



CONTRIBUIÇÃO À MINERALOGIA DO ALBITA GRANITO MADEIRA (MINA PITINGA, AMAZONAS): ESTUDO DO ANFIBÓLIO, BIOTITA E POLILITIONITA

Porto Alegre, 2015

CRISTINE SCHUCK

CONTRIBUIÇÃO À MINERALOGIA DO ALBITA GRANITO MADEIRA (MINA PITINGA, AMAZONAS): ESTUDO DO ANFIBÓLIO, BIOTITA E POLILITIONITA

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

Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Schuck, Cristine

Contribuição à mineralogia do Albita Granito Madeira (Mina Pitinga, Amazonas): estudo do Anfibólio, Biotita e Polilitionita. / Cristine Schuck. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.
[102 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Artur Cezar Bastos Neto

1. Riebeckita 2. Anita 3. Fluoranita 4. Polilitionita I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: blbgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**CONTRIBUIÇÃO À MINERALOGIA DO ALBITA GRANITO MADEIRA (MINA PITINGA, AMAZONAS): ESTUDO DO ANFIBÓLIO, BIOTITA E POLILITIONITA**”, elaborado por “CRISTINE SCHUCK” como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof^ª. Dra. Carla Cristine Porcher

Prof. MSc. Luiz Alberto Vedana

Prof^ª. Dra. Tania Maria Martini de Brum

RESUMO

A mina de Pitinga, localizada no município de Presidente Figueiredo – Amazonas, concentra o maior depósito de Sn (cassiterita) da América Latina, com um depósito de classe mundial. Nb e Ta são explorados como subprodutos e há a possibilidade de explorar criolita, ETR, Zr, U, Th, Rb, Li também como subprodutos. O granito Madeira é dividido em quatro fácies: anfibólio-biotita sienogranito *rapakivi* (RG), biotita-feldspato alcalino granito (BG), feldspato alcalino granito *hipersolvus* (HG), albita granito subdividido em subfácies de borda (AGB) e de núcleo (AGN); sendo a subfácies de núcleo que compreende as mineralizações e é o foco deste estudo. Inúmeros estudos têm sido realizados a fim de caracterizar os minerais de minério de Pitinga, entretanto até o presente momento não existem estudos de detalhe a respeito dos minerais formadores de rocha no granito Madeira. Aproveitando essa lacuna, este estudo visou caracterizar o anfibólio, a biotita e a polilitonita do AGN, com o propósito de obter um melhor entendimento da evolução magmática local e da sua influência para a formação do minério. Petrograficamente o anfibólio é riebeckita tem hábitos que variam desde prismático até fibrorradial e por vezes aparece intercrescida com a biotita. A biotita apresenta-se de diversas formas, sendo a característica mais significativa para este estudo é sua alteração para polilitonita e óxidos de ferro. A classificação dos minerais do estudo deu-se a partir de dados de química mineral por microsonda eletrônica (MSE), que possibilitou o cálculo da fórmula estrutural. Verificou-se, assim, que o anfibólio é quimicamente riebeckita, como descrito petrograficamente, apresentando raramente composição de arfverssonita ou ferro-ferri-nyboita, e que este mineral apresenta F e Zn como componentes importantes na sua estrutura. Quanto à biotita, esta pode ser classificada sendo uma fluoranita rica em Li, uma vez que o F corresponde a cerca de 4% nas análises químicas, o Li foi inferido pela vacância apresentada. Além disso, este mineral apresenta por vezes concentração de mais de 8% de ZnO, explicado pela presença maciça do F na sua composição que dificulta a entrada de Fe na estrutura. A polilitonita apresentou uma composição média uniforme nas amostras estudadas, sendo caracterizada por ser rica em Fe. Observou-se, então, que as altas concentrações de F tem papel importante para a cristalização desses minerais formadores de rocha.

Palavras-Chave: Riebeckita, Anita, Fluoranita, Polilitonita

ABSTRACT

The Pitinga mine, located in Presidente Figueiredo – Amazonas, hosts the biggest Sn (cassiterite) deposit from Latin America, a world-class deposit. Nb and Ta are explored as subprojects and there is also the possibility to explore cryolite, REE, Zr, U, Th, Rb, Li. The Madeira granite contains four facies: the amphibole-biotite syenogranite (RG), the biotite-alkali-feldspar granite (BG), the alkali feldspar hypersolvus porphyritic granite (HG), the albite-enriched granite facies is subdivided in two sub-facies core albite-enriched granite (CAG) and border albite-enriched granite (BAG), being the core sub-facies the one that comprises the mineralization and is the focus of this research. Several studies have been done trying to understand the ore minerals from Pitinga. However, until now there is no detail work concerning the rock forming minerals from the Madeira granite. Taking advantage of this gap, this study aimed describe the amphibole, biotite and the polyolithionite from CAG, with the intention to get the best understanding of local magmatic evolution and its effect for the ore crystallization. Petrographically amphibole is riebeckite, have habits that range from prismatic to fibrous radial and sometimes it appears inter grown with biotite. The biotite is presented in several ways; the most significant feature for this study is its alteration to polyolithionite and iron oxides. The classification of the minerals from this study took place from mineral chemistry data by electron microprobe, which enabled the calculation of the structural formula. It was observed, therefore, that the amphibole is chemically riebeckite as described petrographically rarely presenting composition of arfversonite or ferri-ferro-nyboite, and that this mineral has F and Zn as important components in its structure. Regarding biotite, it can be classified as fluorannite rich in Li, since F is about 4% in chemical analysis; the Li was inferred by the displayed vacancy. In addition, this mineral has sometimes concentration of more than 8% of ZnO, explained by the massive presence of the F in the composition, which hinders the Fe entry into the structure. The polyolithionite exhibited uniform averaged composition in the samples studied, characterized by being rich in Fe. It was observed then that the high F concentrations plays an important role in the crystallization of these forming rock minerals.

