



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO N°...

**QUÍMICA MINERAL DE ANFIBÓLIOS E BIOTITAS DO GRANITO
PALEOPROTEROZÓICO SÃO JOÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS, PARÁ.**

Trabalho de conclusão apresentado por:

LEANDRO JORGE TAVARES MELO

Orientador: Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão (UFPA)

BELÉM

2018



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

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**QUÍMICA MINERAL DE ANFIBÓLIOS E BIOTITAS DO GRANITO
PALEOPROTEROZÓICO SÃO JOÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS, PARÁ.**

LEANDRO JORGE TAVARES MELO

BELÉM

Abril/2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- J82q Jorge, Leandro Tavares Melo
 Química mineral de anfibólios e biotitas do Granito Paleoproterozóico São João, Província Carajás, Pará /
 Leandro Tavares Melo Jorge. — 2018
 xiii, 55 f. : il. color
- Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências,
 Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.
 Orientação: Prof. Dr. Claudio Lamarão Nery
1. Química mineral. 2. Parâmetros de cristalização. 3. Granito tipo A. 4. Província Carajás. I. Nery,
 Claudio Lamarão, *orient.* II. Título
-



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

**QUÍMICA MINERAL DE ANFIBÓLIOS E BIOTITAS DO GRANITO
PALEOPROTEROZÓICO SÃO JOÃO, PROVÍNCIA CARAJÁS, PARÁ.**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO APRESENTADO POR:

LEANDRO JORGE TAVARES MELO

Como requisito à obtenção do Grau de Bacharel em Geologia

Data de aprovação:

Banca examinadora:

Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão
Orientador (UFPA)

Prof. Dr. Hilton Túlio Costi
Avaliador Externo (MPEG)

Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
Relator (UFPA)

*Dedico este trabalho aos meus pais
Mario Jorge e Berenice Tavares
e ao meu avô Elias Melo (in memorian).*

AGRADECIMENTOS

- Primeiramente gostaria de agradecer à Deus pela benção e pela força que me concedeu durante esta caminhada em minha vida;
- Aos meus pais, Mario Jorge Lima Melo e Berenice Tavares Melo, cujos enormes sacrifícios em prol de minha educação eu serei eternamente grato. Ao meu irmão Danilo Jorge;
- Ao meu avô Elias Melo (*in memorian*) que sempre me incentivou e me apoiou na busca de uma educação melhor;
- À minha companheira Fabíola Cardoso da Mota pela força e suporte durante a realização deste trabalho;
- Ao prof. Dr. Claudio Nery Lamarão pela brilhante orientação e ensinamentos transmitidos, além da confiança e árdua paciência na elaboração deste trabalho;
- À Giselle Marques e aos técnicos do Laboratório de Microanálises, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelo apoio técnico-científico que permitiu a confecção deste trabalho;
- À doutoranda Ingrid Roberta Viana da Cunha, que além da nossa amizade, me forneceu proveitosos conhecimentos geológicos e jogou luz sobre algumas dúvidas durante esta caminhada;
- Aos meus amigos da fuzarca (Ramon Carvalho, Rodela, Paty, Lombrá, Together, Rafael, Bruninha, Binão) pela amizade e companheirismo;
- Aos colegas Vitor Moura e Humberto Meiguins (Equipe V), Hiago, Jonathan, Matheus, Ronny, Aderito, Giovani e Clauber pelos momentos de descontração;
- Finalmente, a todos que estiveram envolvidos, direta ou indiretamente, para a elaboração deste trabalho.

*“Deus não escolhe os capacitados,
capacita os escolhidos. Fazer ou
não fazer algo só depende de
nossa vontade e perseverança.”*

Albert Einstein

RESUMO

O Granito São João (GSJ) é um batólito anorogênico que corta unidades arqueanas situadas no Domínio Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. Das quatro fácies petrográficas que constituem este plúton, duas foram analisadas em microscopia eletrônica de varredura: biotita-anfibólio-monzogranito (BAMG) e biotita-anfibólio-sienogranito (BASG). Os anfibólios de ambas as fácies do GSJ são cálcicos com composição de Fe-hornblenda e baixas razões $Mg/(Mg+Fe)$ que variam de 0,04 a 0,26. A biotita é ferrosa com composições próximas ao polo da annita e apresenta razões $Fe/(Fe+Mg) > 0,8$ em ambas as fácies. Foram obtidas pressões de colocação intermediárias para o corpo plutônico estudado estipuladas, com base em geobarômetros de alumínio no anfibólio, variando de 3 a 5 kbar. Entretanto, como os anfibólios das duas fácies analisadas são ricos em ferro (razões $Fe/(Fe+Mg) > 0,75$), é possível que as pressões estimadas estejam superestimadas. O geotermômetro de saturação em zircão sugere temperaturas iniciais de cristalização entre 850°C e 883°C, enquanto que aquelas interpretadas como próximas ao *solidus*, inferidas a partir de geotermômetros de anfibólios, variam de 716°C a 776°C. Razões $Fe/(Fe+Mg)$ de anfibólios do GSJ indicam que este plúton cristalizou sob condições moderadamente reduzidas, apesar da presença comum de magnetita magmática em ambas as fácies analisadas. Por meio das composições de biotitas constatou-se que o GSJ é um plúton anorogênico e seu magma parental mostra um *trend* de composições alcalinas para composições subalcalinas, aspecto este típico de granitos tipo A. O estudo comparativo entre o GSJ e suítes graníticas da Província Carajás, com base em dados de química mineral e condições de cristalização, reforçam estudos anteriores que enquadram o GSJ na Suíte Serra dos Carajás. Este trabalho comprova a confiabilidade nos resultados fornecidos pela Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) que, apesar de realizar análises semiquantitativas, fornecem resultados satisfatórios no que tange à química mineral de anfibólios e biotitas e aos parâmetros de cristalização.

Palavras-chave: Química mineral. Parâmetros de cristalização. Granito tipo A. Província Carajás.

ABSTRACT

The São João Granite (SJG) is an anorogenic batholith that intrudes Archean units of the Rio Maria Domain, southeastern Amazonian Craton. Among the four petrographic facies, two of them were analyzed in scanning electron microscopy: biotite-amphibole monzogranite (BAMG) and biotite-amphibole syenogranite (BASG). In both facies the amphiboles are Fe-hornblende in composition and shows low $Mg/(Mg+Fe)$ ratios which varies from 0,04 to 0,26. The biotite in both facies is ferroan with high $Fe/(Fe+Mg)$ ratios ($> 0,8$) and approaches annite in composition. The Al-in hornblende geobarometer indicated intermediate pressures of emplacement to the SJG which varies from 3 to 5 kbar. However, is possible that the calculated pressures are overestimated because the amphiboles have $Fe/(Fe+Mg)$ ratios higher than 0,75. The zircon geothermometer suggest initial crystallization temperatures between 850°C and 883°C, whereas the near *solidus* temperatures indicated by the amphibole geothermometer are of 716°C to 776°C. The $Fe/(Fe+Mg)$ ratios of amphiboles pointed out that the SJG crystallized under moderately reduced conditions, despite the common presence of magnetite in the two studied facies. Through the composition of biotites has been verified that SJG is an anorogenic pluton and its parental magma shows a trend from alkaline varieties toward subalkaline compositions, typical of A-type granites. The comparison between the SJG and the granitic suites of the Carajás Province, based on the mineral chemistry and crystallization conditions, reinforces previous works that included this pluton in the Serra dos Carajás Suite. This study proves that the scanning electron microscopy can provide reliable and satisfactory results regarding to mineral chemistry of amphiboles and biotites and to crystallization conditions.

Keywords: Mineral chemistry. Crystallization parameters. A-type granites. Carajás Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 - Imagem STRM do Granito São João apontando sua localização e as principais vias de acesso..	3
Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado da Província Carajás.	5
Figura 1.3 - Mapa geológico do Granito São João.	7
Figura 5.1 - Diagramas modais para as fácies do Granito São João.	13
Figura 5.2 - Fotomicrografias das diferentes fácies do granito São João.	16
Figura 6.1 - Imagens por elétrons retroespalhados em microscopia eletrônica de varredura de cristais de anfibólio do Granito São João.	19
Figura 6.2 - Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos.	
Figura 6.3 - Diagramas de relações catiônicas de anfibólios das diferentes fácies do Granito São João.	22
Figura 6.4 - Imagens de elétrons retroespalhados em microscopia eletrônica de varredura de cristais de biotita do Granito São João.	24
Figura 6.5 - Diagrama composicional para as biotitas do Granito São João.	25
Figura 6.6 - Variações composicionais das biotitas presentes no Granito São João, com base nos diagramas ternários $\text{FeO}+\text{MnO}-10*(\text{TiO}_2)-\text{MgO}$ e $\text{FeOT}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$	26
Figura 6.7 - Diagrama comparativo entre razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de anfibólios e biotitas do Granito São João.	27
Figura 7.1 - Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ x Alt para anfibólios do Granito São João.	32
Figura 7.2 - Diagrama Zr x M ($\text{M} = \text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}/\text{Al}*\text{Si}$) aplicado em amostras representativas das fácies que compõem o Granito São João.	36

- Figura 7.3 - Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times \text{AlIV}$ para anfibólios do Granito São João mostrando as possíveis condições de fugacidade de oxigênio durante a cristalização de suas diferentes fácies.39
- Figura 7.4 - Diagrama $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ para as biotitas das distintas fácies Granito São João.41
- Figura 7.5 - Diagrama $\text{Al}^{\text{IV}} \times \text{Mg}$ para as biotitas do Granito São João.42
- Figura 7.6 - Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \times \text{AlIV}$, exibindo a composição dos anfibólios das fácies do Granito São João e das Suítes Jamon e Serra dos Carajás, e suas respectivas condições de fugacidade de oxigênio.45

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Composições modais representativas das diferentes fácies do Granito São João..	12
Tabela 6.1 - Análises em microscopia eletrônica de varredura representativas de anfibólios do Granito São João.	18
Tabela 6.2 - Análises em microscopia eletrônica de varredura representativas de biotitas do Granito São João.	23
Tabela 7.1 - Pressões de cristalização estimadas para as fácies do Granito São João com base nas diferentes formulações do geobarômetro Alt em anfibólio.	31
Tabela 7.2 - Estimativas de temperatura para as diferentes fácies do Granito São João.....	35

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	iv
EPÍGRAFE	v
RESUMO.....	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	viii
LISTA DE TABELAS	x
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	4
1.4 GEOLOGIA DO GRANITO SÃO JOÃO (GSJ).....	6
2 JUSTIFICATIVA	8
3 OBJETIVOS.....	8
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	9
4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	9
4.2 PETROGRAFIA.....	9
4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	10
5 PETROGRAFIA.....	11
5.1 COMPOSIÇÕES MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	11
5.2 ASPECTOS TEXTURAIS.....	13
6 QUÍMICA MINERAL.....	17

6.1 ANFIBÓLIO.....	17
6.1.1 Principais substituições identificadas nos anfibólios.....	20
6.2 BIOTITA	22
6.3 EQUILÍBRIO QUÍMICO ENTRE ANFIBÓLIOS E BIOTITAS	27
7 DISCUSSÕES	28
7.1 GEOBAROMETRIA COM BASE NO TEOR DE Al_t EM ANFIBÓLIO	28
7.1.1 Introdução	28
7.1.2 Estimativas de pressões de cristalização do GSJ	30
7.2 GEOTERMOMETRIA.....	33
7.2.1 Introdução	33
7.2.2 Estimativas de temperaturas do GSJ	34
7.3 FUGACIDADE DE OXIGÊNIO	37
7.3.1 Introdução	37
7.3.2 Estimativas de fugacidades de oxigênio do GSJ	38
7.4 TIPOLOGIA.....	40
7.4.1 Introdução	40
7.4.2 Estimativa da tipologia do GSJ	40
7.5 COMPARAÇÃO ENTRE O GSJ E OUTROS GRANITOS DA PROVÍNCIA CARAJÁS	43
8 CONCLUSÕES.....	46
REFERÊNCIAS	48

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

De acordo com Abbott & Clarke (1979) e Abbott (1985), as assembleias e as composições químicas de minerais em rochas ígneas refletem a composição e as condições físico-químicas dos magmas nos quais cristalizaram. Assim, baseando-se nesta proposição recorre-se ao estudo químico-mineralógico e à presença de minerais-chave com o intuito de interpretar as condições de cristalização (pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio) reinantes durante a cristalização do magma. No caso das rochas graníticas, as composições de anfibólio e biotita são de grande significado petrológico uma vez que são potencialmente úteis no estudo da natureza e dos parâmetros físico-químico dos magmas nos quais cristalizaram.

O corpo granítico alvo deste trabalho corresponde ao Granito São João (GSJ) que se localiza no Domínio Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. Lima *et al.* (2014), realizaram estudos geológicos, petrográficos, geoquímicos e de suscetibilidade magnética no GSJ. Apesar das informações fornecidas por esses autores sobre o GSJ, ainda existem algumas carências no conhecimento deste granitoide. Dentre as principais lacunas no conhecimento deste corpo destaca-se a falta de uma melhor definição das suas condições de cristalização (temperatura, pressão e fugacidade de oxigênio). Estudos realizados sobre a natureza do magma (tipologia) a partir do qual o GSJ cristalizou foram realizados por Lima *et al.* (2014), entretanto, estes autores obtiveram essas informações através de dados geoquímicos. O presente trabalho visa o estudo tipológico do GSJ utilizando análises de química mineral de cristais de biotita.

Este trabalho tem como objetivo refinar o conhecimento sobre o GSJ, adquirindo composições químicas semiquantitativas das principais fases minerais máficas (anfibólios e biotitas) que o constituem, de modo a investigar suas condições de cristalização e confirmar sua tipologia. Além disso, pretende-se realizar uma comparação dos resultados obtidos neste trabalho com os de outros granitoides anorogênicos do Cráton Amazônico.

1.2 LOCALIZAÇÃO

O GSJ está situado entre as cidades de Água Azul do Norte e Bannach (Figura 1.1), no Domínio Rio Maria (Figura 1.2), Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004). O acesso a ele pode ser feito por via terrestre ou aérea até a cidade de Marabá. Posteriormente, segue-se desta cidade pela BR-155 até a cidade de Xinguara e, finalmente, segue-se pela PA-279 até a cidade de Água Azul do Norte. O acesso ao GSJ se dá por meio de estradas não pavimentadas, com condições razoáveis de tráfego, que levam a pequenos povoados, vilarejos e sedes de fazendas que se encontram nas imediações de encostas e afloramentos do corpo.

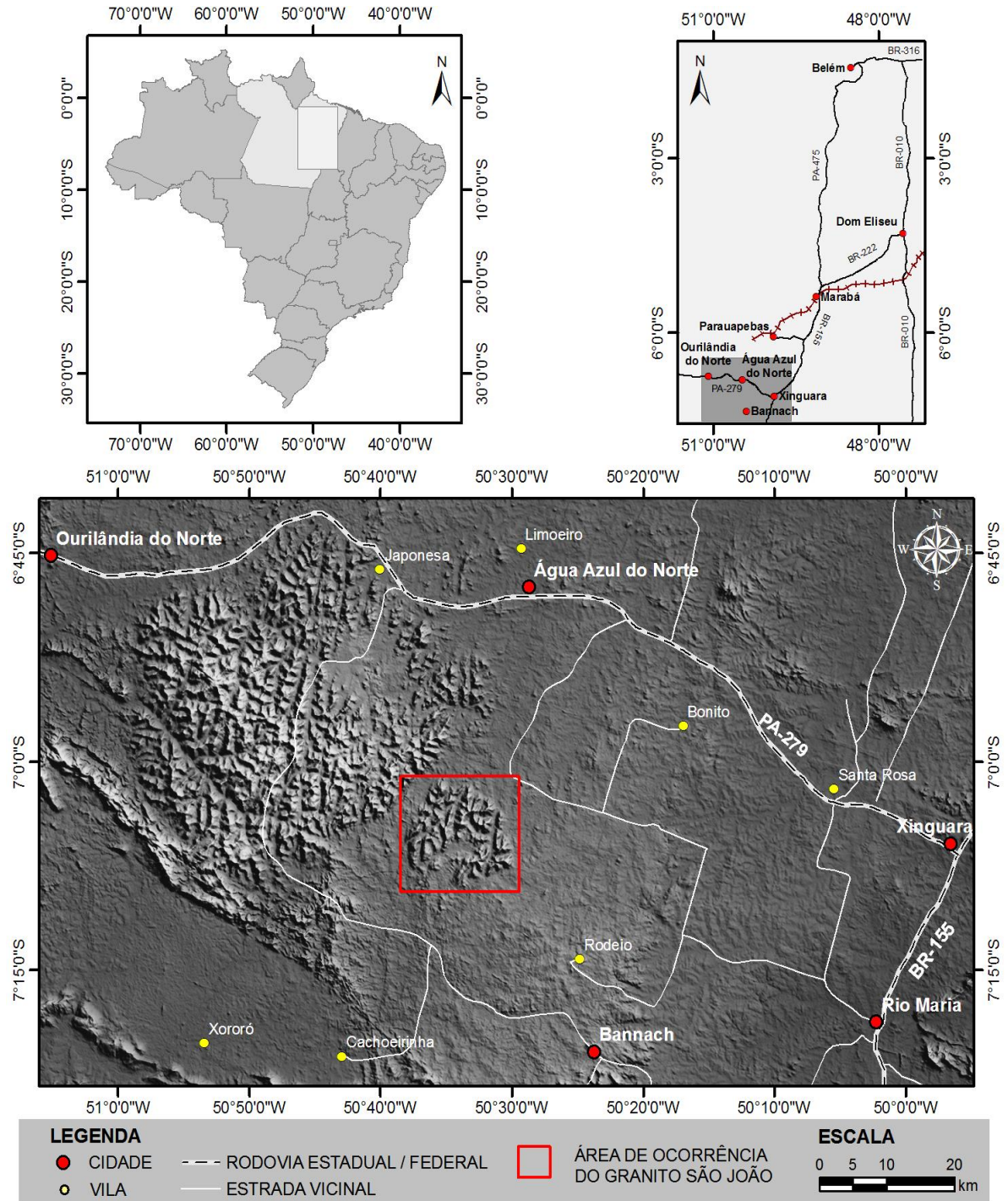


Figura 1.1 - Imagem SRTM do Granito São João apontando sua localização e as principais vias de acesso. Adjacente a ele encontra-se o batólito granítico Seringa.
Fonte: Compilado de Lima *et al.* (2014).

