



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO – TCC

**PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES
ARQUEANOS DA REGIÃO DE BANNACH, DOMÍNIO RIO
MARIA, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

NOME: ALINE COSTA DO NASCIMENTO

**Orientador: Prof. Dr^o. DAVIS CARVALHO DE OLIVEIRA
(GPPG/UFPA)**

BELÉM – PA

2017



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES
ARQUEANOS DA REGIÃO DE BANNACH, DOMÍNIO RIO
MARIA, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

NOME: ALINE COSTA DO NASCIMENTO

**Orientador: Prof. Dr^o. DAVIS CARVALHO DE OLIVEIRA
(GPPG/UFPA)**

BELÉM – PA

2017

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Nascimento, Aline Costa do 1992 -
Petrologia Magnética dos granitoides arqueanos da região de Bannach, Domínio Rio
Maria, Província Carajás./Aline Costa do Nascimento. – 2017.
xiv, 60 f.il.; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Davis Carvalho de Oliveira
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de
Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2017.

1. Petrologia Magnética – Bannach (PA). 2. Granitoides – Bannach (PA). 3. Arqueano. I.
Título.

CDD 22 ed .: 558.11



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

**PETROLOGIA MAGNÉTICA DOS GRANITOIDES ARQUEANOS DA
REGIÃO DE BANNACH, DOMÍNIO RIO MARIA, PROVÍNCIA
CARAJÁS.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

ALINE COSTA DO NASCIMENTO

Como requisito para à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data da Aprovação: 11 / 12 /2017

Banca Examinadora:

Davis de Oliveira

Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
(Orientador – UFPA)

Cláudio Nery Lamarão

Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão
(Membro Interno - UFPA)

Diwhemerson Barbosa de Souza

Ms. Diwhemerson Barbosa de Souza
(Membro - UFPA)

À minha família e amigos.

Em especial, a minha dedicada mãe (Araci)
por todo o esforço, apoio, companheirismo e amor.

E a minha irmã que nos deixou,
no início deste ano, e com certeza
estará nos meus pensamentos durante a
minha jornada geológica.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências e à Faculdade de Geologia, que forneceram a estrutura física necessária durante os anos de graduação para meu desenvolvimento profissional;

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pela disponibilização de recursos financeiros para o intercâmbio através do Programa Ciências Sem Fronteiras, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo de iniciação científica (PIBIC);

Ao meu orientador Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira, pela orientação, oportunidade e confiança, com sugestões relevantes ao desenvolvimento deste trabalho e senso profissional;

Ao Laboratório de Microanálises, pelo auxílio na obtenção de dados a partir do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Ao professor Cláudio Lamarão e aos técnicos e geólogos pela disponibilidade e ajuda no manuseio do equipamento, em especial a Gisele e Ana Paula;

Aos colegas do GPPG pelo apoio durante a realização deste trabalho, em especial ao geólogo Ms. Jean Machado por seu auxílio, generosidade e muita paciência durante todas as atividades realizadas, além de estender os agradecimentos ao Fernando, Luciano, Rodrigo e Williamy pela ajuda quando solicitada;

Agradeço à Ana Paula Linhares e à Maria Inês pela oportunidade no MPEG (Museu Paraense Emilio Goeldi), e por terem me incentivado em relação à produção científica;

Aos colegas da CPRM, Danny Lobo, Denise Lobato, Edésio Macambira, Paulo Mello, Érica Fernandes, e em especial ao meu grande amigo Silvio César que me apoia, ajuda e me ensinou tudo sobre confecção de lâminas no Laboratório de Laminação e também sobre *Arcgis*.

E agradeço aos meus pais, Araci Costa e Euclides Nascimento, ao meu padasto Pedro Catureba, aos meus irmãos, Eliane Cristina (*in memorian*) e Edilson Nascimento, às minhas tias queridas, Mariinha, Elza, Elmira, Edna, Oci e aos meus amigos de infância, Ana Paula, Demimoore, Renata, Raquel e Rafael, por todo apoio, incentivo e compreensão, que me deram a força e equilíbrio psíquico para suportar tantas adversidades ao longo da graduação.

E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para tornar esses anos de graduação menos árduos.

*“Ser estudante é não perder a esperança e ânimo
quando tudo parece ser tão irrecompensável
É vencer o cansaço depois de um dia de rotina
É vencer obstáculos sem medo de errar
É repousar no desejo de que a vida para ser edificada
Precisa ser enfrentada dia a dia
É ter sabedoria para trilhar um caminho ético e digno
Apesar de nem sempre ter exemplos éticos de professores
É construir suas próprias opiniões e saber transmiti-las com êxito
Ser estudante é muito mais que aceitar o conhecimento imposto
É refletir e ter senso crítico sobre a vida”*

- Aline Nascimento

RESUMO

O estudo de susceptibilidade magnética (SM) de minerais óxidos de Fe-Ti em granitoides TTG's (Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito), rochas de afinidades *Sanukitoides*, e de Leucogranodioritos sódicos da área de Bannach (PA), permitiu estabelecer as relações entre o comportamento magnético e as condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) reinantes durante a formação e evolução destas rochas. Foram definidas neste estudo três unidades de granitoides no Domínio Rio Maria: (i) Trondhjemito Mogno que é caracterizado como um batólito que ocorre à sul da área de trabalho, onde é marcante a saussuritização do plagioclásio. Em termos de SM, esta unidade é predominante na população de SM com os valores mais baixos (população A) com intervalo entre $2,2 \times 10^{-5}$ a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv; (ii) Leucogranodiorito sódico, é um batólito à nordeste de Bannach, caracterizado por ser levemente mais enriquecido em feldspato potássico que a unidade anterior, pertencente à população com valores de SM mais elevados, entre os intervalos de $6,88 \times 10^{-4}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv (população B); e finalmente as (iii) rochas de afinidades *Sanukitoides*, localizados na porção centro-norte da área de estudo, as quais são distribuídas tanto na população A quanto na B. Tal variação de SM nessas rochas pode ser atribuída ao grau de alteração dos minerais óxidos de Fe-Ti, a granulação dos cristais, conteúdo de máficos (biotita e epidoto) e de opacos (magnetita e ilmenita). O Trondhjemito Mogno apresenta magnetita intensamente martitizada e de granulação fina, ilmenita transformada para titanita, além de sulfetos (pirita) e óxidos de ferro (goetita). No Leucogranodiorito sódico observa-se que a magnetita está melhor preservada, apresenta granulação média a grossa, sendo o principal mineral óxido de Fe-Ti, com raras ocorrências de sulfetos. Já os *Sanukitoides* são constituídos por cristais bem desenvolvidos de pirita, com parcial ou total transformação para goetita, e cristais de magnetita martitizada. Estima-se dessa forma, que estas rochas cristalizaram em diferentes condições de fO_2 , acreditando-se que o Trondhjemito Mogno e *Sanukitoides* provavelmente formaram-se em condições de baixa fO_2 , mais redutoras, que os Leucogranodioritos sódicos, no qual possivelmente formaram-se em condições mais elevadas de fO_2 (entre os tampões HM e FMQ). Tais condições podem indicar importante participação da crosta continental na origem das mesmas (fonte e/ou importante assimilação).

Palavras-chave: Petrologia magnética. Granitoides. Arqueano. Carajás.

ABSTRACT

The magnetic susceptibility (SM) study of Fe-Ti oxide minerals in TTG's rocks (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite), *Sanukitoids* affinity rocks, and sodium Leucogranodiorites in the Bannach (PA) area, allowed to establish the relations between the magnetic behavior and the oxygen fugacity (fO_2) conditions prevailing during the formation and evolution of these rocks, as well as to establish parameters of comparison with similar rocks of the Carajás Province. Three granitoides units in the Rio Maria Domain (DRM) were defined: (i) Mogno Trondhjemite, which is characterized as a batholith to the south of the study area, with plagioclase strongly saussuritized. In terms of magnetic susceptibility (SM), this unit plots on the population with the lowest values of SM (population A) with a range between $2,2 \times 10^{-5}$ to $3,9 \times 10^{-4}$ Slv; (ii) Sodium Leucogranodiorite is characterized as a batholith to the northeast of Bannach, characterized by being slightly more enriched in potassium feldspar than the previous unit, belonging to the population with higher values of SM, between the intervals of $6,88 \times 10^{-4}$ to $9,03 \times 10^{-3}$ Slv (population B); and finally the (iii) *Sanukitoids* affinity rocks, located to the central-north of the study region, are distributed predominantly in the low SM population (population A). Such variation of SM in these rocks can be attributed to the degree of alteration of Fe-Ti oxide minerals, crystal granulation, mafic (biotite and epidote) and opaque (magnetite and ilmenite) content. The Mogno Trondhjemite presents frequently martites as inclusion and fine-grained magnetite, ilmenite transformed to titanite, in addition to sulfides such as pyrite and Fe-Ti oxide (goethite). In the Sodium Leucogranodiorite is observed that the magnetite is better preserved, with rare occurrences of sulphides. While the *Sanukitoids* are composed of well-developed pyrite crystals, with partial or total transformation to goethite, and magnetite with fine martites as inclusion. It is estimated that these rocks crystallized under different fO_2 conditions, it being believed that Mogno Trondhjemite and *Sanukitoides* probably formed under low fO_2 conditions, more reducing conditions than Sodium Leucogranodiorites, possibly formed under higher conditions of fO_2 (between the HM and FMQ buffers). Such conditions can represent important continental crust participation in the origin of those rocks (as source and/or important assimilation).

Key - words: Magnetic petrology. Granitoids. Archaean. Carajás.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização da área de estudo	3
Figura 2 – Mapa geológico detalhado da Província Carajás, destacando a área de estudo.....	7
Figura 3 – Mapa geológico de Bannach (PA), destacando as principais unidades de rochas.....	8
Figura 4 - Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos gerais das unidades em estudo	14
Figura 5 - Diagramas QAP e Q-(A+P)-M' dos granitoides da área de Bannach (PA).....	19
Figura 6 – Diagramas da Média de SM.....	25
Figura 7 – Gráficos de probabilidade exibindo as populações magnéticas estudadas	27
Figura 8 – Diagramas binários dos valores de susceptibilidade magnética (SM).....	30
Figura 9 – Diagrama binário de SM com relação a composição química.....	11
Figura 10 – Fotomicrografia em luz refletida das relações texturais dos minerais	39
Figura 11 – Fotomicrografia em luz refletida e polarizada das relações texturais dos minerais.	40
Figura 12 – Fotomicrografia da associação textural microscópica	12
Figura 13 – Fotomicrografia de luz refletida dos minerais óxidos.....	14
Figura 14 – Fotomicrografia de luz refletida e transmitida dos minerais.....	43
Figura 15 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV e espectros EDS	45
Figura 16 – Desenho esquemático proposto para sequência de formação dos minerais.....	48

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Composições modais das unidades estudadas	16
Tabela 2 – Principais tampões de oxigênio aplicados na Petrologia Magnética	21
Tabela 3 – Dados de SM de três medidas em seções distintas das rochas	23
Tabela 4 – Estimativa percentual das medidas de SM	24
Tabela 5 – Composições químicas dos granitoides estudados	33
Tabela 6 – Distribuição dos minerais óxidos de Fe-Ti e sulfetos nas unidades estudadas.....	36

LISTA DE ABREVIATURAS E SIMBOLOS

BC – Bacia Carajás

Cpy – Calcopirita

DCC – Domínio Canaã dos Carajás

DC – Domínio Carajás

DRM – Domínio Rio Maria

DS - Domínio Sapucaia

EDS - Espectroscopia de Energia Dispersiva

f_{O_2} – Fugacidade de Oxigênio

FMQ - Faialita-Magnetita-Quartzo

Hm – Hematita

ICP-ES - Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy

ICP-MS - Inductively coupled plasma mass spectrometry

Ilm – Ilmenita

MEV - Microscopia Eletrônica de Varredura

Mt – Magnetita

PC – Província Carajás

Py – Pirita

SDT – Subdomínio de Transição

SM – Susceptibilidade Magnética

TdhMg - Trondjemito Mogno

Tmt – Titanomagnetita

TTG - Tonalito-Trondjemito-Granodiorito

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xix
LISTA DE TABELAS	x
LISTAS DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	4
2.1 DOMÍNIO RIO MARIA (DRM)	4
2.2 DOMÍNIO SAPUCAIA (DS).....	5
2.3 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS (DCC) E BACIA CARAJÁS (BC).....	6
3 JUSTIFICATIVA	10
4 OBJETIVOS	11
5 MATERIAIS E MÉTODOS	12
5.1 MATERIAL	12
5.2 MÉTODOS.....	12
6 PETROGRAFIA	14
6.1 COMPOSIÇÕES MODAIS E CLASSIFICAÇÃO.....	16
7 PETROLOGIA MAGNÉTICA	21
7.1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
7.2 APRESENTAÇÃO DOS DADOS DE SM.....	23
7.3 RELAÇÃO ENTRE SM E OS TIPOS DE GRANITOIDES.....	25
7.4 RELAÇÃO ENTRE SM E CONTEÚDO MINERAL.....	29

7.5	RELAÇÃO ENTRE SM E DADOS QUÍMICOS.....	33
8	MINERAIS ÓXIDOS DE Fe-Ti.....	36
9	SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe-Ti	48
10	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	51
	REFERÊNCIAS.....	53

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Carajás (PC), situada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), é considerada uma das mais importantes províncias metalogenéticas do mundo, sendo fonte de grandes ocorrências de depósitos minerais, com destaque para aquelas de ferro, ouro, manganês, níquel, cobre e estanho. Isso gerou um grande interesse na região, o que levou a realização de diversos trabalhos de pesquisa mineral (DOCEGEO 1988) e de cunho científico (Costa *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 2006). Tais estudos possibilitaram o aperfeiçoamento dos mapas geológicos de diferentes regiões da PC, a partir de uma efetiva individualização de unidades lito-estratigráficas. Isto possibilitou o surgimento de várias propostas de compartimentação tectônica para a província, como aquela sugerida por Vasquez *et al.* (2008), que em revisão à geologia do Estado do Pará e seguindo a proposta de Santos (2003), subdividiram a PC em Domínio Rio Maria (DRM), a sul, e Domínio Carajás (DC), a norte.

Mais recentemente, pesquisadores do Grupo de Pesquisa em Petrologia de Granitoides-GPPG-UFGA (Dall'Agnol *et al.* 2013) com base em dados geológicos e interpretações de imagens aerogeofísicas, subdividiram este último em: (i) Domínio Canaã dos Carajás (DCC), que seria o embasamento imediatamente a sul da Bacia Carajás; e (ii) Domínio Sapucaia (DS), com fortes similaridades com o DRM, porém afetado pelos eventos tectono-termiais neoarqueanos, os quais eram considerados como restritos ao DC.

A área de Bannach, que abrange a porção centro-norte do Domínio Rio Maria, é marcada pela ocorrência de granitoides gerados no Mesoarqueano (2,96 a 2,87Ga), onde se destacam as associações Tonalítica-Trondjemítica-Granodioríticas (TTG), leucogranodioritos sódicos e os plutons *sanukitoides* afins daqueles do Granodiorito Rio Maria – Machado (em preparação 2017). Com o intuito de contribuir para o entendimento da natureza destes granitoides, os resultados obtidos neste trabalho concentram-se na linha de pesquisa Petrologia Magnética, e visou a determinação do comportamento magnético dos mesmos a partir da integração de informações de suas propriedades magnéticas (SM) aliados aos aspectos texturais de seus minerais óxidos de Fe-Ti. Tais informações permitem estimar as condições de fugacidade de oxigênio nas quais estas rochas evoluíram, possíveis efeitos de metamorfismo e/ou alteração hidrotermal que as afetaram, individualização e disposição espacial dos corpos granitoides da área de estudo, podendo ainda fornecer uma importante contribuição para o entendimento da natureza de seus magmas.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de trabalho está localizada geograficamente na porção norte do município de Bannach, sudeste do estado do Pará, no qual é limitada à norte pelo município de Água Azul do Norte e a oeste pelo município de Rio Maria (Figura 1).

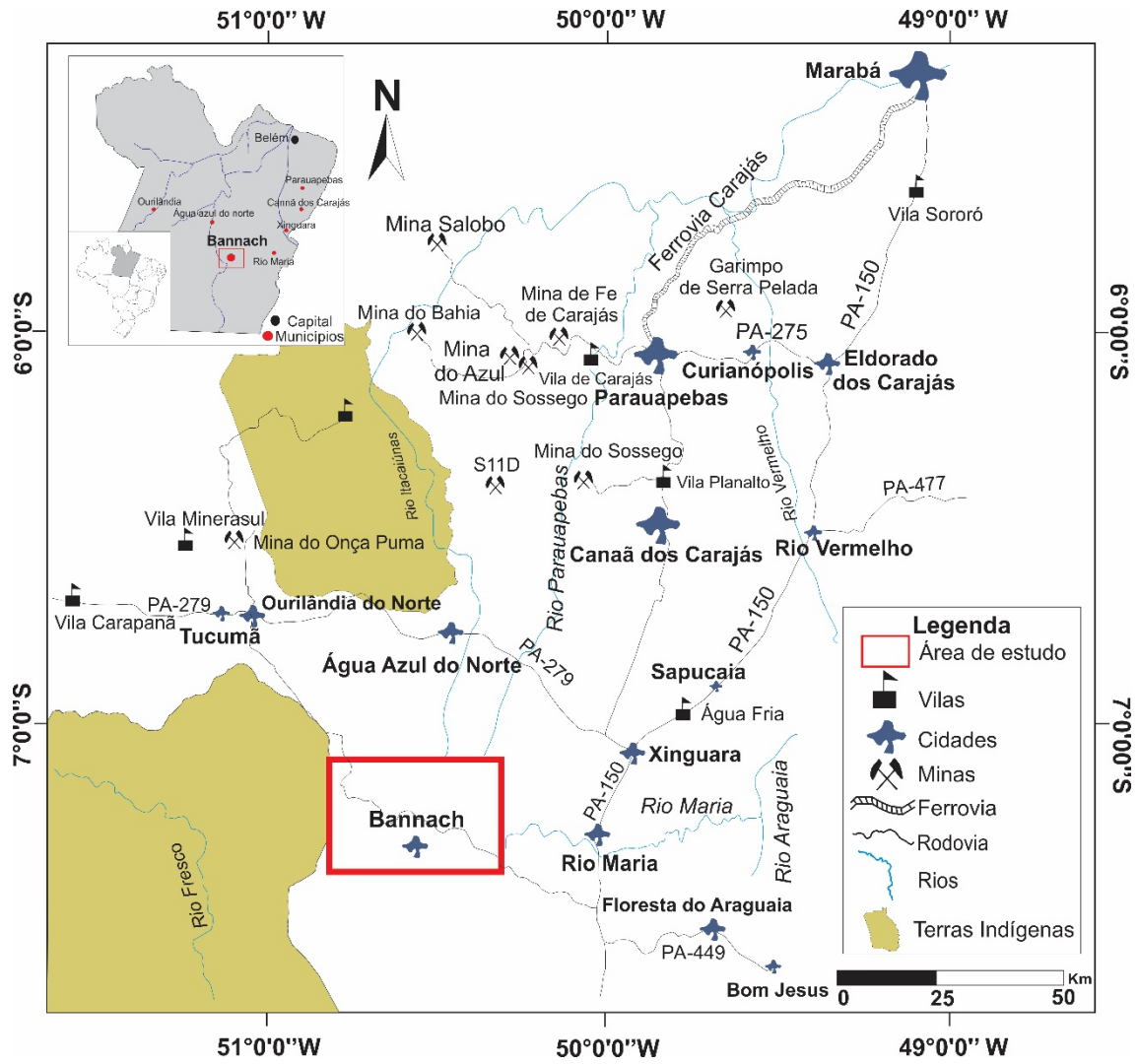


Figura 1 - Localização da área de estudo.
Fonte: Da autora.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás está inserida no extremo sudeste do Cráton Amazônico e incluída na porção sul-oriental da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004). Segundo Dall’Agnol *et al.* (1997), tectonicamente, esta província é dividida em Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria na porção sul, Bacia Carajás a norte e Domínio de Transição compreendendo a porção intermediária. Vasquez *et al.* (2008) seguindo a proposta de Santos (2003), dividiram a Província Carajás em dois Domínios, sendo eles, Carajás (DC) e Rio Maria (DRM), fazendo com que Feio *et al.* (2013) redefinissem o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição (SDT). Em uma proposta mais atual, Dall’Agnol *et al.* (2013) subdividiram o SDT em dois domínios diferentes: Domínios Sapucaia (DS) e Canaã dos Carajás (DCC), mantendo o Domínio Rio Maria a sul e a Bacia Carajás ao norte da Província Carajás (Figura 2). A seguir, é apresentada uma síntese das unidades litoestratigráficas dos domínios Rio Maria, Sapucaia, Canaã dos Carajás e Bacia Carajás, e em seguida é apresentado o Mapa Geológico de Bannach (PA) com as principais unidades de rochas estudadas (Figura 3).

2.1 DOMÍNIO RIO MARIA (DRM)

Localizado na porção sul da Província Carajás, este domínio é caracterizado por terrenos arqueanos de idades de 2,97 a 2,86 Ga (Macambira & Lafon 1995, Leite 2001, Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2010), constituídos por *greenstone belts* (Pimentel & Machado 1994) e uma diversidade de granitoides arqueanos: TTG’s antigos, representados pelos Tonalitos Arco Verde, Caracol e Mariazinha, além do Trondhjemitó Mogno (Almeida *et al.* 2006, 2011, Almeida *et al.* 2010, Guimarães *et al.* 2010, Huhn *et al.* 1988, Leite *et al.* 2004, Macambira & Lafon 1995), granitoides de alto Mg (*sanukitoides* – Medeiros & Dall’Agnol 1988, Althoff *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2010, Oliveira *et al.* 2010), Leucogranodioritos-Granitos da Suíte Garantã (Almeida *et al.* 2010), TTG’s mais jovens (Trondhjemitó Água Fria - Leite *et al.* 2004) e séries leucograníticas cálcico-alcálicas (Almeida *et al.* 2010, Leite *et al.* 2004). Tais rochas foram recobertas por sedimentos do Grupo Rio Fresco e afetadas por intrusões de Granitos tipo-A paleoproterozóicos (Dall’Agnol *et al.* 2005, Almeida *et al.* 2006), e diques de diferentes composições (Silva Jr *et al.* 1999).

1) Série TTG: ocorre em dois momentos de cristalização, com a formação de rochas mais antigas representadas pelo Tonalito Arco Verde e Trondhjemitó Mogno, datadas em 2,98 e 2,96 Ga, respectivamente (Macambira & Lafon 1995, Althoff *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2011),

marcada pela cristalização do Complexo Tonalítico Caracol e do Tonalito Mariazinha, com idades entre 2,94 e 2,92 Ga (Pb-Pb evaporação em zircão, Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011).

