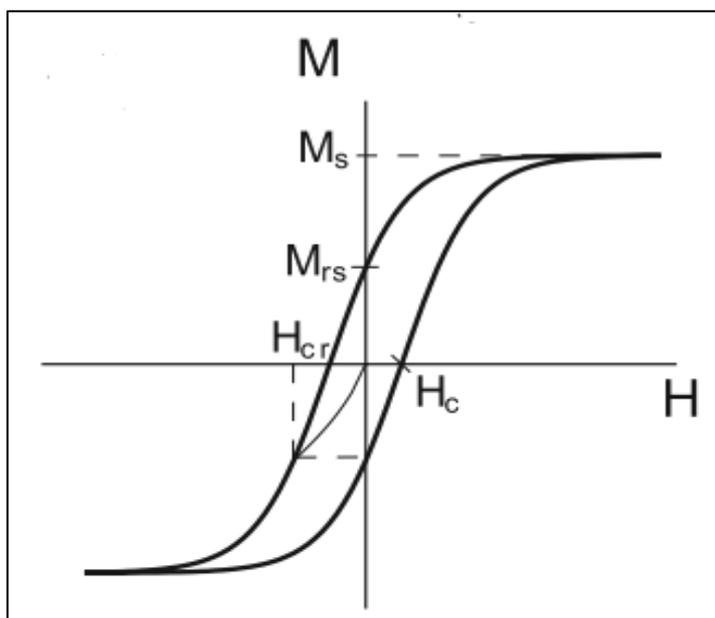


Figura 14 - Ciclo de histerese para minerais ferromagnéticos, indicadas as origens dos parâmetros de uma histerese magnética. Modificado de Martín-Hernández and Hirt (2003).

Em Day *et al.* (1977), os autores propõem que a razão entre as remanências  $M_{rs}/M_s$  e as coercividades  $H_{cr}/H_c$ , denominada de *Day plot* (Diagrama Day), define a estrutura de estados de domínio entre as classes *single-domain* (SD), *pseudo-single-domain* (PSD) ou *multidomain* (MD), e, portanto, o tamanho de grão (Fig. 15). Esta proposta foi posteriormente discutida e atualizada por Dunlop (2002). Entretanto, para utilizar este método, o comportamento predominante das amostras deve ser ferromagnético. Por outro lado, nos últimos anos se demonstrou que o diagrama de Day (Day *et al.*, 1977) apresenta limitações e vem sendo complementado pela utilização dos diagramas FORC (*First-Order Reversal Curve*) (Harrison e Feinberg, 2008; Roberts *et al.*, 2014).

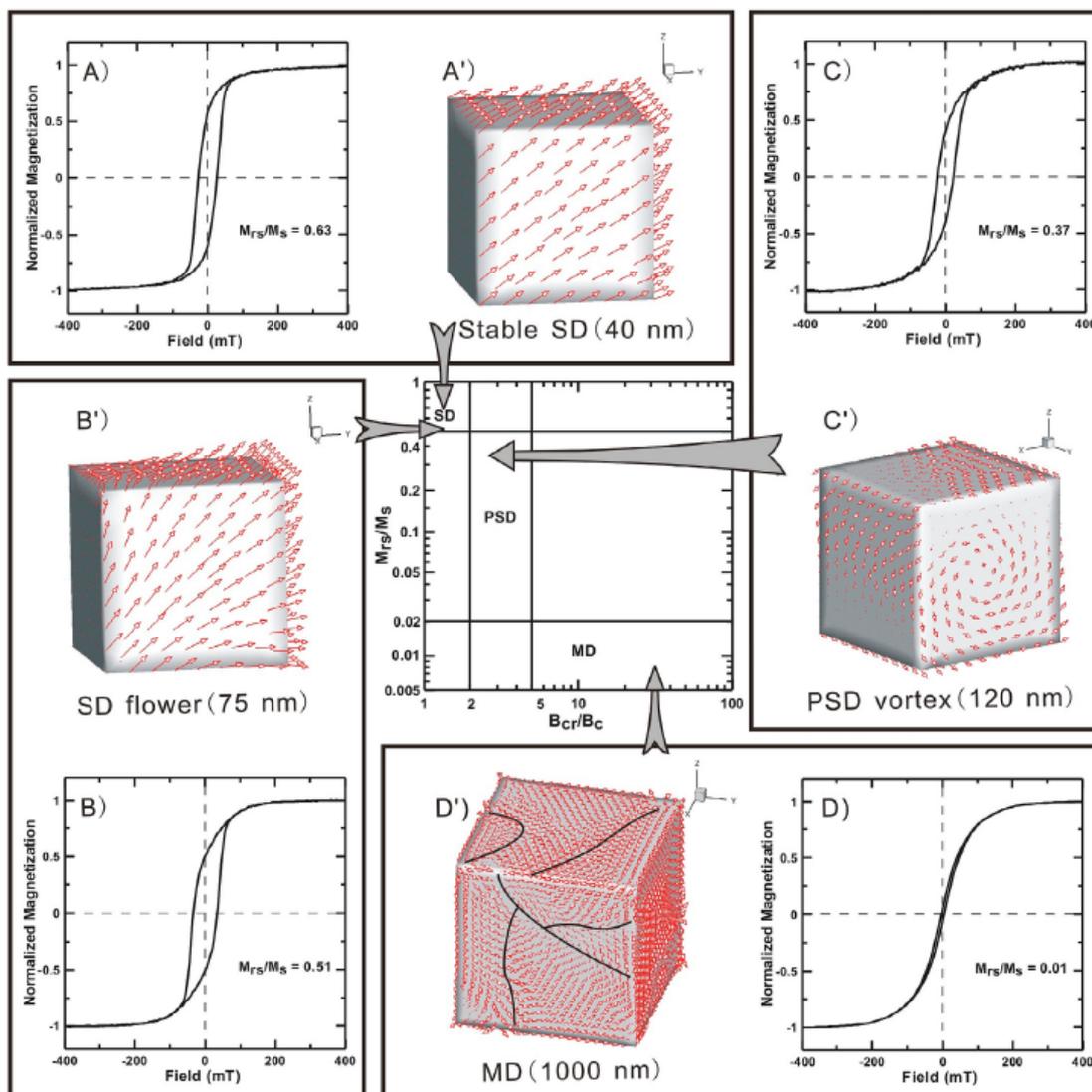


Figura 15 - Relação entre estado de domínio e tamanho de grão de magnetita plotados em um Diagrama Day. Modificado de Liu et al. (2012).

#### 4.6.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura é um equipamento que produz imagens ampliadas e de alta resolução. A análise por meio do MEV permite avaliar as relações texturais dos minerais magnéticos com os demais minerais da trama, as texturas de exsolução e a presença de inclusões de minerais ferromagnéticos. Também permite produzir análises químicas semi-quantitativas através de raios-X característicos, utilizando o EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) acoplado. As análises foram realizadas em um microscópio eletrônico de varredura modelo JEOL JSM-6610LV (Laboratório de Geologia Isotópica - IGEO/UFRGS) e em outro modelo JEOL LV5800

(Laboratório de Microanálises - IF/UFRGS). Posteriormente, as imagens foram processadas e manipuladas utilizando o *software* ImageJ. As lâminas utilizadas foram metalizadas com lâmina de carbono no Laboratório de Microsonda Eletrônica (CPGQ - IGEO/UFRGS).

Lâmina	Litologia
CM-01A	Sienogranito equigranular
CM-02A	Monzogranito porfirítico
CM-03A	Enclave máfico
CM-03B	Rocha híbrida
CM-06A	Monzogranito porfirítico
CD-102B	GE margem resfriada

Tabela 2 - Relação das lâminas e as respectivas fácies litológicas utilizadas na análise por MEV.

## 5. RESULTADOS

### 5.1 Trama magnética

Compilação dos parâmetros escalares e direcionais obtidos nas análises de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) (Tabela 3). Dos 148 espécimes inicialmente preparadas, foi possível analisar 142, devido a pequenas diferenças na dimensão dos espécimes com relação ao encaixe no *holder* do equipamento. Os sítios CM-04 e CM-05 não foram amostrados devido à presença de deformação (seção 5.2.4).

Sítio	Litologia	N	Parâmetros Escalares			Parâmetros Direcionais		
			$K_m^{(E-03)}$	P	T	$K_1^{(Dec/Inc)}$	$K_2^{(Dec/Inc)}$	$K_3^{(Dec/Inc)}$
CM-01	<i>feg</i>	15	0,234	1,086	-0,038	191.5/6.5	308.5/75.9	100.1/12.5
CM-02	<i>feg</i>	16	0,067	1,021	0,202	335.1/3.2	65.2/1.6	181.6/86.5
CM-03A	<i>enclave</i>	14	0,457	1,037	0,576	285.5/32.9	172/31.7	49.6/41
CM-03B	<i>hibrida</i>	7	0,088	1,051	0,177	309.6/32.5	208.6/16.7	95.5/52.5
CM-06	<i>fpmg</i>	14	0,098	1,052	0,002	4.9/1.2	95.2/16.5	271/73.4
CM-08	<i>fpmg</i>	15	0,078	1,019	0,307	293/1.1	23.2/7.7	195.3/82.2
CM-09	<i>diorito</i>	17	0,388	1,012	0,086	302.9/6.5	210.1/23.1	47.7/65.9
CM-10	<i>fefm</i>	15	0,266	1,116	0,276	286.4/22.6	17.5/2.7	113.9/67.2
CM-11	<i>diorito</i>	11	0,405	1,027	0,521	187.4/18	292.6/38.9	78.1/45.6
CM-12	<i>fpmg</i>	18	3,995	1,160	0,325	272.6/2.4	7.9/65.1	181.5/24.8
$N_{total} = 142$								

Tabela 3 - Parâmetros escalares e direcionais dos nove sítios amostrados, onde: (N) número total de espécimes medidos no sítio, ( $N_{total}$ ) número total de espécimes medidos, ( $K_m$ ) susceptibilidade magnética média do sítio, (P) grau de anisotropia ( $P=K_1/K_3$ ), (T) parâmetro de forma ( $K_1$ ,  $K_2$  e  $K_3$ ) eixos máximo, intermediário e mínimo, (Dec) declinação e (Inc) inclinação.

### 5.1.1 Parâmetros Escalares

Nos sítios estudados (e.g., CM-01, CM-02, CM-06, CM-08, CM-10, CM-12) as rochas apresentam baixa susceptibilidade magnética, com valores variando entre  $0,067 \times 10^{-3}$  e  $0,266 \times 10^{-3}$  SI. A susceptibilidade magnética média do GE na área estudada é de  $0,148 \times 10^{-3}$  SI. O sítio CM-12 é uma exceção, com um valor de susceptibilidade magnética anômalo e muito elevado de  $3,995 \times 10^{-3}$  SI, até 8 vezes maior que os demais, motivo pelo qual não foi incluído no cálculo da média geral.

As rochas dos sítios CM-01 e CM-10 apresentam valores de  $K_m$  mais elevados entre os granitos, com  $0,234 \times 10^{-3}$  e  $0,266 \times 10^{-3}$  SI, respectivamente. Já as rochas máficas dos sítios CM-09, CM-03A e CM-11 possuem valores de  $K_m$  de  $0,388 \times 10^{-3}$ ,  $0,405 \times 10^{-3}$  e  $0,457 \times 10^{-3}$  SI, ainda considerados baixos, mas relativamente mais elevados. A rocha híbrida do sítio CM-03B apresenta um valor baixo de  $K_m$ , igual a  $0,088 \times 10^{-3}$  SI. Esses valores confirmam a tendência de que rochas mais ricas em minerais máficos apresentam susceptibilidade magnética mais elevada.

O grau de anisotropia (P) observado nos granitos, nas rochas máficas e no termo híbrido varia de baixo a médio. Nas rochas do GE (Fig. 16), o sítio CM-01 destaca-se por apresentar uma marcada tendência positiva entre os parâmetros analisados, comportamento que também é observado nos sítios CM-06, CM-10 e CM-

12, embora de forma menos pronunciada. Os valores de  $P$  para essas rochas variam entre 1,052 e 1,160. Em contraste, o sítio CM-08 apresenta uma relação negativa entre os parâmetros analisados, com  $P = 1,019$ . Já o sítio CM-02 não apresenta uma tendência clara na relação  $P$ - $\kappa_m$ , o que evidencia variabilidade nos padrões de anisotropia magnética no conjunto estudado.