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico (CA) é uma das maiores áreas cratônicas do mundo e está situado na porção norte da América do Sul. Tassinari & Macambira (1999, 2004) propuseram a compartimentação do CA em seis Províncias Geocronológicas: Amazônia Central (>2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondônia-São Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga).

A Província Amazônia Central (PAC) é a porção mais antiga do CA que não foi afetada pelo Ciclo Transamazônico (2,2-1,9 Ga). Tassinari & Macambira (1999) dividiram PAC em dois domínios, separados pela Província Maroni-Itacaiúnas: o Bloco Carajás-Iricoumé e o Bloco Roraima. O Bloco Carajás-Iricoumé, denominado de Bloco Carajás (Tassinari & Macambira, 2004) ou Província Carajás (PC; Figura 1.2) por Santos *et al.* (2006), representa o segmento arqueano melhor preservado no CA. Souza *et al.* (2001) dividiram a PC em dois domínios tectônicos: o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) ou Domínio Rio Maria (Vasquez *et al.* 2008), na porção ao sul, e a Bacia Carajás (BC), localizado ao norte. Dall'Agnol *et al.* (2006) denominaram de Subdomínio de Transição (SDT) a área compreendida entre o TGGRM e a BC.

O Domínio Rio Maria é formado por *greenstone belts* e granitoides, ambos de idade arqueana. Os *greenstone belts* são constituídos por sequências metavulcanossedimentares agrupadas nos Grupos Sapucaia, Identidade, Lagoa Seca, Babaçu, Seringa, Pedra Preta, entre outras, que, por sua vez, estão incluídas no Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988), formado na base pelo Grupo Babaçu e no topo pelo Grupo Lagoa Seca. Os granitoides foram divididos em cinco principais grupos (Almeida *et al.* 2010, 2011, Althoff *et al.* 2000, Dall'Agnol *et al.* 2006, Leite 2001, Leite *et al.* 2004, Macambira & Lafon 1995, Oliveira *et al.* 2009, Pimentel & Machado 1994): (1) Séries TTGs mais antigas, com idades originadas em dois eventos diferentes, no qual o mais antigo ($2,96 \pm 0,02$ Ga) está associado com a geração do Tonalito Arco Verde e do Trondhjemitó Mogno e o mais jovem ($2,93 \pm 0,02$ Ga pela) está relacionado à formação do Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e algumas rochas do Tonalito Arco Verde; (2) Granodioritos com alto Mg (2,87 Ga), representados pelas rochas da Suíte Sanukitóide de Rio Maria; (3) Leucogranodioritos e leucomonzogranitos cálcico-alcálicos ricos em Ba e Sr, representados pela Suíte Guarantã e similares (2,87 Ga); (4) TTGs mais jovens, representados pelo Trondhjemitó Água Fria (2,86

Ga); (5) Leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica (2,86 Ga), representados pelos plútons Xinguara, Mata Surrão e similares.

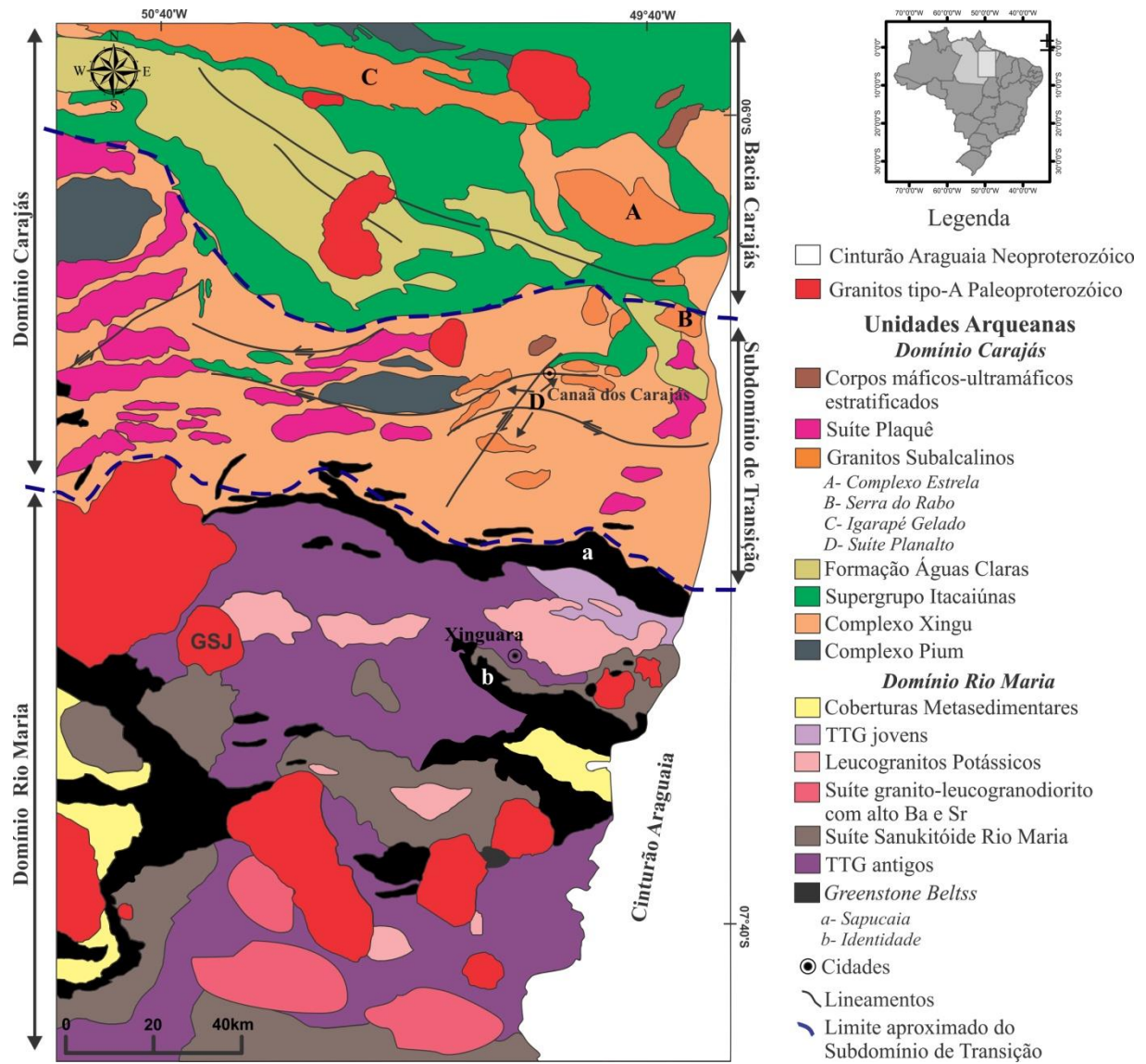


Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado da Província Carajás, mostrando o contexto geológico em que se encontra o Granito São João (GSJ) e os limites aproximados entre os Domínios Rio Maria e Carajás e entre o Subdomínio de Transição e a Bacia Carajás (linhas tracejadas).

Fonte: Compilado de Lima *et al.* (2014).

1.4 GEOLOGIA DO GRANITO SÃO JOÃO (GSJ)

O GSJ é definido como um batólito anorogênico, tendo aproximadamente 160 km² de área, que secciona trondhjemitos e leucogranodiorito-granitos arqueos do Domínio Rio Maria (Almeida *et al.* 2011, Dall'Agnol *et al.* 2005, Dall'Agnol & Oliveira 2007, Leite *et al.* 2004, Oliveira *et al.* 2006). Sua topografia é representada por morros e serras de encostas íngremes, com uma altitude máxima de 600 m, reunindo um conjunto de cristas alinhadas na direção N-S, localmente E-W, ou compondo estruturas circulares sob a forma de anfiteatro (Lima *et al.* 2014). Geralmente seus contatos com as rochas encaixantes são bruscos.

Lima *et al.*, op. cit., caracterizaram o GSJ como sendo constituído por rochas isotrópicas, basicamente monzograníticas a sienograníticas, de granulação média a grossa dominante e coloração rosada a avermelhada. Evidências de deformação restringem-se à ocorrência de planos de fraturas que cruzam os lajedos e o alinhamento N-S preferencial das serras. Quanto à petrografia, reconheceram a presença de quatro fácies: biotita-anfibólio-monzogranito (BAMG), biotita-anfibólio-sienogranito (BASG), anfibólio-biotita-monzogranito a sienogranito (ABMSG) e biotita-monzogranito a sienogranito (BMSG).

Através dos dados de campo e imagens de sensoriamento remoto (SAR, SRTM e relevo sombreado), Lima *et al.*, op. cit. conseguiram distinguir o GSJ de suas encaixantes e estimar a distribuição geográfica das diferentes fácies que o compõe (Figura 1.3). Os BMSG, localizado essencialmente no centro-oeste ao extremo oeste do corpo, representam 39% do GSJ. Os ABMSG perfazem 36% do granito e estão distribuídos ao longo das bordas N, E e SE do GSJ, envolvendo quase totalmente as rochas da fácies BASG. Além disso, encontram-se como curtas faixas de direção N-S, no interior dos BMSG. Os BASG, por sua vez, constituem 23% do corpo granítico e encontram-se preferencialmente na sua porção central. Os BAMG perfazem 2% do GSJ e ocorre localmente nas porções N e NE.

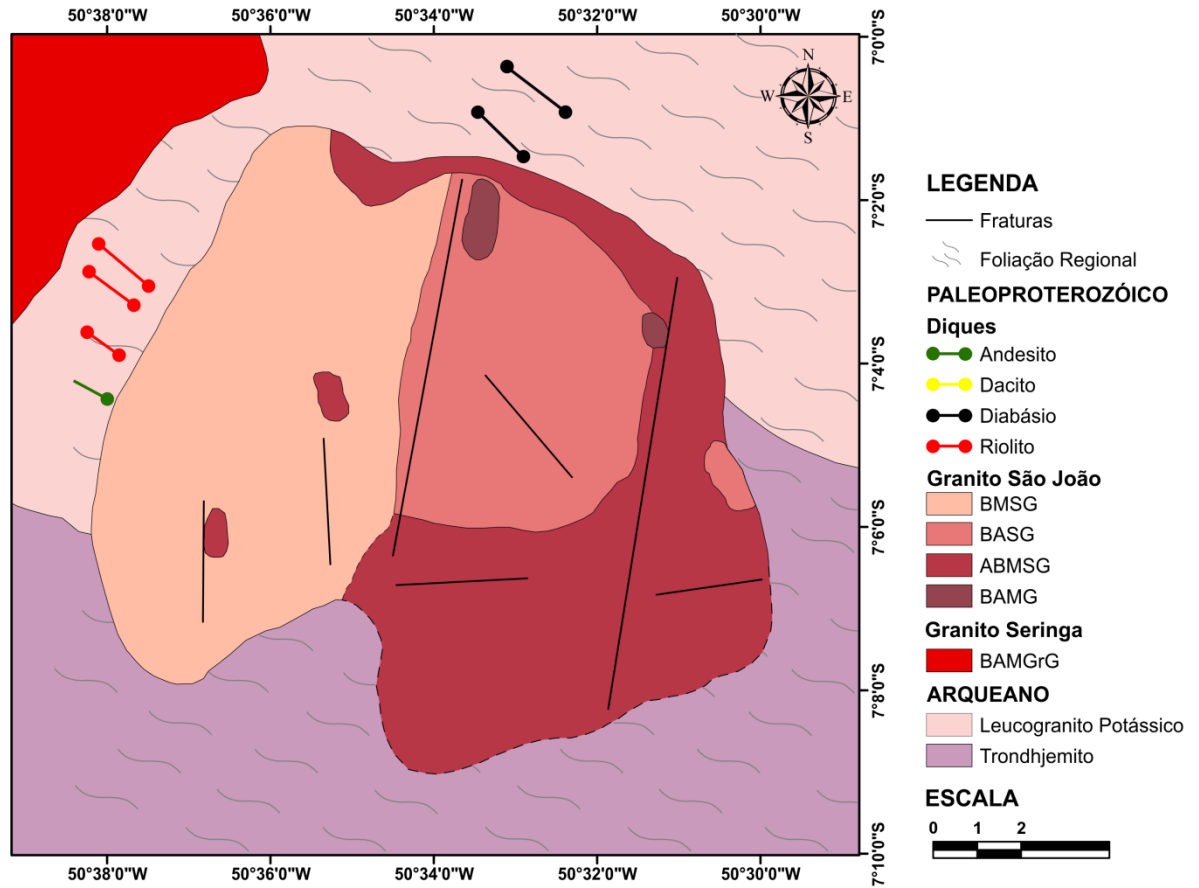


Figura 1.3 - Mapa geológico do Granito São João, ressaltando suas diferentes fácies e suas respectivas distribuições espaciais. Legendas: BAMG = biotita-anfibólio monzogranito; BASG = biotita-anfibólio sienogranito; ABMSG = anfibólio-biotita monzogranito a sienogranito; BMSG = biotita monzogranito a sienogranito.

Fonte: Compilado de Lima *et al.* (2014).

2 JUSTIFICATIVA

A caracterização dos aspectos geológicos, petrográficos, geoquímicos e de suscetibilidade magnética do GSJ realizada por Lima *et al.* (2014), foi um passo importante para o conhecimento geológico deste granito, além de levantar a possibilidade do mesmo ser enquadrado na Suíte Serra dos Carajás, de Dall’Agnol *et al.* (2005). No entanto, conforme citado anteriormente, existe ausência de estudos relativos à química mineral de anfibólios e biotitas, os quais podem fornecer informações quanto a parâmetros físico-químicos como pressão e temperatura que atuaram durante sua cristalização, além de confirmar sua tipologia. Deste modo, foi importante realizar a caracterização geoquímica das principais fases minerais máficas do GSJ.

3 OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo é estimar os parâmetros físico-químicos (fugacidade de oxigênio, temperatura e pressão) que prevaleceram durante a cristalização do GSJ, utilizando a composição química de seus anfibólios, bem como confirmar a natureza do magma a partir do qual ele cristalizou (tipologia), com base na composição de suas biotitas.

Os objetivos específicos deste trabalho foram:

- Caracterizar cristais de anfibólio e biotita presentes nas diferentes fácies do Granito São João e identificar suas relações morfológico-texturais com os demais minerais essenciais;
- Identificar e documentar a presença de possíveis zoneamentos, transformações e inclusões nesses cristais;
- Definir assinaturas geoquímicas dos elementos maiores, menores e traço presentes nesses cristais;
- Classificar anfibólios e biotitas em diagramas geoquímicos específicos;
- Relacionar a composição das biotitas com a natureza do magma (tipologia) a partir do qual elas cristalizaram;
- Com base no conteúdo de alumínio (Al) e na razão $Fe/(Fe+Mg)$ dos anfibólios, estimar a fugacidade de oxigênio e a pressão reinantes durante a cristalização do Granito São João;
- Comparar os dados obtidos com o de outros granitos anorogênicos paleoproterozoicos do Cráton Amazônico.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

As metodologias realizadas neste trabalho incluíram pesquisa bibliográfica e estudos laboratoriais que, por sua vez, envolveram a aplicação de métodos petrográficos e de microanálises utilizando microscopia eletrônica de varredura-espectroscopia de Raios-X por dispersão de energia (MEV-EDS).

4.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa consistiu no levantamento bibliográfico referente a trabalhos que abordam a geologia regional do sul-sudeste do Cráton Amazônico (Província Carajás), assim como artigos associados a estudos petrográficos e geoquímicos de granitoides anorogênicos do Cráton Amazônico e rochas graníticas similares (Almeida *et al.* 2006, Dall'Agnol *et al.* 1994, 2005, Dall'Agnol & Oliveira 2007, Lima *et al.* 2014, Oliveira 2001, Paiva Jr. 2009, Paiva Jr. *et al.* 2011, Santos *et al.* 2013, Tassinari & Macambira 1999, 2004, Whalen *et al.* 1987). Além disso, foram consultados artigos relacionados à química mineral de anfibólios e biotitas e suas aplicações como indicadores das condições de cristalização e da tipologia de granitoides, respectivamente (Abdel-Rahman 1994, Anderson & Smith 1995, Blundy & Holland 1990, Cunha *et al.* 2016, Dall'Agnol *et al.* 1999, Holland & Blundy 1994, Lamarão & Dall'Agnol 2004, Leake *et al.* 1997, Martin 2007, Nachit *et al.* 1985, 2005, Schmidt 1992, Stussi & Cuney 1996). Também foram consultados livros que discutem princípios básicos e aplicações em MEV (Friel 2003, Reed 2005).

4.2 PETROGRAFIA

Nesta etapa foi realizada uma revisão petrográfica de lâminas polidas das diferentes fácies do GSJ, que se encontram disponíveis no acervo do GPPG, com o objetivo de reconhecer e caracterizar mineralogicamente cada fácies do corpo granítico. Para tal fim, recorreu-se à utilização do Laboratório de Petrologia I e II do IG-UFGA por meio do uso de microscópio ótico petrográfico.

A revisão petrográfica envolveu o estudo por luz transmitida de 14 lâminas polidas em microscópio ótico. Esta fase contou com a descrição mineralógica das variedades do GSJ e a análise das relações texturais e tipos de intercrescimentos e texturas. Foi dada atenção aos seus diferentes minerais constituintes, porém com maior ênfase nas fases máficas representadas por anfibólios e biotitas. Além disso, foram obtidas fotomicrografias de feições

texturais características, assim como de cristais de anfibólio e biotita a serem analisados por MEV-EDS.

4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

As imagens de elétrons retroespalhados (ERE) foram úteis para observar as relações texturais entre fases minerais e determinar suas variações composicionais. O MEV utilizado foi o LEO-ZEISS 1430, pertencente ao Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA), com detector de EDS Sirius-SD acoplado. As lâminas polidas foram metalizadas com carbono. As condições de operação para obtenção de imagens de ERE e análises por EDS foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 KV, distância de trabalho = 15 mm. As análises de EDS utilizaram o fator de correção ZAF ($Z=n^{\circ}$ atômico, A =absorção atômica, F =fluorescência de Raios-X) que já vem instalado com o *software* e faz correções entre pico e *background* do elemento. O tempo de duração das análises foi de 30s, com 4000 a 5000 contagens/segundo para cada análise. Os dados geoquímicos foram tratados e interpretados em diagramas específicos utilizando-se o *software* GCDkit 4.0.

5 PETROGRAFIA

5.1 COMPOSIÇÕES MODAIS E CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA

O GSJ é composto por rochas de coloração rosada a avermelhada com pontuações escuras, correspondentes às fases máficas e opacos. Macroscopicamente, apresenta as seguintes características texturais: rocha inequigranular, holocristalina, isotrópica e com granulação média a grossa, localmente fina.