2) Suíte *Sanukitoide* Rio Maria e rochas afins (2,87 Ga): caracteriza-se por granitoides com altas concentrações de Mg, Cr e Ni, representadas pelo Granodiorito Rio Maria, o Quartzodiorito Parazônia, Granito Rancho de Deus e rochas associadas (Guimarães 2009, Dias 2009, Oliveira *et al.* 2010, 2011).

3) Leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica: datado em ~2,86-2,87 Ga por Leite *et al.* (2004) e Rodrigues *et al.* (1992) onde os granitos Xinguara, Mata Surrão, e pequenos stocks monzo-sienograníticos estão inseridos (Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2013). Em correspondência com evidências de campo, as rochas do Granito Xinguara teriam sido originadas a partir da fusão parcial de rochas TTG antigas (Leite 2001) sendo o mesmo intrusivo nos *greenstone belts*, no Complexo Tonalítico Caracol, no Tonalito Mariazinha e no Granodiorito Rio Maria (Almeida *et al.* 2010).

4) Leucogranitos de alto Ba-Sr (~ 2,86 - 2,87 - Almeida *et al.* 2010), são caracterizados pelo Granodiorito Grotão e a suíte Guarantã (Dias 2009, Almeida *et al.* 2010), sendo esta última formada por três plútons (Guarantã, Azulona e Trairão). Essas rochas são caracterizadas pelos altos conteúdos de Ba-Sr, razão K₂O/NaO variando entre 0,5 e 1, padrão de ETR com fracionamento expressivo, e anomalias de Eu ausentes ou pouco marcantes (Almeida *et al.* 2010). Tais rochas foram interpretadas como produto de mistura em diferentes proporções de magmas de composição trondhjemítica do tipo TTG e leucogranítica rica em Ba e Sr, derivada de magmas *sanukitoides* (Almeida *et al.* 2010).

Em 1,88 Ga, um novo magmatismo representado pelos granitos anorogênicos foi registrado no Domínio Rio Maria (Wirth *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Barbosa *et al.* 1995), representados pelos granitos Seringa, Gradaús, São João e os associados a Suíte Jamon [Musa (Gastal 1987), Jamon (Dall'Agnol *et al.* 1999), Marajoara (Rocha Jr 2004), Manda Saia (Leite 2001), Bannach (Almeida 2005, Almeida *et al.* 2006) e Redenção (Oliveira 2002, 2006, Oliveira *et al.* 2008)], no qual constituem plútons e diques associados que intrudiram os terrenos arqueanos supracitados (Silva *et al.* 1974, Hirata *et al.* 1982, DOCEGEO 1988, Dall'Agnol *et al.* 1994).

2.2 DOMÍNIO SAPUCAIA (DS)

O Domínio Sapucaia é compreendido entre os domínios Canaã dos Carajás e Rio Maria,

localizados a norte e a sul da Província Carajás, respectivamente. Este domínio caracteriza-se por quatro grupos principais de rochas, designadas por:

- 1) TTG's mesoarqueanos (2,94 - 2,92 Ga - Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011), que são considerados os mais antigos que afloram neste domínio, nos quais integram os Tonalitos Caracol e um corpo de composição tonalítica com estruturação planar N-S semelhante ao Tonalito Mariazinha.
- 2) Suítes *Sanukitoides* (2,88 Ga - Gabriel *et al.* 2010, Sousa *et al.* 2010, Santos *et al.* 2000, Gabriel & Oliveira 2014), representados pelos granodioritos Água Limpa e Água Azul.
- 3) TTG's jovens (datados entre 2,87-2,84 Ga - Leite *et al.* 2004, Almeida *et al.* 2011), onde os principais representantes são os trondhjemitos Colorado e Água Fria. Este último é intrusivo na associação de rochas que compõem os *greenstone belts* Sapucaia e o Tonalito Caracol. Já a sua relação espacial com o Granito Xinguara é de contemporaneidade, sendo cortado por diques e veios leucograníticos (Leite & Dall'Agnol 1997).
- 4) Granitoides afins do Granito Xinguara (2865±1 Ma Pb-Pb em zircão, Leite *et al.* 2004) de afinidade cálcio-alcálica, no qual é intrusivo nos *greenstones belts*, no Tonalito Caracol e no Granodiorito Rio Maria (Leite 2001).

Novos eventos produziram magmatismo Neoarqueano, onde foram formados diversos granitoides geneticamente diferentes em um curto espaço de tempo (Leite *et al.* 2004), e diferenciados na Suíte Planalto com idades entre 2,75 - 2,74 Ga (Sousa *et al.* 2010, Silva-Jr *et al.* 1999) e o Leucogranodiorito Velha Canadá de idade entre 2,74-2,73 Ga (Sousa *et al.* 2010, Leite-Santos e Oliveira 2016).

2.3 DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS (DCC) E BACIA CARAJÁS (BC)

Localizado no norte da Província Carajás, este domínio está compreendido entre a Bacia Carajás ao norte e o domínio Sapucaia ao sul. Caracteriza-se por apresentar ocorrências de granitos *stricto sensu* e charnokitos, com raros granitoides TTG, além de metamáficas, que são consideradas o embasamento da bacia. Tais granitoides podem ser subdivididos em cinco grupos principais:

- 1) Ortogranulito Chicrim-Cateté (~ 3,0–2,8 Ga, Pidgeon *et al.* 2000), constituído por rochas de alto grau metamórfico de formato alongado e que são associados aos charnockitos do Diopsídio-Norito Pium (noritos, gabronoritos e quartzo-gabros, e de forma restrita, encontram-se enderbitos máficos e rochas cumuláticas - Santos *et al.* 2000), consideradas as rochas mais

antigas do embasamento da bacia, além de rochas metamáficas, que compreende lascas de *greenstone belts* da fácies anfíbolito (DOCEGEO 1988).

2) Granitoides Mesoarqueanos (~2,96-2,85 Ga, Silva *et al.* 1974, DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999), no qual é formado por uma diversidade de tonalitos, ortognaisses, e rochas associadas de afinidades cálcio-alcálica como o Tonalito Bacaba (Moreto *et al.* 2011), Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemitó Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde, e Granitos Cruzadão, Bom Jesus, Serra Dourada, Boa Sorte (Nascimento 2006, Feio *et al.* 2013), e rochas do Complexo Xingu (gnaisses, migmatitos, granitoides diversos, granulitos, faixas de *greenstone belts*, e complexos básicos e ultrabásicos).

4) Granitoides Neoarqueanos (~ 2,75-2,73 Ga), onde os representantes principais são a suíte Plaquê (Avelar *et al.* 1999), Planalto (Huhn *et al.* 1988, Feio *et al.* 2013) e Pedra Branca (Feio *et al.* 2013), além de granitoides da série charnockítica (Gabriel *et al.* 2010, Feio *et al.* 2013).

5) Associações máfico-ultramáfica (~ 2,77 Ga, U-Pb em zircão, Lafon *et al.* 2000), sendo a Suíte Cateté o principal representante, é caracterizada por rochas gabróicas, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos. Estão incluídos nessa unidade os corpos conhecidos como Serra da Onça, Serra da Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia, Vermelho, e outros sem denominação formal.

6) Suíte Serra dos Carajás, Granito anorogênico paleoproterozóico (Dall'Agnol *et al.* 2006) e enxame de diques máficos. Este grupo inclui o último magmatismo do Domínio Carajás (Dall'Agnol *et al.* 1994). Esta suíte é formada pelos Granitos Central Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco (Dall'Agnol *et al.* 2006).

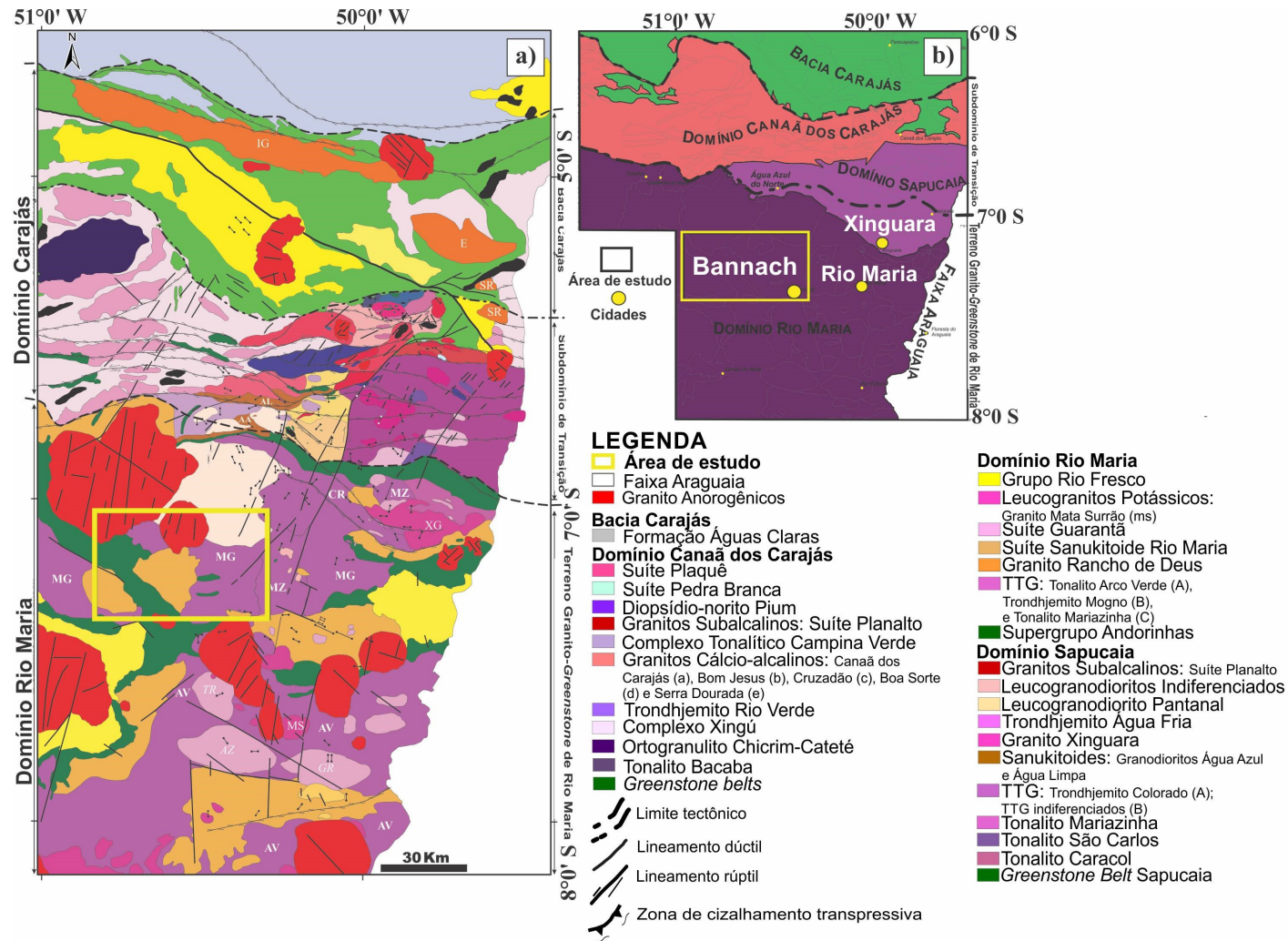


Figura 2 - (a) Mapa geológico detalhado da Província Carajás, destacando a área de estudo. Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Oliveira *et al.* (2010), Feio *et al.* (2013), Guimarães *et al.* (2010), Gabriel & Oliveira (2014); (b) Novo mapa geotectônico proposto para o antigo Domínio Carajás (Dall' Agnol *et al.* 2013) com área de trabalho em destaque.

Fonte: Dall' Agnol *et al.* (2013).

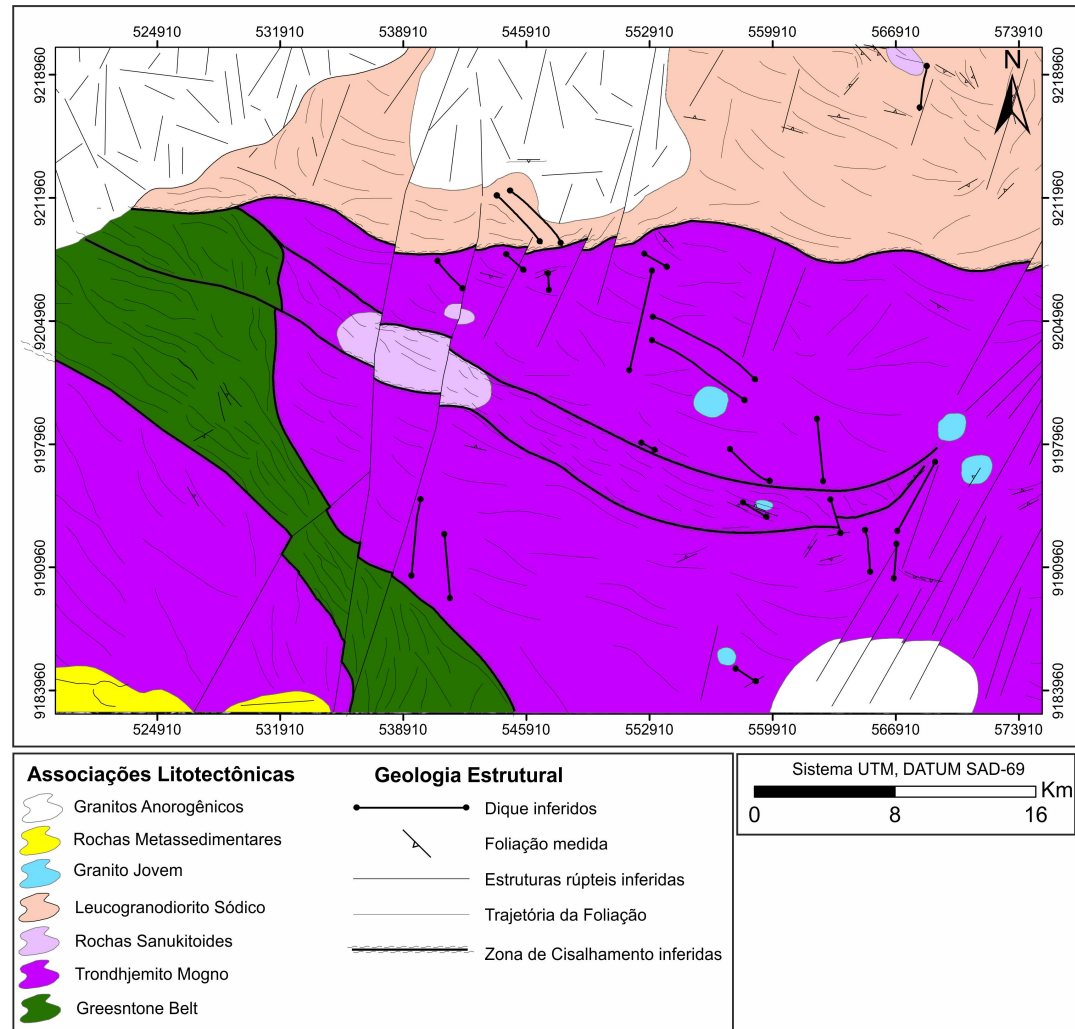


Figura 3 - Mapa geológico de Bannach (PA), destacando as principais unidades de rochas de estudo.
Fonte: Machado em preparação 2017.

3 JUSTIFICATIVA

Nas últimas décadas a Província Carajás vem sofrendo uma intensa reconfiguração tectono-estratigráfica, onde diversos granitoides vem sendo individualizados a partir do que era considerado área de ocorrência do Complexo Xingu, e mais recentemente daquela do Trondhjemitó Mogno. Etapas de mapeamento geológico realizado recentemente no DRM, mais especificamente nas áreas de ocorrência do Trondhjemitó Mogno na área de Bannach, permitiram a identificação de granitoides do tipo TTG, leucogranitos sódicos e rochas de afinidades *Sanukitoides* (Machado, em preparação). Em continuidade às pesquisas na área a norte de Bannach, este trabalho foi elaborado com objetivo de integrar os dados tectono-estratigráficos e petrográficos já existentes com aqueles de suscetibilidade magnética (SM) e minerais opacos visando estabelecer as relações entre estes e os processos magmáticos e tardi a pós-magmáticos dos granitoides anteriormente mencionados, além de discutir as condições de fugacidade de oxigênio (f_{O_2}) presentes em diferentes estágios da evolução magmática dessas rochas.

A assinatura magnética de uma rocha é controlada diretamente pelos íons de Fe, o qual é fortemente influenciado pelo grau de oxidação do magma, e que a partir da determinação da natureza e dos fatores que controlam as fases minerais opacas, busca-se definir a evolução dos óxidos de Fe e Ti durante a evolução magmática. Nas últimas décadas, diversos trabalhos vêm sendo realizados nessa linha de pesquisa (Dall' Agnol *et al.* 1997, 1999, 2005, Oliveira *et al.* 2010, Oliveira 2002, Nascimento 2006, Gabriel & Oliveira 2013), contribuindo para a definição da tipologia e dos estudos das condições de fugacidade de oxigênio nas quais evoluíram os diversos magmas granitoides. Esses trabalhos tiveram como principal foco a avaliação das variações petrográficas e geoquímicas de granitoides, comparando com a mudança nos valores de suscetibilidade magnética dessas rochas, além da análise de processos magmáticos envolvidos, bem como a natureza de granitoides arqueanos.

O aperfeiçoamento do mapa geológico da área de Bannach nos últimos anos permitiu que os estudos de suscetibilidade magnética contribuissem, aliado ao entendimento dos processos que ocorreram durante a evolução de tipos de granitoides ali individualizados, para a compreensão da natureza deste(s) tipo(s) de magmatismo, identificar os possíveis efeitos de metamorfismo e/ou alteração hidrotermal e permitir um aprimoramento da individualização (afinidades) e disposição espacial desses granitoides na área de estudo. Portanto, pretende-se contribuir para o avanço do conhecimento dos magmas granitoides formadores da crosta arqueana da Província Carajás.

4 OBJETIVOS

Levando-se em consideração a falta de dados de petrologia magnética nos diversos granitoides que afloram na região de Bannach (PA), o objetivo geral deste trabalho é obter dados de suscetibilidade magnética e caracterizar os minerais óxidos de Fe e Ti destas rochas. Para isso, são abordados os seguintes objetivos específicos:

1. Obter valores de SM das rochas granitoides coletadas na área de pesquisa;
2. Analisar o quimismo dos minerais óxidos de Fe e Ti, além de seus aspectos texturais;
3. Integrar os dados obtidos pelos estudos petrográficos, de suscetibilidade magnética e caracterização dos minerais opacos;
4. Estimar as condições de cristalização dos magmas que deu origem às rochas estudadas e analisar sua relação com a fugacidade de oxigênio.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 MATERIAL

As amostras utilizadas para este estudo são provenientes da região norte do município de Bannach (PA), onde foram coletadas em três etapas de campo distintas entre os anos de 2015 e 2016 durante o desenvolvimento da Dissertação de Jean Machado (em preparação). Foram analisadas 310 medidas no total (104 medidas em média), com valores de SM entre $2,2 \times 10^{-5}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ SIv, distribuídas entre o Trondhjemito Mogno (204 medidas), Leucogranodiorito sódico (62 medidas) e rochas de afinidades *Sanukitoides* (44 medidas). Para obtenção de valores mais confiáveis de SM, foram efetuadas em todas as amostras no mínimo três medidas em seções distintas da amostra.

A partir da integração dos valores médios obtidos em cada amostra em gráficos de probabilidade e histogramas de frequência, foi possível determinar as populações magnéticas deste conjunto de rochas, assim como comparar tais aspectos com aquelas de outras ocorrências na Província Carajás. Para o estudo petrográfico de minerais opacos foi realizado análise modal em 60 lâminas polidas distribuídas entre Trondhjemito Mogno (29 lâminas), Leucogranodiorito sódico (19 lâminas) e *Sanukitoides* (12 lâminas).

5.2 MÉTODOS

ETAPA I:

a) Pesquisa Bibliográfica

Primeiramente, foi realizado um levantamento bibliográfico referente ao contexto geológico da Província Carajás, e posteriormente, sobre os trabalhos que envolvem suscetibilidade magnética (SM) como objeto central, permitindo dessa forma, compor uma revisão de conceitos sobre a evolução da Petrologia Magnética e sua importância para o estudo dos granitoides arqueanos na área de estudo.

b) Suscetibilidade Magnética (SM)

Os valores de SM foram obtidos através do aparelho de suscetibilímetro SM-30 no Laboratório de Petrologia Magnética da UFPA. Esta ferramenta foi fabricada pela *ZH Instruments* e tem capacidade para realizar medidas em rochas não intemperizadas, com valores atingindo até 1×10^{-7} SI. A partir dessa análise, os valores foram organizados em uma tabela no *Excel* e plotados em um gráfico utilizando o *software Minitab 18* para definir as famílias magnéticas, e posteriormente houve a interpretação dos gráficos e histogramas da média e do valor absoluto das amostras de SM.

ETAPA II:**d) Estudo Petrográfico**

O uso do microscópio óptico em luz transmitida e refletida permitiu realizar a caracterização petrográfica e mineralógica dos principais granitoides da área de Bannach. Para isto, foram desenvolvidas: identificação e descrição sistemática dos minerais (Kerr 1959, Deer *et al.* 1992), estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Bard 1980, Mackenzie *et al.* 1982, Hibbard 1995, Passchier & Trouw 1996) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002).

e) Geoquímica de Rocha Total de Elementos Maiores, Menores e Traços

A obtenção dos dados de geoquímica foi realizado em parceria com a Dissertação de Jean Machado (em preparação) pela ACME - Analytical Laboratories Ltda e ALS Minerals Ltda, onde para a quantificação dos conteúdos de elementos maiores e menores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, Na₂O, TiO₂, Cr₂O₃, P₂O₅, PF) foi usado o método ICP-ES, e para os elementos traços (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi) e Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram analisados pelo método ICP-MS.

ETAPA III:**f) Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS)**

Foi realizada fotomicrografias no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando o equipamento LEO modelo 1430, sob condições de voltagem de 20 kv. Para este estudo foram metalizadas a carbono as lâminas polidas das três unidades de rochas em estudo, obtendo-se a composição semi-quantitativa dos minerais óxidos de Fe-Ti com seus respectivos espectros EDS a fim de caracterizar composicionalmente os minerais de interesse.

RESULTADOS

6 PETROGRAFIA

Os granitoides arqueanos que afloram ao norte do município de Bannach foram identificados como: (i) Trondhjemitó Mogno, (ii) Leucogranodiorito sódico, e (iii) Rochas de afinidade *Sanukitoides*. Ocorrem em forma de lajedos e blocos de dimensões métricas. No geral as diferenças texturais entre essas unidades são muito pequenas, variando de equigranulares a porfíricas, com milonitos subordinados.