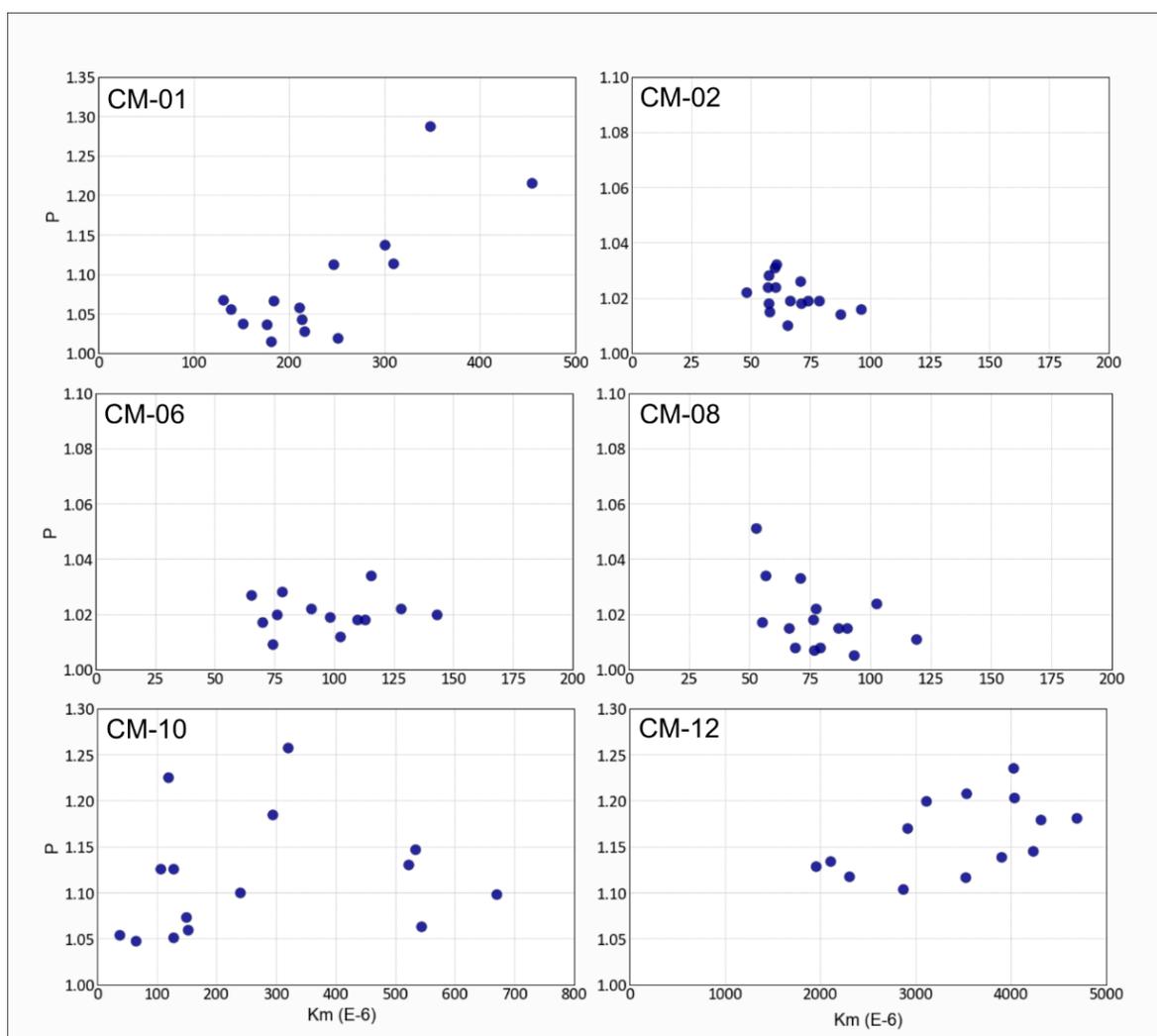


Figura 16 - Relação entre o grau de anisotropia ( $P$ ) e a susceptibilidade magnética média ( $\kappa_m$ ) para os sítios do Granito Encruzilhada (GE).

Nas demais rochas (Fig. 17), os enclaves do ponto CM-03A e os dioritos dos sítios CM-09 e CM-11 não exibem tendências bem definidas, apresentando comportamento semelhante entre si. Essas rochas possuem  $P$  baixo, com valores variando entre 1,012 e 1,037. A rocha híbrida do sítio CM-03B, mostra uma sutil relação inversa entre  $P$ - $\kappa_m$ , destacando-se dos demais em termos de susceptibilidade e grau de anisotropia.

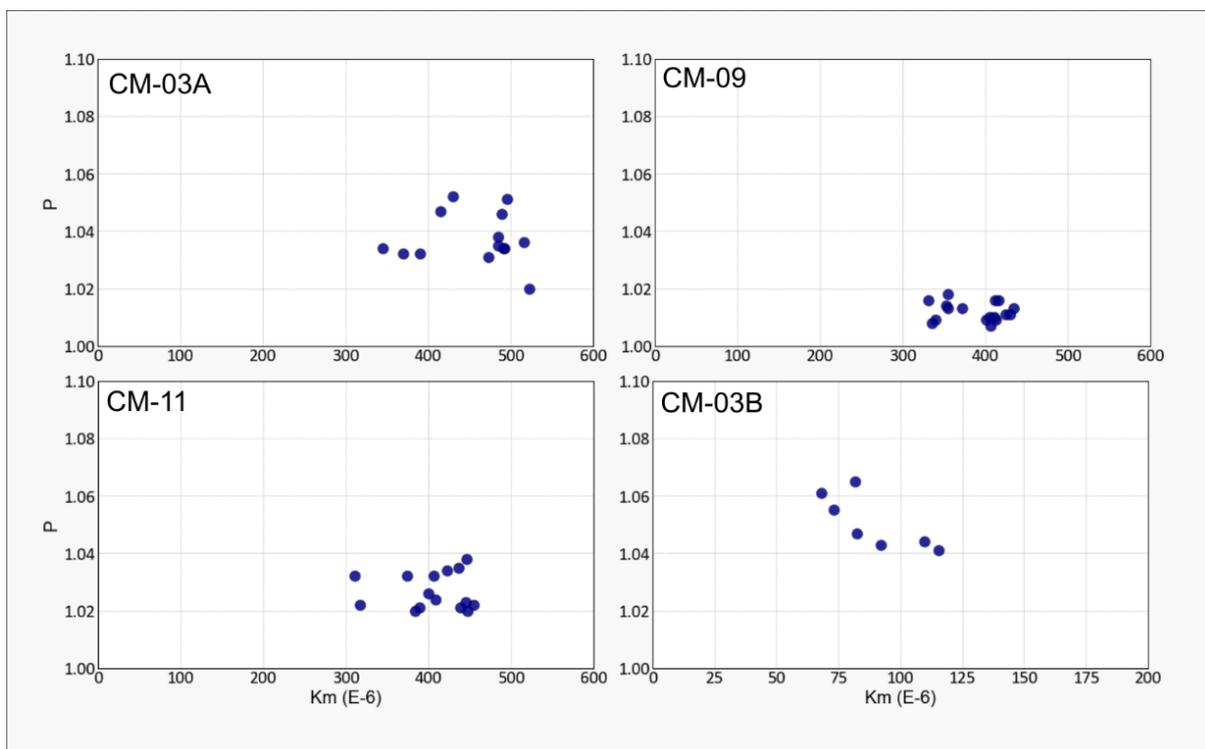


Figura 17 - Relação grau de anisotropia (P) e susceptibilidade magnética média ( $\kappa_m$ ) para os sítios das rochas máficas, enclaves máficos e termo híbrido.

O valor médio do parâmetro de forma (T) para os sítios dos granitos (Fig. 18) é positivo, indicando predomínio de elipsoides magnéticos oblatos ( $T > 0$ ). Contudo, nenhum dos sítios apresenta distribuição puramente oblata, com espécimes distribuídos entre valores de  $T > 0$  e  $T < 0$ . A exceção é o sítio CM-01, cujo valor médio de T é negativo, mas muito próximo a  $T = 0$ , sugerindo um elipsoide magnético com tendência à triaxialidade. Situação semelhante ocorre no sítio CM-06, que pode ser definido por um elipsoide triaxial, com valor de  $T = 0,002$  ( $T \sim 0$ ).

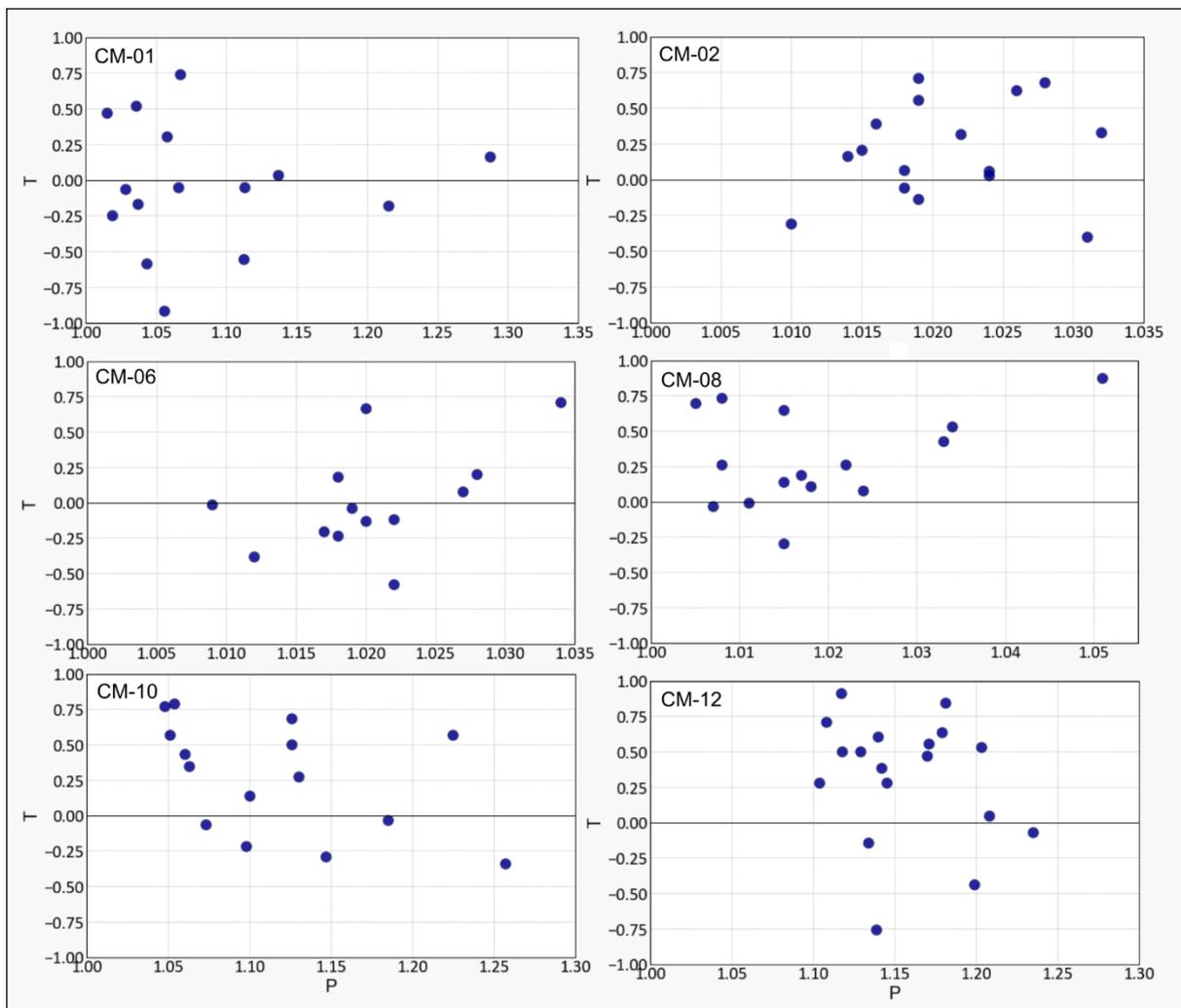


Figura 18 - Relação parâmetro de forma (P) e susceptibilidade magnética média ( $\kappa_m$ ) para os sítios do Granito Encruzilhada (GE).

Com relação às rochas máficas, nos sítios CM-03A e CM-11 os valores de T são moderados e indicam elipsoides puramente oblatos, com 0,576 e 0,521, respectivamente (Fig. 19). O sítio CM-09, referente ao diorito, indica elipsoide oblato, com valor de T muito baixo em comparação às demais rochas máficas, com T de 0,086 (Fig. 19). A rocha híbrida apresenta elipsoide magnético oblato.

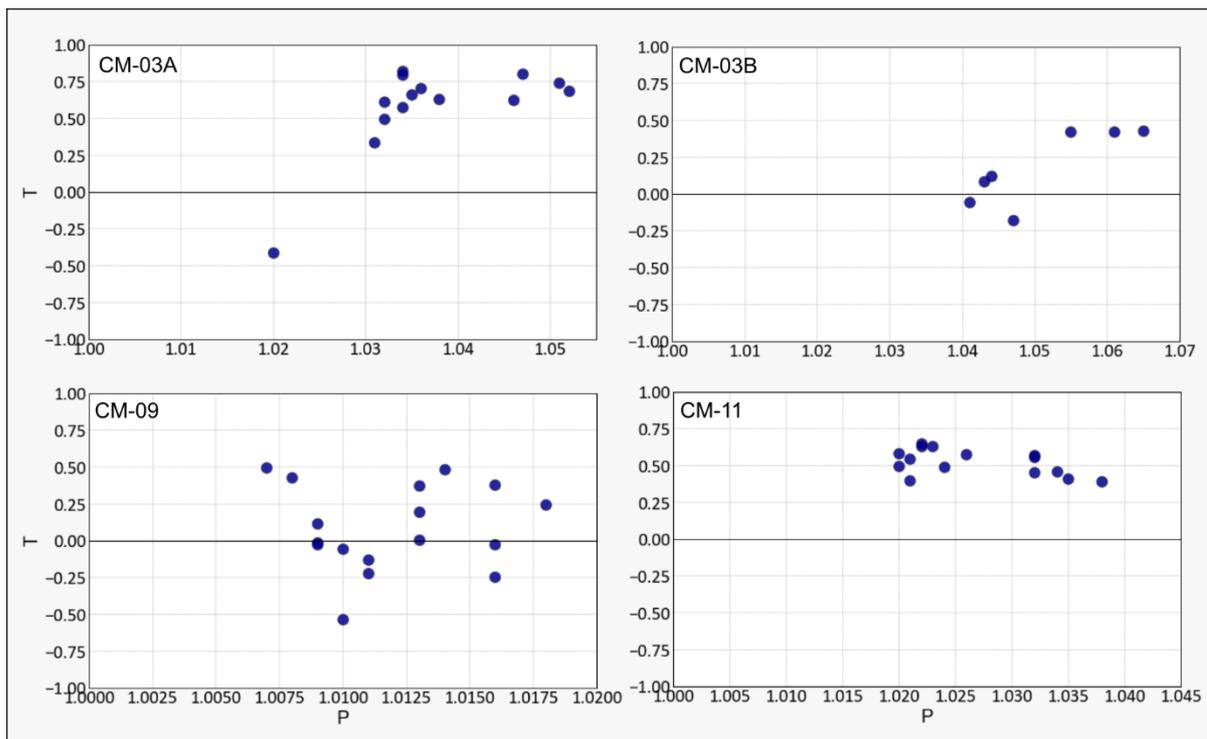


Figura 19 - Relação parâmetro de forma (P) e susceptibilidade magnética média ( $\kappa_m$ ) para os sítios das rochas máficas, enclaves máficos a rocha híbrida.