Os dados obtidos a partir das análises modais, uma vez plotados nos diagramas Q-A-P e Q-A+P-M' (Le Maitre *et al.* 2002, Streckeisen 1976), permitiram diferenciar as rochas do GSJ em monzogranitos e sienogranitos. Levando em consideração as proporções relativas e a natureza das principais fases máficas, Lima *et al.* (2014) classificaram as fácies do GSJ em: biotita-anfibólio-monzogranito (BAMG), biotita-anfibólio-sienogranito (BASG), anfibólio-biotita-monzogranito a sienogranito (ABMSG) e biotita-monzogranito a sienogranito (BMSG). Por meio da proporção de minerais ferromagnesianos, pode-se afirmar que tais rochas são leucocráticas.

A Tabela 5.1 exhibe composições modais representativas de 64 amostras do GSJ, com base em 1800 pontos e a Figura 5.1 mostra a classificação das fácies do GSJ nos diagramas (Le Maitre *et al.* 2002, Streckeisen 1976). A Tabela 5.1 e a Figura 5.1 foram compiladas de Lima *et al.* (2014).

Tabela 5.1 - Composições modais representativas das diferentes fácies do GSJ.

Fácies	BAMG			BASG			ABMSG				BMSG			
Amostra	PCM-10	PCM-52	PCM-53	PCM-13	PCM-19	PCM-31	PC-02A	PCM-21	PCJ-31A	PC-03B	PCJ-45B	PCJ-20C	PCJ-46	PC-21
Quartzo	35,3	30,5	33,4	36,8	43,1	47,9	33,6	42,0	31,4	33,1	33,7	37,9	34,2	43,7
K-Feldspato	25,6	34,1	37,4	40,7	35,3	32,2	35,2	32,5	37,2	39,4	34,7	35,1	40	31,4
Plagioclásio	27,8	25,8	25,0	14,8	13,1	11,6	23,3	19,8	22,1	18,6	26,9	20,3	19,7	18,1
Biotita	3,8	3,1	1,0	2,2	2,2	2,9	3,0	3,8	5,1	4,4	4,2	5,1	5,1	5,7
Anfibólio	5,8	5,6	2,2	4,4	5,3	4,3	2,1	1,1	2,1	2,8	0	0	0	0
Opacos	0,8	0,5	0,4	0,6	0,4	0,6	1,3	0,3	1,3	0,9	0	0,8	0,4	0,6
Apatita	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,5	0,2	0,2	0,1	0,2	0	0	0,1
Zircão	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,7	0,2	0,5	0,7	0,2	0,6	0,4	0,4
Fluorita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,2	0,1	0
Allanita	0,2	0,1	0	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0	0	0	0,1	0
Félsicos	88,7	90,4	95,8	92,3	91,5	91,7	92,1	94,3	90,7	91,1	95,3	93,3	93,9	93,2
Máficos	11,3	9,6	4,2	7,7	8,5	8,3	7,9	5,7	9,3	8,9	4,7	6,7	6,1	6,8
Fk+Pl	53,4	59,9	62,4	55,5	48,4	43,8	58,5	52,3	59,3	58	61,6	55,4	59,7	49,5
Q+Fk	60,9	64,6	70,8	77,5	78,4	80,1	68,8	74,5	68,6	72,5	68,4	73	74,2	75,1
Anf/Bt	1,5	1,8	2,2	2,0	2,4	1,5	0,7	0,3	0,4	0,6	0	0	0	0
A 100%														
Quartzo	39,8	33,7	34,9	39,9	47,1	52,2	36,5	44,5	34,6	36,3	35,4	40,6	36,4	46,9
K-Feldspato	28,9	37,7	39,0	44,1	38,6	35,1	38,2	34,5	41,0	43,2	36,4	37,6	42,6	33,7
Plagioclásio	31,3	28,5	26,1	16,0	14,3	12,6	25,3	21,0	24,4	20,5	28,2	21,8	21,0	19,4
Pl/Fk	1,1	0,8	0,7	0,4	0,4	0,4	0,7	0,6	0,6	0,5	0,8	0,6	0,5	0,6

Fonte: Compilado de Lima (2013), Lima *et al.* (2014).

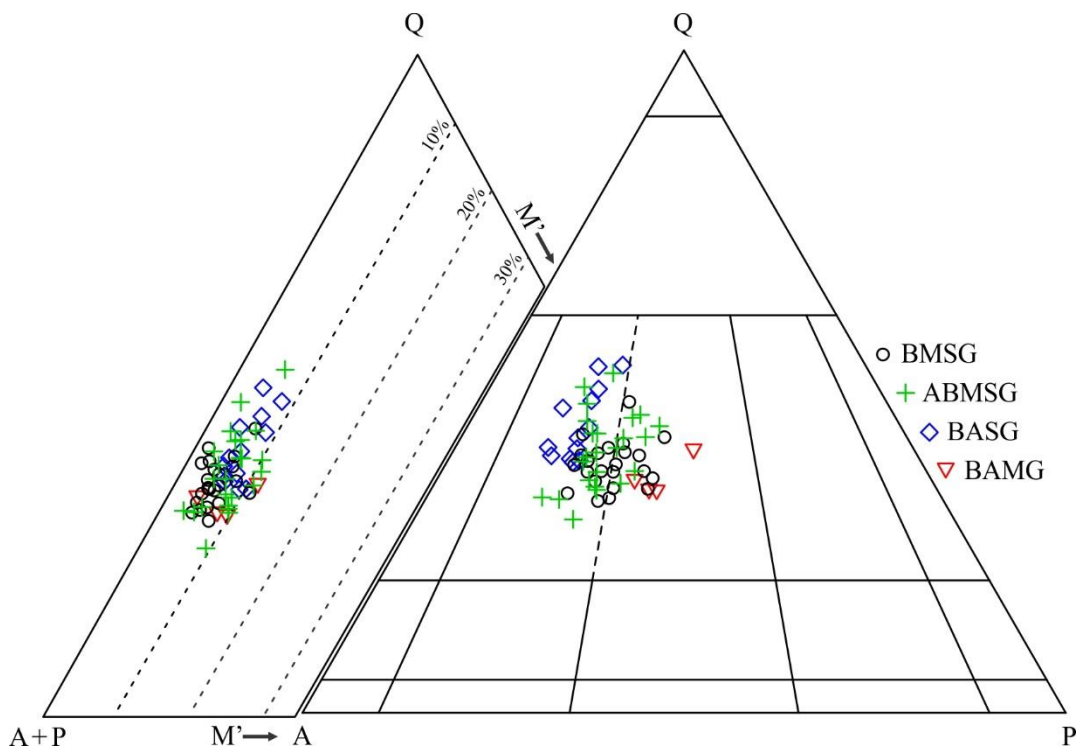


Figura 5.1 - Diagramas modais Q-A-P e Q-(A+P)-M (Streckeisen 1976; Le Maitre *et al.* 2002), exibindo a distribuição das quatro fácies do GSJ. BAMG: biotita-anfibólio monzogranito; BASG: biotita-anfibólio sienogranito; ABMSG: anfibólio-biotita monzogranito a sienogranito; BSMG: biotita monzogranito a sienogranito.

Fonte: Compilado de Lima *et al.* (2014).

5.2 ASPECTOS TEXTURAIS

O GSJ exibe textura granular hipidiomórfica dominante (Figura 5.2A), com ocorrências subordinadas de intercrescimento granofírico. As fases essenciais observadas nas suas quatro fácies são representadas por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio. Os minerais varietais são constituídos por biotita e anfibólio. Os minerais acessórios comuns em todas as fácies deste corpo granítico são zircão, apatita, fluorita e magnetita. Clorita, sericita, argilominerais, epidoto e biotita (fruto da alteração do anfibólio) correspondem às fases secundárias. Não foi observada a presença de titanita magmática nessas rochas, fase acessória comum em granitos da Suite Jamon (Dall'Agnol *et al.* 2005). A ausência de deste mineral também foi constatada nas rochas dos granitos Seringa (Paiva Jr. *et al.* 2011), bem como nos granitos da Suíte Serra dos Carajás (Javier *et al.* 1995;).

O feldspato potássico, correspondente à microclina; apresenta cristais médios a grossos, anédricos a subédricos, com hábito tabular. É a fase dominante em todas as fácies, sendo seguida pelo quartzo e plagioclásio. Apresenta contatos comumente irregulares com as demais fases sendo, por vezes, retos com biotita, plagioclásio e anfibólio. Encontra-se fortemente alterado para argilominerais e, por vezes, fracamente para sericita. Inclusões de quartzo e plagioclásio são localmente observadas. Seus cristais apresentam abundantes e bem desenvolvidas lamelas pertíticas (Figura 5.2B), chegando a evoluir para mesopertitas (Figura 5.2C). Além disso, é verificada a ocorrência da textura granofírica, caracterizada pelo intercrescimento do quartzo e feldspato potássico.

O quartzo apresenta-se sob três formas morfológicas distintas (Figura 5.2D): Qz₁- anédrico, de granulação média a grossa e contatos majoritariamente irregulares com os demais minerais, possuindo, por vezes, contatos retos com o feldspato potássico, plagioclásio, biotita e anfibólio; Qz₂- consiste de finas inclusões nos cristais de anfibólio e biotita; Qz₃- está relacionado aos finos cristais vermiculares intercrescidos com o feldspato potássico caracterizando os intercrescimentos granofíricos.

Os cristais de plagioclásio são anédricos a subédricos, de granulação fina a média, com zoneamento normal, hábito variando de tabular a prismático e geminados segunda a lei Albita. Seus contatos são principalmente irregulares, mas, por vezes, mostram contatos retos com as demais fases essenciais e varietais. Os cristais de plagioclásio encontram-se moderadamente a fortemente sericitizados, sendo que a concentração desta alteração ocorre principalmente nos núcleos dos cristais (Figura 5.2E); além disso, esta fase também se mostra alterada para argilominerais. Por vezes, ocorrem cristais de albita intergranulares no feldspato potássico, constituindo a textura do tipo “coroas trocadas” (Figura 5.2F). Raramente são observadas inclusões de quartzo no plagioclásio. Lima *et al.* (2014) estimaram as composições de plagioclásio pelo método Michel-Levy e constataram conteúdos de An de 29 e 32% para os BMSG e BAMG, respectivamente.

A biotita ocorre como lamelas anédricas a subédricas, de granulação fina a média e geralmente associada ao anfibólio e minerais opacos (Figura 5D) ou como cristais dispersos. Comumente as lamelas de biotita mostram cor castanho-amarronzada ou castanho-esverdeada possuindo forte pleocroísmo, variando de castanho-amarronzado claro a escuro ou castanho-esverdeado claro a escuro, respectivamente. Encontra-se alterada nas bordas para clorita ou completamente cloritizada. Por vezes, foi observada a presença de minerais opacos e prehnita

(este mais raramente; Figura 5.2G) presentes ao longo dos planos de clivagem da biotita. Zircão, apatita, allanita, minerais opacos e quartzo geralmente estão inclusos e/ou associados com as lamelas de biotita.

Os cristais de anfibólio são anédricos a subédricos, apresentam granulação fina a média e pleocroísmo variando de verde claro (X) a verde oliva (Y) e verde escuro (Z). Comumente encontra-se associado à biotita e aos minerais opacos (Figura 5D); por vezes, ocorre como cristais isolados. Seus contatos são principalmente irregulares com os demais constituintes, mas, por vezes, apresentam contatos retos com as fases essenciais e a biotita. Raramente, possui cristais com aspecto poiquilítico cujos núcleos englobam cristais de quartzo. Não é raro observar em todas as fácies (com exceção dos BMSG) relações de interpenetração da biotita ao longo das bordas do anfibólio, sugerindo que parte da biotita presente no GSJ foi gerada às custas do anfibólio (Figura 5.2H). Além disso, o anfibólio também se apresenta alterado para epidoto.

As fases acessórias representadas por zircão, apatita, allanita e magnetita geralmente ocorrem associadas ao anfibólio e à biotita ou na forma de inclusões nesses minerais. Cristais de fluorita foram observados somente na fácies BMSG.

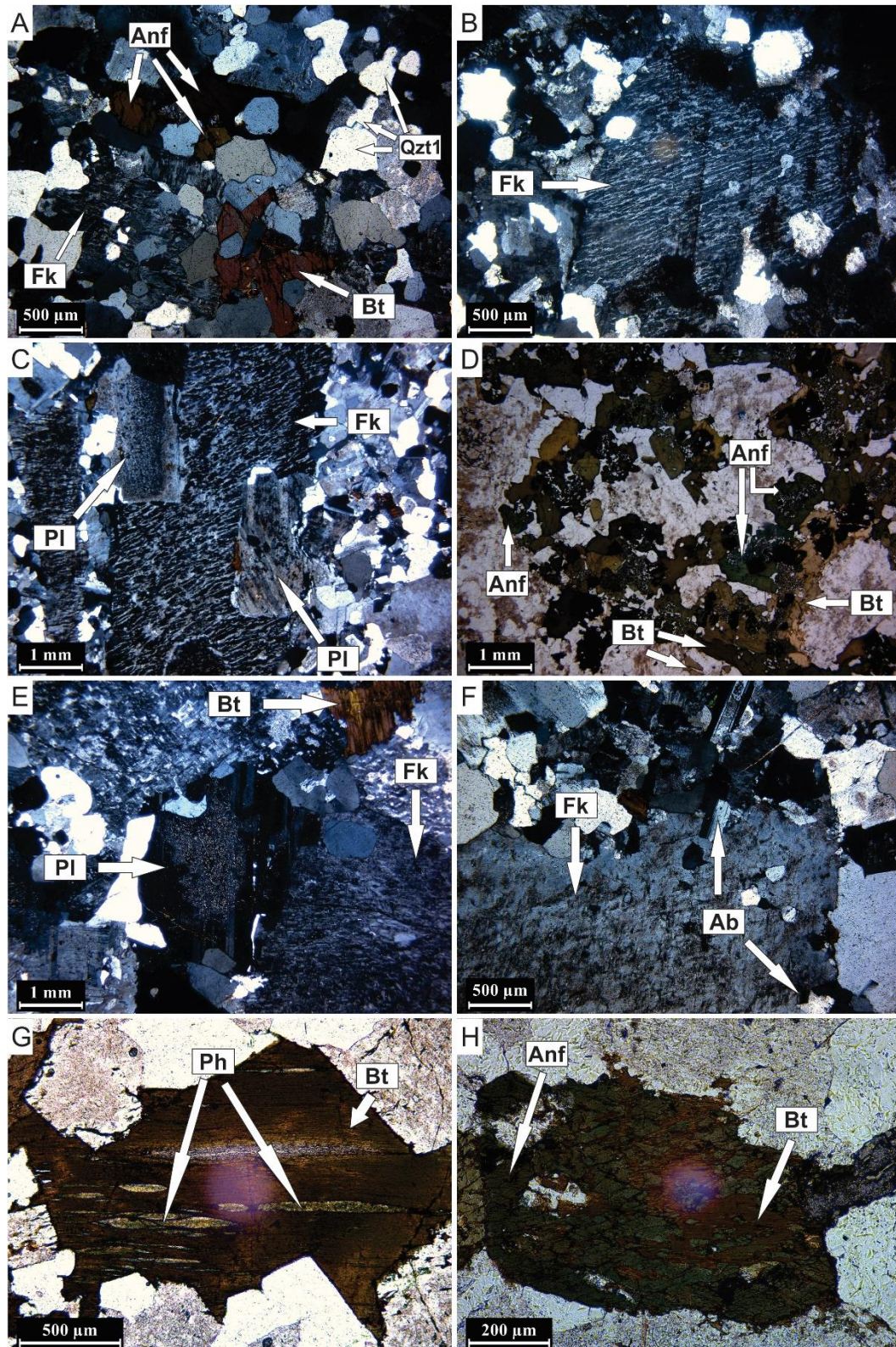


Figura 5.2 - Aspectos microscópicos do GSJ: (A) Textura hipidiomórfica; (B) Lamelas períticas bem desenvolvidas; (C) Mesopertitas no feldspato potássico (Fk); (D) Cristais de anfibólios (Anf) e biotitas (Bt) ocorrendo como agregado máfico; (E) Sericitização no núcleo do plagioclásio (Pl); (F) Presença de albita intergranular (Ab) mostrando coroas trocadas no contato entre cristais de Fk; (G) Cristais de prehnita (Ph) ao longo dos planos de clivagem da biotita (Bt); (H) Anfibólio (Anf) sendo substituído por biotita (Bt).

6 QUÍMICA MINERAL

6.1 ANFIBÓLIO

Para a classificação dos anfibólios ocorrentes no GSJ utilizou-se a nomenclatura proposta pela *International Mineralogical Association* (IMA). Segundo estes autores, a fórmula estrutural destes minerais deve ser calculada na base de 23 átomos de oxigênio. Os valores de Fe^{+2} e Fe^{+3} foram estimados com base no balanço de carga proposto por Schumacher (1997). O estudo semiquantitativo de anfibólios envolveu 284 pontos de análises em três amostras representativas das fácies BAMG e BASG (PCM-10, PCM-19 e PCM-31). Para o cálculo da fórmula estrutural, foi usado o fator de normalização 13 e CNK (Tabela 6.1). A Figura 6.1 mostra imagens de ERE de cristais e anfibólio analisados por MEV-EDS.

Com base no sistema de classificação mencionado acima, os anfibólios do GSJ foram classificados como cálcicos, uma vez que seguem a seguinte norma: $(\text{Ca} + \text{Na})_B \geq 1.00$ e $\text{Na}_B < 0.50$. Leake *et al.* op. cit. subdividem os anfibólios cálcicos usando os seguintes parâmetros composicionais: (1) $\text{Ca}_B \geq 1.50$; $(\text{Na} + \text{K})_A \geq 0.50$; (2) $\text{Ca}_B \geq 1.50$; $(\text{Na} + \text{K})_A < 0.50$. Todos os 284 pontos analisados se encaixam no grupo 2. Nenhum dos anfibólios analisados apresentam $\text{Ca}_A \geq 0.50$. Deste modo, os cristais de anfibólios do GSJ apresentam composições predominantemente de Fe-hornblenda (Fe-Hb; Figura 6.2).

Na fácies BAMG foram observadas as razões $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ mais elevadas, com valores entre 0,23 e 0,26 e teores relativamente mais baixos de Alt com valores entre 1,31 e 1,41 (Tabela 6.1). Comparativamente, a fácies BASG possui razões $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ mais baixas (entre 0,04 e 0,14) e conteúdos superiores de Alt (variando de 1,34 a 1,68; Tabela 6.1).