O Trondhjemitó Mogno apresenta em geral coloração cinza esbranquiçada e tende a escurecer a medida que a concentração de minerais máficos aumenta, principalmente a biotita. Nessas rochas predomina a textura equigranular média (Figura 4a), podendo migrar para uma textura seriada com o desenvolvimento de cristais grossos e, de forma mais restrita, granações mais finas. A forte saussuritização dos cristais de plagioclásio normalmente sendo alterados para epidoto ± muscovita ± sericita, é uma feição característica destas rochas (Figura 4b). É composto mineralogicamente por plagioclásio, quartzo (por vezes feldspato potássico, em pequenas proporções) e seu principal mineral varietal é a biotita. As fases acessórias são constituídas por muscovita, titanita, epidotos (primário), zircão, apatita, allanita e opacos, além de clorita e epidoto secundário como fases secundárias. Nas rochas mais deformadas, o quartzo pode apresentar extinção ondulante e a foliação é marcada pelo forte estiramento dos cristais de biotita. Mais restritamente, são encontrados cristais de quartzo recristalizados bordejando pórfiros de plagioclásio e/ou textura manto-núcleo dos cristais de quartzo.

O Leucogranodiorito sódico ocorre como um extenso batólito na porção norte da área, possui rochas de coloração esbranquiçada a rosada, textura equigranular média, por vezes pode apresentar grandes pórfiros de feldspato potássico de dimensões variando entre 1 e 2,5 cm, imersos em uma matriz quartzo-feldspática (Figura 4c,d). Tais rochas são constituídas por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo como minerais essenciais e seu principal mineral varietal é a biotita. Além disso, ocorrem como fases acessórias a presença de muscovita, titanita, epidoto (primário), apatita, allanita e opacos, e como fase secundária a clorita. Essas rochas são submetidas a uma deformação fraca, onde não são notadas estruturas flagrantes de intensa deformação, restringindo-se a extinção ondulante de cristais de quartzo e leve orientação de minerais de biotita seguindo o plano de foliação da rocha.

As rochas de afinidade *Sanukitoides* ocorrem como um batólito ao longo de uma zona de cisalhamento dextral no centro na área. São caracterizadas pela recorrente presença de enclaves máficos, forte saussuritização dos cristais de plagioclásio e por serem as rochas com

conteúdo de máficos mais elevado da área. São constituídos por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, possuindo como minerais varietais a biotita e uma presença marcante de anfibólio. Além disso, possuem como acessórios a titanita, epidoto, allanita, apatita e opacos. Essas rochas encontram-se moderadamente deformadas, marcadas pelo estiramento de alguns cristais de quartzo (*quartzo-ribbon*) e corredores de biotita e anfibólio alongados ao longo do plano de foliação (Figura 4e,f).

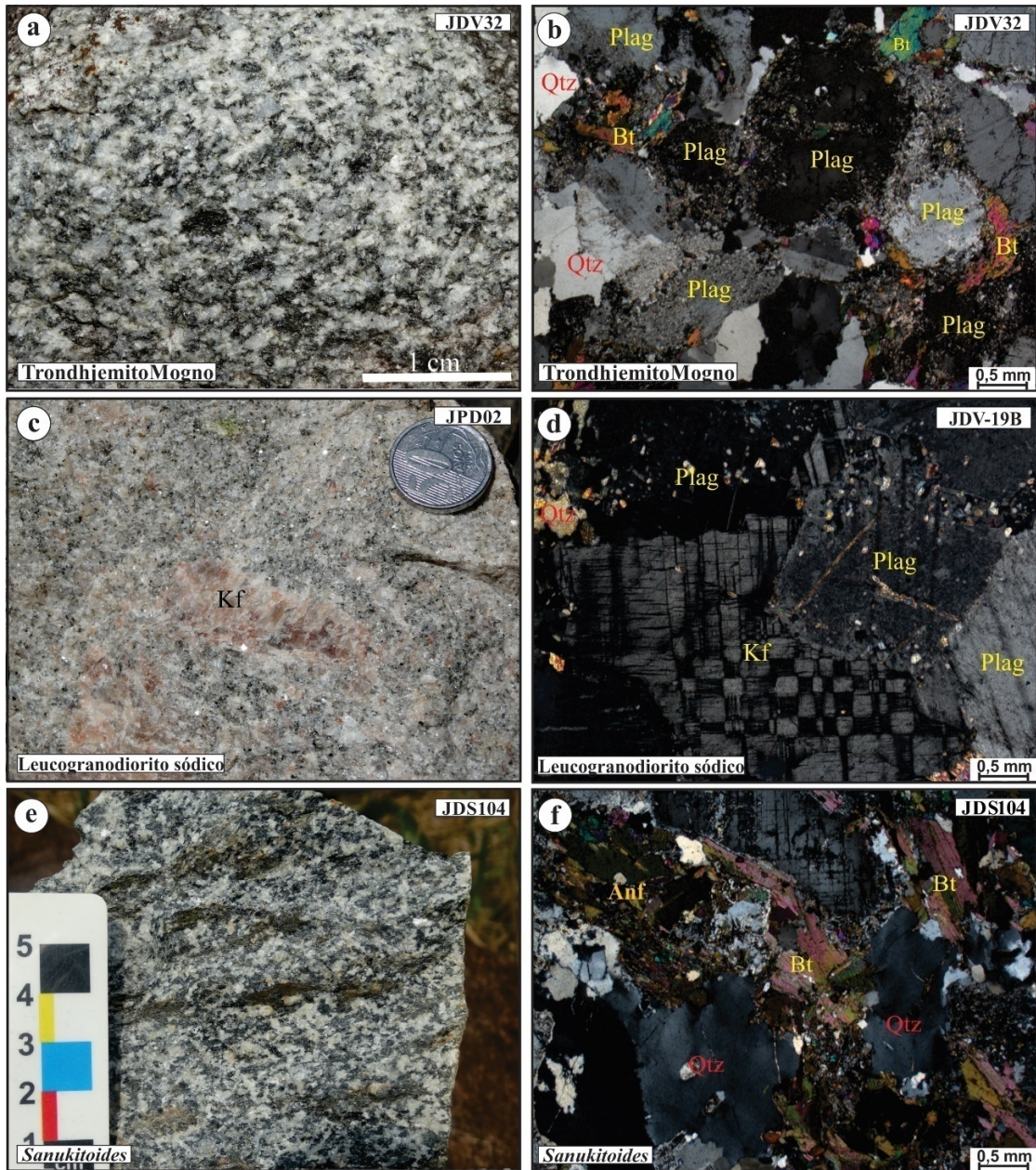


Figura 4 - Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos gerais das unidades em estudo. TdhMg - Trondhjemito Mogno: a) Textura fanerítica média com deformação incipiente, b) Destaque para a saussuritização do plagioclásio; Leucogranodiorito Sódico: c) Textura porfirítica em fenocristais de k-feldspato, d) Maclamento xadrez típico da microclina; *Sanukitoides*: e) foliação formada pela orientação da biotita e hornblenda, f) Abundância de minerais máficos a exemplo da hornblenda e biotita.

Fonte: Da autora.

6.1 COMPOSIÇÕES MODAIS E CLASSIFICAÇÃO

As unidades identificadas como Trondhjemitó Mogno, Leucogranodiorito sódico e rochas de afinidades *Sanukitoides* possuem estreitas variações em seus conteúdos mineralógicos, sendo desta maneira analisadas composições modais em um significativo número de amostras (n=60), como pode ser visualizado na tabela 1. A partir dos estudos de Le Maitre (2002), estas composições foram plotadas nos diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Figura 5) para enfatizar esta diversidade petrográfica entre as rochas estudadas.

Em termos gerais, as rochas analisadas possuem valores acima de 45% de plagioclásio e 30% de quartzo em média. O conteúdo de feldspato potássico varia de 0,30% a 2,40% em rochas TTG e acima de 10% nos Leucogranodioritos sódicos e *Sanukitoides*. Os principais minerais ferromagnesianos presentes nestas rochas são biotita e anfibólio, sendo que este último é mais expressivo nos *Sanukitoides* (~3% em média). Os minerais acessórios primários são muscovita, titanita, epidoto primário, zircão, apatita, allanita e opacos, enquanto que os acessórios secundários são representados por epidoto (secundário), sericita e clorita. O epidoto magmático apresenta quantidades significativas nas rochas *Sanukitoides* (entre 1-3%, aproximadamente).

As associações TTG possuem composições predominantemente trondhjemiticas e subordinadamente granodioríticas, apresentando um conteúdo de minerais máficos geralmente inferior a 10% (com apenas 5 amostras com valores superiores a 10% de máficos). As rochas do Leucogranodiorito sódico apresentam composições variando igualmente entre trondhjemitos a granodioritos, possuindo o mais baixo conteúdo de minerais máficos (normalmente abaixo de 5%, com raras exceções superiores a este valor). Por sua vez, as rochas *Sanukitoides* que variam de tonalitos a granodioritos, possuem elevado conteúdo de minerais máficos, normalmente superior a 10% e com raras amostras entre 5-10%. Os conteúdos de máficos encontrados nessas unidades podem ser visualizados no diagrama Q-(A+P)-M' da figura 5. Os minerais opacos, apesar de bem distribuídos nas unidades estudadas, ocorrem de forma mais abundante nos Leucogranodioritos sódicos (0,6-0,15%) e *Sanukitoides* (0,11-0,40%) em detrimento ao Trondhjemitó Mogno (0,05-0,11% em média).

Tabela 1 - Composições modais das unidades Trondhjemito Mogno, Leucogranodiorito sódico e *Sanukitoides*.

Unidade	Trondhjemito Mogno																											
	JDR	JDV	JDV	JDV	JDV	JDV	JDR	JDV	JDV	JDV	JDR	JDR	JDV	JDV	JDV	JDV	JDV	JDV	JDR	JDV	JDR	JDV	JDR	JDV	JDR	JDV	JDV	JDV
Amostras Mineral (%)	16	30A	32	36	37A	44A	10	63	72	78A	05	23	38A	42	50A	54	56	44B	09	28A	04	44D	08A	43	17	34	30B	62A
Quartzo	31,9	38,9	31,8	42,80	38,30	40,06	32,45	32,00	36,00	31,75	30,65	33,20	31,45	34,75	34,85	26,35	34,40	30,4	39,7	31,95	31,25	37,94	33,7	32,85	31,85	29,5	26	29,4
Plagioclásio	62,6	54,10	61,05	51,20	53,00	56,56	58,65	60,50	53,10	60,30	56,90	58,80	53,50	46,90	56,65	61,30	46,00	64,45	52,95	57,25	60,3	58,78	58,25	54,1	55,15	57,06	67,17	53,2
Feldspato Alcalino	0,40	0,45	0,30	-	-	-	-	0,30	1,85	1,65	1,05	1,65	2,4	10,50	0,25	0,55	5,75	-	1,9	0,55	0,3	-	-	0,15	0,85	-	0,28	5,4
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	2,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	2,15	3,65	4,75	3,95	6,80	2,39	4,25	5,10	4,25	2,65	8,50	5,65	8,25	5,00	6,60	5,60	8,05	2,7	0,95	6,3	6,25	1,56	2	7,45	8,85	8,17	8,44	8,4
Muscovita	0,20	-	-	1,40	0,15	-	-	-	-	0,05	0,10	0,15	0,4	-	-	-	0,10	-	-	0,55	0,05	-	0,95	-	0,2	0,61	-	-
Titanita	-	0,85	0,30	-	0,40	0,17	-	0,25	-	0,45	-	-	1,10	0,35	-	0,50	-	0,6	-	-	-	0,17	-	-	-	-	0,28	0,7
Epidoto	-	-	-	0,35	-	-	1,25	0,50	0,90	-	0,15	0,30	-	1,00	-	1,50	1,50	1,15	1,75	1,75	1,2	1,17	1,05	4,4	1,9	1,44	0,28	1,35
Epidoto Secundário	1,10	1,60	1,50	-	0,65	0,56	-	-	-	2,40	-	-	2,6	-	1,00	3,05	2,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Clorita	1,55	-	-	0,30	0,75	0,17	0,45	0,95	0,20	0,15	0,05	0,05	0,15	1,15	0,15	0,50	0,05	0,45	2,6	0,75	0,6	0,39	3,8	0,9	1,05	2	0,33	-
Zircão	-	-	-	-	-	0,11	-	0,05	-	-	0,10	0,05	0,05	-	-	-	-	-	0,1	0,25	0,05	-	0,05	0,05	0,05	0,11	-	-
Allanita	0,05	0,15	0,25	-	-	-	0,2	0,30	0,10	0,25	0,05	0,15	-	0,30	-	0,65	0,85	0,25	0,05	0,15	0,05	-	0,05	0,1	0,4	-	-	0,1
Apatita	0,05	0,10	0,05	-	-	-	0,35	-	0,05	0,35	-	-	0,1	0,05	-	0,10	0,50	-	-	0,5	0,05	-	0,1	-	0,2	-	0,11	0,25
Opacos	-	0,20	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	0,05	-	-	-	0,11	0,1
Máficos (M')	3,30	6,45	5,3	4,30	7,20	2,76	5,7	6,25	5,80	5,75	8,80	6,15	21,70	6,65	6,60	7,80	11,70	4,7	2,85	8,45	7,65	2,89	3,2	12	10,7	10,83	9,11	11,75
Félsicos	95,10	93,45	94,65	95,40	91,45	96,61	93,5	92,80	93,95	93,75	85,70	87,05	78,05	89,75	92,80	93,15	87,75	94,85	94,55	90,3	91,7	96,72	92,9	87,1	88,05	87,17	90,44	88
Pl/A	-	-	-	-	-	-	24,4	-	28,70	36,54	51,33	33,82	18,25	4,91	-	-	8,00	-	28	-	-	-	-	-	-	-	-	9,84
A+P	63,00	54,55	58,65	51,20	53,00	56,56	65,29	60,80	54,95	61,95	54,95	57,45	46,2	55,00	56,90	61,85	51,75	67,96	58	64,4	65,9	-	63,35	62,28	63,75	65,92	71,25	66,6
*Quartzo	33,62	41,63	35,15	45,53	41,95	41,46	34,71	34,38	38,32	33,89	35,81	33,89	40,51	38,72	37,98	32,34	39,93	30,04	41,99	35,6	34,1	38,69	36,65	37,71	36,25	29,5	28,75	33,4
*K-feldspato	0,42	0,47	0,33	-	-	-	2,57	0,32	1,97	1,75	1,22	1,89	3,09	10,36	0,27	0,43	6,67	-	2	0,61	0,11	-	-	0,17	0,97	-	0,3	6,14
*Plagioclásio	65,96	57,9	64,52	54,47	58,05	58,54	62,72	65,19	59,71	64,36	62,98	64,23	56,40	50,91	61,74	67,23	53,40	67,96	56	63,79	65,79	60,74	63,35	62,12	62,78	65,92	70,95	60,46

Continuação da tabela 1.

Unidade	Leucogranodiorito Sódico																		
	JDV	JDV	JDV	JPD	JDV	JPD	JPD	JDV	JPD	JPD	JDV	JDV	JDV	JPD	JDV	JDV	JDV	JDV	JDR
Mineral (%)	03	27	19B	07A	17	05	04	05	01	08A	16	19A	21A	07B	08	06	21A	09	11A
Quartzo	24,95	30,83	24,44	16,80	37,00	34,10	31,05	23,4	46,44	24,50	23,95	27,65	30,75	16,80	12,9	36,4	30,7	33,3	32,3
Plagioclásio	60,10	52,67	51,11	74,05	53,00	52,50	49,05	59,8	43,83	57,30	67,60	64,90	59,90	74,05	44,1	46,3	59,9	61,1	61,8
Feldspato Alcalino	10,20	14,56	21,56	7,70	6,30	10,50	15,55	12,6	1,28	15,85	4,60	4,50	2,40	7,70	39,1	11,7	2,4	3,8	0,17
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	3,80	0,78	1,61	-	2,50	1,40	0,35	2,4	6,83	2,10	3,25	1,45	5,20	-	2,1	4,95	5,2	1,45	0,5
Muscovita	0,45	-	-	-	0,95	-	0,05	-	0,22	-	-	-	0,10	-	-	-	0,1	-	0,17
Titanita	0,30	-	0,22	0,20	-	0,80	0,55	0,1	0,33	-	0,35	0,10	-	0,20	-	0,05	-	-	0,06
Epidoto	-	0,83	0,89	0,55	0,10	-	0,95	0,5	0,39	-	-	0,25	-	0,55	-	-	0,95	-	0,89
Epidoto Secundário	-	-	-	-	-	-	1,00	0,6	0,56	-	-	-	-	-	1,35	-	-	0,05	-
Clorita	0,05	0,28	0,06	0,45	-	0,05	-	0,5	-	-	0,05	0,95	0,05	0,45	0,2	-	0,05	-	3,94
Zircão	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-	0,05	-	0,10	0,10	-	-	0,4	0,1	-	-
Allanita	0,05	0,06	-	0,05	-	0,10	0,80	-	-	-	0,10	-	0,15	0,05	-	-	0,15	0,05	0,06
Apatita	0,10	-	0,06	0,05	0,15	0,15	0,40	0,05	-	-	0,10	-	0,40	0,05	0,05	0,1	0,4	0,05	-
Opacos	-	-	0,06	0,15	-	0,25	0,25	-	0,11	0,20	-	0,10	-	0,15	-	-	-	-	-
Máficos (M')	4,60	1,67	2,78	0,95	3,40	2,70	3,90	3,05	8,22	2,35	4,81	1,50	6,40	0,95	2,1	5,4	6,4	2,55	1,5
Félsicos	95,25	98,06	97,11	98,55	96,45	97,10	95,70	96,4	91,78	97,65	95,35	97,05	93,15	98,55	97,6	94,5	93,1	97,4	94,5
Pl/A	5,89	3,61	2,37	9,62	8,41	5,00	3,15	4,75	34,24	3,61	14,52	14,42	24,96	9,62	1,16	3,94	24,9	15,8	-
A+P	70,30	68,55	74,83	82,96	59,30	63,00	64,60	72,1	45,11	74,91	71,40	69,40	62,30	82,96	84,6	82,7	66,9	64	65,6
*Quartzo	26,20	31,45	25,17	17,04	38,43	35,12	32,46	24,4	50,73	25,09	25,12	28,33	33,05	17,04	13,4	38,5	33,05	34,2	34,3
*K-feldspato	10,70	14,84	22,19	7,81	6,54	10,82	16,25	13,1	1,39	16,23	4,81	4,66	2,05	7,81	40,7	12,4	2,58	3,89	0,17
*Plagioclásio	63,10	53,71	52,64	75,15	55,06	54,07	51,29	62,4	47,88	58,68	70,06	67,01	64,37	75,15	45,9	48,9	64,3	61,8	65,5

Continuação da tabela 1.

Unidade	Rochas de afinidades <i>Sanukitoide</i>											
	JDV	JDV	JDV	JDV	JPD	JDR	JDR	JDR	JPD	JDR	JPD	JPD
Mineral (%)	20B	20A	44G	44F	08B	11C	14A	11D	06B	11B	06A	03
Quartzo	26.70	34,50	30.66	32,56	15,90	26,39	26	18,95	22,20	22.61	28.05	28,5
Plagioclásio	52.80	55,06	50.00	55,83	58,80	58,44	61,9	64,50	48,70	57.72	57.05	53,6
Feldspato Alcalino	14.60	-	-	-	13,05	0,61	0,2	-	20,10	0.06	0.95	11,1
Hornblenda	2.15	-	4.54	-	1,55	4,89	9,55	8,15	0,75	10.28	12.95	2,28
Biotita	2.75	7,17	12.99	7,06	9,65	0,67	0,65	3,90	4,50	3.72	0.05	3,11
Muscovita	-	1,06	0.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanita	0.25	0,94	0.21	0,56	0,15	0,67	-	0,10	0,25	0.11	0.30	-
Epídoto	0.65	0,61	0.98	3,83	0,15	1,28	0,75	2,10	2,85	1.56	-	1,39
Epídoto Secundário	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.00	-	-
Clorita	-	-	-	-	-	2,50	0,05	2,30	-	1.67	-	-
Zircão	-	0,44	0.07	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-
Allanita	-	-	0.07	-	0,05	-	-	-	0,05	0.11	-	-
Apatita	0.10	0,11	-	-	-	0,06	0,1	-	0,10	0.17	-	-
Opacos	-	0,11	0.28	0,17	0,70	-	0,75	-	0,40	-	0.15	-
Máficos (M')	5.80	9,28	19.13	11,61	12,25	12,00	11,7	14,25	8,80	15.78	13.95	6,78
Félsicos	94.10	90,61	80.86	88,39	87,75	85,44	-	83,45	91,10	82.39	86.05	93,2
PI/A	3.62	-	-	-	4,50	-	-	-	2,40	-	-	4,82
A+P	67.40	61,47	50.00	63,17	81,89	69,12	62,1	77,29	75,63	57.78	60.05	67,7
*Quartzo	28.37	38,53	38.22	36,83	18,11	30,88	29,5	22,71	24,37	23.28	32.59	30,5
*K-feldspato	15.51	-	-	-	14,88	0,71	0,23	-	22,18	-	1.09	11,9
*Plagioclásio	56.12	61,47	62.00	63,17	67,01	68,41	70,2	77,29	53,45	76.72	66.31	57,5

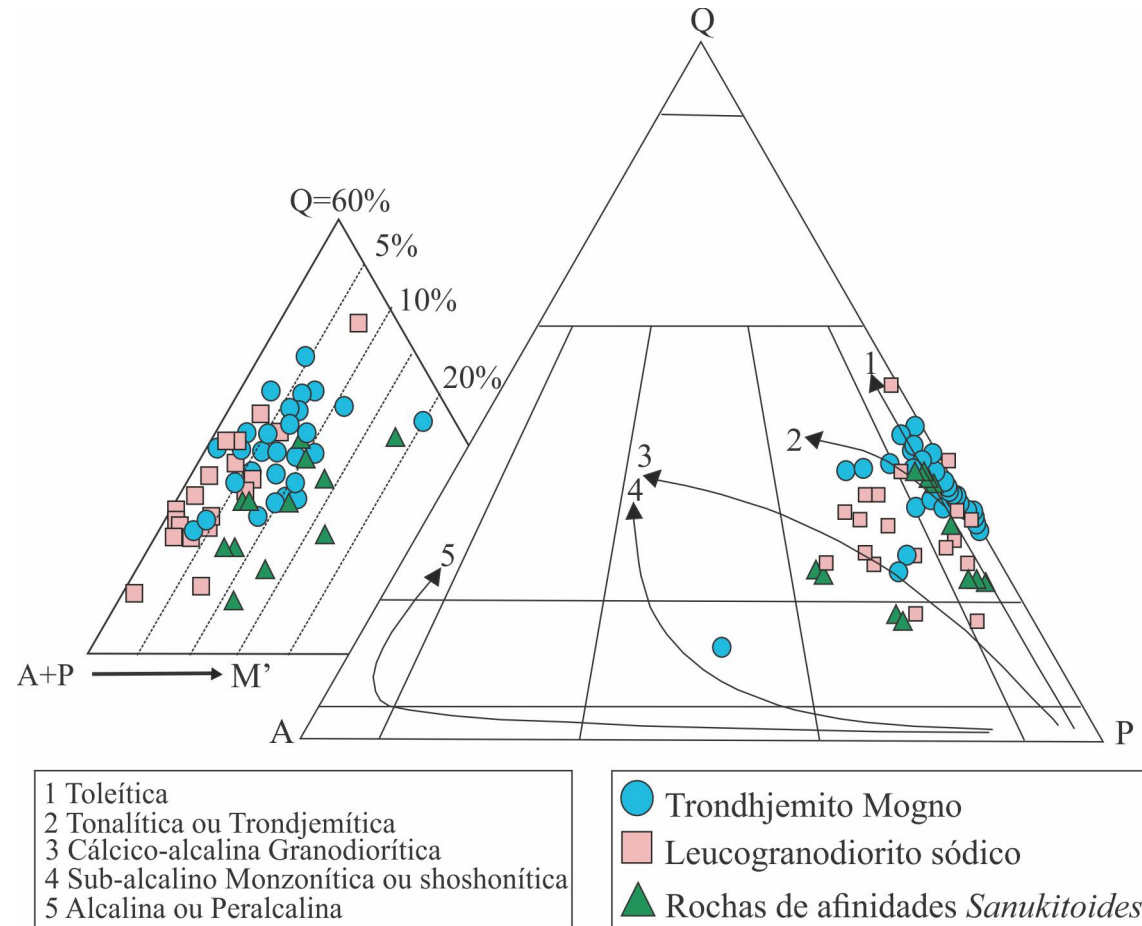


Figura 5 - Diagrama QAP e Q-(A+P)-M' dos granitoides da área de Bannach (PA). Diagrama QAP e Q-(A+P)-M' dos granitoides da área de Bannach (PA). Baseado em Le Maitre (2002) e no trend das séries de evolução de rochas graníticas proposto por Lameyre & Bowden (1982) e Bowden *et al.* (1984).