### 5.1.2 Parâmetros direcionais

Os parâmetros direcionais serão apresentados por sítio devido à variabilidade da trama magnética. Cada sítio contém a descrição da orientação da trama, bem como as figuras dos respectivos estereogramas.

#### CM-01

Os eixos de susceptibilidade máxima ( $\kappa_1$ ) definem a lineação magnética, apresentando baixa correlação entre si, mas indicando uma distribuição que varia hora para N, hora para S, com baixo a médio ângulo de caimento (Fig. 20). O eixo mínimo de susceptibilidade ( $\kappa_3$ ), apesar de elevada dispersão, parece indicar uma distribuição quase em guirlanda, com direção NW-W e ângulo de mergulho de alto a sub-horizontal. A foliação magnética não é bem definida, pois a distribuição dos eixos  $\kappa_1$  e  $\kappa_2$  não apresenta boa correlação entre si. No entanto, as elipses de confiança entre os eixos  $\kappa_2$  e  $\kappa_3$  estão sobrepostas, indicando uma certa tendência a correlação.

## CM-02

Os eixos de susceptibilidade mínima ( $\kappa_3$ ), que correspondem ao polo da foliação magnética, têm boa correlação entre si, com alto ângulo de caimento, e definem uma foliação magnética sub-horizontal, com mergulho para N-NE (Fig. 20). A distribuição dos eixos  $\kappa_1$  e  $\kappa_2$  é semelhante, com ângulos de caimento de baixos a intermediários. A lineação magnética é horizontal, com sentido de caimento para NW.

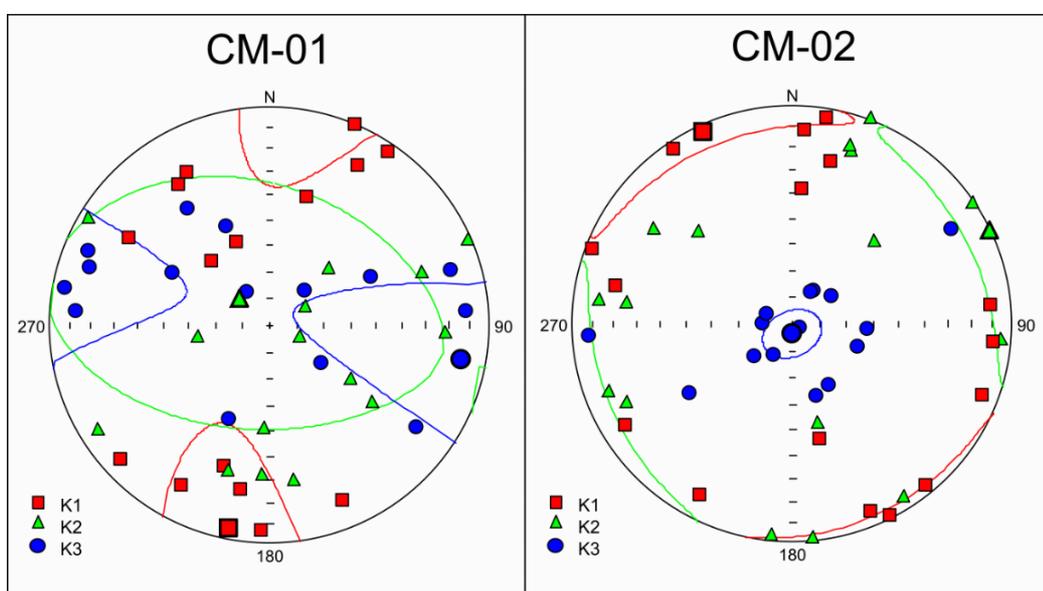


Figura 20 - Dados direcionais da trama magnética nos sítios CM-01 e CM-02. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior).

## CM-03

Os sítios CM-03 contêm duas litologias analisadas por ASM (CM-03A: Enclave máfico, CM-03B: rocha híbrida), cujos dados direcionais são semelhantes para ambas as litologias e apresentam baixa dispersão nos eixos de susceptibilidade magnética (Fig. 21). Os eixos  $\kappa_3$  têm ângulo de caimento moderado para NE, definindo uma foliação magnética com mergulho moderado para SW. As lineações magnéticas ( $\kappa_1$ ) apresentam ângulo de caimento moderado para NW-W.

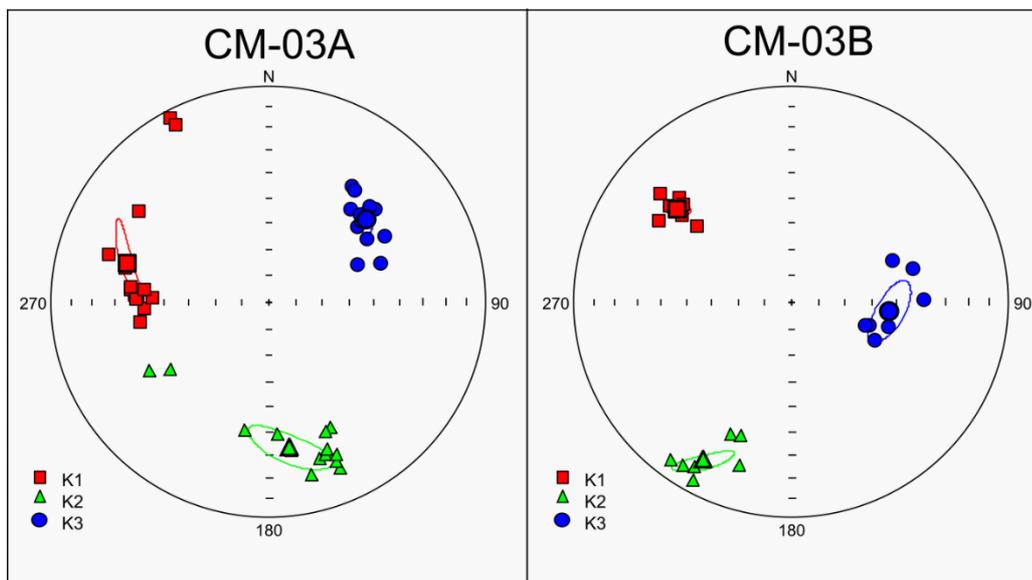


Figura 21 - Dados direcionais da trama magnética nos sítios CM-03, onde CM-03A é referente aos enclaves máficos e o CM-03B, à rocha híbrida. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior).

### CM-06

A distribuição dos eixos de susceptibilidade não apresenta boa correlação e não define claramente lineação e foliação magnética neste sítio (Fig. 22). No entanto, é possível observar o predomínio de uma foliação magnética sub-horizontal, com mergulho para E.

### CM-08

Os eixos de susceptibilidade mínima ( $\kappa_3$ ) têm correlação moderada entre si e alto ângulo de caimento, definindo uma foliação magnética sub-horizontal com mergulho para N-NE (Fig. 22). A distribuição dos eixos  $\kappa_1$  apresenta ângulos de caimento que variam de baixos a intermediários. A lineação magnética é horizontal, com caimento para W-NW.

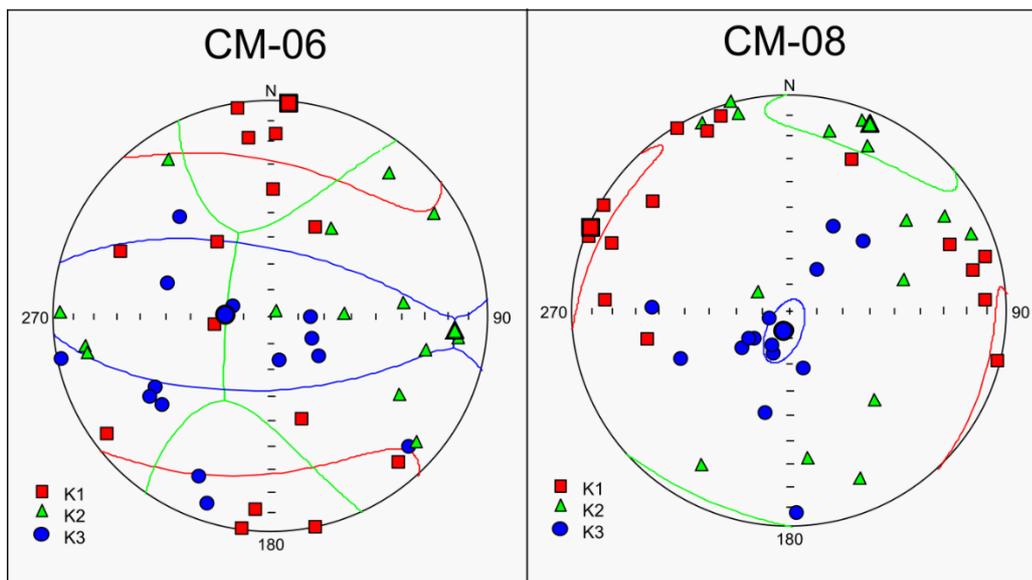


Figura 22 - Dados direcionais da trama magnética nos sites CM-06 e CM-08. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior).

### CM-09

Os eixos de susceptibilidade mínima ( $\kappa_3$ ) têm dispersão moderada e variam de elevados a moderados ângulos de caimento para N-NE (Fig. 23). A foliação magnética não é bem definida, mas pode ser considerada com moderado ângulo de mergulho para SW. A lineação magnética ( $\kappa_1$ ) mostra dispersão moderada, com mergulho variando de moderado a horizontal, ora para NW, ora para SW.

### CM-10

Os eixos de suscetibilidade mínima ( $\kappa_3$ ) têm boa correlação entre si, com alto a moderado ângulo de caimento, definindo uma foliação magnética sub-horizontal com mergulho para NW (Fig. 23). Os eixos  $\kappa_1$  e  $\kappa_2$  distribuem-se pelo plano da foliação e a lineação magnética tem caimento moderado para NW.

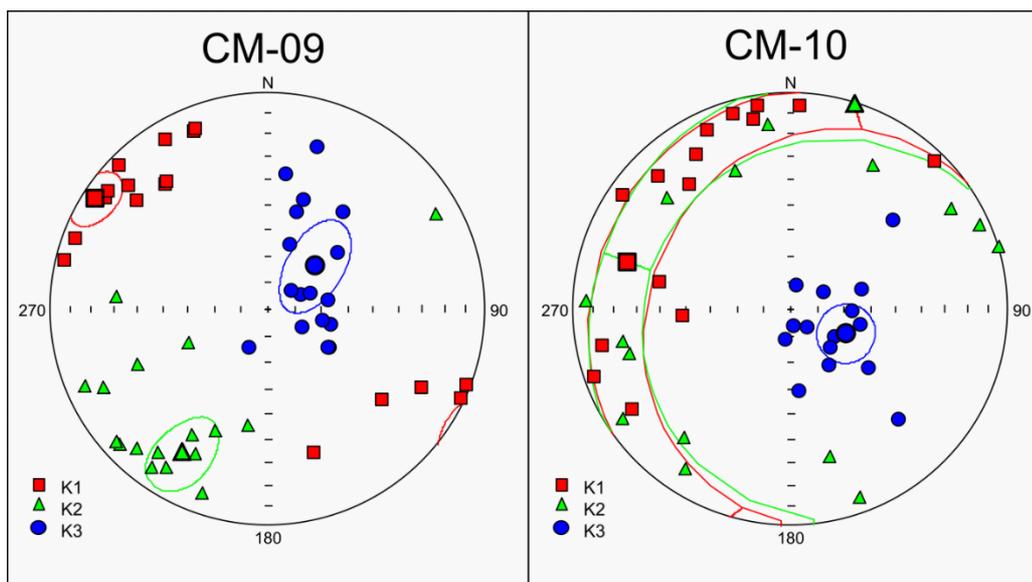


Figura 23 - Dados direcionais da trama magnética nos sítios CM-09 e CM-10. Estereograma com eixos magnéticos plotados (projeção equiárea, hemisfério inferior).

### CM-11

Os eixos de susceptibilidade magnética apresentam baixa dispersão. Os eixos mínimos de susceptibilidade magnética ( $\kappa_3$ ) têm boa correlação e marcam um plano de foliação magnética com ângulo de mergulho moderado para SW (Fig. 24). A lineação magnética é bem definida, com caimento sub-horizontal para sul.

### CM-12

Os eixos mínimos de susceptibilidade magnética ( $\kappa_3$ ) apresentam pequena dispersão e definem uma foliação magnética com alto ângulo de mergulho para N (Fig. 24). Os eixos  $\kappa_1$  estão distribuídos pelo plano da foliação e apresentam alta dispersão, com ângulo de caimento horizontal a moderado, ora para W, ora para E.

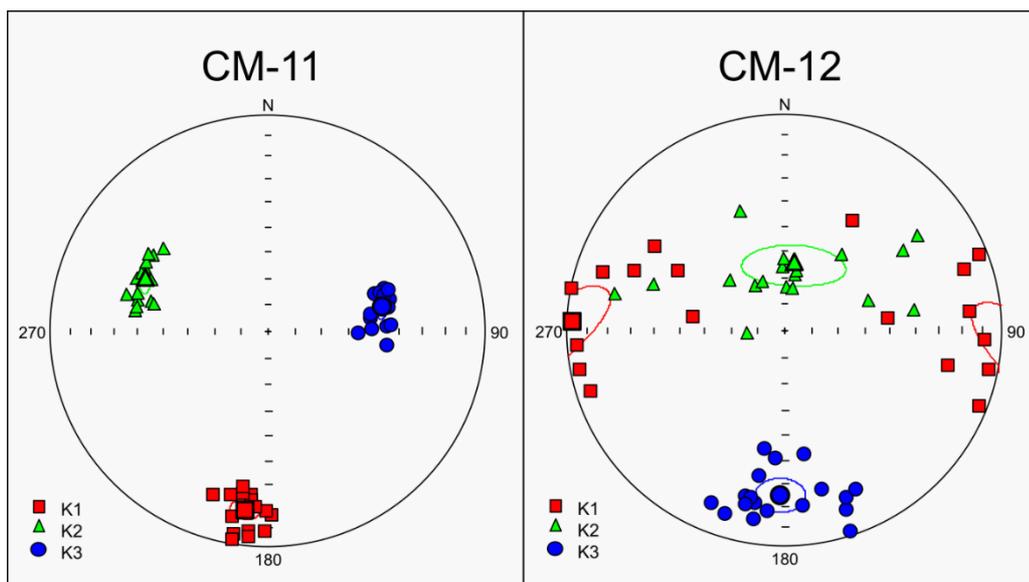


Figura 24 - Dados direcionais da trama magnética dos sítios CM-11 e CM-12. Estereograma com eixos magnéticos plotados (rede equiária, hemisfério inferior).