Tabela 6.1 - Análises de MEV-EDS representativas de anfibólios do Granito São João.

FÁCIE	BAMG			BASG					
Amostra	PCM-10			PCM-31			PCM-19		
Análise	C2Im1P3	C3Im1P8	C4Im1P15	C1Im1P13	C2Im1P2	C5Im1P8	C1Im1P1	C1Im1P5	C2Im1P6
Tipo	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb
SiO ₂	47,910	47,389	47,665	44,286	44,251	44,428	44,608	44,621	45,682
TiO ₂	1,203	1,617	1,346	1,775	1,677	1,296	1,476	1,497	1,705
Al ₂ O ₃	7,382	7,798	7,415	8,607	8,956	8,767	9,475	8,949	8,305
FeO	25,287	25,654	25,264	30,716	30,256	30,644	29,758	30,019	28,346
MgO	4,844	4,479	4,870	0,999	1,161	1,294	0,959	1,086	2,587
MnO	0,593	0,475	0,582	0,608	0,537	0,664	0,795	0,842	0,425
CaO	10,083	10,069	10,011	10,116	10,171	9,818	9,760	9,802	10,074
Na ₂ O	1,665	1,607	1,877	1,635	1,731	1,837	1,951	1,967	1,642
K ₂ O	1,031	0,912	0,970	1,257	1,259	1,252	1,219	1,217	1,234
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 23 ÁTOMOS DE OXIGÊNIO									
Si	7,210	7,136	7,180	6,898	6,885	6,888	6,914	6,928	7,013
Al ^{IV}	0,790	0,864	0,820	1,102	1,115	1,112	1,086	1,072	0,987
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
SÍTIOS M1, M2 E M3									
Al ^{VI}	0,519	0,520	0,497	0,478	0,527	0,490	0,645	0,565	0,516
Ti	0,136	0,183	0,152	0,208	0,196	0,151	0,172	0,175	0,197
Fe ⁺³	0,063	0,083	0,051	0,087	0,032	0,259	0,028	0,063	0,032
Mg	1,086	1,005	1,093	0,232	0,269	0,299	0,222	0,251	0,592
Mn	0,076	0,061	0,074	0,080	0,071	0,087	0,104	0,111	0,055
Fe ⁺²	3,119	3,147	3,132	3,915	3,905	3,714	3,829	3,835	3,608
Soma C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
SÍTIO M4									
Ca	1,626	1,625	1,616	1,688	1,696	1,631	1,621	1,631	1,657
Na	0,374	0,375	0,384	0,312	0,304	0,369	0,379	0,369	0,343
Soma B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
SÍTIO A									
Na	0,112	0,094	0,164	0,182	0,218	0,183	0,207	0,223	0,146
K	0,198	0,175	0,186	0,250	0,250	0,248	0,241	0,241	0,242
Soma A	0,310	0,269	0,351	0,432	0,468	0,431	0,448	0,464	0,388
Soma Cat	15,310	15,269	15,351	15,432	15,468	15,431	15,448	15,464	15,388
Al total	1,309	1,384	1,317	1,580	1,642	1,602	1,731	1,638	1,503
Mg/Mg+Fe ₂	0,258	0,242	0,259	0,056	0,065	0,075	0,055	0,061	0,141
Fe/Fe+Mg	0,742	0,758	0,741	0,944	0,935	0,925	0,945	0,939	0,859

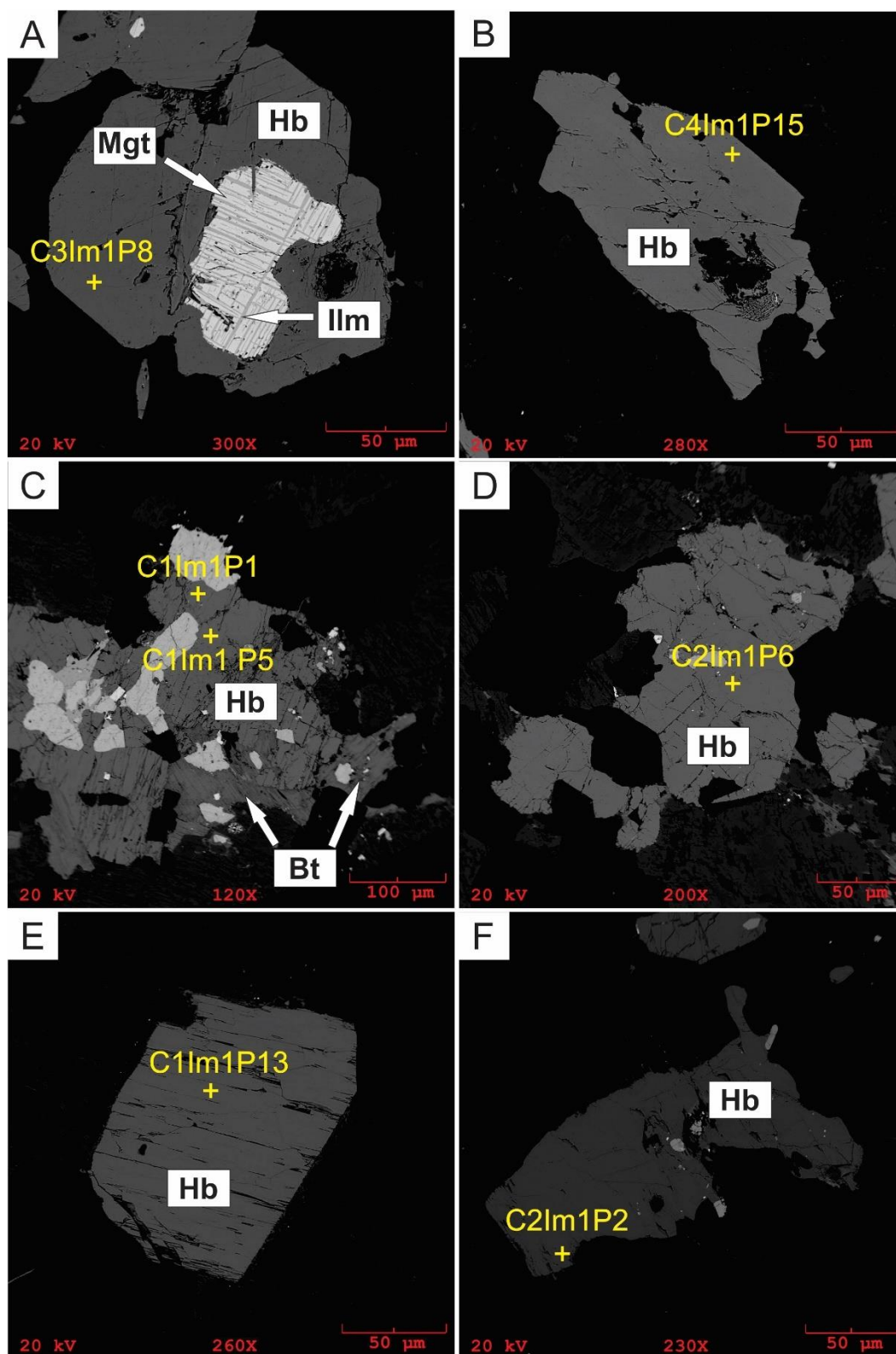


Figura 6.1 - Imagens por elétrons retroespalhados em microscopia eletrônica de varredura. A e B: cristais de anfibólios pertencentes à amostra PCM-10 (fácies BAMG); C e D: cristais de anfibólios analisados na amostra PCM-19 (fácies BASG); E e F: cristais cristais de anfibólios pertencentes à amostra PCM-31 (fácies BASG). Hb = Hornblenda; Bt = Biotita; Mgt = Magnetita; Ilm = Ilmenita.

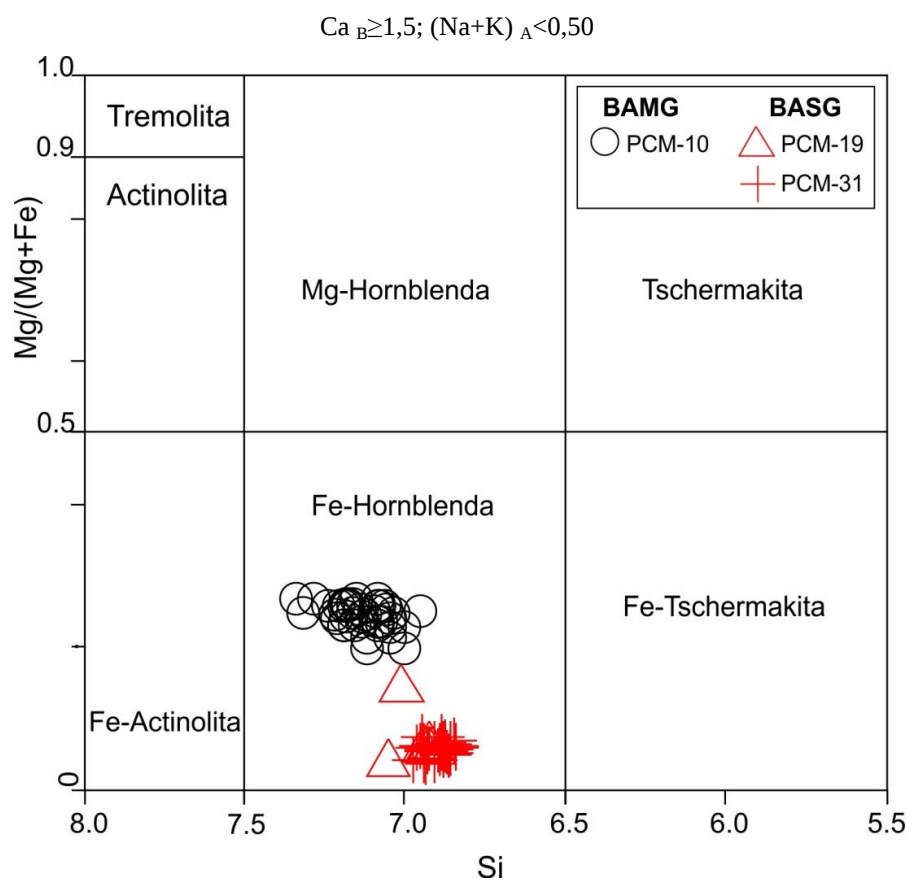


Figura 6.2 - Diagrama de classificação (Leake et al. 1997) para anfibólios do GSJ.

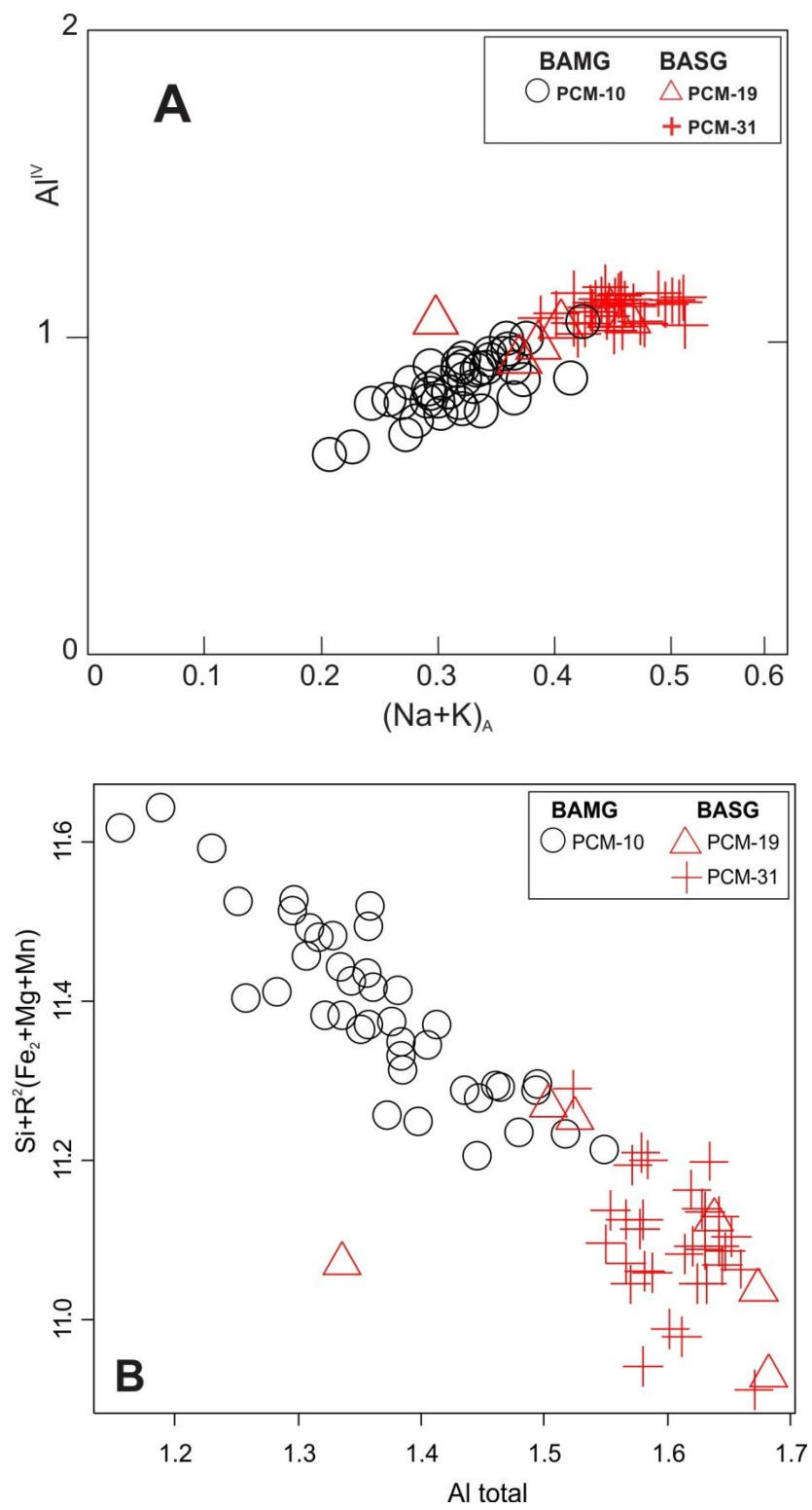
6.1.1 Principais substituições identificadas nos anfibólios

A interpretação de diagramas que trata das relações catiônicas promoveu a identificação dos principais tipos de substituições que ocorreram nos anfibólios das diferentes fácies do GSJ. Os fatores governantes das substituições de anfibólios, envolvendo Al^{IV} e Al^{VI} , tem sido interpretados como indicadores de pressão (Schmidt 1992) ou de temperatura (Blundy & Holland 1990).

Na Figura 6.3A, nota-se uma correlação positiva entre os álcalis e Al^{IV} , confirmando a importância da substituição edenítica ($\square_A + Si = Al^{IV} + Na$; $\square_A$ = vacância no sítio A) nos anfibólios das diferentes fácies do GSJ. Tal fato sugere o papel importante da temperatura na introdução de Al^{IV} na estrutura dos anfibólios, conforme sugerido por Blundy & Holland (1990).

A Figura 6.3B mostra uma correlação negativa entre Al^{VI} e cátions divalentes, o que corrobora a importância da substituição tschermakítica ($Si + R^2 = Al^{IV} + Al^{VI}$), sendo responsável pela introdução de Al^{VI} em substituição a cátions divalentes nos sítios M1-M3 (Czamanske & Wones 1973, Vyhnal *et al.* 1991). Schmidt (1992) afirma que a substituição tschermakítica é fortemente dependente da pressão.

A Figura 6.3C exibe a correlação negativa entre $Si + Al^{VI}$ x $Ti^{VI} + Al^{IV}$ sugerindo a existência de substituições entre Al e Ti no sítio octaédrico e mostra a participação de Ti nas substituições que governaram a evolução dos anfibólios do GSJ.



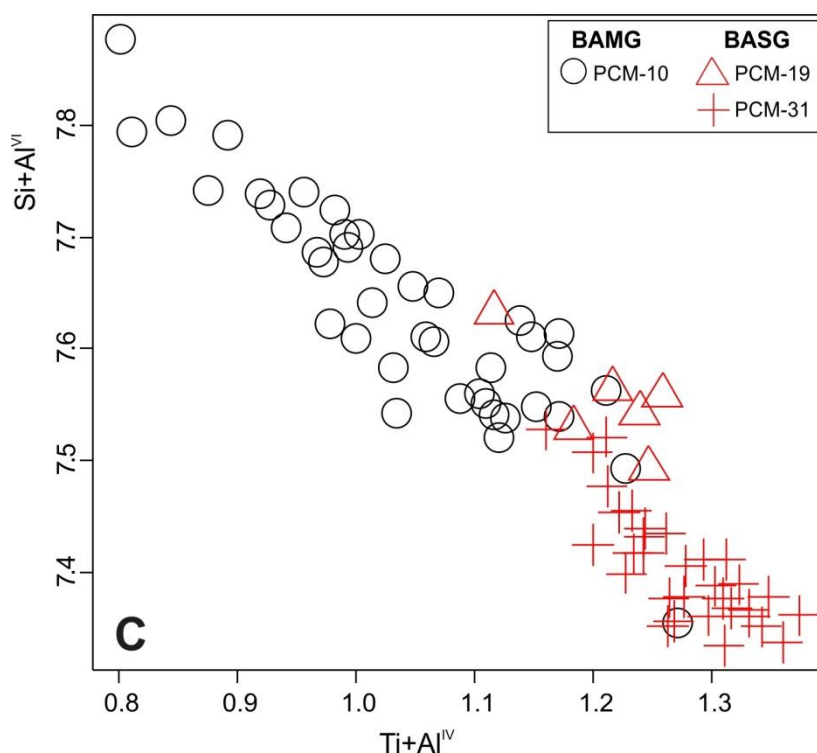


Figura 6.3 - (A, B, C) Diagramas de relações catiônicas de anfibólios das fácies pertencentes ao GSJ.

6.2 BIOTITA

Foram realizadas 130 análises pontuais (Tabela 6.2) em três amostras representativas de biotita dos diferentes tipos petrográficos ocorrentes no GSJ (PCM-10, PCM-19, PCM-31). O desenvolvimento das fórmulas estruturais das biotitas foi feito a partir de uma base anidra de 22 átomos de oxigênio. Foi assumido que todo o ferro presente encontra-se no estado de oxidação Fe^{+2} . A Figura 6.4 mostra imagens de ERE de cristais de biotita analisados por MEV-EDS.