Fonte: Da autora.

7 PETROLOGIA MAGNÉTICA

7.1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A suscetibilidade magnética (K) é a relação entre a magnetização (M) e o campo indutor (H), onde a magnetização induzida é igual a suscetibilidade vezes o campo magnético externo ($K = M \times H$). Desse modo, quanto maior for a suscetibilidade magnética (SM) de um corpo, maior será a sua magnetização. A unidade de SM utilizada atualmente na literatura geológica é a unidade eletromagnética no Sistema Internacional (SI-emu), a qual é 4π vezes maior que no sistema cgs-emu (Figueiredo 1999). A partir da década de 1950, houve um aprimoramento das técnicas convencionais de petrologia para discussões acerca da relação entre as variações de comportamento magnético e os processos que ocorrem durante a evolução de rochas graníticas, uma vez que a SM corresponde à propriedade natural inerente aos minerais ferromagnéticos (óxidos de Fe-Ti). Em rochas granitoides a variação de SM depende fortemente da magnetita, pois esta apresenta magnetização superior aos demais minerais ferromagnéticos de ocorrência natural (Grant 1985).

Os primeiros estudos de SM tiveram início com os trabalhos de Mooney & Bleiffus (1953) que obtiveram medidas de SM em afloramentos, testemunhos de sondagem e amostras de mão. Posteriormente foi introduzido o parâmetro de fugacidade de oxigênio (fO_2), discutido inicialmente por Eugster (1956, 1957) como uma variável que controla o potencial de oxidação das rochas, referido como a pressão termodinamicamente efetiva de uma espécie de gás na fase fluida, neste caso, sendo o parâmetro controlador da formação dos minerais magnéticos (Eugster e Wones 1962). Levantamentos aeromagnéticos (Balsley & Buddington 1958, Speer 1981, Criss & Champion 1984, Grant 1985, Hattori 1987), de campo convencional (Balsley & Buddington 1958), de paleomagnetismo (Henkel 1976, Ishihara 1981, Collinson 1983, Criss & Champion 1984, Lapointe *et al.* 1984, 1986) foram realizados nos anos seguintes, todos relacionados ao estudo petrológico e metalogenético das rochas graníticas baseados em dados de SM.

Para analisar a fO_2 de uma rocha é necessário entender o conceito de tampão de oxigênio, criado pelos mesmos autores citados acima. São determinações experimentais que visam prover um modo de controlar a fO_2 . O princípio do tamponamento é baseado na afirmação que uma série de fluidos pode coexistir com um sólido de composição fixa, mas a composição da fase fluida torna-se definida quando coexiste com dois sólidos. Por mais que a mudança de massa relativa desses dois sólidos afete a composição bruta, isto não influencia a composição da fase fluida. Em um sistema em equilíbrio entre as duas fases sólidas e a fluida a

pressão se mantém constante (Candia *et al.* 2003). Os tampões são representados em diagramas isobáricos em função de $T - \log fO_2$ e consistem em sistemas experimentais, porém há sistemas naturais, onde a fO_2 é controlada pelos equilíbrios multivariantes de silicatos e óxidos, e proveniente de reações que ocorrem durante a formação das rochas. Os tampões mais aplicados na petrologia podem ser visualizados na tabela 2.

O termo petrologia magnética é considerado recente e foi empregado para denominar os estudos de propriedades magnéticas de rochas associados à petrologia convencional (Wasilewski & Warner, 1988 *apud* Kletetschka, *et al.* 2002). Integra a caracterização da composição, abundância, microestrutura e paragênese dos minerais magnéticos com objetivo de definir os processos que criam, alteram e destroem os mesmos durante a cristalização das rochas, além de ajudar no entendimento dos fatores geológicos que controlam a assinatura magnética (Clark 1997). Dentro desta linha, Dall'Agnol *et al.* (1988 *apud* Dall'Agnol *et al.* 2013) foram os pioneiros na introdução de estudos de SM e de minerais opacos nas rochas graníticas da região da Província Carajás, permitindo discutir a relação entre as variações do comportamento magnético e os processos que ocorreram durante a evolução dessas rochas, estimando as condições de fugacidade de oxigênio em que as mesmas evoluíram.

Posteriormente, Dall'Agnol *et al.* (1994), integraram dados de possíveis efeitos de metamorfismo e/ou alteração hidrotermal que afetaram as rochas da região, fornecendo uma importante contribuição para o entendimento da natureza do magmatismo, individualização e disposição espacial de granitoides. Outros trabalhos foram desenvolvidos com o objetivo de compreender as variações petrológicas e geoquímicas de rochas granitoides em função do comportamento da SM (Oliveira 2002, Oliveira *et al.* 2002, 2010, Nascimento 2006, Almeida *et al.* 2006, Marangoanha 2013, Gabriel & Oliveira 2014).

Tabela 2 - Principais tampões de oxigênio aplicados na petrologia magnética. Retirado de Candia *et al.*(2003).

Principais Reações-Tampão da Petrologia Magnética	
$\text{SiO}_2 + 2\text{Fe} + \text{O}_2 = \text{Fe}_2\text{SiO}_4$ (QIF)	(Quartzo-Ilmenita-Faialita)
$2\text{Fe} + \text{O}_2 = 2\text{FeO}^*$ (IW)	(Ilmenita-Wüstita)
$6\text{FeO}^* + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4$ (WM)	(Wüstita-Magnetita)
$3/2 \text{Fe} + \text{O}_2 = 1/2\text{Fe}_3\text{O}_4$ (IM)	(Ilmenita-Magnetita)
$2\text{Co} + \text{O}_2 = 2\text{CoO}$ (CoCoO)	(Cobalto-óxido de Cobalto)
$3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2$ (FMQ)	(Faialita-Magnetita-Quartzo)
$2\text{Ni} + \text{O}_2 = 2\text{NiO}$ (NNO)	(Níquel-óxido de Níquel)
$4\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}_2 = 6\text{Fe}_2\text{O}_3$ (HM)	(Hematita-Magnetita)

FeO^* refere-se ao componente não estequiométrico de wüstita Fe_{1-x}O .

7.2 APRESENTAÇÃO DOS DADOS DE SM

Os dados de SM obtidos para os granitoides da área de Bannach, e que estão apresentados na tabela 3, ocorrem dentro de um amplo intervalo de valores que variam entre $2,2 \times 10^{-5}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv. Tais dados, quando lançados em histogramas e polígonos de frequência (Figura 6a), nota-se dois picos principais ($2,2 \times 10^{-5}$ a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv e $6,88 \times 10^{-4}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv), sendo que 67,29% das amostras compreendem ao intervalo de $2,2 \times 10^{-5}$ a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv e apenas 32,67% estão entre $6,88 \times 10^{-4}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv. Apartir da disposição dos valores de SM no gráfico de probabilidade é possível distinguir duas populações magnéticas designadas como A e B, que representam segmentos de retas que cobrem intervalos com diferentes valores de SM, iniciando com aqueles mais baixos (população A) até aos mais elevados (população B; Figura 6b).

A definição de populações magnéticas no histograma de frequência e gráfico de probabilidade seguiu os critérios de Harding (1949), Bolvoken (1971) e Sinclair (1974), os quais consideram que mudanças significativas na distribuição dos dados são indicadas por pontos de inflexão ou variação na direção dos segmentos de reta definidos pelos valores plotados. Entretanto, ressalta-se que os segmentos de retas que definem as assinaturas magnéticas estatisticamente, nem sempre traduzem características que podem ser explicadas petrologicamente.

Tabela 3 - Dados de SM obtidos através da obtenção de três medidas em seções distintas das rochas.

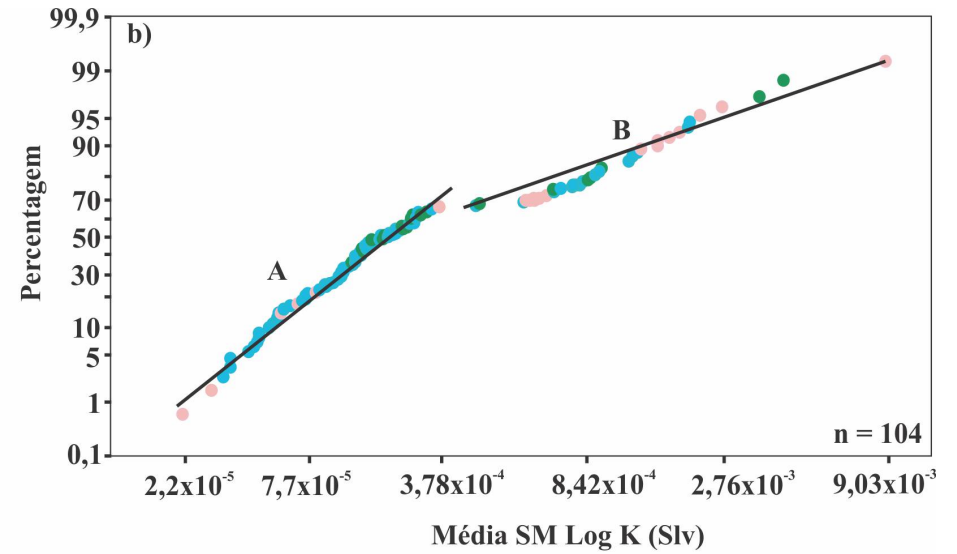
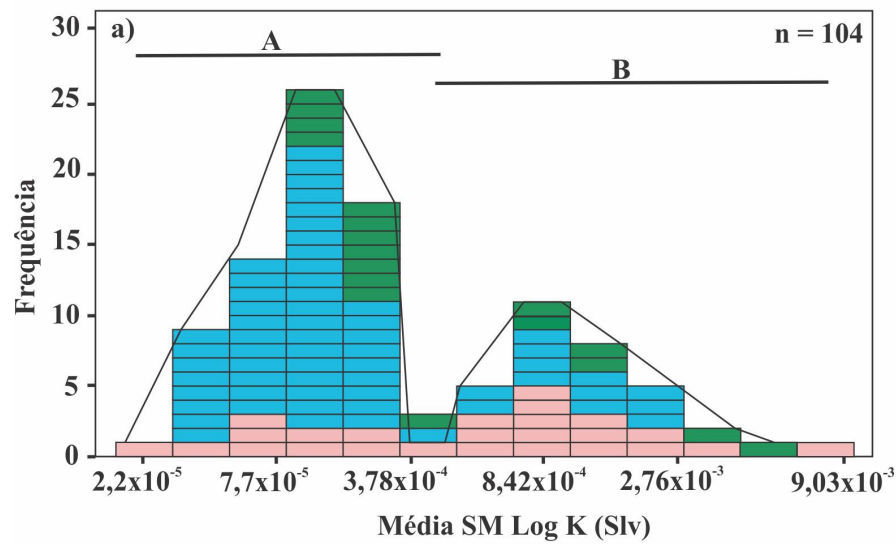
Pop	Nº	Am	Unid	Log K	Média K (Slv/op	Nº	Am	Unid	Log K	Média K (Slv)
	1	JDV09	Leuc.Sód.	-4,48	$2,2 \times 10^{-5}$	53	JDV38A	TdhMg	-4,07	$1,8 \times 10^{-4}$
	2	JDV14	Leuc.Sód.	-4,85	$2,7 \times 10^{-5}$	54	JDV32	TdhMg	-3,74	$1,83 \times 10^{-4}$
	3	JDV48	TdhMg	-4,53	$2,9 \times 10^{-5}$	55	JDR21	TdhMg	-3,72	$1,87 \times 10^{-4}$
	4	JDV49	TdhMg	-4,45	$3,5 \times 10^{-5}$	56	JDS105A	Sanukit.	-3,72	$1,9 \times 10^{-4}$
	5	JDV73	TdhMg	-4,55	$3,8 \times 10^{-5}$	57	JDV05	Leuc.Sód.	-3,7	$1,98 \times 10^{-4}$
	6	JDR23	TdhMg	-4,42	$3,8 \times 10^{-5}$	58	JDR11B	Sanukit.	-3,7	$1,99 \times 10^{-4}$
	7	JDR10	TdhMg	-4,4	$3,9 \times 10^{-5}$	59	JDS105B	Sanukit.	-3,73	$2,0 \times 10^{-4}$
	8	JDV11	TdhMg	-4,67	$3,9 \times 10^{-5}$	60	JDV34	TdhMg	-3,67	$2,14 \times 10^{-4}$
	9	JDV11A	TdhMg	-4,67	$3,9 \times 10^{-5}$	61	JDV46B	Sanukit.	-3,64	$2,18 \times 10^{-4}$
	10	JDR16	TdhMg	-4,31	$5,0 \times 10^{-5}$	62	JDV08	Leuc.Sód.	-3,66	$2,18 \times 10^{-4}$
	11	JDV50A	TdhMg	-4,3	$5,1 \times 10^{-5}$	63	JDV72	TdhMg	-3,64	$2,3 \times 10^{-4}$
	12	JDV63	TdhMg	-4,28	$5,2 \times 10^{-5}$	64	JDS104A	Sanukit.	-3,61	$2,54 \times 10^{-4}$
	13	JDV77A	TdhMg	-4,34	$5,4 \times 10^{-5}$	65	JDR13	Sanukit.	-3,73	$2,59 \times 10^{-4}$
	14	JDS83	TdhMg	-4,38	$5,7 \times 10^{-5}$	66	JDV36	TdhMg	-3,9	$2,68 \times 10^{-4}$
	15	JDV78A	TdhMg	-4,24	$6,1 \times 10^{-5}$	67	JDR04	TdhMg	-3,86	$2,87 \times 10^{-4}$
	16	JDV75	TdhMg	-4,31	$6,3 \times 10^{-5}$	68	JDR05	TdhMg	-3,43	$3,65 \times 10^{-4}$
	17	JDV76A	TdhMg	-4,2	$6,4 \times 10^{-5}$	69	JDV01B	Leuc.Sód.	-3,47	$3,78 \times 10^{-4}$
	18	JDR19	TdhMg	-4,19	$6,4 \times 10^{-5}$	70	JDV16	Leuc.Sód.	-3,93	$3,9 \times 10^{-4}$
	19	JDV27	Leuc.Sód.	-4,18	$6,6 \times 10^{-5}$	71	JDV02	Leuc.Sód.	-3,27	$6,88 \times 10^{-4}$
	20	JDV44B	TdhMg	-4,15	$7,0 \times 10^{-5}$	72	JDV31	TdhMg	-3,12	$7,78 \times 10^{-4}$
	21	JDS84A	TdhMg	-4,08	$7,7 \times 10^{-5}$	73	JDV22B	Leuc.Sód.	-3,19	$7,78 \times 10^{-4}$
	22	JDV42	TdhMg	-4,09	$8,0 \times 10^{-5}$	74	JDS80A	TdhMg	-3,86	$8,1 \times 10^{-4}$
	23	JDV28A	TdhMg	-4,07	$8,3 \times 10^{-5}$	75	JDV19C	Leuc.Sód.	-3,07	$8,42 \times 10^{-4}$
	24	JDR09	TdhMg	-4,05	$8,9 \times 10^{-5}$	76	JDV17	Leuc.Sód.	-3,11	$1,0 \times 10^{-3}$
	25	JDV56	TdhMg	-4,04	$9,0 \times 10^{-5}$	77	JDV15	TdhMg	-2,97	$1,05 \times 10^{-3}$
A	26	JDR08B	TdhMg	-4,03	$9,2 \times 10^{-5}$	78	JDV18	Leuc.Sód.	-3,11	$1,09 \times 10^{-3}$
	27	JDV37A	TdhMg	-4,03	$9,2 \times 10^{-5}$	79	JDV62A	TdhMg	-2,94	$1,12 \times 10^{-3}$
	28	JDV28B	TdhMg	-4,09	$9,3 \times 10^{-5}$	80	JDV01A	Leuc.Sód.	-3,11	$1,15 \times 10^{-3}$
	29	JDS90B	TdhMg	-4,04	$9,4 \times 10^{-5}$	81	JDV07	TdhMg	-3,19	$1,23 \times 10^{-3}$
	30	JDV29	Leuc.Sód.	-4,22	$9,4 \times 10^{-5}$	82	JDV06	Leuc.Sód.	-2,9	$1,26 \times 10^{-3}$
	31	JDV54	TdhMg	-3,99	$1,0 \times 10^{-4}$	83	JDV30B	TdhMg	-2,87	$1,35 \times 10^{-3}$
	32	JDR08A	TdhMg	-3,99	$1,0 \times 10^{-4}$	84	JDS87	TdhMg	-2,77	$1,5 \times 10^{-3}$
	33	JDR17	TdhMg	-3,98	$1,0 \times 10^{-4}$	85	JDV59	TdhMg	-2,9	$1,68 \times 10^{-3}$
	34	JDV20B	Sanukit.	-3,96	$1,0 \times 10^{-4}$	86	JDR07	TdhMg	-2,77	$1,69 \times 10^{-3}$
	35	JDV30A	TdhMg	-3,03	$1,04 \times 10^{-4}$	87	JPD06B	Sanukit.	-2,77	$1,78 \times 10^{-3}$
	36	JDV04	Leuco.Sód.	-3	$1,04 \times 10^{-4}$	88	JDR14A	Sanukit.	-2,74	$1,81 \times 10^{-3}$
	37	JDV43	TdhMg	-3,94	$1,14 \times 10^{-4}$	89	JDV03	Leuco.Sód.	-2,77	$1,86 \times 10^{-3}$
	38	JDV55B	TdhMg	-4	$1,18 \times 10^{-4}$	90	JDV21A	Leuco.Sód.	-2,73	$1,94 \times 10^{-3}$
	39	JDS91	TdhMg	-4,05	$1,2 \times 10^{-4}$	91	JPD06A	Sanukit.	-2,7	$2,05 \times 10^{-3}$
	40	JDV20A	Sanukit.	-3,91	$1,22 \times 10^{-4}$	92	JDV19B	Leuco.Sód.	-2,65	$2,28 \times 10^{-3}$
	41	JDV44E	TdhMg	-3,91	$1,28 \times 10^{-4}$	93	JDV22A	Leuco.Sód.	-2,96	$2,46 \times 10^{-3}$
	42	JDS90A	TdhMg	-3,95	$1,28 \times 10^{-4}$	94	JDV10	Leuco.Sód.	-2,61	$2,56 \times 10^{-3}$
	43	JDV77B	TdhMg	-3,96	$1,29 \times 10^{-4}$	95	JDS92	TdhMg	-2,52	$2,76 \times 10^{-3}$
	44	JDV79	TdhMg	-3,93	$1,3 \times 10^{-4}$	96	JDS88	TdhMg	-2,48	$2,93 \times 10^{-3}$
	45	JDR11C	Sanukit.	-3,84	$1,43 \times 10^{-4}$	97	JDS86	TdhMg	-2,51	$3,12 \times 10^{-3}$
	46	JDR11D	Sanukit.	-3,84	$1,44 \times 10^{-4}$	98	JDV19A	Leuco.Sód.	-2,45	$3,71 \times 10^{-3}$
	47	JDS96	TdhMg	-3,8	$1,51 \times 10^{-4}$	99	JPD08B	Sanukit.	-1,76	$4,29 \times 10^{-3}$
	48	JDV67	TdhMg	-4,34	$1,52 \times 10^{-4}$	100	JPD08A	Leuco.Sód.	-2,36	$4,29 \times 10^{-3}$
	49	JDV44F	Sanukit.	-3,81	$1,55 \times 10^{-4}$	101	JPD07A	Leuco.Sód.	-2,27	$5,96 \times 10^{-3}$
	50	JDR06	TdhMg	-3,8	$1,57 \times 10^{-4}$	102	JDV44H	Sanukit.	-2,21	$6,27 \times 10^{-3}$
	51	JDV44C1	TdhMg	-3,87	$1,63 \times 10^{-4}$	103	JDV44A	Sanukit.	-4,41	$6,27 \times 10^{-3}$
	52	JDV44G	Sanukit.	-3,8	$1,63 \times 10^{-4}$	104	JPD07B	Leuco.Sód.	-2,04	$9,03 \times 10^{-3}$

7.3 RELAÇÃO ENTRE SM E OS TIPOS DE GRANITOIDES

A relação das unidades estudadas com as populações magnéticas (Tabela 4), mostra que o Trondhjemito Mogno tem ampla distribuição entre as populações magnéticas definidas, sendo porém, predominante na população ‘A’ (47,11%) em relação à população ‘B’(11,53%). O Leucogranodiorito sódico apresenta distribuição de seus valores de SM predominante na população ‘B’ (15,38%), enquanto que na população “A” sua participação é mais discreta, na qual suas amostras correspondem a 8,65% do total. Já nas rochas de afinidades *Sanukitoides*, a representatividade é maior na população ‘A’ (11,53%). Desta forma, correlacionando o valor de SM obtido nas amostras analisadas com a participação das mesmas em cada população pode caracterizar as duas populações magnéticas da seguinte forma, visualizada na figura 6a,b.

Tabela 4 - Estimativa percentual das medidas de SM analisadas comparando a representatividade das mesmas em cada população.