Keywords: Riebeckite, Annite, Fluorannite, Polyolithionite

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização geográfica da área de estudo.....	18
Figura 2.1: Mapa do contexto geológico do distrito mineiro de Pitinga. Os pontos pretos marcam a megaestrutura referida no texto (modificado de Ferron 2006).....	21
Figura 2.2: Mapa geológico da Suite Madeira (modificado de Costi, 2000).	23
Figura 2.3: Mapa geológico da Serra da Madeira com as fácies do granito Madeira (Mizuzzi 2005).....	25
Figura 2.4: Perfil geológico do granito Madeira (Minuzzi 2005).....	26
Figura 2.5 Estrutura cristalina do anfibólio monoclinico projetado na face 100 (retirado de Hawthorne 2012).....	29
Figura 2.6: Representação das divisões do supergrupo dos anfibólios (modificado de Hawthorne <i>et al.</i> 2012).....	31
Figura 2.7: Representação esquemática da estrutura das micas.....	33
Figura 2.8: Representação da classificação das micas devido às suas composições e possíveis soluções-sólidas (retirado de Tischendorf <i>et al.</i> 2007)...	35
Figura 3.1: Mapa do granito Madeira com a localização dos furos de sondagem.....	43
Figura 4.1: Fotomicrografias dos aspectos gerais e texturais das lâminas estudadas do albita granito. (A) textura porfiritica indicada pela presença de fenocristais de quartzo; (B) fenocristal de feldspato com microfraturas e alteração para polilitionita; (C) Textura equigranular a porfírica; (D) textura equigranular seriada, com variação local à porfírica; (E) aspecto pegmatítico presente, com cristais grossos de feldspato e biotita; (F) concentração de material máfico, com anfibólio, biotita e politionita, com feldspato subordinado.....	46
Figura 4.2: Fotomicrografias de detalhe dos minerais essenciais do albita granito. (A) fenocristal de quartzo; (B) quartzo intersticial junto a material máfico; (C) microfraturas sendo preenchidas por albita (D) e por polilitionita; (E) albita junto de feldspato potássico e quartzo; (F) cristal de microclínio.....	48

Figura 4.3: Fotomicrografias dos minerais acessórios do albita granito: (A) zircão; (B) criolita; (C) torita; (D) pirocloro..... 49

Figura 4.4: Fotomicrograficas dos diferentes aspectos do anfibólio no AGN. (A) hábito prismático (B) associado à biotita. (C) hábito fibro-radial, lamelas com pleocroísmo do castanho ao azul escuro em luz natural, (D) anfibólio ao microscópio com os nicóis duplamente polarizados, (E) hábito fibroso intercrescido com mica marrom e associado a mica verde, (F) entre as lamelas de biotita junto com minerais opacos, (G) incluso em biotita, (H) fragmentos residuais prismáticos inclusos na biotita..... 51

Figura 4.5: Fotomicrografias com diferentes aspectos da biotita do AGN. (A) biotita como fenocristal; (B) cristal grosso de biotita com quartzo interlamelar; (C) concentração de biotita, pleocroismo do castanho ao verde claro; (D) biotita à nicóis duplamente polarizados; (E) ocorrência de biotita verde com lamelas de biotita marrom e anfibólio fibroso; (F) cristais grossos de biotita verde e marrom com inclusão de anfibólio; (G) biotita cloritizada; (H) biotita alterando para polilitionita. 53

Figura 4.6: Fotomicrografias de politionita no AGN. (A) como fenocristal – muito raro (B) inclusa na matriz (C) formando aglomerados pela alteração dos feldspatos; (D) preenchendo fraturas na alteração do feldspato; (E) associada a mica e anfibólio (F) lamelas formadas pela alteração da biotita formando também óxidos de ferro; (G) Intercrescida com a biotita e associada a opacos; (H) substituição da biotita..... 55

Figura 4.7: Imagens por elétrons retroespalhados (BSE) ao MEV. (A) seção basal de anfibólio, (B) biotita fibro-radial, (C) polilitionita associada a biotita, (D) intercrescimento/alteração de biotita para polilitionita. (E) aglomerado de óxidos de ferro (F) pirocloro como incluso em anfibólio.....56