O diagrama $\text{Al}^{\text{IV}} \times \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, representado na Figura 6.5, mostra que as biotitas do GSJ apresentam *trends* paralelos com pequenas variações nas proporções $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. O primeiro, representando as biotitas da fácies BAMG, é caracterizado por uma maior variação no teor de Al^{IV} e é mais pobre em ferro. O segundo, constituído pelas biotitas dos BASG, é

mais enriquecido em ferro e possui uma estreita variação no conteúdo de Al^{IV} . Ambos os *trends*, no entanto, encontram-se próximos ao pólo da annita.

Tabela 6.2 - Análises de MEV-EDS representativas de biotitas do Granito São João.

FÁCIES	BAMG			BASG					
Amostra	PCM-10			PCM-31			PCM-19		
Análise	C1Im1P4	C1Im1P6	C5Im1P7	C5Im1P3	C6Im1P5	C7Im1P7	C1Im1P4	C1Im1P6	C1Im1P7
Tipo	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb	Fe-Hb
SiO ₂	38,159	39,086	37,325	39,321	39,102	38,997	38,062	38,664	38,457
TiO ₂	4,322	4,092	4,187	3,507	3,094	3,762	4,246	3,870	3,809
Al ₂ O ₃	13,981	13,343	14,343	13,641	13,083	12,676	13,664	13,724	13,354
FeO	31,981	30,884	32,973	32,679	34,871	33,752	34,381	33,193	34,021
MgO	2,994	2,713	3,192	1,014	1,229	1,116	1,132	1,434	1,794
MnO	0,491	0,503	0,470	0,488	0,400	0,349	0,424	0,416	0,451
CaO	0,389	0,234	0,633	0,216	0,199	0,116	0,249	0,290	0,370
Na ₂ O	0,278	0,284	0,205	0,298	0,312	0,159	0,201	0,247	0,310
K ₂ O	7,695	8,860	6,673	8,877	7,710	9,073	7,639	8,161	7,436
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
FÓRMULA ESTRUTURAL NA BASE DE 22 ÁTOMOS DE OXIGÊNIO									
Si	5,820	5,955	5,696	6,031	6,026	6,028	5,864	5,931	5,908
Al ^{IV}	2,180	2,045	2,304	1,969	1,974	1,972	2,136	2,069	2,092
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,281	0,351	0,275	0,497	0,402	0,338	0,345	0,412	0,326
Ti	0,496	0,469	0,481	0,405	0,359	0,437	0,492	0,446	0,440
Fe	4,079	3,935	4,208	4,192	4,494	4,364	4,430	4,258	4,371
Mg	0,681	0,616	0,726	0,232	0,282	0,257	0,260	0,328	0,411
Mn	0,063	0,065	0,061	0,058	0,052	0,046	0,055	0,054	0,059
Soma O	5,600	5,437	5,751	5,383	5,590	5,442	5,582	5,499	5,607
Ca	0,064	0,038	0,103	0,035	0,033	0,019	0,041	0,048	0,061
Na	0,082	0,084	0,061	0,089	0,093	0,048	0,060	0,074	0,092
K	1,497	1,722	1,299	1,737	1,516	1,789	1,501	1,597	1,457
Soma	15,243	15,281	15,214	15,244	15,232	15,298	15,185	15,217	15,218
Al total	2,461	2,396	2,580	2,466	2,376	2,310	2,481	2,481	2,418
Mg/(Mg+Fe ₂)	0,143	0,135	0,147	0,052	0,059	0,056	0,055	0,071	0,086
Fe/(Fe+Mg)	0,857	0,865	0,853	0,948	0,941	0,944	0,945	0,929	0,914

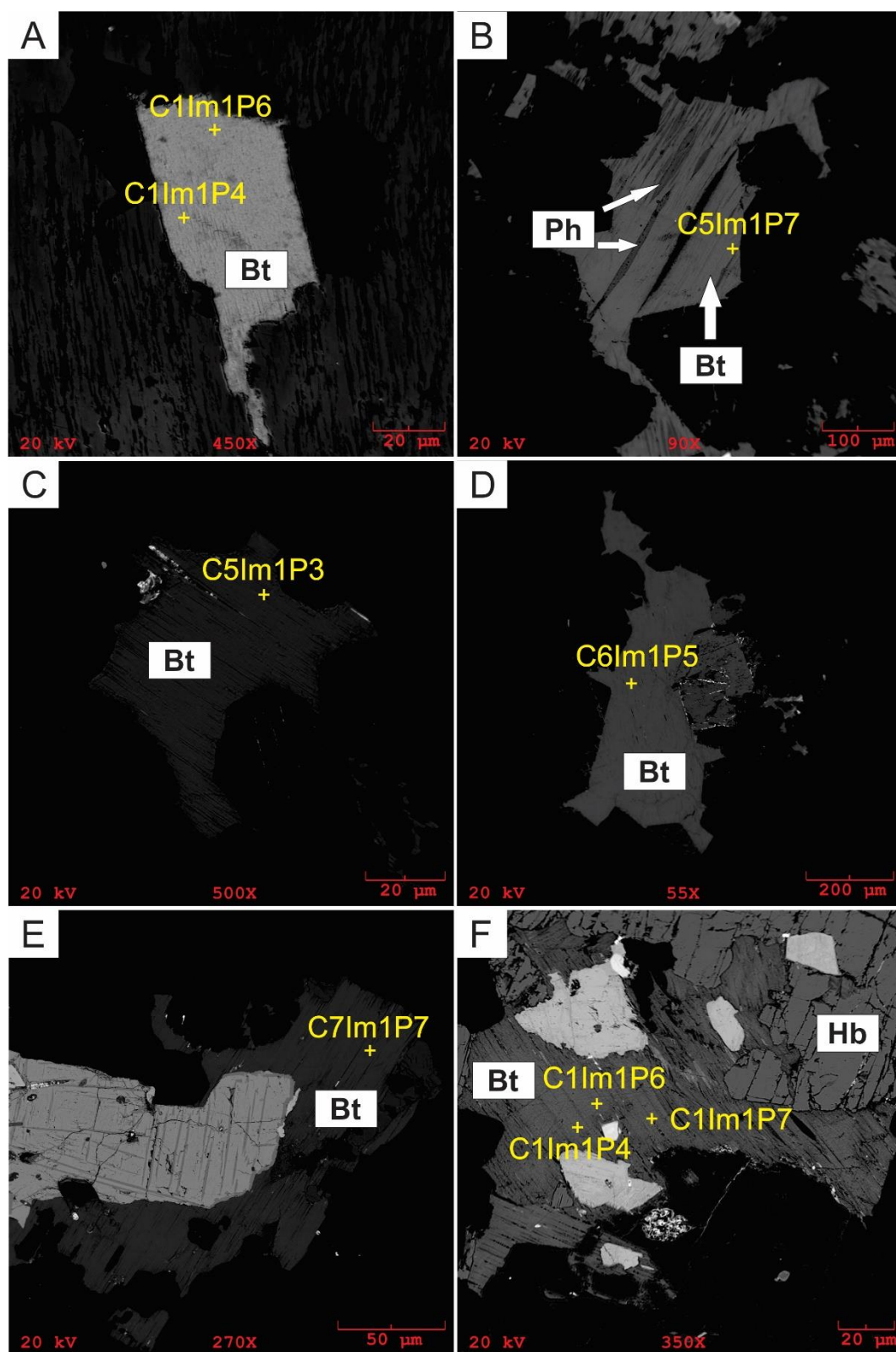


Figura 6.4 - Imagens de elétrons retroespalhados de cristais de biotita em microscopia eletrônica de varredura. A e B são cristais de biotita provenientes da amostra PCM-10 (fácies BAMG); C, D e E representam cristais de biotita da lâmina PCM-31 (fácies BASG); F aglomerado de cristais de biotita, hornblenda e opacos da amostra PCM-19 (fácies BASG). Bt = Biotita; Hb = Hornblenda; Ph = Prehnita.

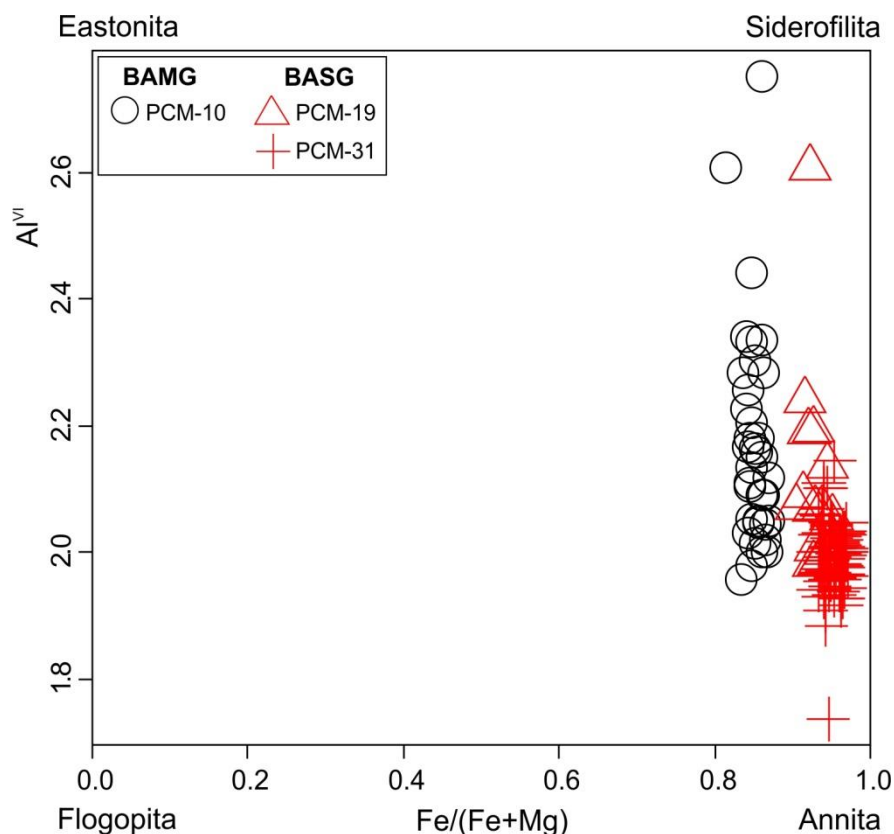


Figura 6.5 - Diagrama composicional para as biotitas do GSJ (Deer *et al.* 1992).

De acordo com Speer (1984), cristais de biotita pertencentes à rochas plutônicas são geralmente afetados por reequilíbrio pós-magmático. No diagrama ternário $\text{FeO}+\text{MnO}-10*(\text{TiO}_2)-\text{MgO}$ (Nachit 1986) as biotitas dos BAMG e dos BASG formam um *trend* do campo A (biotitas magmáticas) para o campo B (biotitas reequilibradas), e plotam majoritariamente no campo das biotitas primárias (Figura 6.6.1). No diagrama $\text{FeOt}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Nockolds 1947; Figura 6.6.2), as biotitas de ambas as fácies plotam nitidamente no limite entre os campos III (biotita associada com hornblenda, piroxênio e/ou olivina) e II (biotita que não acompanha outras fases máficas), corroborando os dados petrográficos observados.

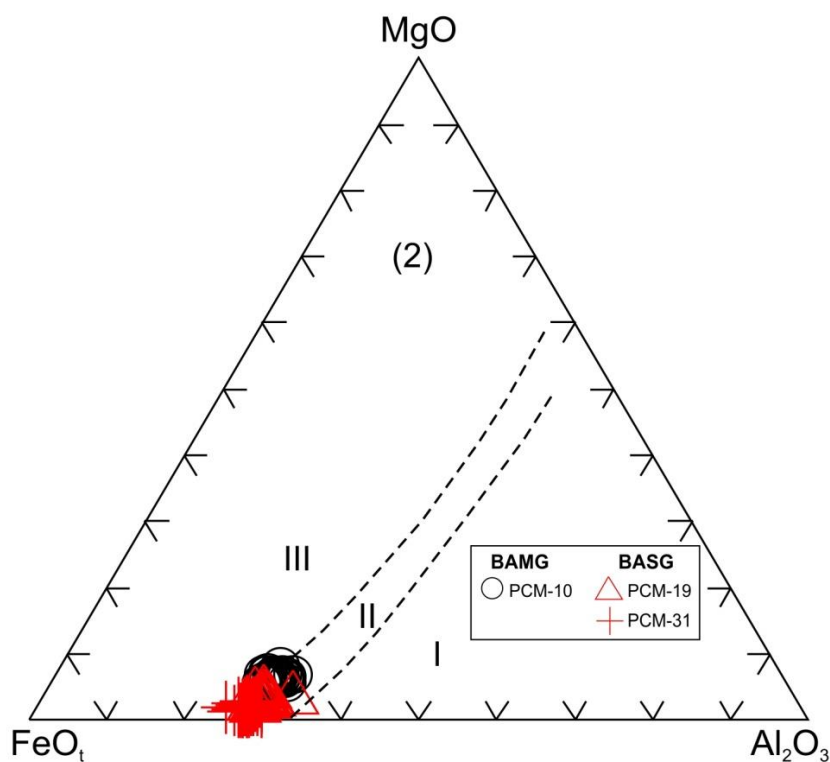
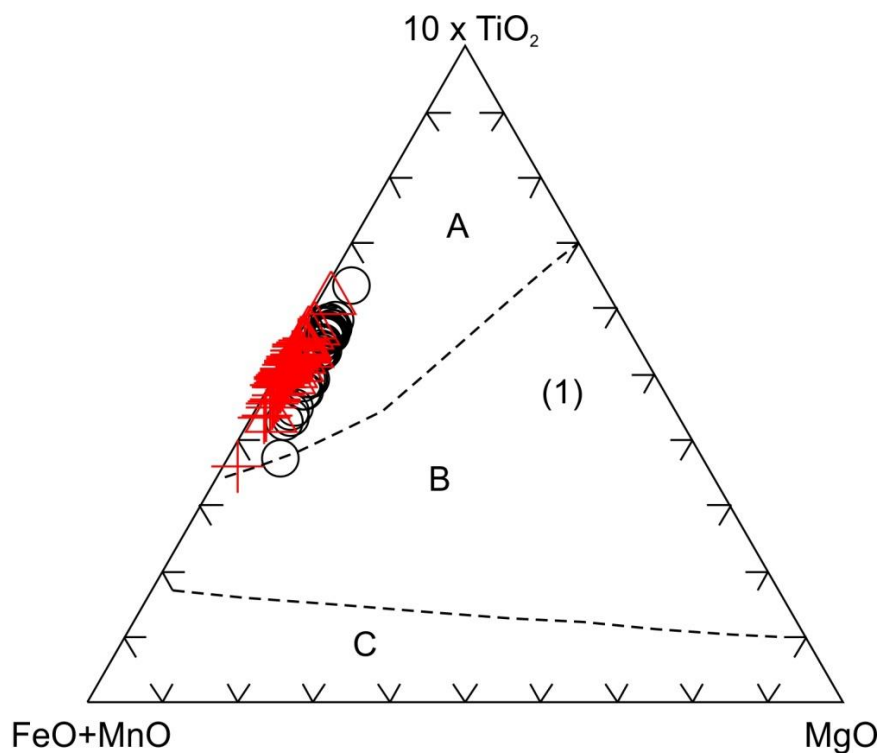


Figura 6.6 - Variações composicionais das biotitas presentes no GSJ: (1) Diagrama ternário $\text{FeO}+\text{MnO}-10*(\text{TiO}_2)-\text{MgO}$ (Nachit 1986), exibindo a distribuição composicional das biotitas estudadas. A: campo das biotitas magmáticas primárias; B: campo das biotitas magmáticas reequilibradas; C: Campo das biotitas secundárias. (2) Diagrama ternário $\text{FeO}_t-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Nockolds 1947), apresentando as composições das biotitas relacionadas a associações minerais distintas. Campos: I – biotita associada à muscovita, topázio, fluorita, etc; II – biotitas que não acompanham outras fases máficas; III – biotita associada à hornblenda, piroxênio e/ou olivina.

6.3 EQUILÍBRIO QUÍMICO ENTRE ANFIBÓLIOS E BIOTITAS

De acordo com Lamarão *et al.* (2004), a inter-relação geoquímica entre anfibólio e biotita é importante para investigar o grau de equilíbrio existente entre estas fases minerais durante a cristalização. Segundo estes autores, a razão $Fe/(Fe+Mg)$ é um dos parâmetros que fornece a avaliação do grau de equilíbrio entre estes minerais. A Figura 6.7 mostra que existe uma correspondência relativamente satisfatória nas duas fácies analisadas, com espalhamento mínimo entre as análises. Este comportamento sugere que anfibólios e biotitas cristalizaram em relativo equilíbrio durante a evolução do GSJ.

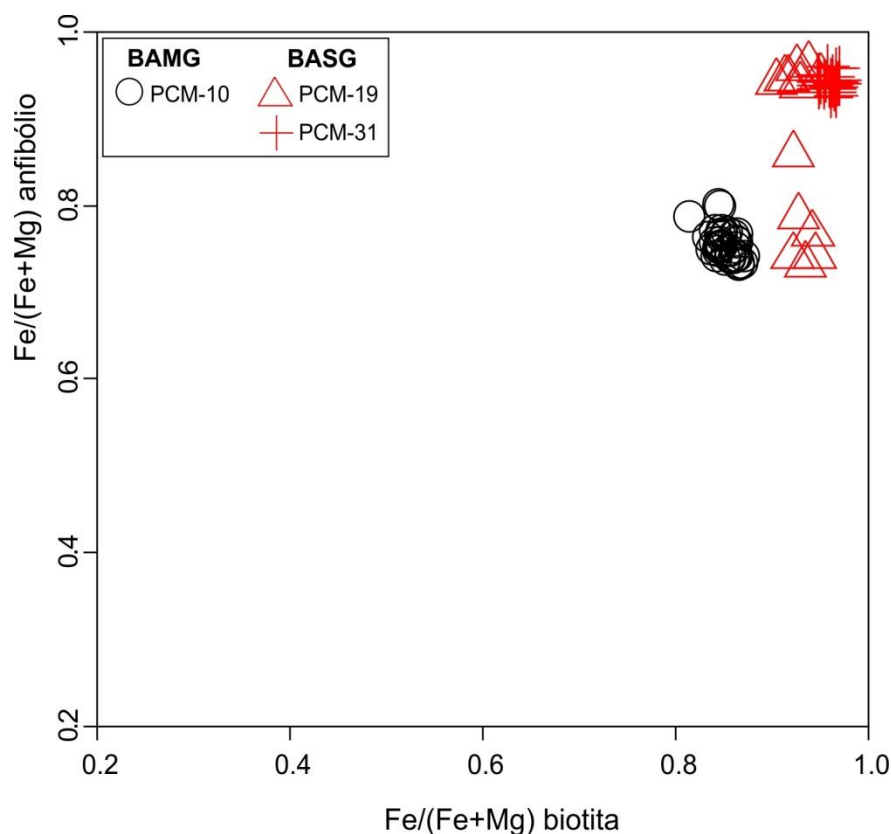


Figura 6.7 - Diagrama comparativo entre razões $Fe/(Fe+Mg)$ de anfibólios e biotitas do GSJ.