## 5.2 Mineralogia magnética

### 5.2.1 Curvas termomagnéticas

Em todos os sítios analisados, as curvas termomagnéticas mostram comportamento irreversível. Essas curvas indicam mudanças irreversíveis devido à formação de minerais ferromagnéticos, que ocorrem pela oxidação e/ou alterações na estrutura cristalina durante a fase de aquecimento (e.g., Muxworthy *et al.*, 2023). Nenhum sítio indica a presença de magnetita pobre em Ti como mineral ferromagnético predominante.

Para as curvas do GE, os sítios CM-02, CM-06 e CM-08 têm susceptibilidade negativa e observa-se uma queda constante da susceptibilidade até cerca de 450°C, seguida de um aumento na susceptibilidade. Essas características podem indicar a conversão de minerais máficos em titanomagnetita e magnetita, mas principalmente hematita, que apresentam quedas na susceptibilidade e temperatura de Néel entre 600°C e 670°C. No sítio CM-01, a susceptibilidade mais elevada, queda de susceptibilidade até 450°C parece indicar a conversão de titanomagnetita em magnetita, com temperatura de Curie em 580°C.

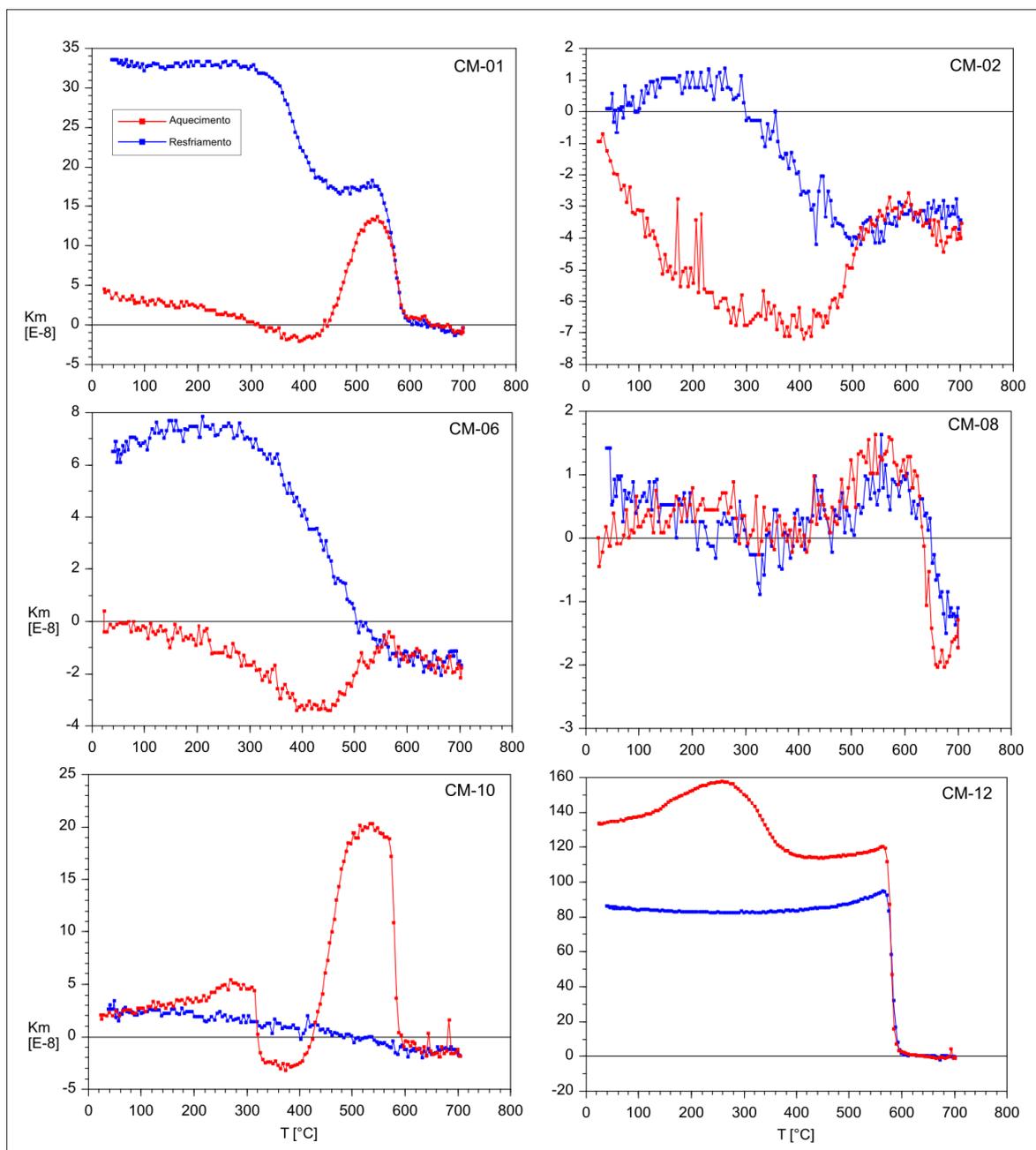


Figura 25 - Curvas termomagnéticas do GE. Em vermelhos os ciclos de aquecimento e em azul os de resfriamento.

Nos sítios CM-10 e CM-12, há um aumento na susceptibilidade entre 120°C e 270°C durante a fase de aquecimento, o que pode ser explicado pela inversão estrutural da pirrotita (antiferromagnética) para uma configuração ferromagnética, antes de sua temperatura de Neél em 320°C. Próximo aos 500°C, ocorre a formação de hematita e/ou magnetita. As rochas máficas e a rocha híbrida (Fig. 26) mostram uma queda constante na susceptibilidade até aproximadamente 400°C a 450°C, o que indica a conversão de maghemita, goethita e/ou titanomagnetita para magnetita e hematita.

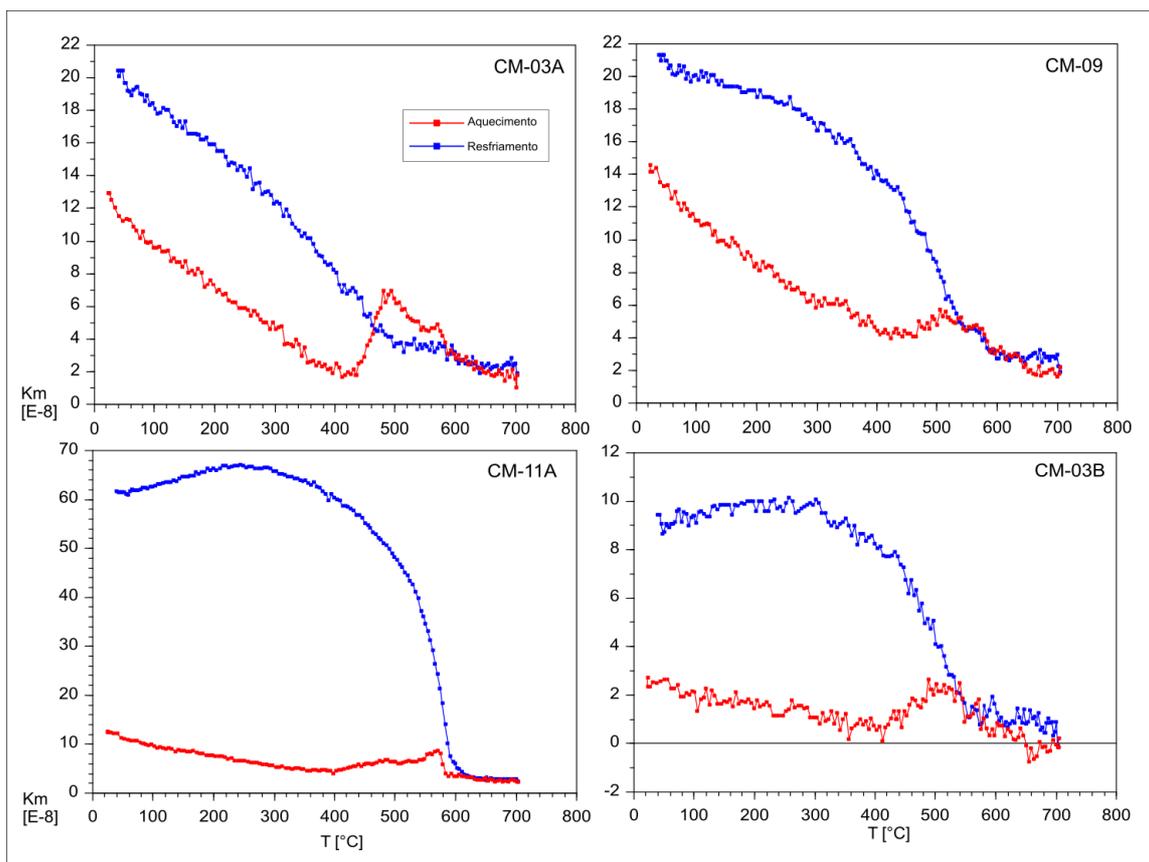


Figura 26 - Curvas termomagnéticas das rochas máficas (CM-03A, CM-09, CM-11) e granitoide híbrido (CM-03B). Em vermelhos os ciclos de aquecimento e em azul os de resfriamento.

### 5.2.2 Curvas de histerese

As curvas de histerese mostram que as rochas do GE apresentam um sinal predominantemente paramagnético, com exceção do sítio CM-10, que exibe uma forte contribuição de uma fase ferromagnética, associada a um mineral de baixa coercividade. Uma pequena contribuição ferromagnética também é visível na morfologia de cintura fina (*potbellied*; Tauxe *et al.*, 1996) dos gráficos não corrigidos (sem a remoção das contribuições dia- e paramagnéticas) dos sítios CM-01, CM-10 e CM-12, atribuída a uma fase mineral de baixa coercividade (17,05 mT, 13,76 mT e 42,04 mT, respectivamente).

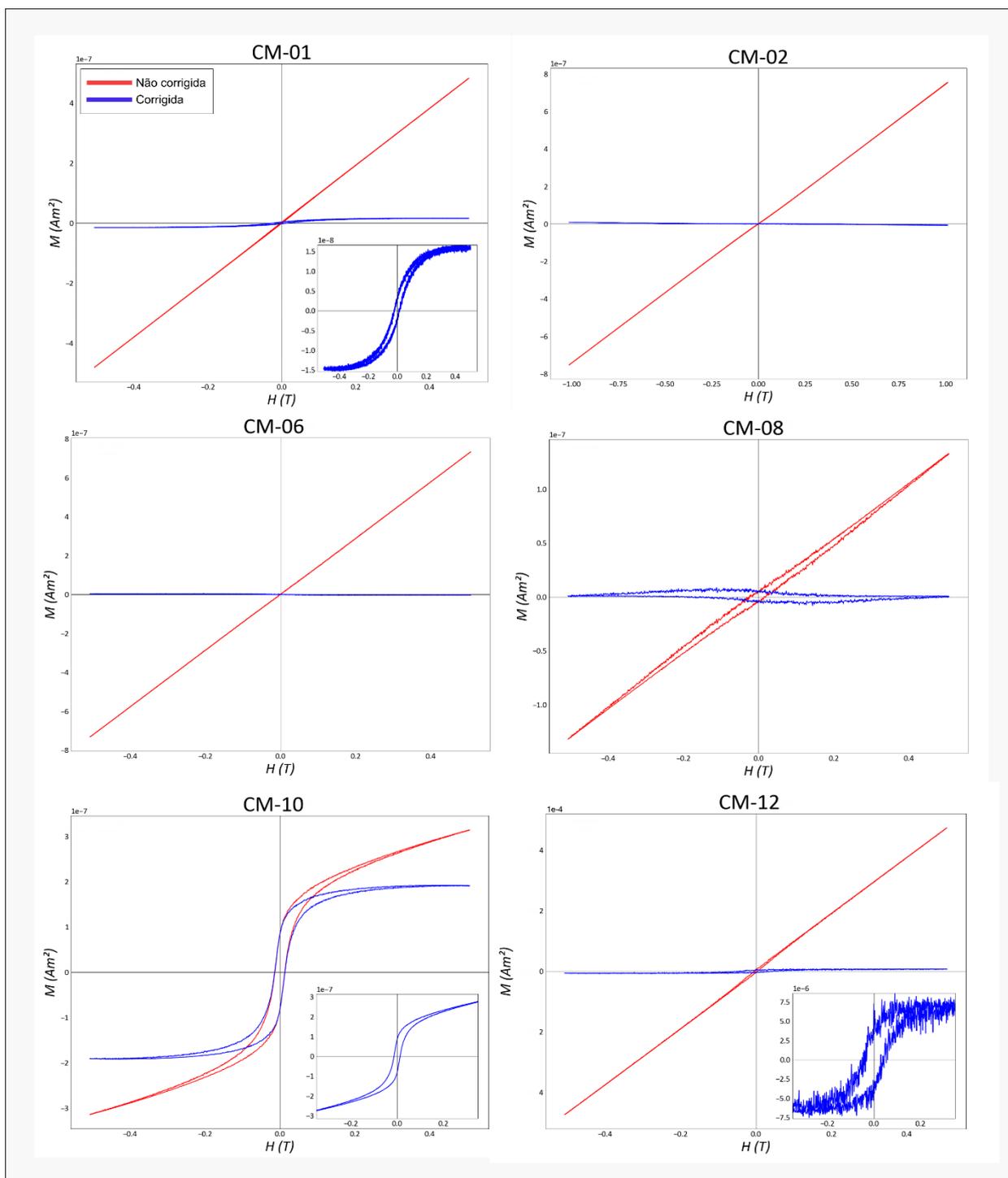


Figura 27 – Curvas de histerese para as rochas do Granito Encruzilhada na área de estudo. Em detalhe, as curvas de histereses corrigidas e a contribuição ferromagnética isolada.