Unidades	Média de SM (104)	Populações (%)	
		A	B
Trondhjemito Mogno	58,65	47,11	11,53
Leucogranodiorito Sódico	24,03	8,65	15,38
Rochas <i>Sanukitoides</i>	17,3	11,53	5,76
TOTAL	99,98	67,29	32,67



Legenda



Leucogranodioritos Sódicos



Trondhjemito Mogno



Rochas de afinidades *Sanukitóides*

Figura 6 - Diagramas da Média de SM. a) Histogramas exibindo a distribuição das unidades estudadas. b) Gráficos de probabilidade referentes aos dados médios de SM das unidades descritas.

Fonte: Da autora.

a) População A

Compreende 67,29% do total de amostras analisadas e corresponde aos valores mais baixos de SM, entre $2,2 \times 10^{-5}$ a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv. A unidade com maior representatividade nesta população é o Trondhjemitó Mogno (47,11%), seguido dos *Sanukitoides* (11,53%) e dos Leucogranodioritos sódicos (8,65%).

b) População B

Abrange 32,67% do total de amostras medidas, e corresponde aos valores mais elevados de SM, os quais variam entre $6,88 \times 10^{-4}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv. Tem como principais representantes, amostras do Leucogranodiorito sódico e do Trondhjemitó Mogno, com 15,38% e 11,53%, respectivamente. Os *Sanukitoides* correspondem a apenas 5,76% do total de amostras pertencentes a esta população. Nota-se ainda, que nesta população os Leucogranodioritos sódicos são amplamente predominantes neste intervalo de SM, enquanto que o Trondhjemitó Mogno ocupa predominantemente o intervalo com valores mais baixo de SM. Nos gráficos de média de SM das unidades de rochas estudadas é possível observar a variação do comportamento magnético de cada população, assim como a distribuição dos granitoides nas mesmas (Figura 7).

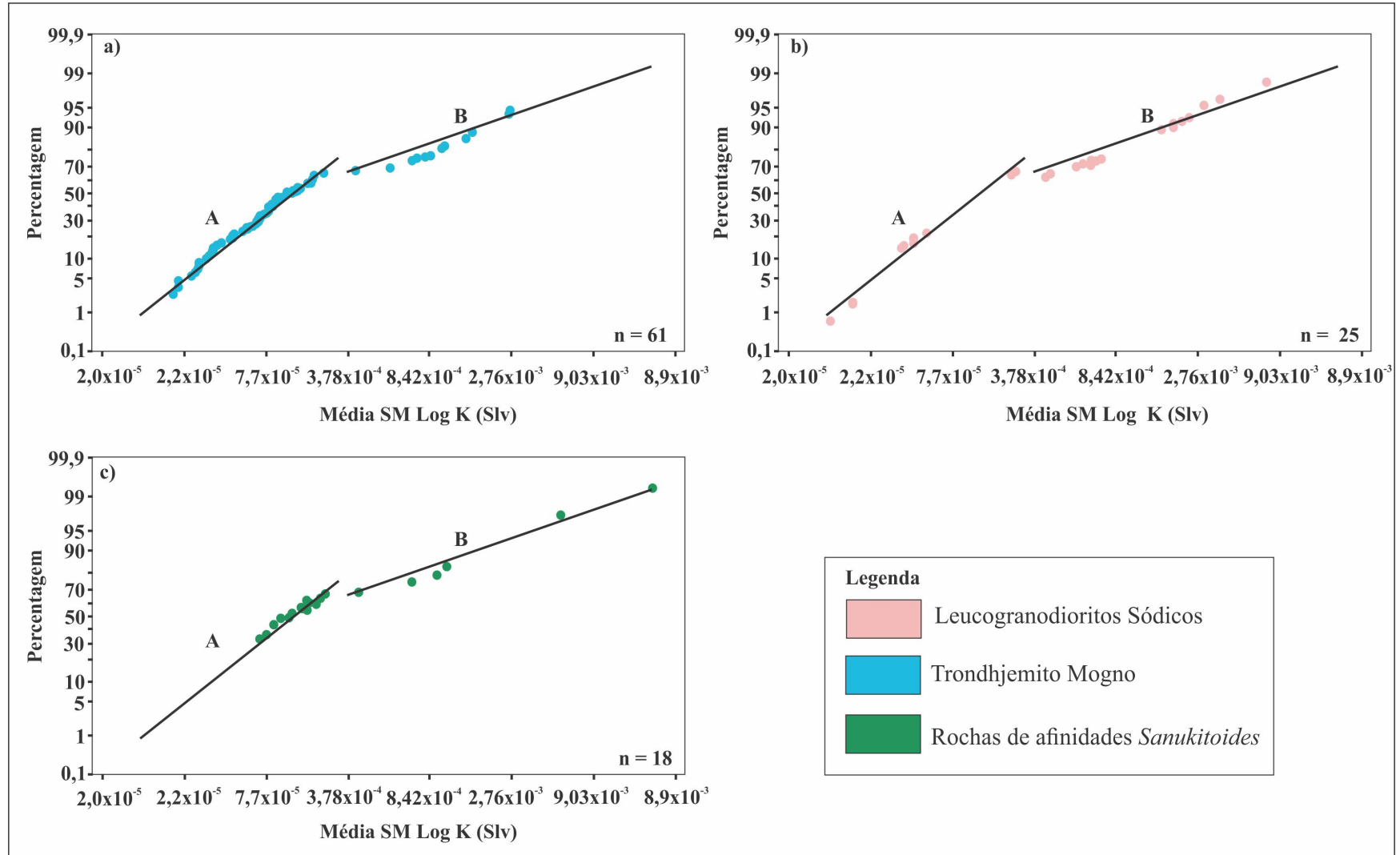


Figura 7 - Gráficos de probabilidade exibindo as populações magnéticas e a distribuição dos granitoides estudados.

Fonte: Da autora.

7.4 RELAÇÃO ENTRE SM E CONTEÚDO MINERAL

Os granitoides arqueanos da área de Bannach apresentam, em geral, conteúdos modais de minerais máficos expressivos (desde 0,85% até 21,40%), dentre os quais o Leucogranodiorito sódico é a unidade que apresenta os conteúdos mais baixos (2 a 4,8% em média). Os granitoides afins dos *Sanukitoides* apresentam comumente conteúdos de minerais máficos acima de 5%, já o Trondhjemito Mogno mostra valores superiores a 2%, com 5 amostras com valores acima de 10%. Em relação ao conteúdo de minerais opacos, verifica-se que o Trondhjemito Mogno tem valores inexpressivos (0,10% no geral), o Leucogranodiorito sódico apresenta valores entre 0,15 a 0,25%, enquanto que os *Sanukitoides* são os que possuem os valores mais expressivos comparados com os demais granitoides (0,10-0,40%). O conteúdo de biotita no Trondhjemito Mogno está entre 4-8%, com raras amostras com valores inferiores a 1%. No Leucogranodiorito sódico observa-se um conteúdo modal de biotita entre 1 a 4%, com poucas amostras com valores acima de 5%, e raras abaixo de 1%. Já os *Sanukitoides* possuem em média, conteúdo modal de biotita entre 2-4,5%, com raras amostras com conteúdos acima de 7%. Em relação ao conteúdo de epidoto primário, observa-se que no Trondhjemito Mogno os valores acima de 1% são significativos, enquanto que no Leucogranodiorito sódico ocorre o inverso, onde este mineral ocorre geralmente abaixo de 1%, raros aqueles com valores acima de 1%. Os *Sanukitoides* têm um conteúdo de epidoto primário similar ao Trondhjemito Mogno, com valores frequentes acima de 1%, e poucas amostras com conteúdo modal inferior a 1%.

A relação entre a SM e o conteúdo de máficos tende a ser inversamente proporcional, em geral, definindo *trend* negativo, conforme observado na figura 8a. Neste caso, as amostras pertencentes ao Trondhjemito Mogno e aos *Sanukitoides* apresentam predominantemente os mais baixos valores de SM (entre $2,2 \times 10^{-5}$ Slv a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv), no geral, e conteúdo de minerais máficos elevados, enquanto que o Leucogranodiorito sódico possui alta SM (máxima de $9,03 \times 10^{-3}$ Slv) e baixo conteúdo de máficos. Comportamento semelhante é observado na relação entre o conteúdo modal de quartzo e SM (Figura 8b). Neste, a tendência de correlação negativa é dada pelos conteúdos mais elevados de quartzo das rochas do Trondhjemito Mogno, e seus valores mais baixos de SM, em relação àqueles mostrados pelo Leucogranodiorito sódico. Já a relação entre o conteúdo de minerais opacos e SM tende a ser diretamente proporcional nos granitoides estudados, sugerindo que os conteúdos mais elevados destes minerais no grupo de rochas *Sanukitoides* de alta SM, e que são mais discretos nos Leucogranodiorito sódico, reflitam em seu comportamento magnético (Figura 8c). Por outro lado, os valores mais baixos do conteúdo de

minerais opacos descritos no Trondhjemito Mogno e nas demais rochas *Sanukitoides* influenciem em seus baixos valores de SM. Já os conteúdos modais de biotita, titanita e epidoto magmático destes granitoides mostram-se amplamente dispersos quando correlacionados aos dados de SM de suas respectivas amostras. No entanto, nota-se que para as rochas do Trondhjemito Mogno a biotita parece influenciar nos valores de SM, onde é possível sugerir um *trend* levemente positivo entre tais variáveis (Figura 8d), enquanto que para as rochas do Leucogranito sódico tal comportamento é quase constante, denunciando que a biotita não influencia significativamente nos valores de SM dessas rochas. Por sua vez, os conteúdos modais de titanita e epidoto são inversamente proporcionais aos valores de SM (Figuras 8e e 8f), onde o Trondhjemito Mogno mostra conteúdo modal elevado do primeiro, assim como os *Sanukitoides*, enquanto que o Leucogranodiorito sódico é empobrecido no mesmo, em especial nas rochas de mais alta SM. Este comportamento pode estar ligado à desestabilização dos minerais óxidos de Fe-Ti. Tal tendência também é mostrada pelo epidoto que é extremamente frequente nos *Sanukitoides* e escassos nas amostras do Leucogranito sódico (Figura 8f).

A relação da paragênese secundária presente nestas rochas com seus respectivos valores de SM pode ser discutida tomando como base o comportamento do conteúdo modal de clorita (Figura 8g). Esta relação (clorita x SM) mostra que os conteúdos modais mais elevados deste mineral encontram-se nas rochas do Trondhjemito Mogno, e que tendem a apresentar os valores mais baixos de SM, enquanto nas rochas que apresentam tais valores mais elevados, em especial aquelas pertencentes ao Leucogranodiorito sódico, seus conteúdos modais de clorita são sempre inferiores a 1%. Este comportamento sugere que as rochas do Trondhjemito Mogno foram as mais afetadas por processos de transformação tardi a pós-magmática, o que é denunciado por seus elevados conteúdos de clorita e intenso grau de saussuritização do plagioclásio, além da intensa formação de goetita a partir de sulfetos e de cristais de magnetita, o que justificaria seus valores mais baixos de SM.

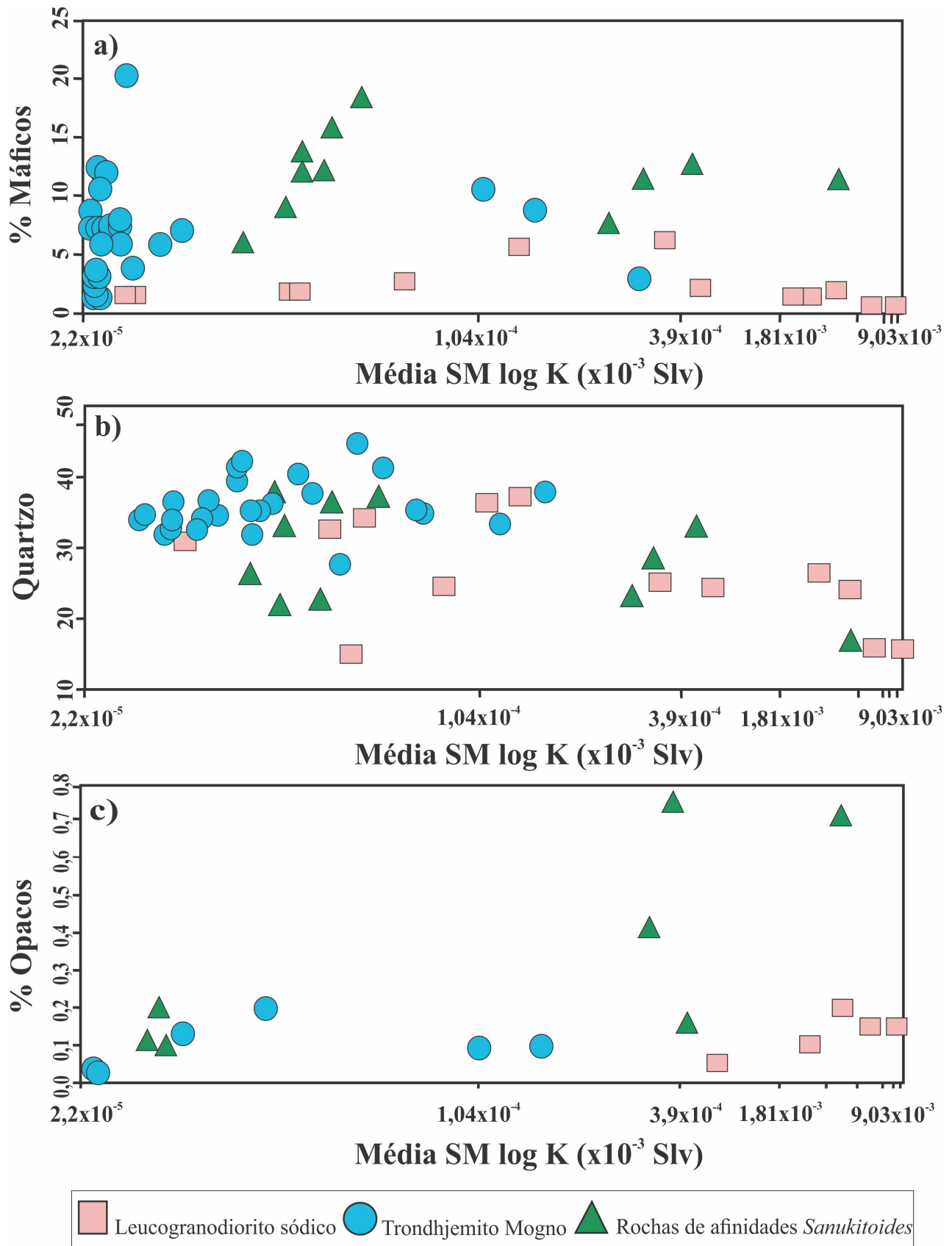
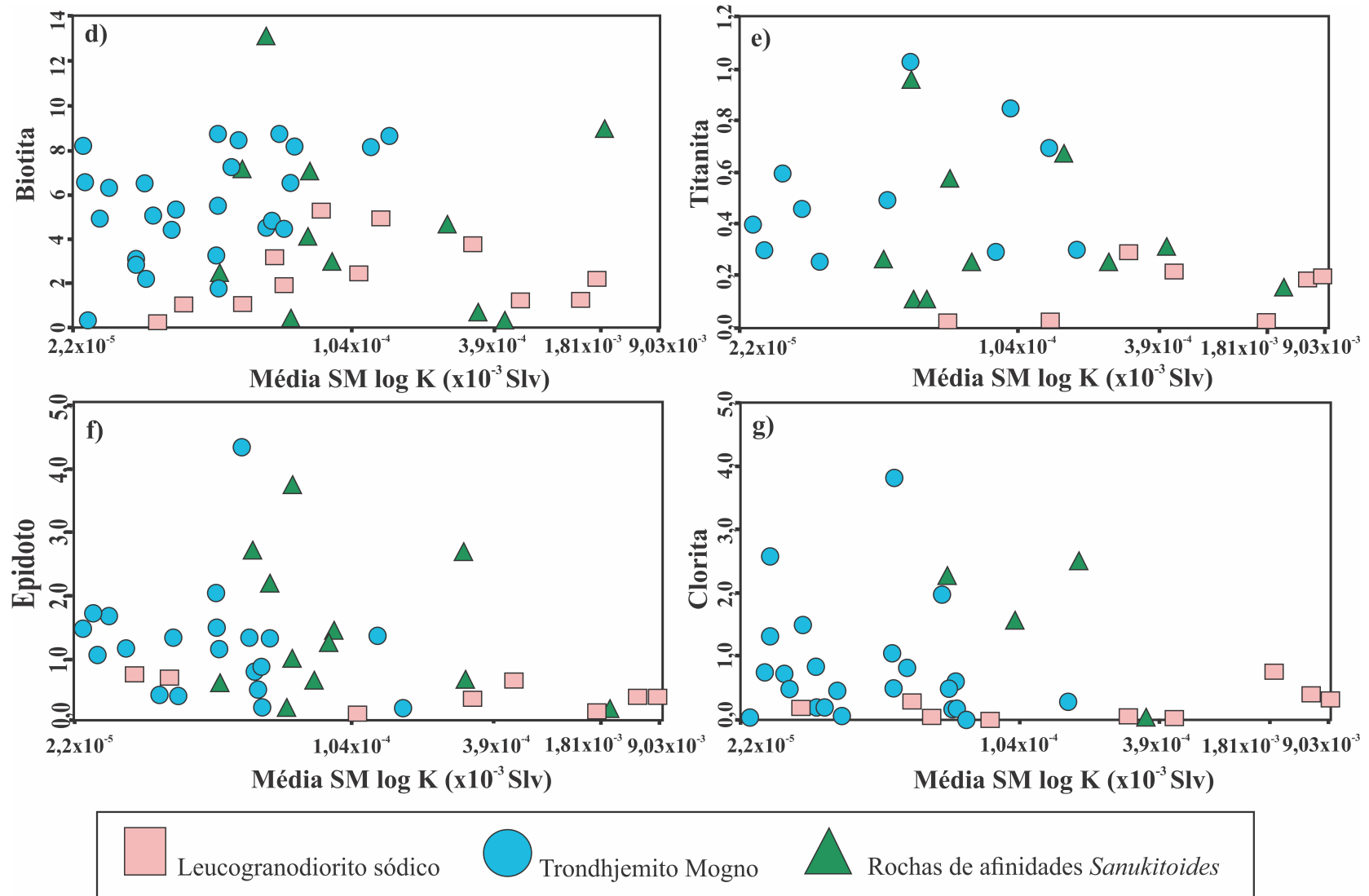


Figura 8 - Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e a concentração modal. a) Máficos, b) Quartzo, c) Opacos.

Fonte: Da autora.



Continuação Figura 8 - Diagramas binários relacionando os valores de suscetibilidade magnética (SM) e a concentração modal. d) Biotita, e) Titanita, f) Epidoto, g) Clorita.

Fonte: Da autora.

7.5 RELAÇÃO ENTRE SM E DADOS QUÍMICOS

Foram realizadas análises químicas de elementos maiores em 26 amostras representativas dos granitoides estudados, onde 12 dessas análises foram destinadas ao Trondhjemitó Mogno, 9 para o Leucogranodiorito sódico e 5 para os *Sanukitoides* (Tabela 5). A partir destes dados, nota-se que os conteúdos de SiO₂ do Trondhjemitó Mogno variam entre 67,3 e 76%, enquanto que nos Leucogranodioritos sódicos estes valores são ligeiramente menos elevados, variando de 71,47% a 74%. Nos *Sanukitoides*, o conteúdo de SiO₂ é significativamente mais baixo em relação aos demais granitoides, sendo restrito ao intervalo de 56,61 a 68,25%. Estas rochas são classificadas, portanto, como Leucocráticas, com níveis de elementos ferromagnesianos (Fe₂O₃ + MgO + TiO₂) sempre inferiores a 8,0% no Trondhjemitó Mogno, a 3,0% no Leucogranodiorito sódico e a 9,0% nas rochas de afinidades *Sanukitoides*.

A correlação entre os conteúdos de SiO₂ das rochas estudadas com seus respectivos valores de SM não é muito clara, porém, apesar da ampla dispersão dos dados, observa-se um acréscimo gradual nos valores de SM à medida em que ocorre a diminuição da sílica nos granitoides estudados, tendo, portanto, uma correlação levemente negativa entre os mesmos (Figura 9a). O somatório dos óxidos MgO+Fe₂O₃+CaO+TiO₂ é ligeiramente superior no Trondhjemitó Mogno (4-12%) e *Sanukitoides* (7-13%) em detrimento do Leucogranodiorito sódico (4-5%), que por sua vez mostra um leve decréscimo com a SM. No entanto, para as rochas do Trondhjemitó Mogno, seus valores de SM tendem a aumentar paralelamente ao aumento destes óxidos (Figura 9b). Este comportamento pode ser atribuído aos conteúdos mais elevados de biotita e titanita nas rochas com valores mais elevados de SM.

Tabela 5 - Composições químicas dos granitoides estudados.