7 DISCUSSÕES

7.1 GEOBAROMETRIA COM BASE NO TEOR DE Al_t EM ANFIBÓLIO

7.1.1 Introdução

Anfibólios ocorrem como minerais formadores de rocha em uma grande variedade de rochas ígneas e metamórficas, sendo comumente observado em plútons alcalinos, cálcico-alcalinos e rochas metamórficas de grau anfibolito, onde normalmente constituem a única fase máfica. Em virtude de sua notável estabilidade em ambientes magmáticos e metamórficos, este mineral tem sido alvo de diversos estudos empíricos e experimentais com o intuito de comprovar o seu potencial como indicador das pressões de cristalização dessas rochas. No presente estudo foram utilizados os geobarômetros empíricos de Hammarstron & Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987) e os experimentais de Johnson & Rutherford (1989) e Schmidt (1992).

Hammarstron & Zen (1986) analisaram anfibólios de cinco complexos plutônicos cálcio-alcalinos localizados no oeste da América do Norte e compilaram da literatura estudos realizados em anfibólios pertencentes a outros seis complexos plutônicos. Todos os plútons deste trabalho cristalizaram em níveis crustais rasos ou profundos e refletem regimes de baixa (≈ 2 kbar) e alta pressão (≈ 8 kbar). A partir da análise dos dados, esses autores determinaram uma correlação empírica entre o conteúdo total de Al da hornblenda e a pressão de cristalização das rochas granitoides. Esta correlação é expressa pela fórmula: $P (\pm 3\text{kbar}) = -3,92 + 5,03 Al_t$, onde P = pressão em kbar e $Alt = n^0$ de cátions Al por fórmula unitária ($^{IV}Al + ^{VI}Al$), baseada em 23 átomos de oxigênio. Entretanto, para o uso deste geobarômetro é necessário satisfazer dois pré-requisitos: apresentar a assembleia mineral composta por plagioclásio + hornblenda + biotita + álcali-feldspato + quartzo + titanita + magnetita ou ilmenita $\pm$ epidoto, e a análise química apenas das bordas das hornblendas, uma vez que somente essas estariam em equilíbrio com todas as fases mais o líquido magmático.

Hollister *et al.* (1987) estudaram anfibólios de vários corpos plutônicos pertencentes ao Complexo Plutônico Coast, Canadá. Estes autores confirmam que a relação linear entre Al_t na hornblenda e a pressão (em kbar) de cristalização de plútons cálcio-alcalinos proposto por Hammarstron & Zen (1986) também é válida para pressões

intermediárias (4-6 kbar), visto que o geobarômetro destes últimos autores se baseia principalmente em baixas (≈ 2 kbar) e altas pressões (≈ 8 kbar). Deste modo, Hollister *et al.* (1987) estabeleceram uma calibração empírica mais refinada entre o Al na hornblenda e a pressão, dada pela expressão: **$P (\pm 1\text{kbar}) = - 4,76 + 5,64 \text{ Alt}$** . Além de ser necessário o cumprimento dos pré-requisitos sugeridos por Hammarstron & Zen (1986), também é primordial para o uso deste novo geobarômetro que a pressão seja acima de ≈ 2 kbar, pois deste modo minimizaria os efeitos da temperatura na composição do anfibólio.

Johnson & Rutherford (1989), a partir de experimentos realizados em amostras naturais de rochas vulcânicas (Fish Canyon Tuff, Colorado; e a caldeira Long Valley, Califórnia) e plutônicas (Round Valley, Idaho), calibraram experimentalmente um novo geobarômetro com base no teor de alumínio nas hornblendas em equilíbrio com a seguinte assembleia mineral: biotita, quartzo, k-feldspato, plagioclásio, titanita, magnetita ou ilmenita, fase fluida (H_2O e CO_2) e líquido silicático. A equação desenvolvida para este barômetro é dada por: **$P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = - 3,46 + 4,23 \text{ Alt}$** . A calibração foi feita sobre pressões no intervalo de 2 a 8 kbar e em temperaturas entre 740 e 780 °C. Este geobarômetro experimental difere dos empíricos principalmente na região de 5-8 kbar, já que neste intervalo as hornblendas, em equilíbrio com as fases citadas acima, teriam um conteúdo de alumínio superior do que aquele previsto pelos trabalhos empíricos para uma dada pressão. Assim, Johnson & Rutherford (1989) afirmam que plútons solidificados em altas pressões que foram estudados anteriormente (Hammarstron & Zen 1986; Hollister *et al.* 1987) devem ter se equilibrado em profundidades mais superficiais do que as propostas pelos estudos empíricos.

Schmidt (1992) analisou anfibólios de tonalitos e granodioritos do batólito Adamello, situado no norte da Itália. Este barômetro do Al no anfibólio foi calibrado experimentalmente sob condições de saturação em H_2O e em pressões de 2,5-13 kbar e temperaturas de 700-655 °C, sendo representado pela fórmula: **$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Alt}$** . Vale destacar que este geobarômetro utiliza a mesma assembleia mineral proposta por Hammarstron & Zen (1986) acrescida de uma fase fluída mista de $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ e do líquido silicático, paragênese mineral esta sugerida por Johnson & Rutherford (1989). As composições dos anfibólios foram normalizadas assumindo-se: a razão $\text{Fe}^{+3} / (\text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2})$ é fixada para 0.30 e 23 oxigênios; e a somatória dos cátions Ca, Na e K é igual a 13.

7.1.2. Estimativas de pressões de cristalização do GSJ

As fácies do plúton São João possuem paragénese mineral composta por plagioclásio + hornblenda + biotita + álcali-feldspato + quartzo + plagioclásio + magnetita, muito próxima daquela considerada ideal para este tipo de estudo (Hammarstrom & Zen 1986; Hollister *et al.* 1987). A ausência de titanita, segundo Anderson & Smith (1995), não afeta significativamente nas determinações das pressões. Para o cálculo deste parâmetro foram utilizadas as análises de Alt provenientes das bordas e dos núcleos de cristais de hornblenda, uma vez que ambos não destoam composicionalmente, conforme verificado nas análises de química mineral desta fase (Tabela 6.1).

A Tabela 7.1 mostra as estimativas das pressões de cristalização para as fácies do GSJ, calculadas a partir dos geobarômetros empíricos e experimentais do alumínio na hornblenda.

Os conteúdos de Alt dos anfibólios dentre as fácies analisadas, variam de 1,3 a 1,4 nos BAMG e 1,3 a 1,7 nos BASG (Tabela 7.1). Os geobarômetros empíricos de Hammarstrom & Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987), e o experimental de Smith (1992), mostraram valores relativamente próximos para ambas as fácies e variaram de 2,6 a 4,7 kbar nos empíricos e de 2,9 a 5,0 kbar no experimental. O geobarômetro experimental de Johnson & Rutherford (1989) forneceu pressões comparativamente mais baixas (2,1 a 3,7 kbar), possivelmente em função de sua maior temperatura de calibração, o que proporcionaria um aumento no Alt para uma mesma pressão (conforme Anderson & Smith 1995).

A Figura 7.1 mostra o diagrama Fe/(Fe+Mg) x Alt de Anderson & Smith (1995) para os anfibólios estudados. De acordo com este diagrama, as duas fácies do GSJ teriam cristalizado predominantemente em pressões intermediárias (no intervalo de 3 a 5 kbar), valores semelhantes aos obtidos com os geobarômetros empíricos e o experimental de Smith (1992; Tabela 7.1).

É importante destacar, entretanto, o fato dos anfibólios do plúton estudado serem enriquecidos em Fe e, por conta disso, existe a possibilidade de que as pressões calculadas estejam superestimadas (cf. Anderson & Smith 1995). Pode-se supor, ainda, que as Fe-hornblendas de ambas as fácies cristalizaram no momento da colocação do plúton analisado, conforme sugerido pela ausência de zoneamento e composições similares dos núcleos e bordas dos cristais.

Tabela 7.1 - Pressões de cristalização estimadas para as fácies do GSJ com base nas diferentes formulações do geobarômetro Alt em anfibólio.

Fácies	Anfibólio	Al total	Pressões (Kbar)			a(*)
			b(*)	c(#)	d(#)	
BAMG	Fe-Hb	1,3-1,4	2,6-3,7	2,7-3,7	2,9-4,4	2,1-2,5
BASG	Fe-Hb	1,3-1,7	2,8-4,5	2,8-4,7	3,3-5,0	2,2-3,7

a: Hammarstron & Zen (1986): $P (\pm 3 \text{ kbar}) = 5,03 \text{ Alt} - 3,92$; **b:** Hollister *et al.* (1987): $P (\pm 1 \text{ kbar}) = 5,64 \text{ Alt} - 4,76$; **c:** Schmidt (1992): $P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76 \text{ Alt} - 3,01$; **d:** Johnson & Rutherford (1989): $P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = 4,23 \text{ Alt} - 3,46$. **(*)** = empírico; **(#)** = experimental. Fe-Hb = Fe-Hornblenda.

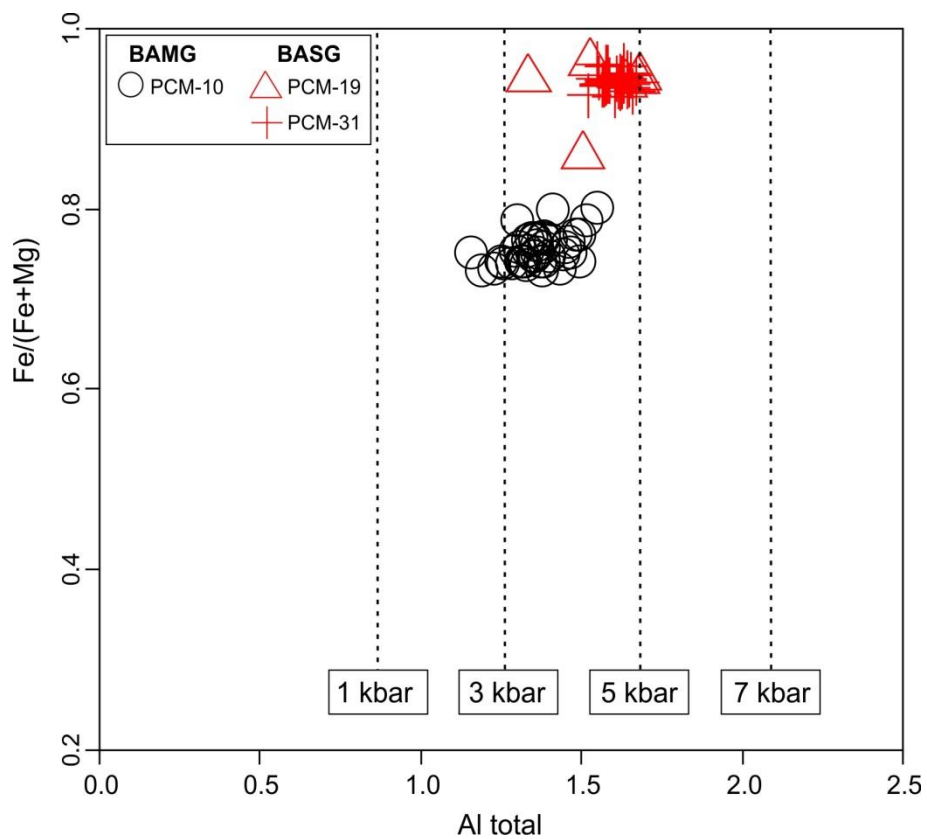


Figura 7.1 - Diagrama $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ x Al total de anfíbios (com base em Anderson & Smith 1995) exibindo os possíveis intervalos de pressão de cristalização de anfíbios das diferentes fácies do GSJ estudadas.

7.2 GEOTHERMOMETRIA

7.2.1 Introdução

Neste tópico foi realizada uma tentativa de estimar os intervalos da temperatura de cristalização para as diferentes fácies do GSJ. Anfibólitos cálcicos ígneos apresentam uma excepcional diversidade composicional e, em virtude disso, representam um grande potencial para a investigação de processos magmáticos e parâmetros intensivos de cristalização. Mais frequentemente, esta fase foi utilizada para deduzir a pressão e temperatura de cristalização magmática. Neste estudo serão utilizados os geotermômetros empíricos de Putirka *et al.* (2016) e Ridolfi *et al.* (2010), cujas temperaturas são estimadas com base na composição de anfibólitos. Para comparação, são indicadas também as temperaturas próximas do *liquidus* obtidas com o geotermômetro de saturação em Zr (Watson & Harrison 1983).

Ridolfi *et al.* (2010) e Ridolfi & Rezzulli (2012) calibraram empiricamente geotermômetros com base na concentração dos principais óxidos presentes nos anfibólitos e com padrão de erro de $\geq 50^\circ\text{C}$. Seus modelos de calibração são recomendados para anfibólitos cristalizados em magmas cálcio-alcalinos a alcalinos, com elevado ou baixo conteúdo de H_2O , que evoluíram sob condições moderadamente reduzidas a moderadamente oxidadas. A calibração empírica do geotermômetro de Ridolfi *et al.* (2010) é representada pela seguinte equação:

$$T (^{\circ}\text{C}) = -151,487Si^* + 2,041$$

Onde:

$$Si^* = Si + \frac{Al^{IV}}{15} - 2Ti^{IV} - \frac{Al^{VI}}{2} - \frac{Ti^{VI}}{1,8} + \frac{Fe^{+3}}{9} + \\ + \frac{Fe^{+2}}{3,3} + \frac{Mg}{26} + \frac{Ca^B}{5} + \frac{Na^B}{1,3} - \frac{Na^A}{15} + \frac{\square^A}{2,3}$$

Putirka *et al.* (2016) analisaram os dados de anfibólitos cálcicos naturais e experimentais de Ridolfi *et al.* (2010) com a intuito de investigar o comportamento desta

solução sólida e, conseqüentemente, calibrar novos termômetros e barômetros que utilizam a composição de anfibólios, de modo a aplica-los a uma ampla variedade de sistemas ígneos. O geotermômetro empírico calibrado por Putirka *et al.* (2016) possui uma precisão de $\pm 30^\circ\text{C}$ e pode ser representado pela equação:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1201,4 - 97,93(\text{Si}^{\text{Anf}}) + 201,82(\text{Ti}^{\text{Anf}}) + \\ + 72,85(\text{Mg}^{\text{Anf}}) + 88,9(\text{Na}^{\text{Anf}}) + 40,65[P(\text{GPa})]$$

Na expressão acima, P é a pressão em GPa e Si^{Anf} , Ti^{Anf} , Mg^{Anf} e Na^{Anf} , são os números dos cátions indicados nos anfibólios, quando calculados em uma base de 23 átomos de oxigênio.

Watson & Harrison (1983) definiram que a atividade de zircônio no magma, necessária para a saturação de zircão, depende principalmente da temperatura e do conteúdo de SiO_2 no líquido magmático. Miller *et al.* (2003) afirmam que a temperatura de saturação em zircônio obtida por meio da composição de rocha total disponibiliza estimativas mínimas de temperatura se o magma for subsaturado nesta fase e estimativas máximas, se o magma for saturado. A relação entre a cristalização de zircão e a composição do líquido magmático é dada pelo modelo de solubilidade:

$$\ln D_{\text{Zr}}^{\frac{\text{Zircão}}{\text{Líquido Magmático}}} = (-3,80 - [-0,85(M - 1)]) + \frac{12900}{T}$$

A expressão $D_{\text{Zr}}^{\frac{\text{Zircão}}{\text{Líquido Magmático}}}$ acima corresponde à razão da concentração de Zr no zircão pela concentração de Zr no líquido magmático; M é a proporção de cátions $(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/(\text{Al} * \text{Si})$ e T é a temperatura em graus Kelvin. Tal termômetro foi calibrado para temperaturas entre 750-1020 $^{\circ}\text{C}$.

7.2.2 Estimativas de temperaturas do GSJ

As temperaturas de saturação em Zr foram calculadas a partir de amostras representativas das duas fácies pertencentes ao GSJ, por meio de uma planilha no Excel. Os

dados geoquímicos necessários para a utilização deste geotermômetro foram extraídos de Lima *et al.* (2014). As fácies BAMG e BASG possuem M (sendo M a proporção catiônica $(Na + K + 2Ca)/(Al \cdot Si)$ em rocha total) dentro do intervalo adequado (0,9-1,7), conforme sugerido por Watson & Harrison (1983).

O geotermômetro de saturação em zircônio forneceu temperaturas entre 855 e 883 °C para os BAMG e BASG do GSJ (Tabela 7.2), valores consistentes com temperaturas próximas do *liquidus* previstas para granitos tipo-A (Cunha *et al.* 2016). Além disso, essas temperaturas são reforçadas pelos dados petrográficos que mostram a presença de cristais de zircão euédricos inclusos em fases precoces, tais como plagioclásio, biotita e hornblenda. Portanto, os dados petrográficos juntamente com os resultados fornecidos por este geotermômetro sugerem que as diferentes fácies do GSJ atingiram saturação em zircônio a temperaturas próximas às do *liquidus*.

Na Figura 7.2 são apresentadas as diversas isotermas propostas por Watson & Harrison (1983), relacionando a razão catiônica $M = (Na+K+2Ca)/(Al \cdot Si)$ com a concentração de zircônio (em ppm) em amostras representativas do GSJ.

Tabela 7.2 - Estimativas de temperatura para as diferentes fácies do Granito São João.