Nas rochas máficas (CM-03A, CM-09 e CM-11), o sinal predominante também é paramagnético, mas todas apresentam uma pequena contribuição ferromagnética devido a minerais de baixa coercividade (26.17 mT, 13.46 mT e 59.69 mT) muito próximos aos valores sugeridos para a magnetita. A rocha híbrida do sítio CM-03B apresenta uma curva anômala, com inversão quando as contribuições paramagnéticas e diamagnéticas são removidas. Esse fenômeno pode ser explicado pela predominante característica diamagnética ou sinal paramagnético muito baixo, em que a leitura registra ruído do próprio equipamento. Este mesmo efeito ocorre nos granitos CM-02, CM-06 e CM-08.

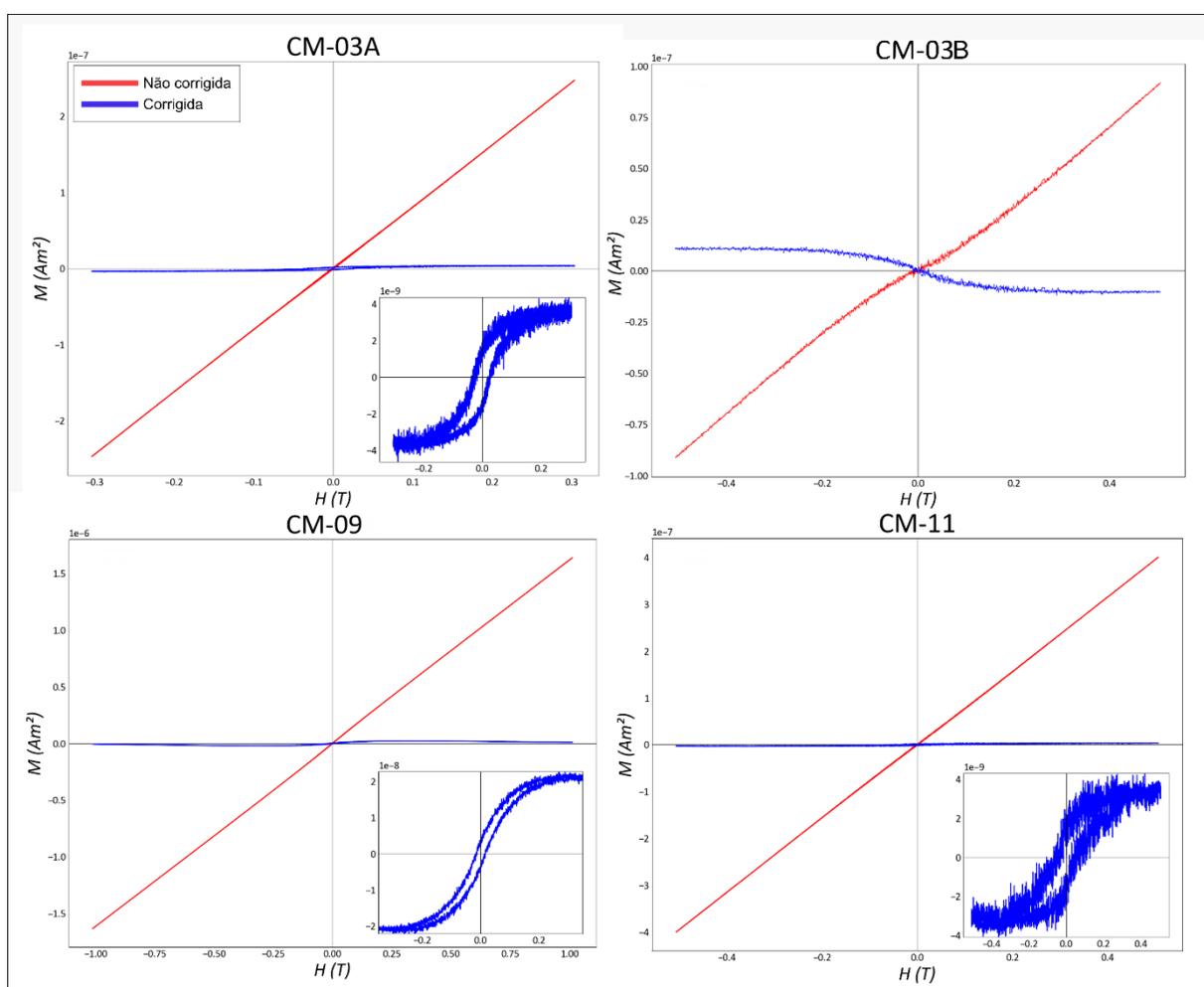


Figura 28 - Curvas de histerese para as rochas máficas (CM-03A, CM-09, CM-11) e termo híbrido (CM-03B). Em detalhe, as curvas de histereses corrigidas e a contribuição ferromagnética isolada.

### 5.2.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

A análise de MEV revela que a mineralogia opaca predominante nas litologias do GE é composta por titanomagnetita (Tm) e magnetita (Mg). Estes minerais ocorrem paralelos ao plano de clivagem da biotita (Fig. 29 A, B e D) ou como inclusões de grãos euédricos a subédricos, com tamanhos de 0,5 a 2  $\mu\text{m}$ , nos feldspatos. Na fácies equigranular grossa, os óxidos de ferro aparecem como agregados alotriomórficos de até 0,5 mm (Fig. 29 C), frequentemente incluídos no plagioclásio. Em menor quantidade, também estão presentes rutilo, ilmenita e sulfetos de ferro.

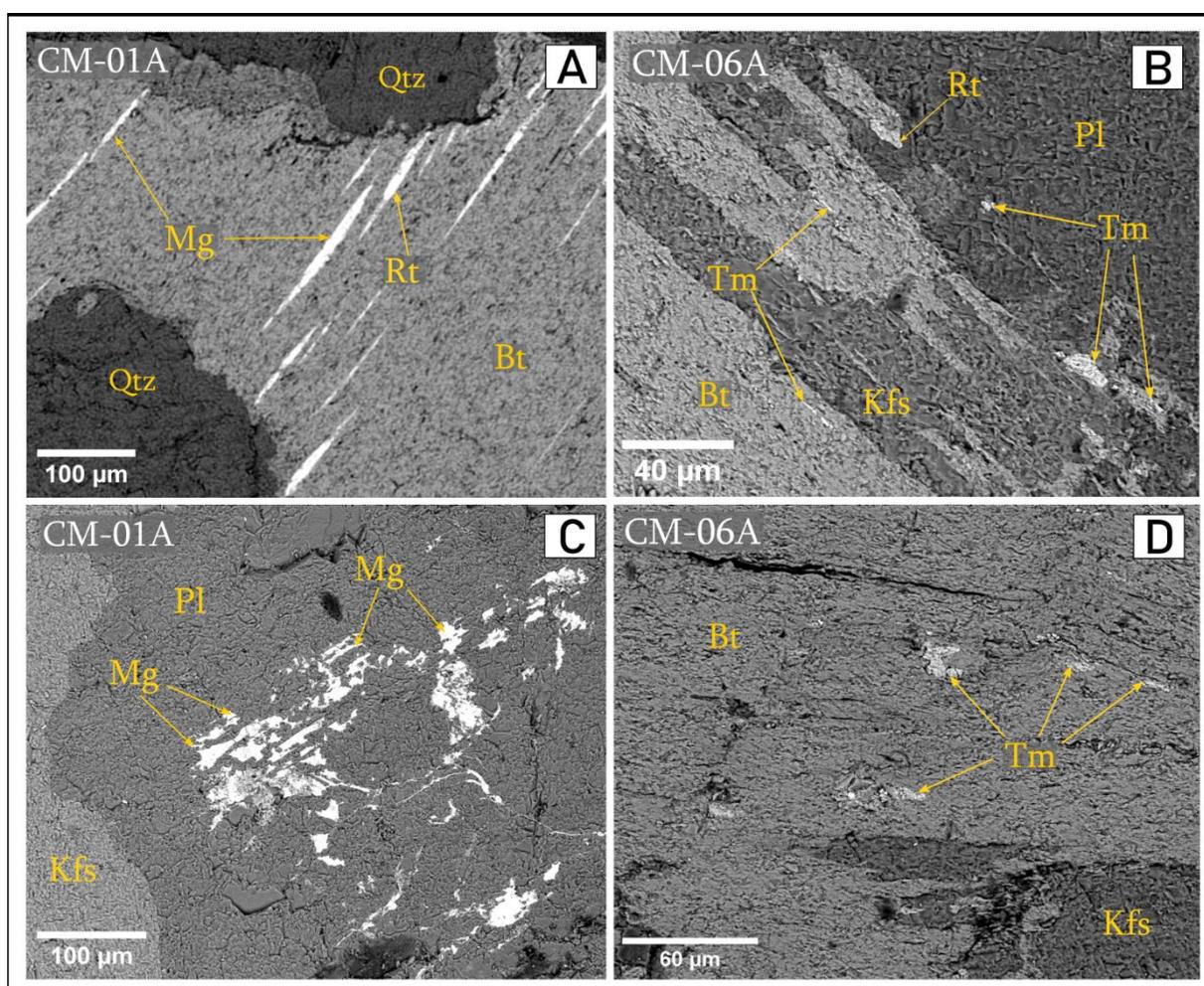


Figura 29 - Minerais opacos em: A e C) fácies sienogranito equigranular grossa (*feg*); B e D) fácies monzogranito porfírica grossa (*fpmg*). Imageamento por BEC (*Backscattered Electron Contrast*). Na lâmina CM-01A as magnetitas (Mg) têm composição média FeO~97% e SiO<sub>2</sub>~3%. Na lâmina CM-06A as titanomagnetitas (Tm) têm composição média TiO<sub>2</sub> 67%, FeO~26% MnO 5%, e SiO<sub>2</sub>~2%.

Por outro lado, a lâmina CD-102B (relacionada ao sítio CM-10) contém magnetita de até 2 mm, com inclusões de ilmenita (Fig. 30 D). A titanomagnetita e os

óxidos de ferro ocorrem como inclusões em agregados alotriomórficos, com tamanhos de até 500  $\mu\text{m}$ , presentes nos feldspatos e no quartzo (Fig. 30 A e B), além de aparecerem como inclusões de cristais anédricos, com tamanhos entre 2 e 5  $\mu\text{m}$ , nos feldspatos (Fig. 30 C).

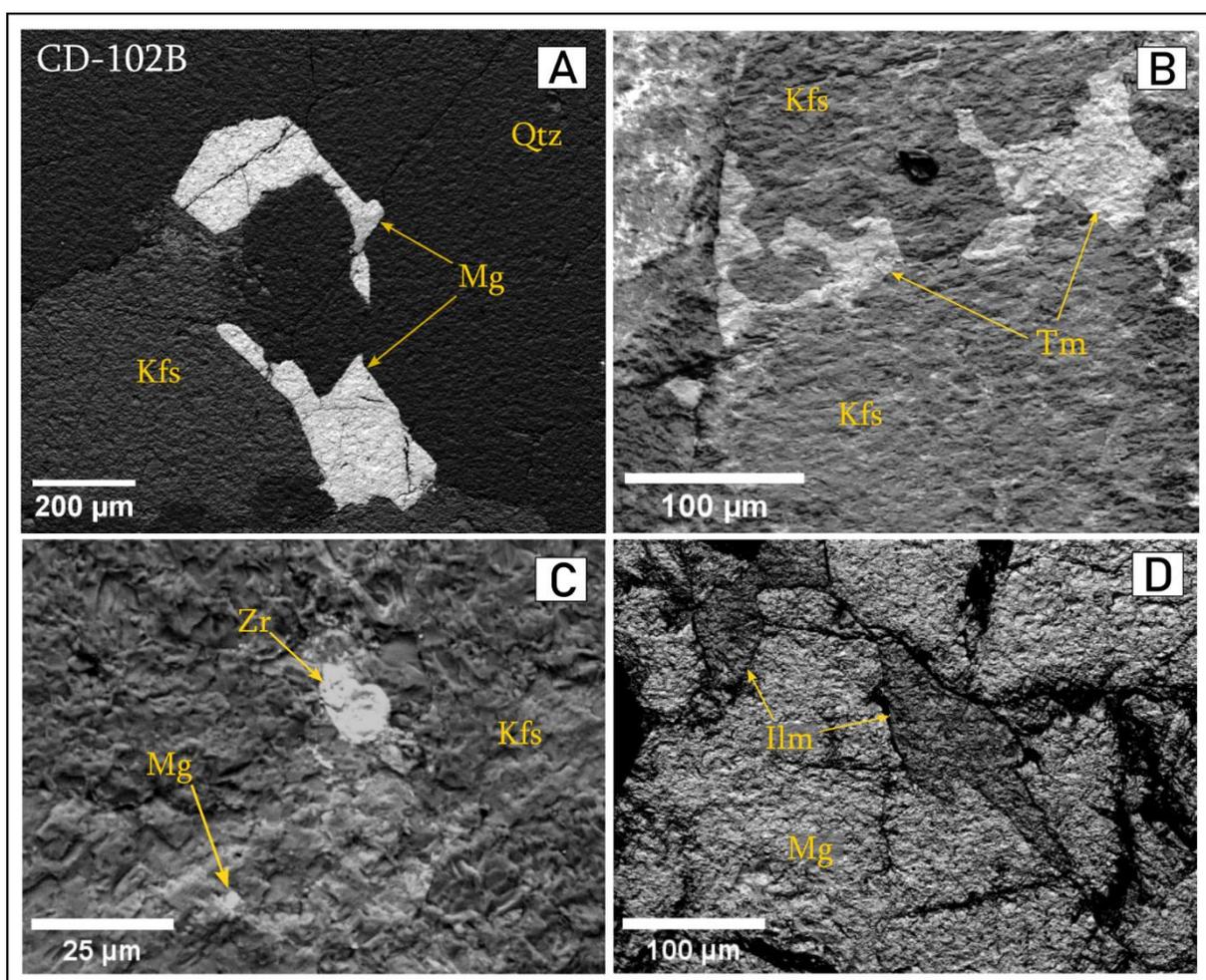


Figura 30 - Variedades texturais dos óxidos de ferro e das titanomagnetitas na fácies equigranular média a fina (*fefm*). Imageamento por BEC (*Backscattered Electron Contrast*).