	Trondhjemito Mogno											
	JDR23	JDV30A	JDV30B	JDV36	JDV37A	JDV38A	JDV42	JDV44A	JDV54	JDV56	JDV63	JDV78A
SiO₂	73,9	70,34	67,3	70,60	69	73	73	76,00	71,5	69,84	69,77	73,70
TiO₂	0,25	0,28	0,37	0,32	0,48	0,3	0,3	0,24	0,3	0,35	0,29	0,11
Al₂O₃	14,8	15,79	16,75	15,35	15,93	14,72	14	13,30	15,3	15,00	15,76	15,15
Fe₂O₃(total)	1,83	2,36	3,37	2,70	3,42	2,5	2,5	1,75	2,6	3,13	2,54	1,04
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02
MgO	0,5	0,72	1,11	0,87	1,2	0,6	0,75	0,50	0,81	0,88	0,85	0,25
CaO	2,3	3,26	4,01	3,39	3,7	3,1	2,4	2,86	3,8	2,73	3,51	2,00
Na₂O	5	4,78	4,79	4,69	4,6	4,35	4	4,06	4,36	3,42	4,68	5,45
K₂O	1,3	1,41	1,3	1,26	1,15	1,3	2,88	0,85	1,19	3,30	1,15	2,00
P₂O₅	0,07	0,08	0,09	0,09	0,1	0,09	0,1	0,05	0,09	0,08	0,09	0,03
Total	99,98	99,05	99,13	99,31	99,63	99,99	99,97	99,64	99,99	98,78	98,67	99,75

	Leucogranodiorito sódico									Rochas de afinidades <i>Sanukitoides</i>				
	JDV03	JDV05	JDV06	JDV08	JDV09	JDV16	JDV17	JDV19A	JDV21	JDV20B	JDR11B	JPD03	JPD06A	JPD08B
SiO₂	73,97	74,00	72,20	73,15	71,70	72,20	71,47	73,70	73,20	67,87	56,61	68,9	68,25	66,22
TiO₂	0,12	0,12	0,14	0,16	0,15	0,17	0,15	0,14	0,13	0,40	0,62	0,4	0,41	0,44
Al₂O₃	15,00	15,60	15,25	15,40	15,70	15,89	16,13	14,75	15,60	15,15	18,38	15,3	15,08	15,25
Fe₂O₃(total)	1,05	0,95	1,04	1,15	1,12	1,30	1,16	1,09	1,41	2,97	7,2	2,97	3	4,32
MnO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,13	0,04	0,05	0,05
MgO	0,34	0,22	0,30	0,35	0,35	0,34	0,35	0,29	0,28	1,43	2,68	1,39	1,43	1,74
CaO	2,00	1,76	2,03	2,22	2,26	2,54	2,53	2,16	2,82	2,62	6,62	2,56	4,17	2,28
Na₂O	5,40	5,52	5,41	5,70	5,90	5,72	5,60	5,06	5,64	4,38	4,26	4,62	5,35	4,12
K₂O	1,94	1,72	2,15	1,80	1,82	1,77	1,75	1,97	0,77	3,54	1,34	3,46	0,83	4,02
P₂O₅	0,05	0,01	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,01	0,03	0,18	0,15	0,16	0,17	0,19
Total	99,89	99,91	98,57	99,99	99,06	99,99	99,20	99,19	99,91	98,57	97,99	99,8	98,74	98,63

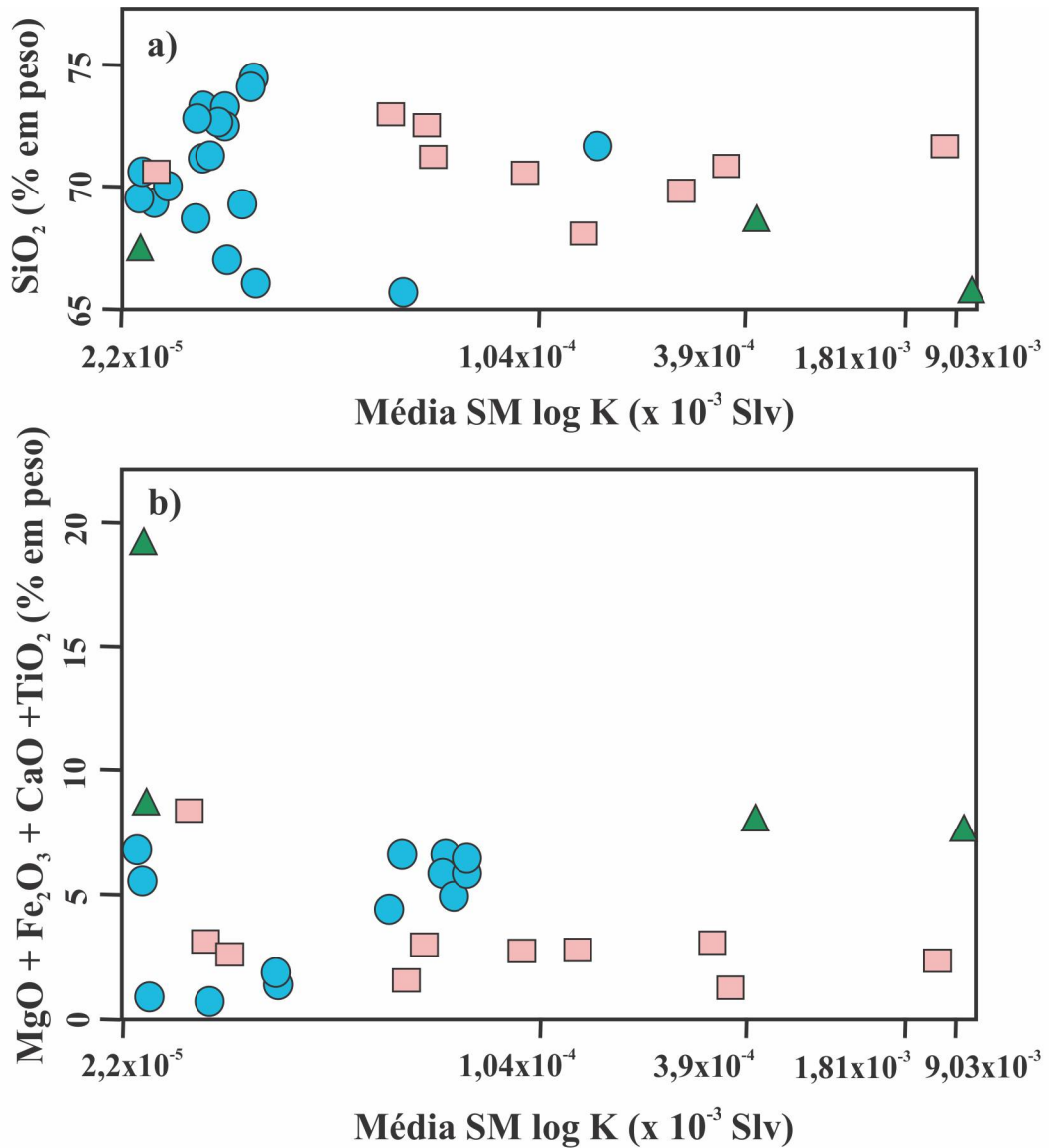


Figura 9 - Diagrama binário de SM com relação a composição química.: a) SiO_2 , b) $\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2$.
 Fonte: Da autora.

8 MINERAIS ÓXIDOS DE Fe-Ti

Os minerais opacos estudados estabelecem ampla associação com os minerais ferromagnesianos (biotita e anfibólio, por vezes formando a textura intersticial com os mesmos) e acessórios primários como titanita, apatita e zircão. Além de ocorrerem como cristais individuais ou em agregados, também podem ocorrer dispostos ao longo dos planos de clivagem dos minerais máficos (como na biotita) ou preenchendo fraturas, ou ainda como inclusão. Esses minerais estão presentes nas três unidades estudadas como fases acessórias, caracterizados como magnetita (Mt), ilmenita (Ilm) e hematita (Hm). Estes últimos ocorrem como produto de alteração dos cristais de Mt (martitização), no qual a oxidação e substituição reflete nos valores de SM. Em menores proporções em relação aos minerais supracitados, são identificados também goetita e sulfetos (pirita e calcopirita). Apesar das unidades estudadas apresentarem similaridades em relação à associação mineralógica de óxidos de Fe-Ti, as mesmas diferem quanto aos seus conteúdos modais, aspectos texturais e intensidade dos processos de oxidação atuantes durante a sua formação.

No geral, a granulação dos cristais de minerais opacos é fina (0,1 mm) para as populações magnéticas de mais baixo valor de SM (população “A”, $2,2 \times 10^{-5}$ a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv), enquanto que na população de alto valor de SM (população “B”, $6,68 \times 10^{-4}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv) varia de média a grossa (>0,2 mm). A intensidade dos processos de oxidação também é distinta entre as populações descritas, onde na população “A” ocorrem cristais de magnetita mais martitizados, por vezes corroídos, enquanto que na população “B” essas alterações são mais incipientes ou ausentes. Quanto a mineralogia dos opacos observa-se que na população “A” ocorre além de magnetita martitizada, outros minerais como pirita, calcopirita e goetita, que devido aos seus aspectos texturais bordejando ou inclusos em outros minerais, infere-se que são produtos de alteração ou que representam fases minerais instáveis, o que corrobora com o decréscimo dos valores de SM, já que na população “B” há basicamente a presença de magnetita, com raros conteúdos de fases minerais secundárias.

A tabela 6 mostra os tipos e os principais aspectos dos minerais opacos que ocorrem em cada unidade identificada na área de Bannach. No Trondhjemitito Mogno há ocorrência de cristais de ilmenita e magnetita bordejadas por titanita, indicando a transformação das primeiras para esta última. A magnetita ocorre geralmente martitizada, onde apresenta finas lamelas de hematita. É comum ainda, a ocorrência de cristais de pirita bem formados, e com bordas de goetita com textura colofome típica. No Leucogranodiorito sódico, em termos de mineralogia de opacos, observa-se basicamente a predominância de magnetita, raramente bordejada por titanita. Enquanto

que nos *Sanukitoides* ocorrem cristais de pirita corroídos e bordejados por goetita, ou ainda, cristais individuais de goetita bem formados, com ocorrências subordinadas de magnetita martitizada. E raramente também se observa a presença de calcopirita associada com magnetita.

Tabela 6 - Distribuição dos minerais óxidos Fe-Ti e sulfetos nas unidades estudadas.

Granulação	Trondhjemito Mogno	Leucogranodiorito Sódico	Rochas <i>Sanukitoides</i>
Fina	Ilmenita+Magnetita bordejada por titanita Magnetita martitizada	Magnetita martitizada	Pirita bordejada por goetita Magnetita martitizada
Média a grossa	Ilmenita+Magnetita bordejada por titanita Pirita Pirita bordejada por goetita	Magnetita martitizada	Goetita Pirita bordejada por goetita Magnetita associada a titanita Magnetita com calcopirita

a) Trondhjemito Mogno

A assinatura magnética desta unidade concentra-se predominantemente na população “A” (SM entre $2,2 \times 10^{-5}$ a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv), a de mais baixos valores de SM. Os minerais opacos são representados por magnetita, ilmenita, pirita e goetita, e secundariamente por hematita que ocorre como produto de alteração da magnetita sob a forma de lamelas (martitas). Texturalmente, os mesmos ocorrem inclusos ou associados aos minerais ferromagnesianos, principalmente à biotita, e mais raramente à clorita e epidoto. Localmente podem ainda estar inclusos em cristais de plagioclásio e quartzo.

A titanomagnetita original (TMt) atualmente é encontrada como magnetita (Mt), com propriedades ópticas em luz refletida de cor cinza com tons levemente rosados, reflectância baixa, birreflectância ausente, isotrópica, e reflexos internos ausentes. É predominantemente xenomórfica e subordinadamente hipidiomórfica, de dimensões de $\sim 0,2$ mm, e ocorre geralmente em contato com minerais ferromagnesianos e plagioclásio, ou como inclusão em quartzo. Apresenta-se ainda, levemente martitizada (Figuras 10a-b). A ilmenita (Ilm) possui coloração marrom clara, reflectância média, birreflectância baixa, anisotropia distinta variando de cinza azulada a azul esverdeado e reflexos internos ausentes em luz refletida. É predominantemente hipidiomórfica, está geralmente bordejada por titanita xenomórfica e apresenta comumente finas lamelas de hematita (Figuras 10c-f), e de dimensões de aproximadamente 0,2 mm. Tais lamelas são produtos do processo de oxi-exsolução da solução sólida ilmenita-hematita. Sendo o titânio solúvel na estrutura da hematita, soluções sólidas sujeitas a um resfriamento lento podem produzir ilmenita contendo exsolução de hematita paralelas aos planos basais a depender das proporções disponíveis de ferro e titânio no sistema (Staton 1972).

Dentre os tipos texturais de ilmenita propostos por Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1991) e Dall'Agnol *et al.* (1997), foi identificado apenas o tipo individual (Ilm I) que se caracteriza como aqueles cristais que não se encontram em contato ou intercrescidos com magnetita, e mais comumente inclusos em anfibólios e feldspatos. Cristais de ilmenita xenomórfica que ocorrem invadidos ou circundados por titanita, indicam desestabilização e substituição parcial da Ilm I, onde provavelmente ocorreu a utilização do Ti para a formação de titanita, além de que Ca e Si, também necessários, podem ser provenientes da desestabilização de anfibólio ou do próprio líquido magmático (Oliveira *et al.* 2002). A Ilmenita pode ocorrer ainda associada a cristais de pirita ou disseminada nos planos de clivagem da biotita como cristais diminutos arredondados. A Pirita (Py) apresenta cor amarelo pálido, com reflectância média, birreflectância ausente, anisotropia fraca e reflexos internos ausentes em luz refletida. Pode ocorrer tanto como cristais hipidiomórficos isolados como cristais xenomórficos circundados por goetita, de dimensões que variam de média a fina (0,01-0,02 mm) (Figura 11a-f).

b) Leucogranodiorito sódico

Esta unidade possui valores de SM intermediário a alto com variação de SM entre $6,88 \times 10^4$ Slv a $9,03 \times 10^3$ Slv. Como característica marcante desta unidade destaca-se a ocorrência amplamente dominante de magnetita incipientemente martitizada em relação aos demais óxidos e sulfetos. Os altos valores de SM atribuídos a esta variedade podem ser resposta aos altos conteúdos de magnetita, sendo estes expressivos quando comparados com aqueles das demais variedades, e à granulação média a grossa ($>0,3$ mm) dos cristais de magnetita. A magnetita apresenta propriedades óticas similares aos cristais que ocorrem no Trondhjemito Mogno (Figura 12). Seus cristais são hipidiomórficos, por vezes xenomórficos, e ocorrem associados aos minerais ferromagnesianos, ou disseminada em cristais de feldspatos e quartzo. Nesta unidade a martitização ainda é incipiente, comparado com as demais unidades, limitando-se apenas às bordas dos cristais, o que também explica os mais altos valores de SM. Segundo Frost (2011), a SM das rochas depende do conteúdo modal de minerais opacos, tamanho dos grãos e modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nelas contidos. Esses minerais e seus estados físico-químicos controlam a intensidade e estabilidade da SM ao longo do tempo.

c) Rochas de Afinidade *Sanukitoides*

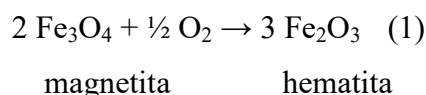
No geral esta unidade apresenta valores de SM entre $2,2 \times 10^5$ Slv a $3,9 \times 10^4$ Slv, correspondente a população “A”, a de mais baixo valor de SM. Magnetita, goetita, pirita, e

calcopirita representam os minerais opacos presentes nesta variedade. Estes ocorrem como inclusões disseminadas em cristais de plagioclásio e quartzo, associados aos ferromagnesianos (principalmente biotita), ou por vezes ocorrem sendo bordejados parcialmente por titanita. Como característica marcante desta variedade destaca-se a relação entre pirita e goetita, onde ambos podem ocorrer associados à cristais de titanita (Figura 13). Relação análoga é observada para a associação entre titanita e magnetita, onde esta última pode ocorrer sendo parcialmente bordejada pela titanita (Figura 14a) ou em contato regular com a mesma (Figura 14b-c). Geralmente o grau de alteração da magnetita é intenso (Figura 14d), onde podem ocorrer cristais de calcopirita e pirita inclusos na mesma (Figura 14e-f).

A magnetita (Mt) ocorre predominantemente como cristais hipidiomórficos de hábito hexagonal, de granulação média a grossa (>0,2mm), associada principalmente aos minerais ferromagnesianos, titanita, quartzo e, por vezes, ao epidoto. A pirita (Py) é abundante, e sempre mostrando feições de transformação para goetita. A calcopirita (Cpy) é ainda mais rara, apresentando-se como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com granulação média a fina, localmente associada ou inclusa na magnetita.

Um aspecto importante a ser atribuído às unidades supracitadas são as reações envolvidas no processo de oxidação da magnetita, que conduz à formação da hematita, considerada o produto de alteração da magnetita sob a forma de martita. De acordo com Buddington & Lindsley (1964) e Haggerty (1981a), a formação da martita está relacionada a um ambiente oxidante, no limite superior da fugacidade de oxigênio na qual a magnetita pode existir como um componente estável, admitindo-se que a temperatura de formação da martita seja inferior a 620°C, em condições *subsolidus* (Spencer & Lindsley 1981).

A martita exhibe, no geral, formas lamelares, desenvolvendo-se a partir da borda da magnetita hospedeira. Porém, quando o processo é mais intenso chega a formar uma auréola na magnetita. Este processo de substituição é sua característica típica e sua formação pode ser explicada pela reação abaixo (Haggerty 1981b):



A presença de titanita bordejando os cristais de magnetita, indica que esta foi formada a partir da liberação de Fe e Ti da titanomagnetita original (atualmente magnetita) onde o líquido magmático seria enriquecido nos íons de Ca^{+2} , Si^{4+} e O^{2-} , além de Ti^{4+} , que baseado em Oliveira *et al.* (2002) esta reação é representada por:

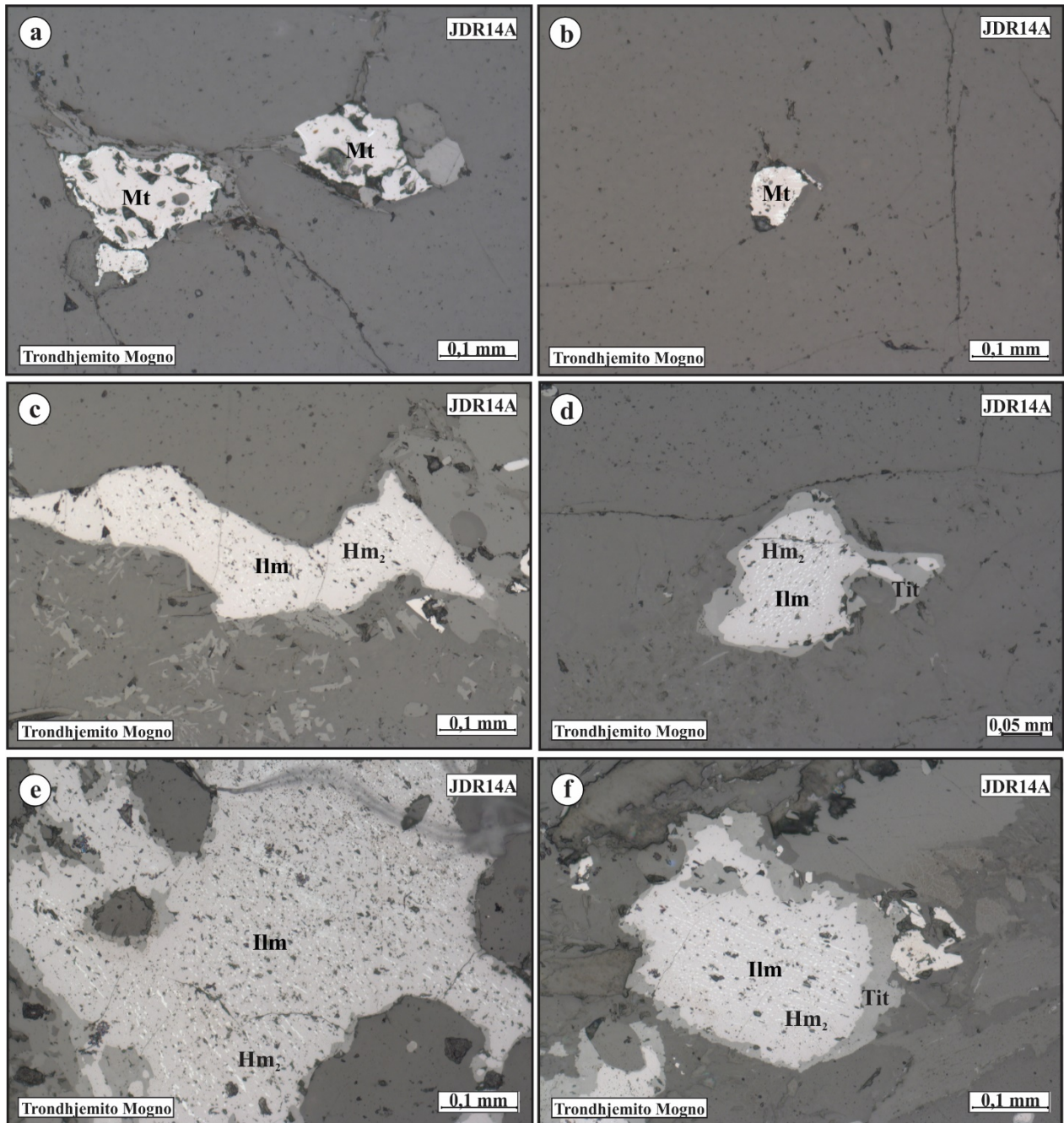


Figura 10 - Fotomicrografia em luz refletida das relações texturais dos minerais óxidos de Fe-Ti e outras associações na unidade Trondhjemite Mogno. a) Magnetita (Mt) martitizada xenomórfica, b) Mt martitizada de granulação muito fina, c) Ilmeno-hematita (cristais de ilmenita com lamelas de hematita – Hm₂), d) Ilmeno-Hematita bordejada por Titanita (Tit), e) Ilmeno-Hematita de granulação grossa, f) Ilmeno-Hematita bordejada por Titanita (Tit).

Fonte: Da autora.

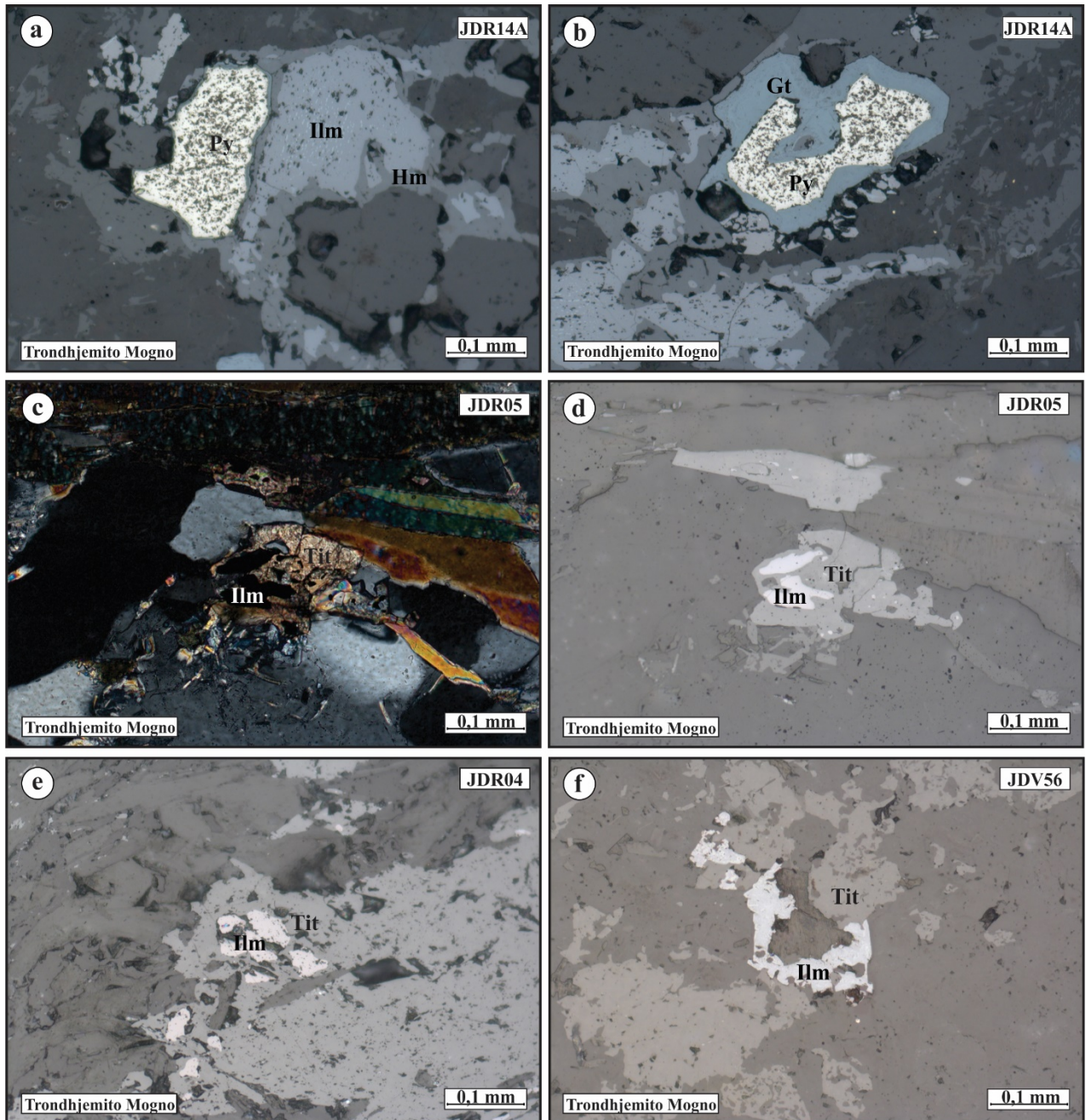


Figura 11 - Fotomicrografia em luz refletida e polarizada das relações texturais dos minerais óxidos de Fe-Ti e outras associações na unidade Trondhjemite Mogno. a) ilmenita bordejada por titanita e associada a cristais de pirita (Py), b) pirita bordejada por goetita, sugerindo a desestabilização parcial da mesma, c) ilmenita (Ilm) incluída na titanita em luz polarizada, d) Ilm incluída na titanita em luz refletida, e) Ilm sendo bordejada por titanita, provavelmente devido a transformação da ilmenita para titanita, f) a disponibilidade de Ti e Ca pode ter contribuído para essa restrita associação entre ilmenita e titanita (Tit).