Fácies	BAMG	BASG	
		PCM-31	PCM-19
Geotermômetros	PCM-10	PCM-31	PCM-19
Watson & Harrison (1983)	855°C	871°C	883°C
Ridolfi <i>et al.</i> (2010)	716-776°C	731-761°C	737-766°C
Putirka <i>et al.</i> (2016)	635-703°C	620-658°C	625-662°C

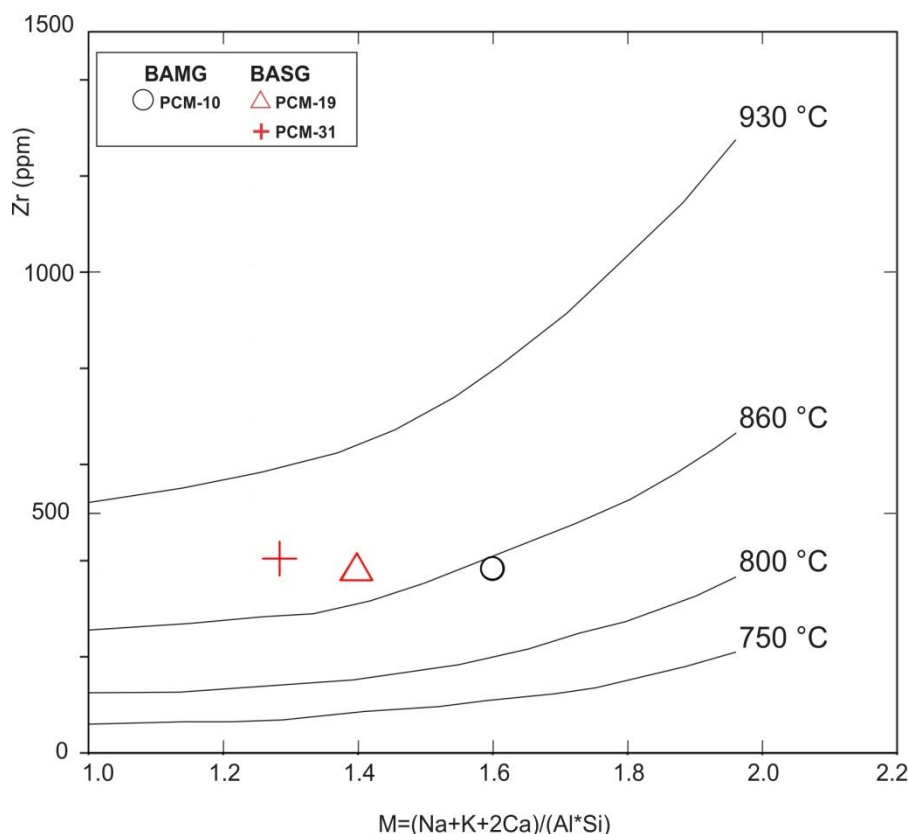


Figura 7.2 - Diagrama Zr x M aplicado em amostras representativas das fácies que compõem o GSJ. Isotermas definidas por Watson & Harrison (1983).

Os geotermômetros calibrados com base na composição de anfibólios forneceram as mais baixas temperaturas (Tabela 7.2). O geotermômetro de Ridolfi *et al.* (2010) forneceu valores entre 716 e 776 °C para a fácies BAMG, enquanto para a fácies BASG foram encontradas temperaturas entre 731 e 766 °C. Para o cálculo dessa variável empregando o geotermômetro proposto por Putirka *et al.* (2016) foram utilizadas as pressões obtidas a partir do geobarômetro de Schmidt (1992). Este último geotermômetro disponibilizou temperaturas entre 635 e 703 °C para a fácies BAMG e 620 e 662 °C para a fácies BASG.

As temperaturas obtidas com o geotermômetro de Ridolfi *et al.* (2010) são, provavelmente, aquelas reinantes em condições próximas do *solidus* nas diferentes fácies. O geotermômetro de Putirka *et al.* (2016) forneceu valores abaixo da temperatura do *solidus* admitida para sistemas graníticos afins (em torno de 700 °C; Naney 1983, Johannes & Holtz 1996).

7.3 FUGACIDADE DE OXIGÊNIO

7.3.1 Introdução

Reações de oxi-redução normalmente ocorrem durante a formação de rochas, sendo expressas por mudanças no estado de oxidação de alguns elementos químicos nas associações minerais. Entretanto, os agentes que governam o estado de oxidação de um elemento, em determinada associação mineral, não podem ser medidos diretamente, recorrendo-se à dedução de tais fatores com base nas associações minerais e em estudos teórico-experimentais associados ao sistema. Assim, transformações envolvendo oxi-redução são reações químicas, onde o O_2 é um componente da fase fluida (no estado gasoso) que altera o estado de oxidação de um (ou mais) elemento (s) (Candia *et al.* 2003).

O ferro ocorre na natureza em três estados distintos de oxidação, implicando na necessidade de uma variável que possa apontar se ele ocorre em um estado mais oxidado ou mais reduzido. Tal variável é a fugacidade de oxigênio (fO_2). Em fO_2 muito baixas, como no núcleo da Terra, o ferro (Fe^0) ocorre como metal. Em fO_2 maiores e em sistemas contendo sílica, o ferro ocorre no estado divalente (Fe^{+2}) e entra principalmente nos silicatos. Em fO_2 muito elevadas, o ferro encontra-se como cátion trivalente (Fe^{+3}) na hematita. Segundo Frost (1991), a fO_2 é a variável que determina a probabilidade do ferro ser encontrado no estado nativo, como um cátion divalente nos silicatos ou como um cátion divalente e trivalente em um óxido.

No entanto, magnésio e titânio possuem um importante papel na estabilidade de silicatos, magnetita e ilmenita, uma vez que o Mg consegue estabilizar silicatos de ferro em fO_2 maiores, mesmo na presença de hematita, e Ti e Fe^{+2} podem substituir o Fe^{+3} na magnetita e hematita, estabilizando esses minerais relativamente aos silicatos. Frost. op. cit. confirma que a fO_2 é função da ocorrência e composição dos óxidos de Fe-Ti e da composição dos silicatos coexistentes.

Em resumo, a fO_2 é uma variável termodinâmica definida como atividade química do oxigênio (Clark 1999). A fO_2 é utilizada em sistemas geológicos com o objetivo de indicar o potencial de oxidação ou redução do Fe, sendo importante na determinação da estabilidade e composição dos óxidos (Frost 1991).

Neste tópico foi feita uma estimativa, com base na composição dos anfibólios, sobre as condições de fO_2 em que ocorreu a cristalização do GSJ e confirmado o seu caráter moderadamente reduzido, proposto por Lima *et al.* (2014) com base no conteúdo de magnetita e medidas de susceptibilidade magnética (SM).

7.3.2 Estimativas de fugacidades de oxigênio do GSJ

Lima *et al.* (2014) obtiveram valores moderados de SM para o GSJ (variando de $1,2 \times 10^{-4}$ a $5,9 \times 10^{-3}$ SIv, com média de $1,80 \times 10^{-3}$ SIv), com a ocorrência comum de magnetita nas suas quatro fácies petrográficas, o que permitiu seu enquadramento na série de granitoides à magnetita (Ishihara 1981). Esses dados em conjunto com informações geoquímicas mostraram, entretanto, que o GSJ possui maiores similaridades com os granitos da Suíte Serra dos Carajás, considerados moderadamente reduzidos (Dall'Agnol *et al.* 2005).

Anderson & Smith (1995) utilizaram as composições de anfibólios como uma forma de estimar as condições de fO_2 em que ocorreu a cristalização de granitos anorogênicos. De acordo com estes autores, plútons cujos anfibólios possuem elevadas razões $Fe/(Fe + Mg)$, geralmente $>0,8$, formaram-se sob baixas condições de fO_2 . A Figura 7.3 (Anderson & Smith 1995) mostra os conteúdos de Al^{IV} e as razões $Fe/(Fe+Mg)$ dos anfibólios do GSJ estudados. Nos BAMG os anfibólios possuem razões $Fe/(Fe + Mg)$ entre 0,74 e 0,77 e plotam no limite entre os campos de intermediária e baixa fO_2 . Os anfibólios dos BASG mostram razões $Fe/(Fe+Mg)$ mais elevadas, variando entre 0,86 e 0,96 e incidindo no campo de rochas formadas a baixas fO_2 . Os dados de química mineral dos anfibólios do GSJ confirmam o caráter moderadamente reduzido, conforme proposto por Lima *et al.* (2014) para o GSJ.

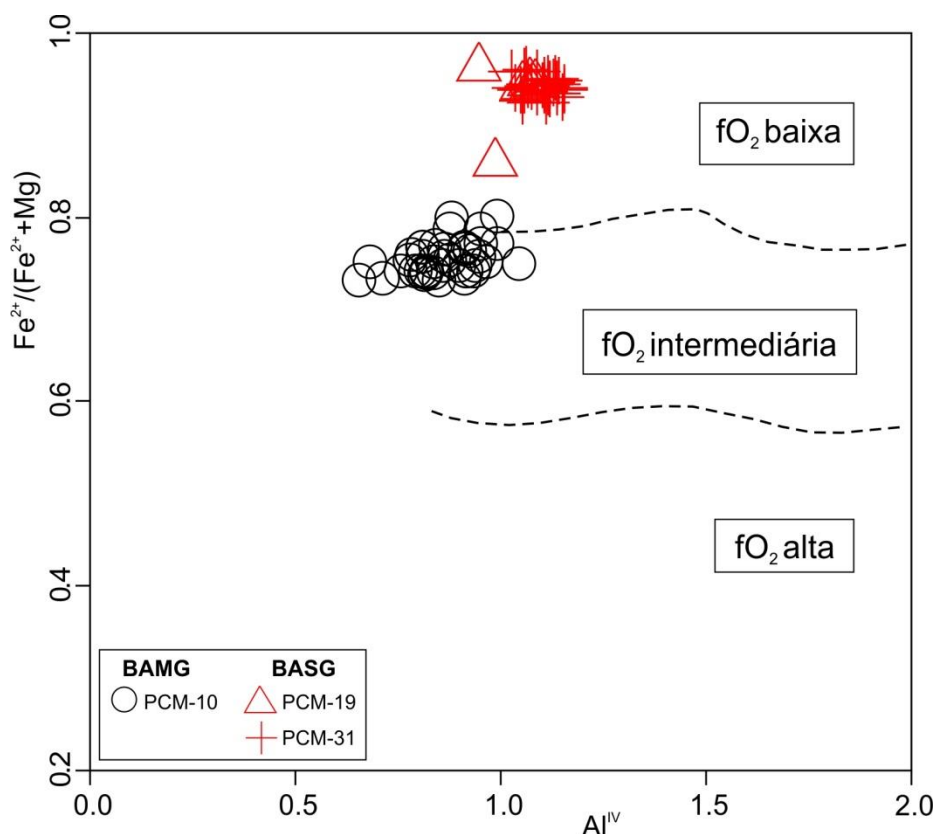


Figura 7.3 - Diagrama $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}) \times \text{Al}^{\text{IV}}$ de anfibólios (conforme Anderson & Smith 1995) mostrando as composições deste mineral nos BAMG e BASG do GSJ e sua provável relação com a $f\text{O}_2$ reinante durante sua cristalização GSJ.

Segundo Ishihara (1981), granitoides das séries magnetita e ilmenita podem ser distinguidos a partir da razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ em rocha total. Assim, granitos da série magnetita teriam razões $>0,5$ e os da série ilmenita $<0,5$. Com base nos dados geoquímicos de Lima *et al.* (2014), essa razão ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ em rocha total) apresenta valor médio de 1,9 entre as quatro fácies do GSJ. Ishihara (1981) afirma também que granitos da série magnetita possuem anfibólios com razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ decrescentes com o aumento do teor de sílica da rocha hospedeira. Os anfibólios do GSJ confirmam este fato, pois mostram aumento no conteúdo de SiO_2 da fácies BASG para a BAMG (média de 44,57 e 47,36, respectivamente, em rocha total) acompanhada da redução da razão $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ dos anfibólios. Deste modo, os resultados de química mineral em anfibólios, junto com os geoquímicos de rocha total corroboram os dados de Lima *et al.* (2014) que enquadram o GSJ na série magnetita.

7.4 TIPOLOGIA

7.4.1 Introdução

Biotitas são minerais ferromagnesianos comumente encontrados em rochas ígneas intermediárias e ácidas. Devido sua estrutura cristalina, elas conseguem hospedar a maioria dos elementos comumente presentes em magmas graníticos. Existem diversos estudos que utilizam a composição da biotita como ferramenta discriminante da natureza de suítes graníticas. Além disso, os trabalhos experimentais de Wones & Eugster (1965) utilizaram esse mineral como um potencial indicador das reações redox em magmas graníticos.

Lima *et al.* (2014), utilizando diagramas geoquímicos de rocha total, afirmam que o GSJ apresenta características compatíveis tanto com granitos tipo I (presença de anfibólio e biotita, tendência subalcalina, assinatura metaluminosa a fracamente peraluminosa, valores moderados de SM, conteúdos de opacos > 0,1%, presença de magnetita em todas as fácies), quanto com granitos anorogênicos tipo A, conforme Pearce *et al.* (1984) e Whalen *et al.* (1987) (conteúdos elevados de SiO₂, K₂O+Na₂O, Zr, Nb, Y e Ga, e altas razões Ga/Al). Neste estudo, a tipologia do GSJ foi testada através da composição química se suas biotitas.

7.4.2. Estimativa da tipologia do GSJ

No presente trabalho as composições das biotitas analisadas foram projetadas em diagramas propostos por Abdel-Rahman (1994) e Nachit *et al.* (1985), usados como potenciais indicadores da natureza do magma a partir do qual a biotita cristalizou. Abdel-Rahman (1994) desenvolveu diversos diagramas, construídos a partir dos óxidos de elementos maiores das biotitas, com o intuito de discriminar o ambiente tectônico de granitoides. Deste modo, tais diagramas conseguem distinguir entre: (i) granitos alcalinos anorogênicos; (ii) granitos orogênicos cálcio-alcalinos; (iii) granitos orogênicos peraluminosos, incluindo granitos tipo S.

A Figura 7.4 mostra o diagrama FeO-MgO-Al₂O₃ de biotitas das fácies BAMG e BASG do GSJ e constata que as mesmas plotam no campo de granitoides anorogênicos, confirmando os dados de Lima *et al.* (2014).

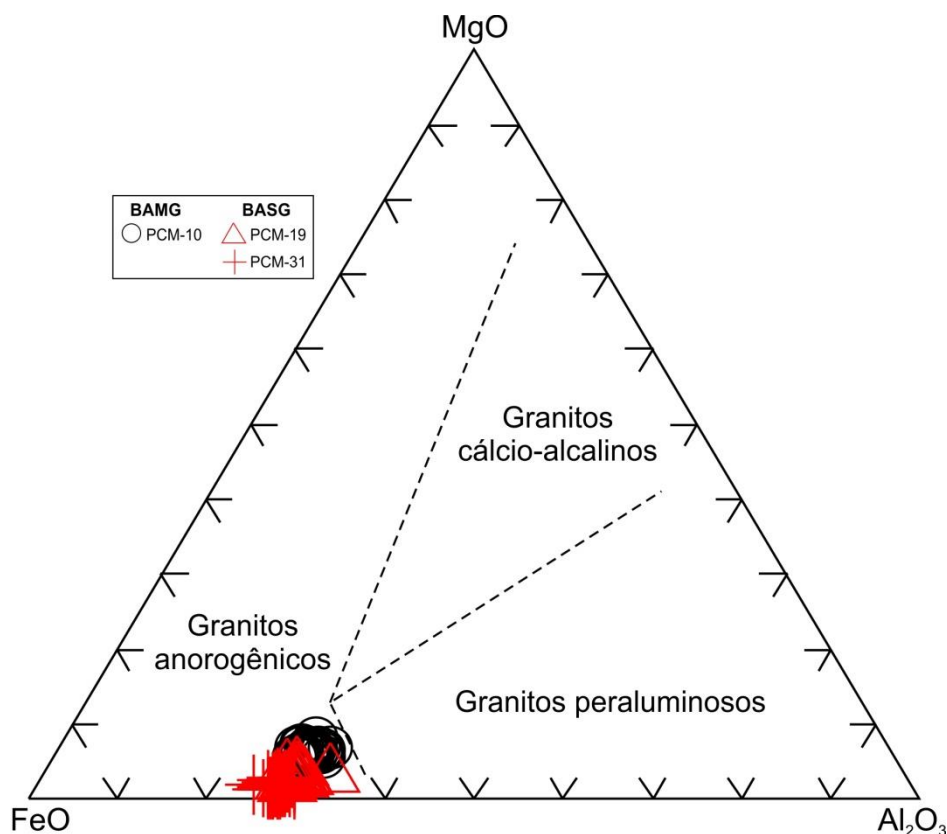


Figura 7.4 - Diagrama FeO-MgO-Al₂O₃ (Abdel-Rahman 1994) para as biotitas das fácies BAMG e BASG do GSJ.

Nachit *et al.* (1985), com base nos conteúdos de Al e Mg de biotitas de diferentes granitoides, definiram campos representativos para essas rochas e confirmaram a existência de uma relação direta entre a composição química desse mineral e o magma parental. No diagrama da Figura 7.5, as biotitas da fácies BASG distribuem-se predominantemente no campo das rochas alcalinas, enquanto as biotitas da fácies BAMG posicionam-se no campo de granitoides alcalinos e subalcalinos. As biotitas de ambas as fácies formam um *trend* aproximadamente vertical, mais acentuado nas biotitas dos BAMG, com maior variação nos conteúdos de Al em relação ao Mg.

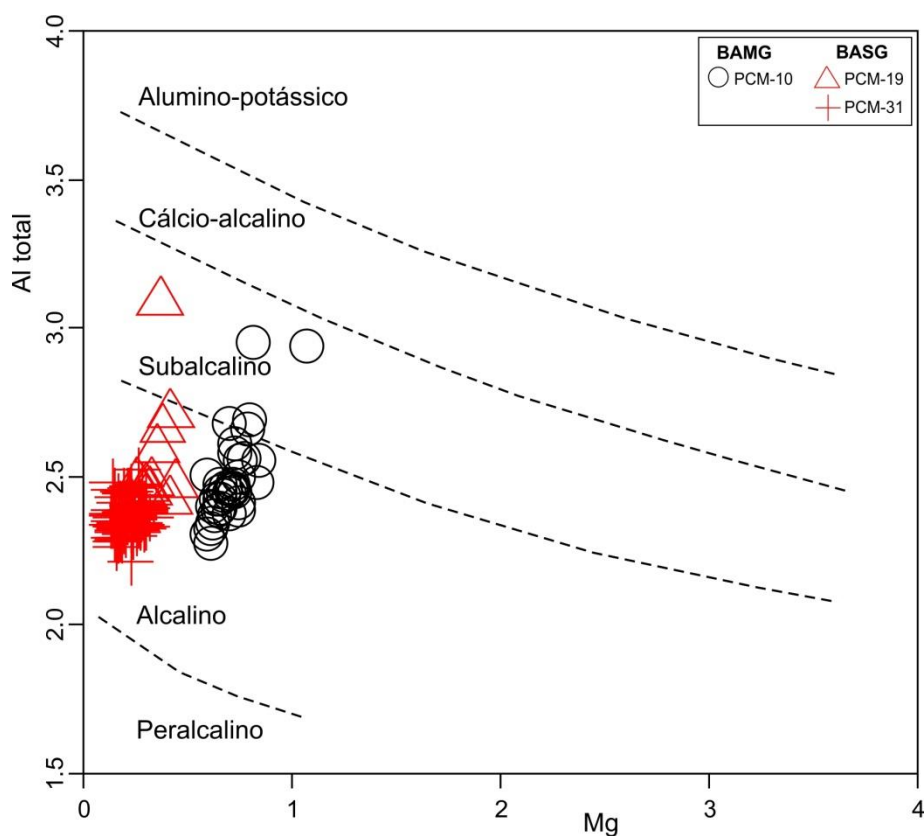


Figura 7.5 - Diagrama Alt x Mg (Nachit et al. 1985) para as biotitas das diferentes fácies do GSJ.