No sítio CM-03, os enclaves máficos e a rocha híbrida contêm titanomagnetita (Fig. 31) e sulfetos de ferro. A titanomagnetita ocorre em cristais alongados, de até 150  $\mu\text{m}$ , dispostos paralelamente aos planos de clivagem da biotita ou como inclusões em quartzo e feldspatos, na forma de cristais subédricos com até 20  $\mu\text{m}$ .

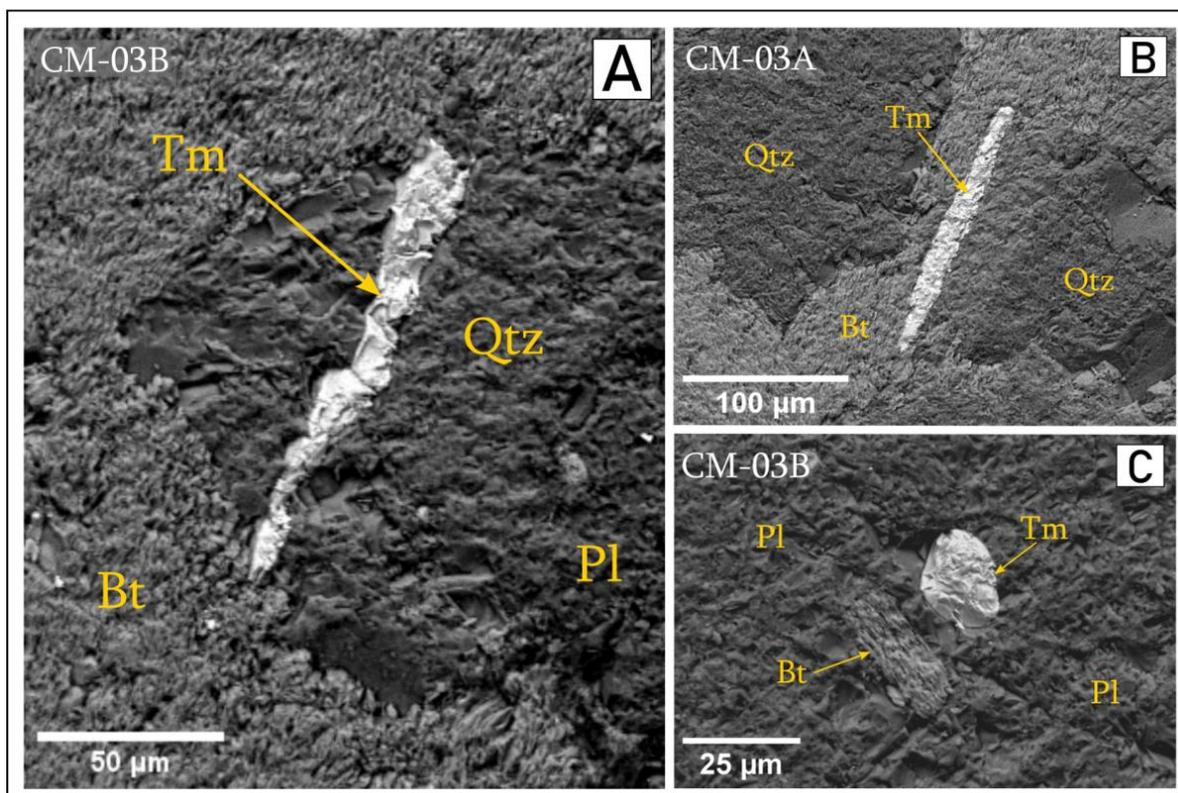


Figura 31 - Variedade de formas dos cristais de titanomagnetita na rocha híbrida (A e C) e no enclave máfico (B). Imageamento por BEC (*Backscattered Electron Contrast*).

#### 5.2.4 Petrografia e Análise Microestrutural

As lâminas CM-01A, CM-06A e CD-102B (Fig. 32 A - D) apresentam textura alotriomórfica heterogranular, com tamanho de grão médio a grosso. Nessas lâminas, a deformação intracristalina é restrita a extinção ondulante nos cristais de quartzo. Cristais subédricos a anédricos de quartzo, K-feldspato, micropertitas e plagioclásio não mostram orientação preferencial na trama, frequentemente envolvidos por uma matriz de tamanho médio, contendo quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. A biotita é o principal mineral máfico presente em todas as variedades do GE.

Microfraturas não penetrativas ocorrem em raros cristais de K-feldspato, preenchidas por quartzo, feldspato e/ou biotita (Fig. 32 A, C). A textura mirmequítica é observada na lâmina CM-01A, referente à fácies equigranular grossa, sendo atribuída à exsolução em baixa temperatura sob condições de tensão diferencial. As

análises microestruturais indicam feições resultantes do fluxo magmático, que evoluem para uma sutil deformação tardi-magmática.

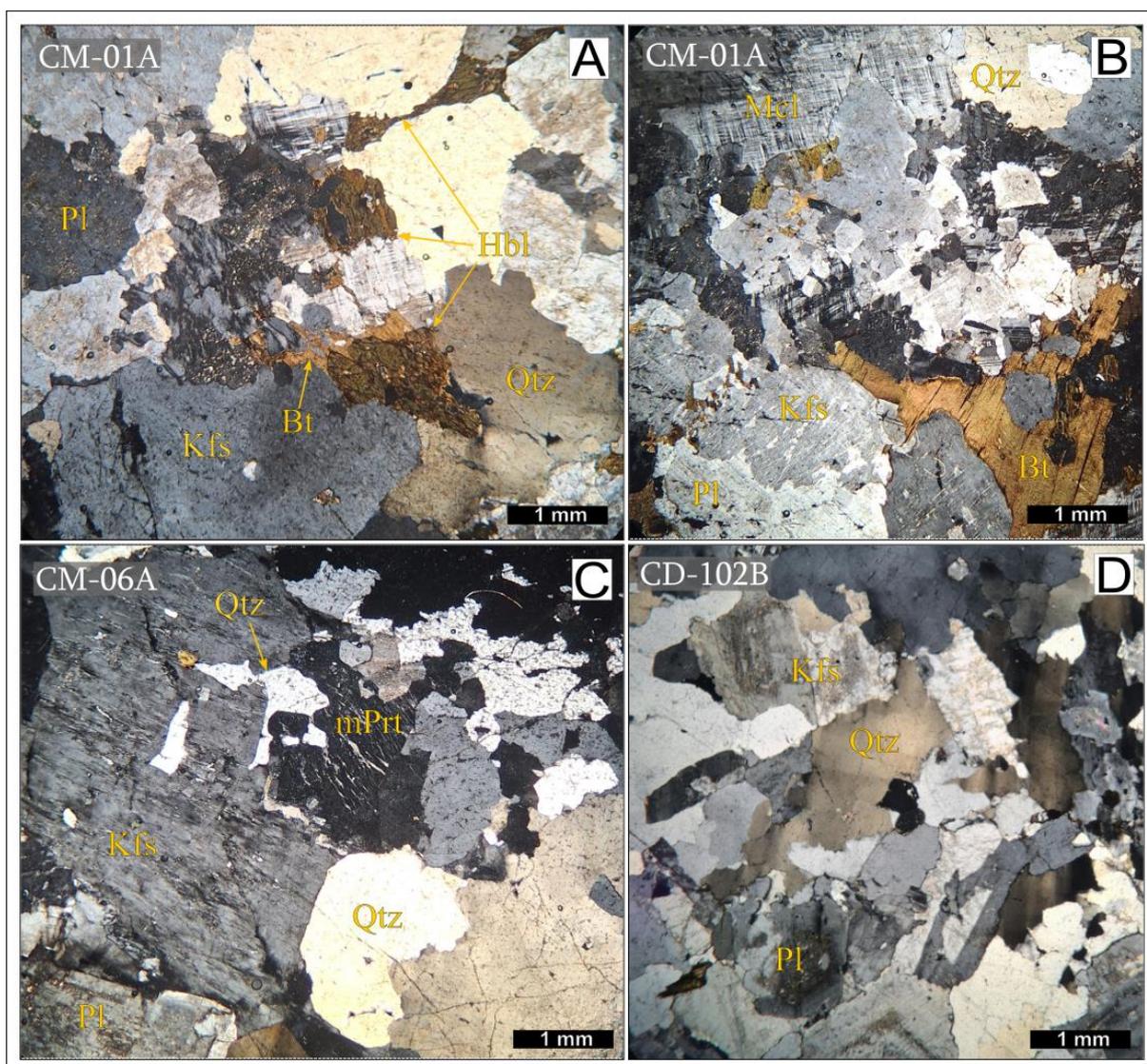


Figura 32 - Aspectos microestruturais das fácies equigranular grossa (A, B, D), e porfíricas com micropertita (C).

A lâmina CM03-A apresenta textura hipidiomórfica equigranular fina, composta por cristais subédricos a anédricos de feldspatos e biotita. Esses cristais apresentam uma sutil orientação, limitada a algumas zonas de fluxo. Em contraste, a lâmina CM03-B exibe textura alotriomórfica equigranular média, com deformação intracristalina resultando em extinção ondulante nos cristais de quartzo, mas sem evidência de orientação preferencial da trama.

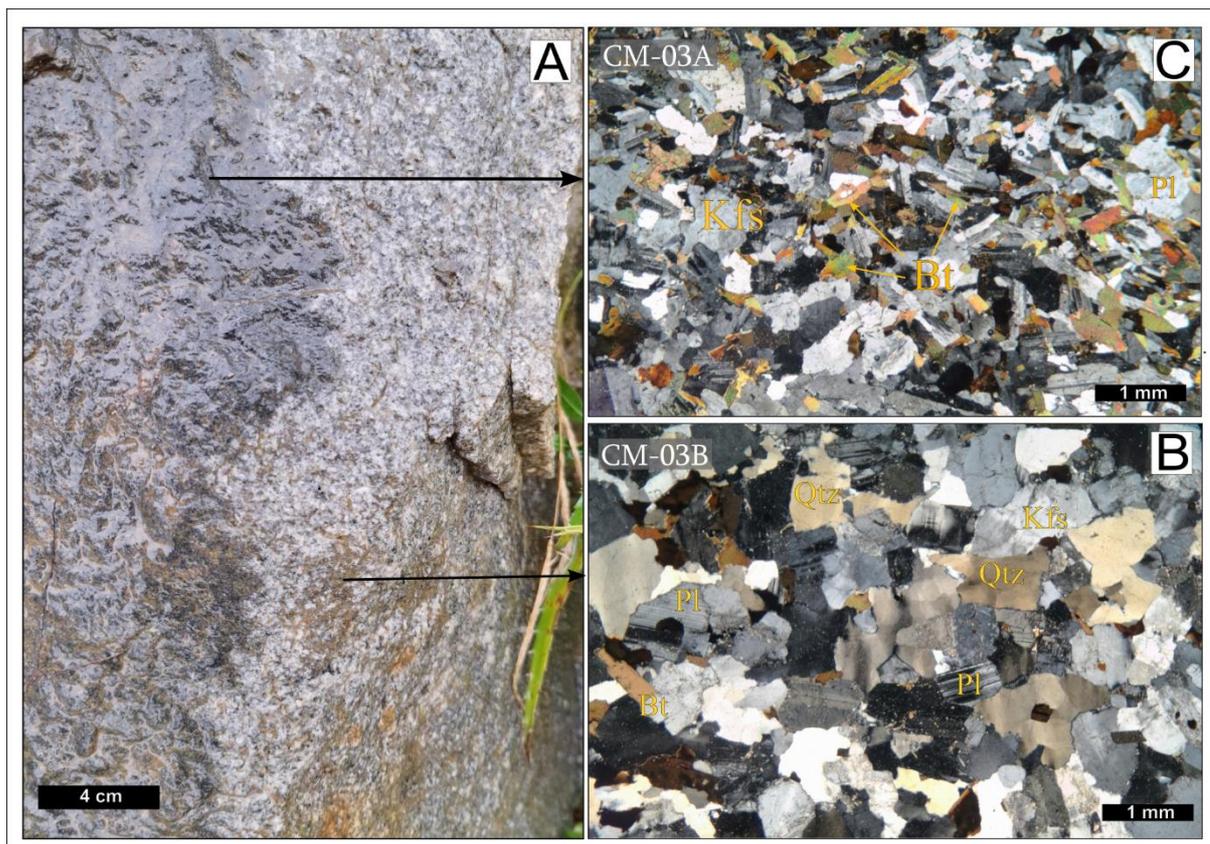


Figura 33 - Relação de campo (A) e lâminas petrográficas do enclave máfico (C) e termo híbrido (B). A imagem mostra as bordas irregulares dos enclaves em relação de contemporaneidade entre dois magmas.

Na região da borda leste, próxima à ZCDC, a milonitização e a cataclase estão disseminadas nas litologias do GE e nas rochas híbridas. A lâmina CM-05A (Fig. 34 A, B, C) predomina processos de cataclase, com faixas de intensa cataclase com até 0,2 mm de espessura. Nessa lâmina, destacam-se a recristalização do quartzo em agregados finos nas bordas dos cristais de quartzo, recristalização dinâmica (Fig. 34 C), além de fraturas nos feldspatos preenchidas por quartzo.

O sítio CM-04D (Fig. 34, D) apresenta textura milonítica, na qual os agregados de quartzo e biotita destacam a foliação. Observa-se recristalização de quartzo em agregados, forte extinção ondulante e em setores, além de bordas serrilhadas no contato entre os cristais, possivelmente resultante de migração de limites de grãos (GBM – *grain boundary migration*). Também são visíveis maclas encurvadas no plagioclásio e a formação de mirmequitas.