Fonte: Da autora.

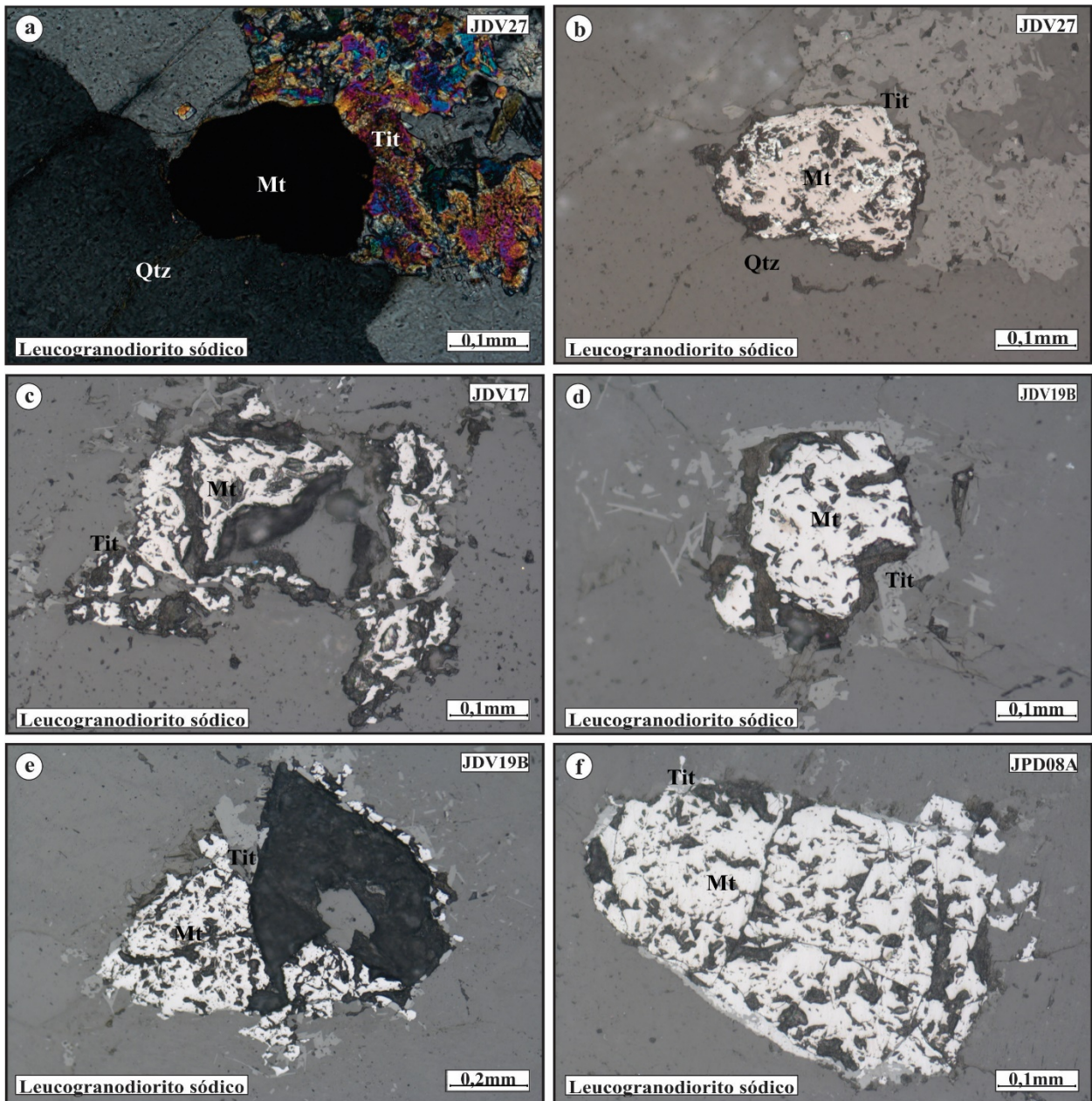


Figura 12 - Fotomicrografia da associação textural microscópica dos óxidos de Fe-Ti no Leucogranodiorito sódico. a) Magnetita (Mt) associada com quartzo e titanita em luz polarizada, e b) em luz refletida observar a leve martitização e hábito subarredondado, c) Mt sem martitização, mas relativamente corroída, d) Mt de granulação média (0,2-0,3 mm) em contato com titanita, e) Mt sem martitização associada a titanita, a porção escura denota um buraco, f) Mt de granulação grossa (>0,3 mm) bordejada por finas lâminas de titanita.

Fonte: Da autora.

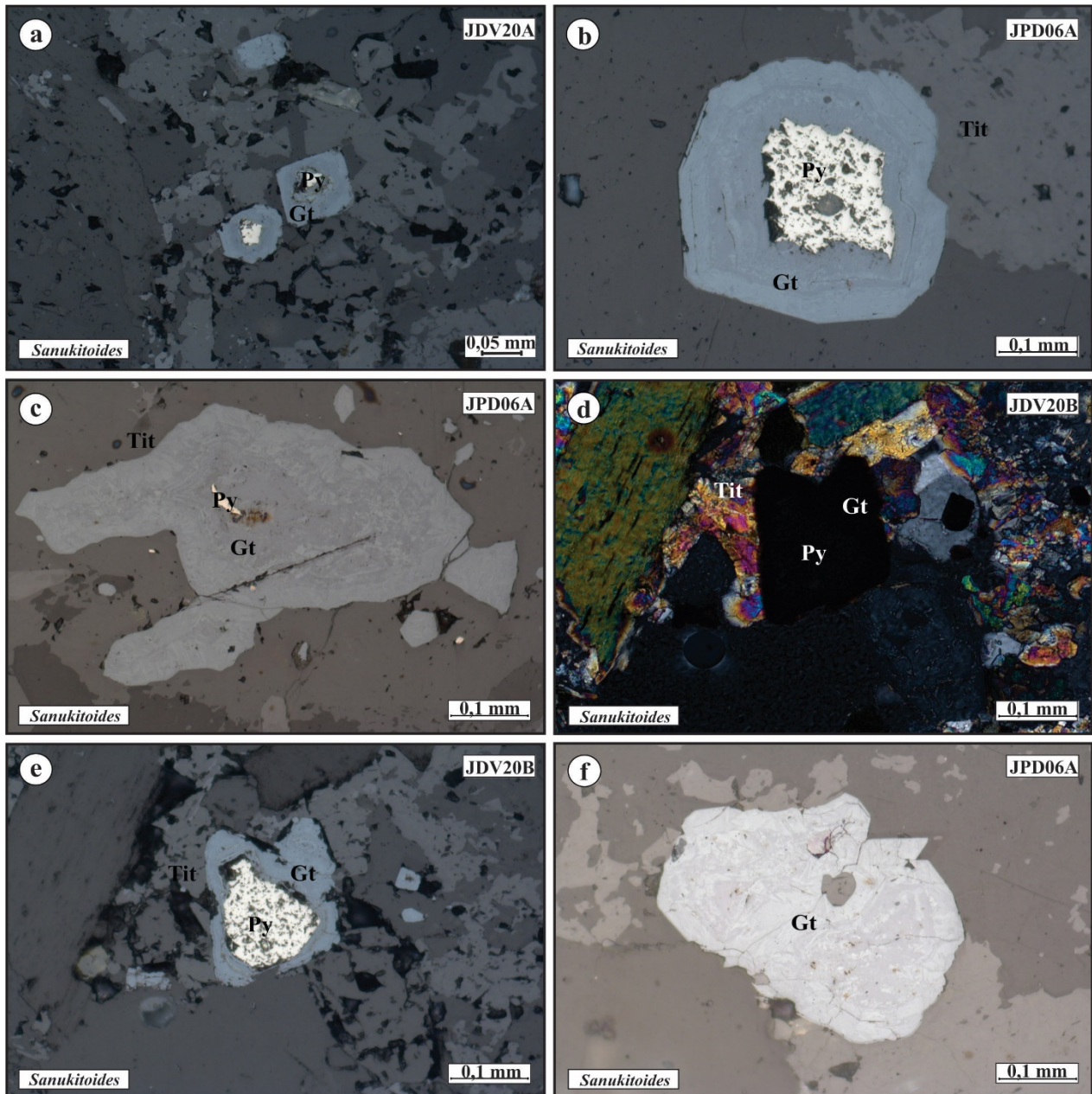


Figura 13 - Fotomicrografia de luz refletida dos minerais óxidos da unidade *Sanukitoides*, exibindo seus principais aspectos texturais.: (a) diminutos cristais de pirita bordejados por goetita (Gt); (b) pirita (Py) hipidiomórfica bordejada por goetita (Gt) e associada a titanita (Tit); (c) diminuto cristal de pirita (Py) com coroas de goetita (Gt) sugerindo evidência de transformação daquela para goetita e em contato com titanita (Tit); (d) pirita (Py) com coroas de goetita (Gt) e em contato regular com titanita (Tit), todas associadas a biotita e feldspatos em luz polarizada; (e) pirita (Py) bordejada por goetita (Gt) e em contato com titanita (Tit) em luz refletida; (f) goetita (Gt) subarredondada de granulação grossa.

Fonte: Da autora.

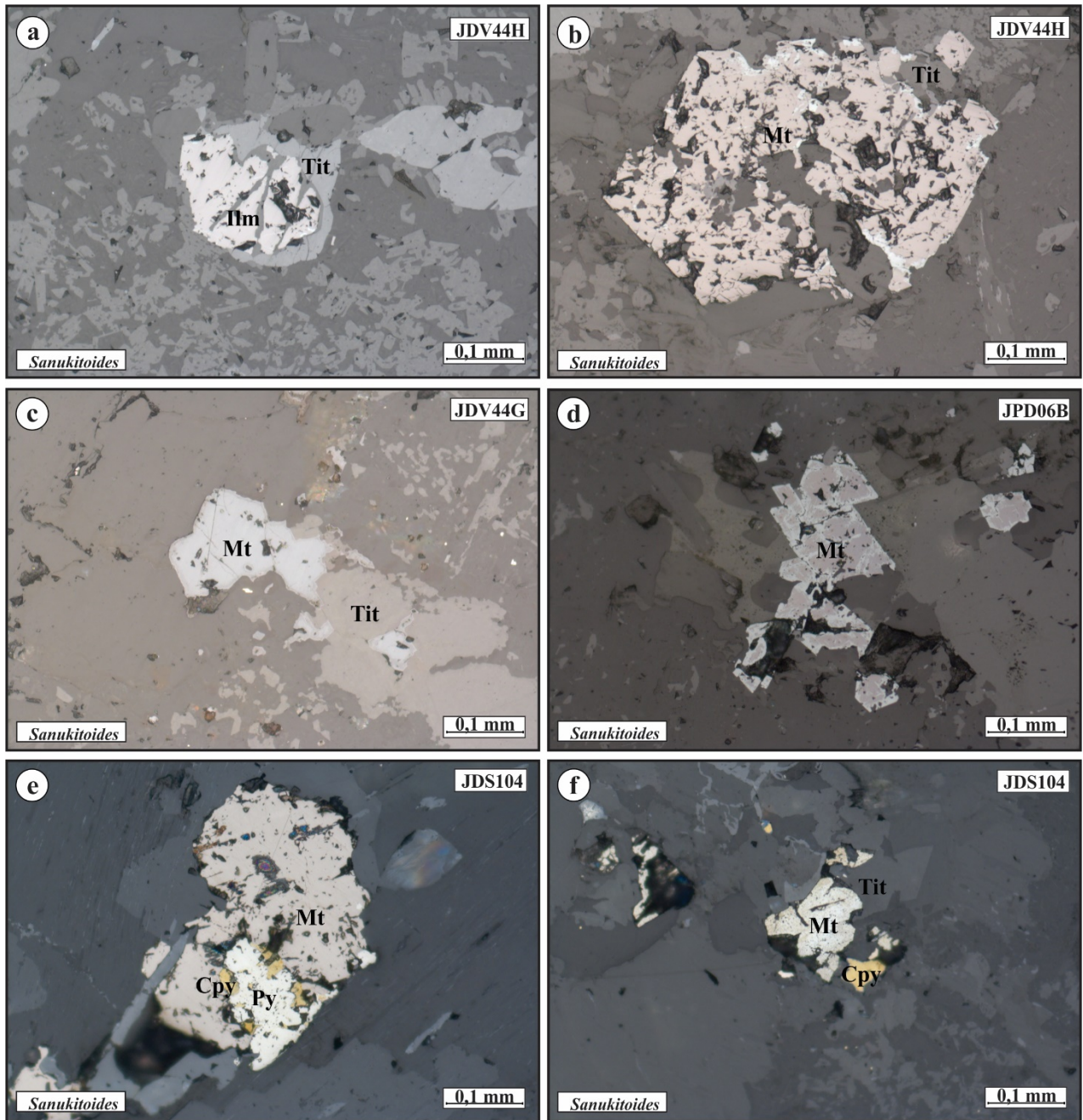
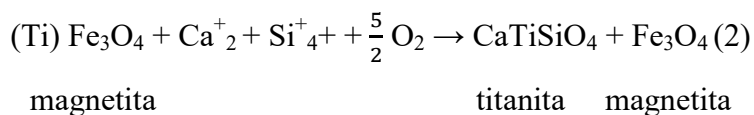


Figura 14 - Fotomicrografia de luz refletida e transmitida dos minerais óxidos da unidade *Sanukitoides*, exibindo seus principais aspectos texturais.: (a) ilmenita parcialmente bordejada por titanita (Tit); (b) magnetita (Mt) em contatos regulares a levemente reentrantes com titanita (Tit) sugerindo “interação” entre os mesmos, a magnetita encontra-se levemente martitzada nas bordas; (c) magnetita (Mt) em contato regular com titanita (Tit); (d) magnetita (Mt) intensamente martitzada; (e) magnetita (Mt) com inclusões de pirita (Py) e calcopirita (Cpy); (f) magnetita (Mt) martitzada em contato com titanita (Tit) e calcopirita (Cpy).
Fonte: Da autora.



Em relação aos sulfetos (pirita e calcopirita), os mesmos também constituem o produto da oxidação da magnetita, e a goetita, a qual encontra-se geralmente associada à pirita, bordejando-a, resulta do processos de oxi-hidratação de magnetita e pirita (Haggerty 1981b). Porém, nas amostras estudadas a goetita está ligada unicamente aos processos de oxidação da pirita, sobretudo naquelas que foram intensamente afetadas por processos pós-magmáticos.

Correlacionando os aspectos texturais dos minerais óxidos de Fe-Ti previamente descritos com o significado da assinatura magnética, e considerando que a magnetita é o principal mineral ferromagnético formado naturalmente, observa-se que a mesma é o principal parâmetro que define a SM nessas rochas, e conseqüentemente a forma, tamanho, e grau de transformação desse mineral, também influenciam nos valores de SM. Tais aspectos serão abordados a seguir, aliados à definição das populações magnéticas (Figura 15):

1) População A (SM entre $2,2 \times 10^{-5}$ a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv): caracteriza-se por apresentar cristais de magnetita primária com faces predominantemente xenomórficas, por vezes corroídas, com dimensões médias de 0,2 mm ou mesmo inferiores. Nessas rochas, esse mineral encontra-se bastante fraturado e martitizado. Sua relação de contato ocorre principalmente com minerais ferromagnesianos, raramente com feldspatos, e frequentemente inclusa no quartzo ou nos planos de clivagem da biotita. Pode ainda estar bordejada por finas lâminas de hematita e goetita, reflexo da alteração provocada por processos de oxi-exsolução, além de possuir frequentemente lamelas de hematita exsolvidas. Essas características aliadas ao intenso grau de substituição para minerais secundários oriundos do processo de oxidação da mesma, pode explicar os valores reduzidos de SM.

2) População B (SM entre $6,88 \times 10^{-4}$ a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv): definida por cristais de magnetita predominantemente hipidiomórficos, por vezes xenomórficos, geralmente possui granulação média a grossa (>0,3 mm), em formato subarredondado. Frequentemente encontra-se associada aos minerais ferromagnesianos (biotita e hornblenda), e titanita, podendo ainda estar inclusa em cristais de quartzo, e mais raramente de feldspato. Apesar do grau de martitização incipiente, quando ocorre, limita-se as bordas. Também nota-se a escassez de outros óxidos de Fe-Ti e sulfetos, sendo basicamente constituída por magnetita, que por ser considerado o principal mineral

naturalmente ferromagnético da crosta terrestre (Buddington & Lindsley 1964), pode explicar os altos valores de SM nessas amostras. Além disso, o baixo conteúdo de outros minerais óxidos de Fe-Ti não influenciam substancialmente nos valores de SM da rocha.

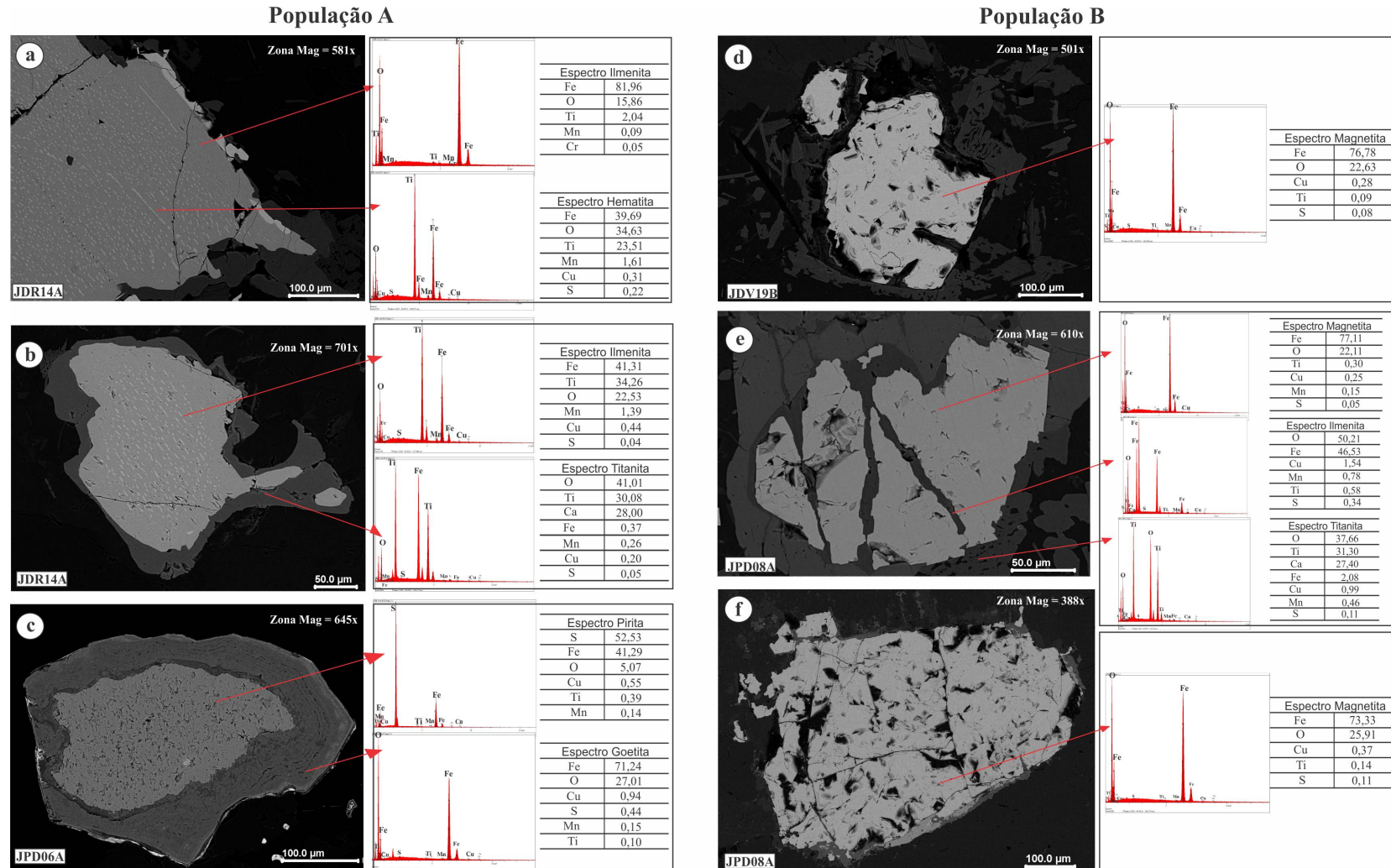


Figura 15 - Imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, acompanhadas de espectros de análises EDS semiquantitativas das principais fases minerais identificadas nas diferentes populações magnéticas.: a) cristal de Ilmenita com lamelas de Hematita (Ilmeno-Hematita); b) cristal de Ilmeno-Hematita bordejado por titanita; c) cristal de pirita bordejada por goetita; d) cristal de magnetita bem preservado; e) magnetita bordejada por titanita e ilmenita; f) cristal de granulação grossa de magnetita.

Fonte: Da autora.

9 SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe-Ti

Em observação aos aspectos texturais, mineralógicos, e de presença/ausência de alteração dos minerais óxidos de Fe-Ti, podemos estimar a sequência e as condições de cristalização dos mesmos. As evidências texturais mostram que os minerais opacos ocorrem frequentemente como inclusões nas principais fases minerais. A sequência de formação dos minerais opacos ao longo da evolução magmática dos granitoides de Bannach, pode ser subdividida em três estágios principais: (1) magmático, (2) tardi-magmático, (3) pós-magmático, que serão descritos a seguir.