Os dados de química mineral de biotitas do GSJ mostram uma transição de rochas fortemente alcalinas em direção a composições subalcalinas, aspecto este, segundo Whalen *et al.* (1987), típico de granitos tipo A. Esses dados reiteram os de Lima *et al.* (2014), os quais enquadram o GSJ nesta mesma categoria de granitoides, porém utilizando diagramas geoquímicos de rocha total.

7.5 COMPARAÇÃO ENTRE O GSJ E OUTROS GRANITOS DA PROVÍNCIA CARAJÁS

Dall'Agnol *et al.* (2005) enquadraram, de forma preliminar, o Granito São João na Suíte Jamon. Entretanto, Lima *et al.* (2014), utilizando dados petrográficos, geoquímicos e de susceptibilidade magnética, afirmam que o GSJ apresenta maiores semelhanças com os plútons pertencentes à Suíte Serra dos Carajás. Com base em dados de química mineral disponíveis na literatura, será realizado neste tópico um estudo comparativo entre o GSJ e os granitos tipo A paleoproterozóicos pertencentes às Suítes Jamon e Serra dos Carajás, ambas inseridas na Província Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2005).

Os anfibólios da Suíte Jamon são ferroedenitas a edenitas, sendo que as razões (Fe/Fe+Mg) dos anfibólios do plúton Jamon variam de 0,47 a 0,65 em hornblenda-biotita monzogranitos e 0,6 a 0,73 em biotita monzogranitos (Dall'Agnol *et al.* 2005). As razões (Fe/Fe+Mg) das biotitas do plúton acima variam de 0,6 a 0,63 em hornblenda-biotita monzogranitos e 0,65 a 0,70 em biotita monzogranitos (Dall'Agnol *et al.* 2005). Os anfibólios do plúton Cigano, representativo da Suíte Serra dos Carajás, são hastingsitas com razões (Fe/Fe+Mg) variando de 0,85 a 0,94 e as biotitas deste plúton apresentam razões (Fe/Fe+Mg) entre 0,78 e 0,88 (Dall'Agnol *et al.* 2005). O GSJ, alvo deste estudo, possui anfibólios com composições de Fe-hornblendas e as razões (Fe/Fe+Mg) desta fase varia de 0,73 a 0,80 na fácies BAMG e 0,86 a 0,96 na fácies BASG (Tabela 6.1). As biotitas do GSJ possuem razões (Fe/Fe+Mg) entre 0,81 e 0,87 na fácies BAMG e entre 0,85 e 0,97 na fácies BASG (Tabela 6.2). Conclui-se, portanto, que anfibólios e biotitas do GSJ apresentam composições similares àquelas encontradas nos plútons pertencentes à Suíte Serra dos Carajás.

No que tange a pressão de colocação, foi mostrado neste estudo que o GSJ cristalizou a pressões intermediárias (3-5 kbar, com base em geobarômetros de alumínio na hornblenda empíricos e experimentais; Tabela 7.1 e Figura 7.1). No entanto, conforme já discutido anteriormente, estes valores podem estar superestimados uma vez que os anfibólios do GSJ apresentam razões Fe/(Fe+Mg) superiores a 0,75 (Tabela 6.1). Dall'Agnol *et al.* (2005) estimaram uma pressão de cristalização para o plúton Jamon de aproximadamente $3,2 \pm 0,7$ kbar com base na geobarometria do Al no anfibólio. Além disso, estes autores inferiram pressões de colocação mais baixas para os plútons da Suíte Serra dos Carajás (2 ± 1 kbar) com base em evidências geológicas como o alto contraste de viscosidade entre os magmas

graníticos e as rochas encaixantes de grau metamórfico baixo, a ausência de foliação e lineação nos plutons.

Neste trabalho serão comparadas as temperaturas *liquidus* dos plúton Jamon e Serra dos Carajás com as do plúton GSJ. Segundo Dall'Agnol *et al.* (2005), a fácies hornblenda-biotita monzogranito pertencente ao granito Jamon começou a cristalizar em uma temperatura de aproximadamente 870 °C. Estes mesmos autores estimaram, com base em evidências geológicas como a ausência de minerais reliquiais de clinopiroxênio nos anfibólios e composições menos cálcicas de plagioclásio ($An < 35$), uma temperatura *liquidus* para a fácies hornblenda- biotita monzogranito da Suíte Serra dos Carajás de aproximadamente 850 °C. A fácies menos evoluída do Granito São João iniciou sua cristalização a uma temperatura de 855 °C (Tabela 7.2), isto é, a temperatura *liquidus* do GSJ está mais consistente com aquelas dos plútons da Suíte Serra dos Carajás.

Em relação à fugacidade de oxigênio, este estudo se aproxima da hipótese proposta por Lima *et al.* (2014) de que o GSJ evoluiu sob condições moderadamente reduzidas (Figura 7.3). Dall'Agnol *et al.* (2005) afirmam que o magma do plúton Jamon evoluiu sob condições relativamente oxidantes, enquanto que o magma da Suíte Serra dos Carajás formou-se sob condições mais reduzidas. A partir da análise da Figura 7.6, concluiu-se que o GSJ se formou a fugacidades de oxigênio próximas às da Suíte Serra dos Carajás, representada pelo plúton Cigano.

Do exposto acima, é possível admitir que o GSJ possui maiores similaridades, embasando-se em dados de química mineral de anfibólios e biotitas e parâmetros de cristalização, com os granitos da Suíte Serra dos Carajás. Consequentemente, este trabalho reforça a hipótese proposta por Lima *et al.* 2014, que enquadrou este granito na mencionada suíte a partir de análises petrográficas, geoquímicas e de susceptibilidade magnética.

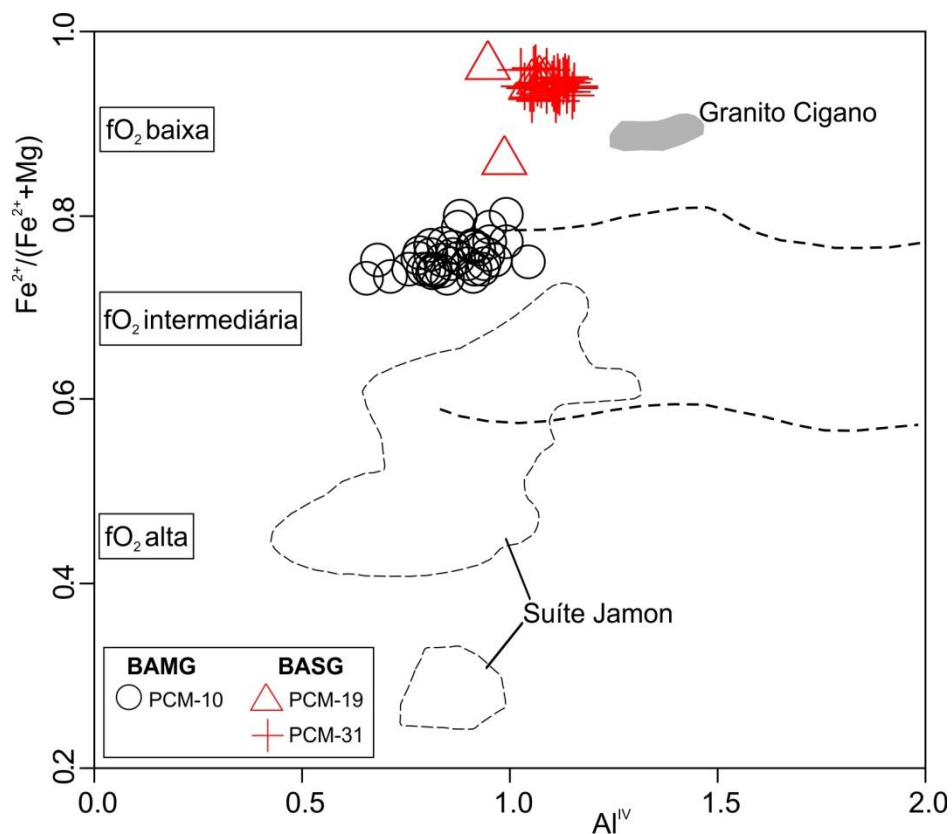


Figura 7.6 - Diagrama $Fe/(Fe+Mg) \times Al^{IV}$, exibindo a composição dos anfibólios das fácies do Granito São João e das Suítes Jamon e Serra dos Carajás (Granito Cigano), com suas respectivas condições de fugacidade de oxigênio (campos de Anderson & Smith 1995). Campos Suíte Jamon e Granito Cigano segundo Cunha et al. (2016).

8 CONCLUSÕES

Os resultados deste trabalho foram obtidos por meio de imagens de microscopia eletrônica de varredura e análises químicas por espectroscopia de dispersão de energia (MEV-EDS) de anfibólios e biotitas presentes no granito paleoproterozoico São João. Ficou constatado que as análises de MEV, apesar de serem semiquantitativas, produziram resultados satisfatórios quanto à classificação de anfibólios e biotitas, e à aquisição de informações confiáveis quanto aos parâmetros físico-químicos de cristalização (pressão, temperatura, fugacidade de oxigênio) reinantes durante a cristalização deste granito. Além disso, através das análises de EDS, pode-se obter dados confiáveis quanto a possível natureza do magma (tipologia) a partir do qual este pluton cristalizou.

Os dados de química mineral revelaram que os anfibólios das fácies BAMG e BASG do Granito São João são Fe-hornblendas, com baixas razões $Mg/(Mg+Fe)$ variando de 0,23 a 0,26 para os BAMG e entre 0,04 e 0,14 para os BASG. Foi verificada a importância das substituições edenítica e tschermakítica para a introdução de Al^{IV} e Al^{VI} , respectivamente, na estrutura dos anfibólios analisados.

As biotitas de ambas as fácies do GSJ são ricas em ferro, mostram-se próximas ao pólo da annita e são predominantemente magmáticas, embora apresentem sinais de reequilíbrio.

As pressões calculadas a partir do geobarômetros empíricos e experimentais de alumínio na hornblenda apontaram valores intermediários para a colocação do GSJ (predominantemente entre 3-5 kbar). Entretanto, como os anfibólios do plutão estudado apresentam razões $Fe/(Fe+Mg)$ superiores a 0,75 é possível que as pressões encontradas neste trabalho estejam superestimadas (cf. Anderson & Smith 1995).

O Granito São João apresenta, de acordo com o geotermômetro de saturação em zircônio, temperaturas próximas a do *liquidus*, entre 855 e 883 °C e, segundo o geotermômetro de anfibólio, temperaturas mais próximas a do *solidus*, entre 716 a 776 °C. As temperaturas fornecidas pelo geotermômetro de Putirka *et al.* (2016) foram descartadas por se encontrarem muito abaixo da temperatura do *solidus* geralmente admitida para sistemas graníticos (aproximadamente 700 °C; Naney 1983, Johannes & Holtz 1996).

As razões $Fe/(Fe+Mg)$ dos anfibólios evidenciam que o Granito São João cristalizou sob condições intermediárias a reduzidas, confirmando os dados de susceptibilidade magnética de Lima *et al.* (2014). Apesar disso, dados petrográficos, geoquímicos e de química mineral de anfibólios comprovam que este corpo plutônico apresenta características similares as de granitoides da série magnetita de Ishihara (1981).

A partir das composições das biotitas, constatou-se que o Granito São João é anorogênico, confirmando os dados geoquímicos em rocha total de Lima *et al.* (2014). Além disso, a química mineral de biotita possibilitou identificar que o magma parental do granito em questão mostrou uma gradação de composições subalcalinas a alcalinas.

Os dados de química mineral de anfibólio e biotita e os parâmetros de cristalização discutidos neste trabalho reforçam os estudos de Lima *et al.* (2014) que, com base em aspectos petrográficos, geoquímicos e de susceptibilidade magnética, enquadram o GSJ na Suíte Serra dos Carajás.

REFERÊNCIAS

- Abbott JR. R.N. 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *Canadian Mineralogist*, **23**: 553-561.
- Abbott JR. R.N & Clarke D.B. 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO}$ projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(\text{H}_2\text{O}) = 1$. *Canadian Mineralogist*, **17**: 549-560.
- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, **35**: 525-541.
- 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**(2): 282-295.
- 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**: 235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201-221.
- 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**: 187-206.
- Anderson J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. Transactions of the Royal Society in Edinburgh. *Earth Sciences*, **87**: 125-138.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.*, **80**: 549-559.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Vieira E.A.P., Magalhães M.S. 1995. Granito Central da Serra dos Carajás: avaliação do potencial metalogenético para estanho com base em estudos da borda oeste do corpo. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **7**: 93-123.
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, **104**: 208-224.
- Candia M.A.F., Julio Szabó G.A., Del Lama E.A. 2003. *Petrologia metamórfica: fundamentos para a interpretação de diagramas de fase*. São Paulo, Edusp, 200p.
- Clark D.A. 1999. Magnetic Petrology of igneous intrusion: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, **30**: 5-26.
- Cunha I.R.V., Dall'Agnol R., Feio G.R.L. 2016. Mineral chemistry and crystallization parameters of the Archean Planalto Suite, Carajás Province - Amazonian Craton: Implications

for the Evolution of Ferroan Archean Granites. *Journal of South American Earth Sciences*, **67**: 100-121.

Czamanske G.K. & Wones D.R. 1973. Oxidation During Magmatic Differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part 2: The Mafic Silicates. *Journal of Petrology*, **14**: 348-380.

Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira J.M.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province, Amazonian Craton. Geochronological, Petrological and Geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113-138.

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**(3): 431-462.

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., 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, p. 99-150.

Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**: 215-233.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming Minerals*, second ed. Longmans, London, 696p.

DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. *Anais...SBG*. p. 10-54. (anexo)

Friel J.J. 2003. *X-ray and image analysis in electron microscopy*. 2nd edition, Princeton, Princeton Gamma-Tech, 97 p.

Frost R.B. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Lindsley, D.H. (ed.). *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*, p. 1-9.

Hammarstron J.M. & Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.

Holland T.J.B. & Blundy J.D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 433-447.

Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-139.

Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, **75**: 458-484.

Javier Rios F., Villas R.N., Dall'Agnol R. 1995. O Granito Serra dos Carajás: Fácies petrográficas e avaliação do potencial metalogenético para estanho no Setor Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(1): 20-31.

Johannes W. & Holtz F. 1996. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer, Berlim, 335p.

Johnson M.C. & Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.

Lamarão C.N. & Dall'Agnol R. 2004. Química mineral de anfibólios e biotitas e condições de cristalização de granitóides paleoproterozóicos da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(1): 95-108.

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

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C. N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, **35**: 219-246.

Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. TS Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 330p.

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

Lima P.H.A. 2013. *Geologia, petrografia, geoquímica e suscetibilidade magnética do Granito Paleoproterozóico São João, Sudeste do Cráton Amazônico, Província Carajás*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 73p.

Lima P.H.A., Lamarão C.N., Santos M.J.P. 2014. Petrografia, geoquímica e suscetibilidade magnética do Granito Paleoproterozóico São João, Sudeste do Cráton Amazônico, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais*, **9**: 47-72.

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*, **7**: 263-287.

Martin R.F. 2007. Amphiboles in the Igneous Environment. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **67**: 323–358.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, **31**: 529–532.

Nachit H. 1986. *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoides*: applications typologiques. Université de Bretagne Occidentale, Tese de Doutorado, 181p.

Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **301**: 813-818.

Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated and neoformed biotites. *C.R. Geosciences*, **337**: 1415-1420.

Naney M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Mineralogist*, **65**: 639-653.

Nockolds S.R. 1987. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal Science*, **245**: 401-420.

Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade federal do Pará, Belém, 207p.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J. 2006. Petrografia e geoquímica do granodiorito rio Maria da região de Bannach e Comparações com as demais ocorrências no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(2): 313-326.

Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 146-160.

Paiva Jr. A.L. 2009. *Geologia, petrografia, geocronologia e geoquímica do granito anorogênico Seringa, Província Mineral de Carajás, SSE do Pará*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 123p.

Paiva Jr. A.L., Lamarão C.N., Lima P.H.A. 2011. Geologia, Petrografia e Geoquímica do batólito Seringa, Província Carajás, SSE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2): 185-202.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4): 956-983.

Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG. Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 390-391.

Poli S. & Schmidt M.W. 1992. A comment on Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer by Blundy J.D and Holland T.J.B. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**: 273-282.

Putirka K. 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, **101**(4): 841-858.

Reed S.J.B. 2005. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. New York, Cambridge University Press, 232p.

Ridolfi F. & Renzulli A. 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa. *Contributions Mineralogy Petrology*, **163**: 877-895.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions Mineralogy Petrology*, **160**: 45-66.

Stussi J.M. & Cuney M. 1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. and Abdel-Rahman: A comment. *Journal of Petrology*, **37**(5): 1025-1029.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, *Resumos expandidos*, 1 CD-ROOM.

Santos P.A. Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães F.V. 2013. Geologia, Petrografia e Geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás - Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **8**: 257-290.

Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 304-310.

Schumacher J.C. 1997. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. In: Leake, B.E. (Ed.). 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, **9**: 623-651.

Souza Z.S., Potre H., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293-315.

Speer J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey S.W. (Ed.). *Reviews in mineralogy*. Blacksburg, Mineralogical Society of America, v.13, p.299-356.

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

Tassinari C.C.G & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22** (3): 174-182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton 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 Almeida*. São Paulo, p. 471-486.

Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., 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*, 328p.

Vyhnal C.R., McSween Jr. H.Y., Speer J.A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, **76**: 176-188.

Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**: 295-304.

Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogical Petrology*, **95**: 407-419.

Wones D.R. & Eugster H.P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and applications. *American Mineralogist*, **50**: 1228-1272.