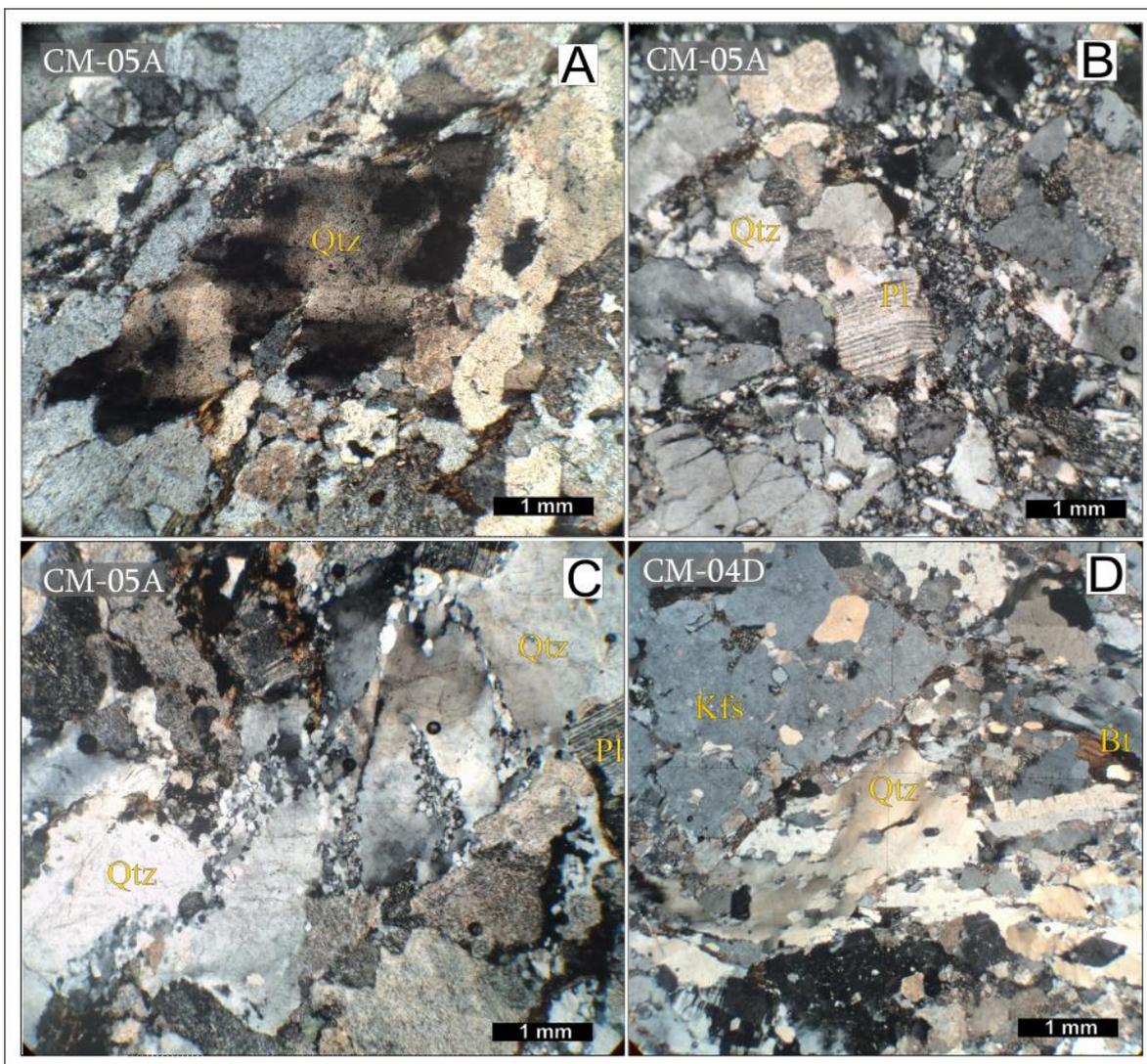


Figura 34 - Lâminas petrográficas dos afloramentos CM-05A (A, B, C), com predomínio de cataclase, e CM-04 D, com milonitização.

## 6. DISCUSSÃO

### Mineralogia Magnética

Em todos os sítios analisados, as curvas termomagnéticas demonstram características irreversíveis, evidenciando a formação de diferentes fases minerais ferromagnéticas durante o ciclo de aquecimento (e.g., Muxworthy *et al.*, 2023). As análises também indicam que o principal mineral ferromagnético primário é a titanomagnetita, em diferentes estados de oxidação (e.g., Dunlop e Özdemir, 1997). As observações em MEV, também mostram a presença de magnetita, além de fases antiferromagnéticas como rutilo e ilmenita. Apesar da presença de minerais ferromagnéticos, as curvas de histerese mostram que os minerais paramagnéticos (e.g., biotita e anfibólio) são os que mais contribuem para o sinal magnético dessas rochas.

As rochas equigranulares (*feg* e *fefm*) contêm minerais ferromagnéticos como rutilo, ilmenita e magnetita predominantemente pobre em Ti, o que é consistente com as curvas termomagnéticas irreversíveis e de baixa susceptibilidade. Parte das rochas graníticas (CM-01, CM-10, CM-12) e as rochas máficas (CM-09, CM-11, CM-03A), com alguma contribuição ferromagnética de baixa coercividade, sugerem a presença de magnetita e/ou desse mineral em combinação com titanomagnetita, maghemita, hematita e/ou goethita, como também apontado pelas curvas termomagnéticas.

A rocha híbrida (CM-03B) exibe comportamento de histerese similar ao das rochas graníticas onde não há contribuição ferromagnética (e.g., CM-02, CM-06, CM-08), relação que se reflete nas análises de curvas termomagnéticas e na susceptibilidade magnética ( $\kappa_m$ ). Essas rochas apresentam característica paramagnética a diamagnética, com a susceptibilidade magnética muito baixa. No caso do sítio CM-08, o sinal magnético indica predominância de minerais intemperizados, como evidenciado por feições de afloramento que sugerem alguma alteração local.

Por fim, a análise microestrutural indica ausência de deformação significativa nas rochas do CGE. A deformação intracristalina que resulta em extinção ondulante nos grãos de quartzo, sugere que o magma experimentou ao menos leve deformação

durante as fases finais de cristalização. As rochas do sítio CM-03 são as que melhor mostram deformação intracristalina no quartzo (CM-03B) e leve orientação da trama (CM-03A) na petrografia ao mesmo tempo em que trama magnética é bem definida.

### Dados Escalares

Os valores de susceptibilidade total para o GE e rochas associadas variam entre  $10^{-4}$  e  $10^{-5}$  SI (Tabela 3), o que permite classificá-los como rochas paramagnéticas (série da ilmenita – Ishihara, 1977). Para esta primeira abordagem, os granitos da área estudada (Fig. 35) podem ser divididos em dois grupos.

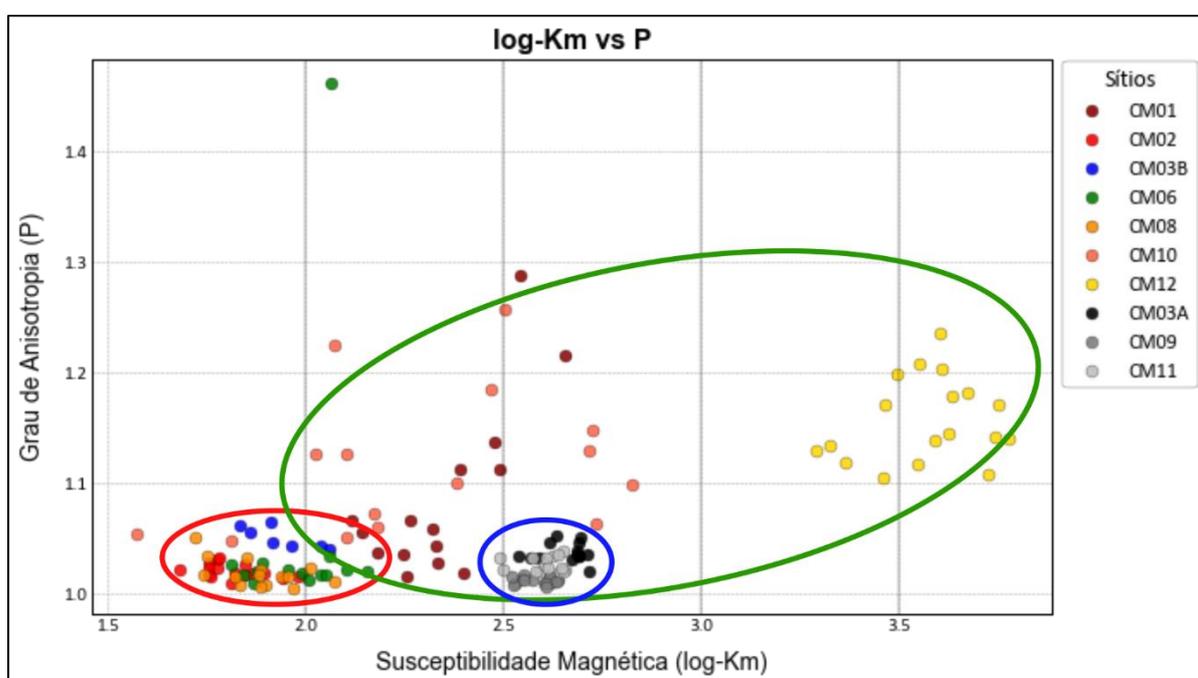


Figura 35 - Gráfico integrado das rochas analisadas com a distribuição dos valores relacionando o grau de anisotropia (P) e susceptibilidade magnética (log- $\kappa_m$ ).

O primeiro, com granitos de baixa susceptibilidade (Fig. 35, círculo vermelho), que apresentam boa correlação entre si e grau de anisotropia independente da susceptibilidade (CM-02, CM-06, CM-08); o segundo grupo, com granitos de maior susceptibilidade (Fig. 35, círculo verde), que mostram maior dispersão nos valores de  $\kappa_m$  e um grau de anisotropia positivamente dependente da susceptibilidade (CM-01, CM-10, CM-12). A rocha híbrida (CM-03B) segue a tendência do primeiro grupo, com baixa susceptibilidade. Por outro lado, as rochas máficas formam um grupo mais

homogêneo (Fig. 35, círculo azul), mas se assemelham ao segundo grupo de granitos quanto ao valor de susceptibilidade.

### Trama magnética

A trama magnética é dominada por elipsoides oblatos e/ou triaxiais, com variabilidade em relação aos dados direcionais (Fig. 36). Com respeito à lineação magnética  $\kappa_1$ , os sítios apresentam dois comportamentos principais: na região sudeste, os sítios CM-03, CM-10 e CM-11 exibem lineação magnética com caimento intermediário ( $18^\circ$  a  $33^\circ$ ), e apresentam boa correlação entre seus eixos  $\kappa_3$ . Embora esses sítios tenham trama magnética semelhante, observa-se que no sítio CM-11 ocorre uma inversão entre os eixos  $\kappa_1$  e  $\kappa_2$  quando comparado aos demais, o que pode estar relacionado à tendência a formas oblatas e ao baixo grau de anisotropia dos elipsoides. O sítio CM-10 apresenta características que devem ser melhor analisadas para entender a influência da componente ferromagnética de baixa coercividade na trama magnética.

Nos demais sítios, a lineação magnética é sub-horizontal a horizontal ( $1^\circ$  a  $6,5^\circ$ ), mas deve ser interpretada com cautela em relação ao seu sentido, pois nesses sítios os valores do eixo  $\kappa_1$  não apresentam boa correlação entre si. A dispersão dos eixos  $\kappa_3$  não define bem uma foliação, mas observa-se uma tendência sub-horizontal. Estes dois grupos podem indicar variações regionais na intensidade do fluxo magmático; no entanto, mais estudos são necessários para uma melhor compreensão.

O sítio CM-06, embora apresente uma foliação magmática bem definida pelo alinhamento de cristais de K-feldspato em afloramento, os eixos não mostram boa correlação e não definem claramente a lineação e a foliação magnética. Isso deve estar relacionado à variabilidade com que a foliação ocorre na escala de afloramento, com padrões complexos e, por vezes, formando pares S-C magmáticos.

Pode-se dizer que a foliação magnética tende a variar regionalmente, independente das fácies analisadas e da presença de minerais ferromagnéticos. Nos sítios CM-12 e CM-03, a foliação magnética reflete a foliação estrutural, conforme os dados obtidos em campo (Fig. 36), medidos na orientação dos feldspatos e agregados

máficos de biotita e anfibólio. No entanto, dados mais detalhados são necessários para compreender melhor essas variações regionais.