(1) Magmático: evidências texturais mostram que a titanomagnetita é a fase mais precoce no Trondhjemitó Mogno, e a ilmenita também está presente neste estágio, no qual encontra-se inclusive principalmente na biotita e no quartzo, e mais raramente nos feldspatos. Está sempre associada aos demais acessórios primários, sugerindo que as mesmas tenham cristalizado em condições de temperatura similares daquelas de formação de zircão e apatita identificados nas amostras analisadas.

(2) Tardi-magmático: foram encontradas evidências deste estágio nas rochas do Trondhjemitó Mogno, onde é comum a presença de coroas de titanita em ilmenita, sugerindo a desestabilização destes minerais, e sua substituição parcial com a utilização de Ti para a formação de titanita. De acordo com Dall'Agnol *et al.* (1999) e Oliveira *et al.* (2002), o cálcio e o silício, necessário à sua formação, podem ser provenientes da desestabilização do anfibólio por reações peritéticas ou do próprio líquido magmático.

(3) Pós-magmático: caracteriza-se pelos processos de alteração aos quais essas rochas foram submetidas. Nas rochas *Sanukitoides* e Trondhjemitó Mogno, a magnetita secundária é formada a partir dos processos de desestabilização de minerais ferromagnesianos, especialmente biotita e anfibólio, e está presente sob a forma de diminutos cristais dispostos ao longo dos planos de clivagem destes minerais. A formação de martitas por processos de oxidação da magnetita ocorreu em temperaturas inferiores a 620°C em condições *subsólidas* como sugerem Buddington & Lindsley (1964) a partir de estudos experimentais. Ainda neste estágio, em mais baixas temperaturas, ocorreu a substituição de sulfetos como pirita para a goetita. Tais características de substituição são bem marcantes nos *Sanukitoides*. O momento de cristalização dos sulfetos (pirita e calcopirita), não pode ser determinado com precisão, mas provavelmente corresponde a fase *subsólida*, provavelmente, pelo aumento da fugacidade de oxigênio e altas concentrações de H₂O.

A proposta de sequência de formação dos minerais óxidos de Fe-Ti abordada neste trabalho é, portanto: (I) cristalização precoce de titanomagnetita e ilmenita, (II) desestabilização parcial de ilmenita individual originando a titanita, (III) neoformação de magnetita e hematita secundárias a partir da desestabilização dos minerais ferromagnesianos, (IV) cristalização de sulfetos (pirita e calcopirita), e (V) martitização generalizada por processos de oxidação da magnetita e reações de oxi-hidratação de sulfetos dando origem a goetita. Na figura 16 é esquematizada a sequência de formação dos minerais óxidos de Fe-Ti, sulfetos e óxido-hidróxidos de Fe em cada unidade estudada.

A pressão total (P) e a temperatura (T) decrescem de (I) para (V). Em conjunto com as evidências discutidas, essas rochas cristalizaram-se em condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) diferentes, onde há duas possibilidades para a variação de SM entre esses granitoides. A primeira está relacionada às condições de cristalização desses granitoides. Baseado nas características texturais e mineralógicas observadas no Leucogranodiorito sódico há similaridades das paragêneses minerais identificadas com àquelas definidas por Frost (2011) para os tampões formados por Hematita-Magnetita (HM) e Faialita-Magnetita-Quartzo (FMQ), onde o mesmo autor correlacionou a formação dessas assembléias minerais com elevadas condições de fO_2 . Neste caso, o Leucogranodiorito sódico poderia ter sido formado em condições de fO_2 relativamente mais elevadas que as demais unidades estudadas, acreditando-se que o mesmo se formou entre os tampões HM e FMQ definido por Frost (2011). Enquanto o Trondhjemitó Mogno e *Sanukitoides* poderiam ter sido formados em condições um pouco mais reduzidas de fO_2 .

Alternativamente, outra hipótese para explicar as variações de SM encontradas nestes granitoides é a participação da alteração secundária ou hidrotermalismo por influência externa ou pelas condições impostas pelo próprio magma. Neste caso, as rochas estudadas poderiam ter sido formadas sob as mesmas condições de fO_2 , mas foram submetidas à diferentes condições de alteração (ou enriquecimento em voláteis do magma residual) no qual possibilitou que a magnetita no Trondhjemitó Mogno e *Sanukitoides* fosse transformada gradativamente para outros minerais menos magnéticos (hematita, goetita e/ou sulfetos).

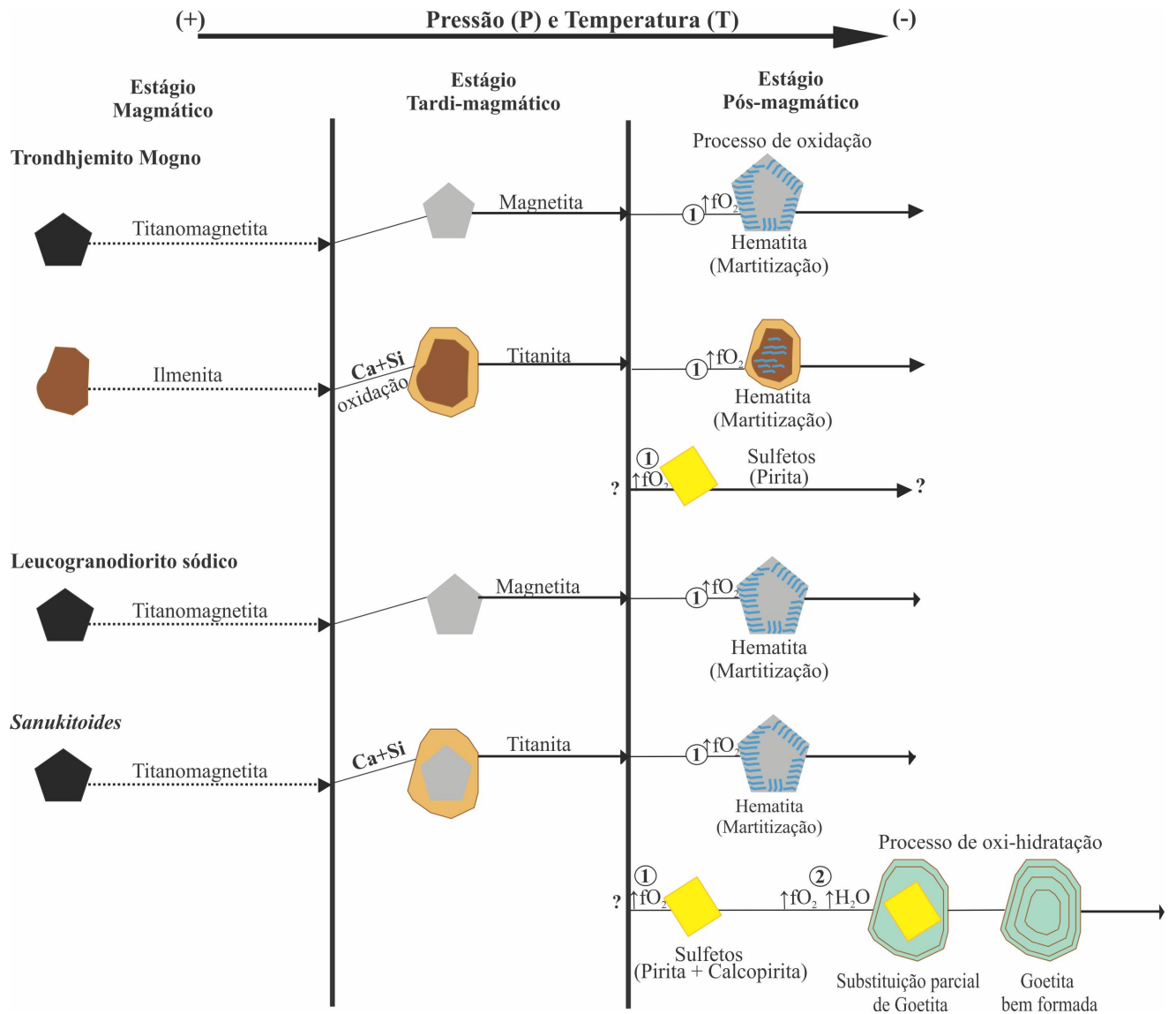


Figura 16 - Desenho esquemático proposto para sequência de formação dos minerais óxidos de Fe-Ti para os granitoides arqueanos da área de Bannach (PA) de acordo com cada unidade estudada.

Fonte: Da autora.

10 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Três variedades petrográficas coexistem na área de Bannach, as quais foram designadas de: (i) Trondhjemitó Mogno, (ii) Leucogranodiorito sódico e (iii) rochas de afinidades *Sanukitoides*. Tais variedades diferem quanto aos seus conteúdos de minerais máficos, opacos, e valores de SM. Estes últimos permitiram identificar duas populações magnéticas principais para o conjunto de rochas analisadas: população A (SM entre $2,2 \times 10^{-5}$ Slv a $3,9 \times 10^{-4}$ Slv) e população B (SM entre $6,88 \times 10^{-4}$ Slv a $9,03 \times 10^{-3}$ Slv), onde o Trondhjemitó Mogno e *Sanukitoides* são predominantes nas populações com valores mais baixos de SM e os Leucogranodioritos sódicos naquela de assinatura magnética com valores de SM intermediários a altos (População B).

No Trondhjemitó Mogno verifica-se uma leve influência dos minerais máficos e opacos no comportamento magnético destas rochas, sugerindo que as amostras com conteúdo elevado de minerais opacos possuem, certamente, além de magnetita, outros minerais óxidos de Fe-Ti (ilmenita) e sulfetos, e ainda que nesta unidade, grande parte da magnetita original foi transformada em hematita e/ou goetita. A mesma interpretação pode ser usada para os *Sanukitoides*. Os baixos valores de SM dos granitoides dessas unidades podem ser, em parte, devidos também as transformações tardi a pós-magmáticas, que devem ter funcionado como desestabilizadoras da magnetita formada nos estágios mais precoces da diferenciação magmática, bem como decorrência do caráter evoluído dos líquidos a partir dos quais estes granitos foram gerados.

Em termos quantitativos, o Leucogranodiorito sódico possui conteúdos modais de minerais máficos e opacos, em geral, mais baixos do que as demais variedades, sugerindo que a magnetita é responsável pelos seus valores elevados de SM. Além disso, a SM dessas rochas também pode ser influenciada pelos seguintes fatores: conteúdo modal de assembléias secundárias e de ferromagnesianos, grau de oxidação e tamanho dos cristais de magnetita. As maiores dimensões das magnetitas certamente é o principal fator responsável pelos valores elevados de SM (remanescente magnético menor), devido a um aumento do limite de domínio magnético (Grant 1985).

Devido às diferenças de SM entre as unidades estudadas pode-se admitir duas possibilidades para o comportamento distinto dos valores de SM. A primeira está relacionada às diferentes condições de fO_2 as quais essas rochas foram formadas, onde o Leucogranodiorito sódico pode ter sido formado em condições relativamente mais oxidadas (alta fO_2) comparada ao Trondhjemitó Mogno e *Sanukitoides*. Neste caso, a variedade com os

mais altos valores de SM pode ter sido formada entre os tampões HM (Hematita-Magnetita) e FMQ (Faialita-Magnetita-Quartzo), considerados condições de fO_2 elevadas (Frost 2011), e que devem ter sido determinantes durante a formação de suas assembleias mineralógicas. Enquanto que a outra possibilidade está relacionada a alterações tardi-magmáticas que desestabilizaram a magnetita no Trondhjemito Mogno e *Sanukitoides*, enquanto que no Leucogranodiorito sódico a mesma permaneceu preservada. Vale ressaltar que a definição destes tampões foram definidos experimentalmente por Frost (2011), baseados nas assembleias minerais, parâmetros de temperatura e pressão de formação dos minerais óxidos de Fe-Ti.

A correlação entre os valores de SM com o conteúdo modal de titanita, clorita, biotita e epidoto magmático, mostra que é possível supor que estes dois últimos poderão competir com os óxidos pela disponibilidade de Fe com os óxidos de Fe-Ti durante a cristalização do magma, o que também influenciará em suas propriedades magnéticas (Grant 1985). Isto corrobora com os resultados obtidos neste trabalho, uma vez que as rochas mais enriquecidas em biotita e epidoto magmático como o Trondhjemito Mogno e principalmente, os granitoides de afinidade *sanukitoides*, tendem a ser mais empobrecidos em magnetita. É importante enfatizar que no estágio pós-magmático, houve intensa martitização da magnetita presente nos *Sanukitoides*, o que sugere um aumento da fugacidade de oxigênio durante o estágio *subsólido*, provavelmente como resultado do crescimento do teor de voláteis, abundantes em rochas *Sanukitoides* (magmas com >7% de H₂O dissolvida; cf. Oliveira *et al.* 2010), indicando que nesse estágio, condições acima do tampão HM foram atingidas.

REFERÊNCIAS

- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42** (1): 103-126.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, **187** (1): 201-221.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos*, **120** (1): 235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **36** (1): 282-295.
- Almeida J.A.C. 2005. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria-Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 170 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17** (1-2): 1-29.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104** (3-4): 187-206.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correio Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (2): 454-460.
- Balsley J.R. & Buddington A.F. 1958. Iron-titanium oxide minerals, rocks, and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area. *Economic geology*, New York, **53** (7):777-805.
- Barbosa A.A., Lafon J.M., Neves A.P., Vale A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo Proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7** (1): 147-164.
- Bard J.P. (ed.). 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Tokyo, D. Reidel Publishing Company, 246 p.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chappell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phil. Earth Plan. Int.*, **35** (1): 1–11.

Bolvoken B. 1971. A statistical approach to the problem of interpretation in geochemical prospecting. *Canadian Institute of Mining and Metallurgic (Special Bulletin)*, **11** (1): 564-567.

Buddington A.F. & Lindsley D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5** (2): 310-357.

Candia M.A.F., Szabó G.A.J. & Del Lama E.A. (ed.). 2003. *Petrologia Metamórfica - Fundamentos para a Interpretação de Diagramas de Fases*. São Paulo, EDUSP, 190 p.

Clark D.A. 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic survey. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17** (21): 83-103.

Collinson D.W. (ed.). 1983. *Methods in rock magnetism and paleomagnetism (techniques and instrumentation)*. New York, Chapman and Hall, 503 p.

Costa J.B.S., Araújo J.B., Santos A., Jorge João X.S., M. Macambira J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7** (1): 199-235.

Criss R. & Champion D.E. 1984. Magnetic properties of granitic rocks from Southern half of Idaho Batholith: influences of hydrothermal alteration and implications for aeromagnetic interpretation. *Journal of Geophysics Research*, **89** (88): 7061-7076.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C. P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás – Pará. *In: SB, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará. Resumos expandidos*. v. 1, p. 5-6.

Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. *In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E. L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts, Volume and Field Trips Guide*, Belém, PRONEX-UFPA/SBG, p. 97-150.

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B. & Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129.

Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.

Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granite genesis of the Carajás Metallogenic Province. *In: 2º Internacional Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Execution guide*, Salvador. *Resumos expandidos*. v. 1, p.135-161.

Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral Petrology*, **50**: 113-138.

Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2. ed. New York, Harlow Essex Longman Scientific & Technical, 696 p.

Dias S.B. 2009. *Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito-greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará*. MD Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129 p.

DOCEGEO – Rio Doce Geologia e Mineração S.A. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Resumos expandidos*. v.1, p. 11-59.

Eugster H.P. & Wones D.R. 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *Journal of Petrology*, **3**: 82-125.

Eugster H.P. 1957. Heterogeneous reactions involving oxidation and reduction at high pressures and temperatures. *Journal of Chemistry and Physics*. **26**: 11-60.

Eugster H.P. 1956. Muscovite-paragonite join and its use as a geologic thermometer. *Geological Society of America*, **6**: 16-93.

Feio G.R.L., Dall'agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implication for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 157-185.

Figueiredo M.A. 1999. *Minerais óxidos de Fe-Ti e Susceptibilidade Magnética em vulcânicas e Granitoides proterozóicos da Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 182 p.

Frost B.R. 2011. Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **25** (1):489-509.

Gabriel E.O. & Oliveira D.C. 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. Ciências Nat, **9** (3): 533-564.
9 (3):533-564.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*, Belém, 1CD-ROM.

Gastal M.C.P. 1987. *Petrologia do Maciço Granítico Musa, Sudeste do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 316 p.

Grant F.S. 1985. Aeromagnetism, geology and ore environments, I. magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, **23**: 303-333.

- Guimarães F.V., Dall'Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemitó Mogno e Tonalito Mariázinha, Terreno Granito-Greenstone Mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **40** (2): 196-211.
- Guimarães F.V. 2009. *Geologia, petrografia e geoquímica do trondhjemitó Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito-greenstone de Rio Maria - SE do Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102 p.
- Harding J.P. 1949. The use of probability paper for the graphical analysis of polymodal frequency distribution. *Journal Mar. Biology Association*, United Kindon, **28**: 141-153.
- Hattori K. 1987. Magnetic felsic intrusions associated with Canadian Archean gold deposits. *Geology*, **15**: 1107-1111.
- Haggerty S.E. 1991. Oxide textures – a mini-atlas. In: Lindsley D.H. *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America. **25**: 129-219.
- Haggerty S.E. 1981a. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: D. Rumble III (2° ed.). *Oxide minerals*. Mineralogical Society of America, Washington, p.300.
- Haggerty S.E. 1981b. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: D. Rumble III (2° ed.). *Oxide minerals*. Mineralogical Society of America, Washington, 99p.
- Henkel H. 1976. Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden. *Pure and Applied Geophysics*, **114**: 235-249.
- Hibbard M.J. (ed.). 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall Incorporation, 587 p.
- Hirata W. K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A.A.C. & Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. 1° Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais*, **1**: 100-110.
- Huhn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G. & Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria – Sul do Pará. 35° Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*, **35**: 1438-1453.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: *Boletim of Economic Geology (75th anniversary Volume)*, **75**: 458-484.
- Kerr P.F. (3° ed.). 1959. *Optical Mineralogy*. USA, McGraw Hill Book Co. Inc., 442 p.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: 31° International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Abstracts*. p. 34.
- Lapointe P., Morris W. A., Harding K. L. 1986. Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of rocks alteration. *Canadian Journal of Earth Science*, **23**: 393-401.

Lapointe P., Chomyn B.A., Morris W.A. & Coles R.L. 1984. Significance of magnetic susceptibility measurements from the Lac du Bonnet batholith, Manitoba, Canada. *Geoexploration*, **22**: 217-229.

Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rocks type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal Volcanology and Geothermal Resources*, **14**:169-186.

Le Maitre R W. (2° ed.). 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. London, 193 p.

Leite-Santos P. J. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá, Província Carajás. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **16** (2): 37-66.

Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34** (4):447-458.

Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 330 p.

Leite A.A.S. & Dall’Agnol R. 1997. Geologia e petrografia do maciço granítico Arqueano Xinguara e de suas encaixantes - SE do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **9**: 43-81.

Mackenzie W.S., Donaldson C.H. & Guilford C. (ed.). 1982. *Atlas of igneous rocks and textures*. London, Longman, 148 p.

Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Belém, **7**: 263-288.

Machado J.R.M. 2017 (em preparação). *Geologia e geoquímica dos granitoides arqueanos da área de Bannach (PA): uma reavaliação das áreas de ocorrência do Trondhjemitó Mogno e granodiorito Rio Maria*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 115 p.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.

Magalhães M.S., Dall’Agnol R. 1992. Estudos de minerais opacos e susceptibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria- SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:184-197.

Marangoanha B. 2013. *Geologia, Geoquímica e Petrologia Magnética do Magmatismo Básico da Área de Nova Canadá, Água Azul do Norte (PA), Província Carajás*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160 p.

Medeiros H. & Dall'Agnol R. 1988. Petrologia da porção Leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais..*, v.3, p. 1488-1499.

Mooney H.M. & Bleifuss R. 1953. Magnetic susceptibility measurements in Minnesota part II, analysis of field results, geophysics. *Boletim of Geophysics*, **18**: 383-393.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**:789-811.

Nascimento F.G.C. 2006. *Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177 p.

Oliveira M. A., Dall'Agnol R. & Almeida J.A.C. 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of *sanukitoide* series. *Lithos*, **127** (1-2): 192-209.

Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás–Província Mineral de Carajás. *In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais.* p. 190-201.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R. & Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean *Sanukitoid* Rocks, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51** (10): 2121-2148.

Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Silva J.B.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons eastern Amazonian Craton, Brazil: Implication for architecture and zoning of A-type granites. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**:100-115.

Oliveira D.C. 2006. *Modelos de evolução e colocação dos Granitos Paleoproterozóicos da suíte Jamon, SE do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 186 p.

Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Barros C.E.M., Figueredo M.A.B.M. 2002. Petrologia magnética do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. *In: SBG, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Resumos expandidos.* v. 2, p.319-330.

Passchier C. W. & Trouw R.A.J. (ed.). 1996. *Microtectonics*. Alemanha, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 289 p.

Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: SBG, 38º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Resumos expandidos.* v. 2, p. 390-391.

Pidgeon R.T., Macambira J.B. & Lafon J.M. 2000. Th-UPb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166** (1-2): 159-171.

Rocha Jr G.L.D. 2004. *Caracterização petrográfica do Granito Paleoproterozóico Marajoara, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, SE do estado do Pará*. TCC, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 45 p.

Rodrigues E.M.S, Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. *In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Resumos expandidos. v.2, p.183-184.*

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil- Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM- Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 169-226 p.

Santos A., Rosa-Costa L.T., Vazquez M. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha SB.22-Z-C, Xinguara, Pará*. Relatório técnico CPRM. p,164. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/geologia/geologia-basica/programa-levantamentos-geologicos-basicos-do-brasil-PLGB-173.html>>. Acesso em: 30 mar. 2016.

Silva Jr. R.O., Dall'Agnol R. & Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geochimica Brasiliensis*, **13** (2): 163-181.

Silva G.C., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. *DNPM*, Belém, **4**:1-143.

Sinclair A.J. 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *Journal of Geochemical Exploration*. **3**:129-149.

Sousa S.D., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) – PMC. *In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Resumos expandidos. v.2, p.281-294.*

Speer J.A. 1981. Petrology of cordierite-and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont. *Canadian Mineralogy Journal, USA*, **19**:35-46.

Spencer K.J. & Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogy*, **66**:1189-1201.

Staton R.L. (ed.). 1972. *Ore petrology*. United States of America, McGraw-hill international series in the earth and planetary sciences, 92 p.

Streckeisen A.L. (ed.). 1976. *To each plutonic rock its proper name*. USA, Earth Science Review, **12**:1-33.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, p. 471-485.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG* texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Organizadores: Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém., CPRM.

WASILEWSKI P. & WARNER R.D. 1988. Magnetic petrology of deep crustal rocks—Ivrea Zone, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **87** (3): 347-361.

Kletetschka, G., Wasilewski, P. J., Taylor, P. T. 2002. The role of hematite–ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground-and satellite-based data. *Tectonophysics*, **347**(1-3): 167-177.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2):195-200.