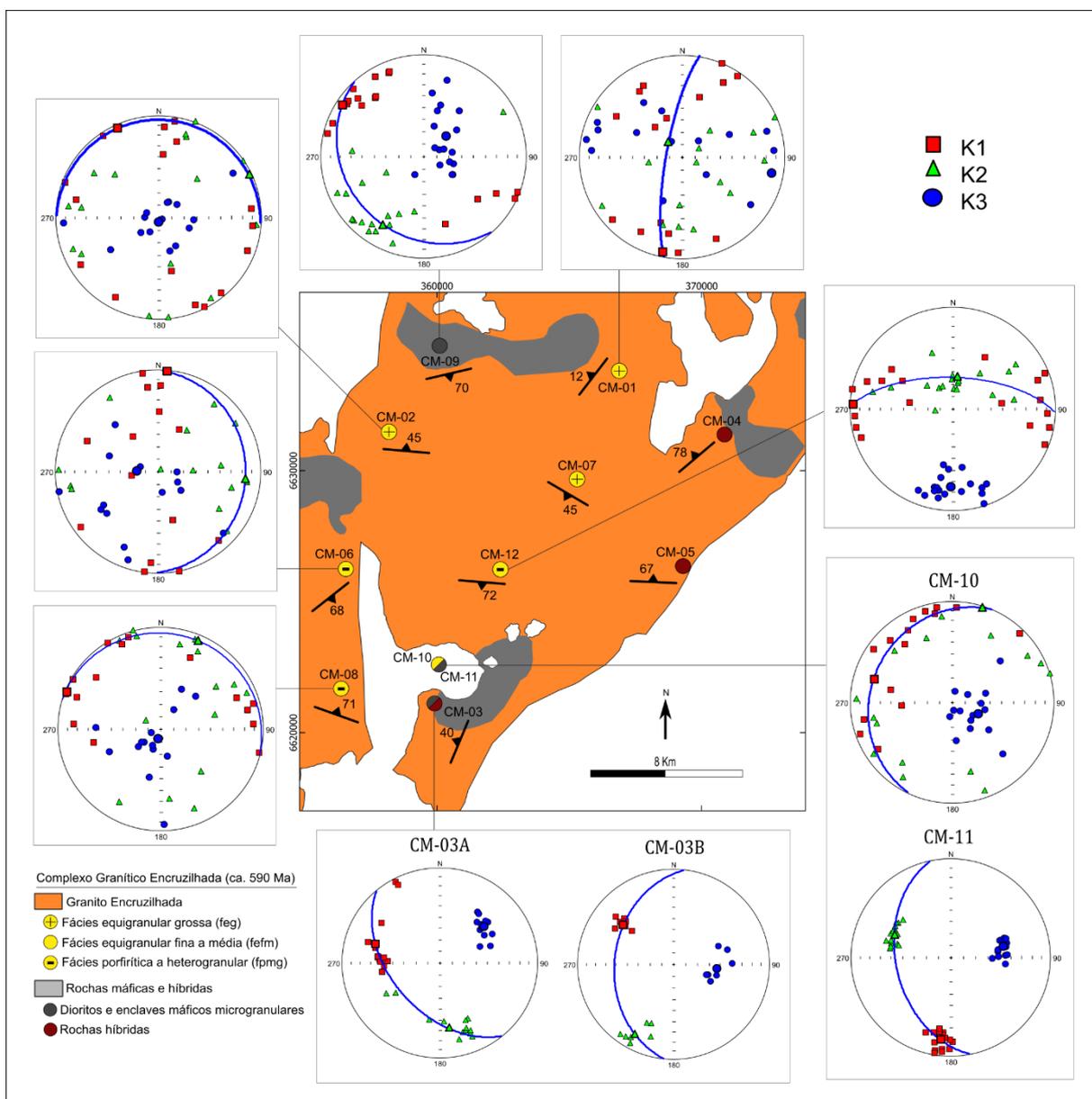


Figura 36 - Mapa integrado com os dados trama da magnética e estruturais medidos em campo (preto). Mapa modificado de Jacobs *et al.* (2018) e De Toni *et al.* (2021). DATUM: SIRGAS 2000.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Na área de estudo, o Granito Encruzilhada tem características paramagnéticas, com sua trama magnética controlada pelo alinhamento dos cristais de biotita. Quando há alguma contribuição ferromagnética, ela está associada a presença de titanomagnetita e/ou magnetita.

A direção da trama magnética-magmática varia consideravelmente pela área estudada. Em todos os sítios, observa-se uma correlação aproximada entre as direções da foliação magnética e da magmática. Contudo, essa relação é mais evidente em dois afloramentos (CM-03 e CM-12), na região sudeste, onde demonstra que a trama magnética se originou durante a cristalização do magma e reflete a trama adquirida durante seu posicionamento.

Nos afloramentos onde a trama magmática está melhor definida, é marcada pelo alinhamento de megacristais de K-feldspato, com as lamelas de biotita acompanhando a mesma orientação. Por outro lado, afloramentos com aspecto maciço (CM-01 e CM-02) podem indicar fluxo reduzido durante a cristalização, o que favorece uma trama estrutural-magnética tendendo à isotropia. Para compreender essas variações, são necessários estudos sobre as condições reológicas durante a cristalização e a localização dos condutos alimentadores das camaras magmáticas.

Os parâmetros magnéticos escalares das rochas máficas têm boa correlação em toda a área, sugerindo uma certa homogeneidade genética dessas rochas no CGE. Em contrapartida, as rochas do GE exibem maior variabilidade, possivelmente indicando diferentes níveis de interação entre magmas e processos de assimilação que variam em escala regional, e/ou pulsos magmáticos distintos. Essas hipóteses precisam ser exploradas em maior detalhe e de forma multidisciplinar para caracterizá-las.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform, *Earth-Science Reviews*, Volume 50, Issues 1–2, 2000, Pages 77-111, ISSN 0012-8252.

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.

Battisti, M.A., Bitencourt, M. de F., Florisbal, L.M., Nardi, L.V.S., Ackerman, L., Sláma, J., Padilha, D.F., 2023. Unravelling major magmatic episodes from metamorphic sequences of the Dom Feliciano Belt central sector, southernmost Brazil – A comparative study of geochronology, elemental geochemistry, and Sr-Nd data. *Precambrian Research* 385, 106951.

Bitencourt, M.F., Gastal, M.C.P., Kircheim, R.E., Costa, K.B., Toledo, F.A.L. 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), RS. *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZÓICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, MONTEVIDEO, 1., 1993, Uruguai. Boletim de Resumos Expandidos. Las Palomas-Minas, Montevideo, v. 2(34), p. 16-27.*

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., De Toni, G.B., Florisbal, L.M., 2013. Neoproterozoic late to postcollisional, quartz-bearing ultrapotassic syenites from southernmost Brazil. *In Goldschmidt Conference Book of Abstracts. DOI:10.1180/minmag.2013.077.5.2*

Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Heaman, L.M., 2015. Geology, geochronology, and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. *In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Book of Abstracts.*

Borradaile, G. J., & Jackson, M. 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10): 1519– 1551.

Bouchez, J.L., Hutton, D., Stephens, W.E. 1997. *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (Ed.8). Springer Science & Business Media.

Butler, R.F. 1992. Origins of natural remanent magnetism: [chapter 3]. *In: Butler, R.F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Blackwell Scientific Publications. 31p.*

Cardoso, V.S., Bitencourt, M.F., Savian, J.F., Aquino, R.S., Rivera, C.B., 2023. Gravimetric inversion and three-dimensional geological modelling of the Piquiri Syenite Massif, southern Brazil. *Journal of Geodynamics*. 158, 101988.

Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Berttotti, A.L., 2011. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research* 186, 117–126.

Cobbing, J. 2000. Granite Geology. In: *The Geology and Mapping of Granite Batholiths*. Lecture Notes in Earth Sciences, 96. Springer, Berlin, Heidelberg.

Costa, E.O.D., Gomes, E.M., Bitencourt, M.D.F., De Toni, G.B., Nardi, L.V.S., 2020. Reassessing the PT conditions of Neoproterozoic collisional metamorphism and partial melting in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 100, 102584.

Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267.

De Toni, G.B., Bitencourt, M.D.F., Moreira Florisbal, L., Martini, A., Valentim Stoll Nardi, L., 2024. Anatomy of the transpressional Dom Feliciano Belt and its pre-collisional isotopic (Sr–Nd) signatures: A contribution towards an integrated model for the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle. *Gondwana Research* 125, 180–209.

De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Konopásek, J., Battisti, M.A., Costa, E.O., Savian, J.F. 2021. Autochthonous origin of the Encruzilhada Block, Dom Feliciano Belt, southern Brazil, based on aerogeophysics, image analysis and PT-paths, *Journal of Geodynamics*, Volume 144, 2021, 101825, ISSN 0264-3707.

De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2016. Strain partitioning into dry and wet zones and the formation of Ca-rich myrmekite in syntectonic syenites: A case for melt-assisted dissolution-replacement creep under granulite facies conditions. *Journal of Structural Geology* 91, 88–101.

Dunlop, D. 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*. 107. 10.1029/2001JB000486.

Dunlop, D.J., Özdemir, Ö. 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*, 1st ed. Cambridge University Press.

Fernandes, L. A. D.; Tommasi, A.; Porcher, C. C.; Menegat, R.; Koester, E.; Vauchez, A., 1993. Zona de Cisalhamento transcorrente dorsal de Canguçu: Caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 23, nº3, p. 224-233.

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 African Earth Sciences* 29, 3-24.

Fontoura, J.A.S., Bitencourt, M.D.F., Savian, J.F., Padilha, D.F., Cardoso, V.S., Tomé, C.R., Meneghini, C., Dos Santos Aquino, R., Trindade, R.I.F., 2024. Restoring a syntectonic transtensional pluton by integrating structural geology, anisotropy of

magnetic susceptibility, and gravimetric modelling. *Journal of Structural Geology* 179, 105016.

Graham, J. W. 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 1257–1258.

Harrison, R. J., Feinberg J. M. 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q05016, doi:10.1029/2008GC001987.

Hrouda, F. (2014). Physical principles of magnetic anisotropy course. In: Castle Meeting, Évora, Portugal.

Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, pp 245-255 doi:10.1017/S0263593300014255

Ishihara, S., & Matsuhisa, Y. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitoids and their 18 O/16 O isotope ratios. In Abstr. *84th Annu. Meet. Geol. Soc*

Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophysics*. 136 (1), 1–28.

Jacobs, M. G.; Philipp, R. P.; Nardi, L. V. 2018. Magmatismo máfico associado ao Granito Encruzilhada do Sul, RS: Implicações para a geração do magmatismo granítico pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano. *Pesquisas em Geociências, [S. l.]*, v. 45, n. 2, p. e0669. DOI: 10.22456/1807-9806.88648.

Jelinek, V. 1981. Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63–67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4).

Jelinek, V. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica* 22, 50–62 (1978). <https://doi.org/10.1007/BF01613632>

Liégeois, J. P. 1998. Preface – Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*. 45. XV-XVIII.

Liu, Q., A. P. Roberts, J. C. Larrasoña, S. K. Banerjee, Y. Guyodo, L. Tauxe, and F. Oldfield (2012), Environmental magnetism: Principles and applications, *Rev. Geophys.*, 50, RG4002, doi:10.1029/2012RG000393.

Lowrie W. *Fundamentals of Geophysics*. 2nd ed. Cambridge University Press; 2007.

Lyra, D.S., Savian, J.F., Bitencourt, M.F., Trindade, R.I.F., Tomé, C.R. 2018. AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 87, Pages 25-41, ISSN 0895-9811.

Martil, M.M.D. 2016. *O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 ma) e a reconstrução espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, sul da Província Mantiqueira*. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Muxworthy, A. R., Turney, J. N., Qi, L., Baker, E. B., Perkins, J. R., Abdulkarim, M. A. 2023. Interpreting high-temperature magnetic susceptibility data of natural systems. *Front. Earth Sci.* 11:1171200. doi: 10.3389/feart.2023.1171200

Nardi, L.V.S., Plá-Cid, J., Bitencourt, M. de F., Stabel, L.Z., 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *Anais Academia Brasileira de Ciências.* 80, 353–371.

Niessing, M., 2008. *Geology and Stratigraphic Definition of the Butiá Granite: a sillimanite-bearing syntectonic leucogranite from the Sul-rio-grandense Shield.* Tese de mestrado não publicada. Technischen Universitat Munchen.

Padilha, D.F., 2019. *Magmatismo ediacarano prolongado (630 – 578 Ma) do Bloco Encruzilhada: Petrologia dos sienitos e monzonitos na transição do estágio pós-colisional para o pós-orogênico, setor central do Cinturão Dom Feliciano, RS. Brasil* Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

Padilha, D.F., 2019. *Petrologia, geoquímica e geocronologia do Pluton Arroio do Silva, uma associação Sienito-Monzonito-Diorito de ambiente pós-colisional no sul do Brasil.* Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

Paterson, S. R., Vernon, R. H., Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 1989, volume 11, 349-363.

Paterson, S.R., Ardill, K., Vernon, R., Žák, J. 2019. A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes, *Journal of Structural Geology*, Volume 125, Pages 134-147, ISSN 0191-8141.

Philipp RP, Pimentel MM., Chemale Jr., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb Geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 83–104.

Philipp, R.P., Formoso, M.L.L., Dossin, I., Jr, F.C., de Campos, R.S., 2010. Estruturas primárias e tectônicas do Anortosito Capivarita, Pântano. *Revista Brasileira de Geociências* 40.

Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelota no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Anais.* João Pessoa: SBG-NO, 2002. p. 465.

Philipp, R.P., Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, p.133-160.

Rivera, C.B., 2019. *Construção do Maciço Sienítico Piquiri (609 a 583 Ma) por colocação sucessiva de pulsos de magma ultrapotássico e shoshonítico sob extensão no Escudo Sul-rio-grandense.* Tese de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.

Roberts, A. P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., & Jiang, Z. 2018. A critical appraisal of the “Day” diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>

Roberts, A.P., Heslop, D., Zhao, X., Oda, H., Egli, R., Harrison, R.J., Hu, P., Muxworthy, A.R., Sato, T. 2022. Unlocking information about fine magnetic particle assemblages from first-order reversal curve diagrams: Recent advances, *Earth-Science Reviews*, Volume 227, 2022, 103950, ISSN 0012-8252.

Roberts, A.P., Heslop, D., Zhao, X., Pike, C.R. 2014. Understanding fine magnetic particle systems through use of first-order reversal curve (FORC) diagrams. *Reviews of Geophysics*, vol. 52, pp. 557-602.

Sbaraini, S., Raposo, M.I.B., Bitencourt, M.F., Tomé, C.R. 2020. Magnetic fabrics of the neoproterozoic piquiri syenite massif (Southernmost Brazil): Implications for 3D geometry and emplacement, *Journal of Geodynamics*, Volume 134, 101691, ISSN 0264-3707.

Tarling, D.H., Hrouda, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall, London, 217p.

Tauxe, L. 2003. *Paleomagnetic principles and practice* (Vol. 18). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

Tauxe, L., Mullender, T., Pick, T. 1996. Potbellies, Wasp-waists, and Superparamagnetism in Magnetic Hysteresis. *Journal of Geophysical Research*. 101. 571-584. 10.1029/95JB03041.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1992. Mapeamento Geológico 1:25.000, de parte das folhas de Encruzilhada do Sul e Delfino, RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2010. Mapeamento Geológico 1:25.000, de parte das folhas de Encruzilhada do Sul e Passo das Canas, RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2011. Mapeamento Geológico 1:25.000, de parte da Folha de Várzea do Vapivarita, RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vasquez, M.L. 1997. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre, 195p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Vieira, D.T., Koester, E., Ramos, R.C., Porcher, C.C., D’Ávila Fernandes, L.A., 2020. SHRIMP UPb zircon ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): Tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 100, 102603.