Figura 4.8: Perfil composicional semi-quantitativo por EDS ao MEV do anfibólio.....57

Figura 4.9: Perfil semi-quantitativo em polilitionita intercrescida com biotita.....58

Figura 4.10: Mapa composicionais semi-quantitativos em biotita e polilitionita por EDS. 59

Figura 4.11: Difratoograma de raios x da amostra M12 do albita granito de núcleo em concentrado de minerais máficos. O pico de maior intensidade, com

$d=10,11$ representa a fluoranita. Os picos dos anfibólios aparecem com certa distorção, sendo o de 8,57 para a arfvedsonita e 8,45 da riebeckita. O pico de 3,35 é um pico principal da clorita, indicando sua presença. O pico de $d=2,54$ é secundário para as micas e anfibólios, o que confirma as análises nestes minerais..... 60

Figura 4.12: Diagramas binários de correlação negativa entre (a) F x F, (c) Mn x Fe²⁺, e (d) AlVi x Fe³⁺; e de correlação positiva entre (b) Mn x Zn. O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural..... 65

Figura 4.13: Diagrama binário de correlação entre F X FeT. O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural..... 66

Figura 4.14: Diagrama de classificação das micas (Tischendorf *et al.*, 2004), com as biotitas do albita granito de núcleo e do biotita granito..... 70

Figura 4.15: Diagramas binários de correlação positiva entre (a) Mn x Zn, e (b) Zn x Fe. E de correlação negativa entre (c) Zn x Li; e (d) Li x Fe. O conteúdo dos elementos é dado em unidades por fórmula estrutural. 71

Figura 4.16: Diagrama binário de correlação entre F X FeT para a biotita do albita granito de núcleo. O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural..... 72

Figura 4.17: Diagrama de classificação das micas (Tischendorf *et al.*, 2007), com as análises da polilitonita do albita granito..... 73

Figura 4.18: Diagramas binários de correlação negativa entre (c) Fe x Li; e positiva entre (d) Mn x Zn. Não é possível obter um padrão de correlação entre (a) Li x F, e (b) Li x Zn..... 75

Figura 4.19: Diagrama binário de correlação entre F X FeT. O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural..... 76

Figura 5.1: Quadros com as classificações dos anfibólios sódicos (modificado de Deer *et al* 1997)..... 78

Figura 5.2: Diagrama F x Fe/(cátions C) dados em upfe em anfibólios de granitos tipo A e tipo I (modificado de King, 1996)..... 80

Figura 5.3: Diagrama de comparação dos limites superiores de estabilidade termal para a riebeckita e a magnesioriebeckita (modificado de Ernst 1968)..... 81

Figura 5.4: Diagrama de classificação das micas trioctaédricas com as análises do albita granito de núcleo (AGN) e do anfibólio-biotita sienogranito (BG) (modificado de Deer 82

Figura 5.5: Diagrama Zn x demais cátions octaédricos, com a representação da fluoranita do albita granito de núcleo (modificado de Tischendorf *et al.* 2007)..... 83

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Composição química em peso (%) e fórmula estrutural dos anfibólios.	62
Tabela 2: Composição química em peso (%) e fórmula estrutural das micas.	68
Tabela 3 Composição química em peso (%) e fórmula estrutural das micas polilitionitas	74

LISTA DE QUADROS

Quadro1: Lista das amostras com os respectivos furos de sondagem e a indicação de sua geologia.....	42
Quadro 2: Lista dos membros finais do sub-grupo dos anfibólios sódicos e suas respectivas composições	77

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AGN	Albita granito de núcleo
AGB	Albita granito de borda
AGT	Albita granito transicional
AM	estado do Amazonas
BG	Biotita-feldspato alcalino granito
BSE	<i>backscattering electron</i>
CME	Centro de Microscopia Eletrônica
CPGq	Centro de pesquisa em geoquímica
DCM	depósito criolítico maciço
DRX	difratometria de raios x
EDS	<i>Energy Dispersive Spectroscopy</i>
ETR	elementos terras raras
ETRL	elementos terras rasas leves
ETRP	elementos terras rasas pesados
FC	furo de sonda
Ga	Bilhões de anos
HG	feldspato alcalino granito <i>hipersolvus</i>
IMA	Milhões de anos
Ma	<i>Internacional Minarological Association</i>
MEV	Microscópio eletrônico de varredura
MSE	Microssonda eletrônica
pmm	partes por milhão
RK	anfíbólio-biotita sienogranito
SHRIMP	<i>Sensitive High Resolution Ion MicroProbe</i>
upfe	unidades por fórmula estrutural

LISTA DE SÍMBOLOS

□	vacância
μ	micra

Σ	somatório
%	por cento
d	distância Inter planar

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	16
1.1. Justificativa.....	17
1.2. Objetivos e metas.....	17
1.3. Localização da área de estudo	18
2 REVISÃO BIBLIOGRÁCIA.....	19
2.1 Geologia Regional	19
2.2 Geologia local – Granito Madeira	24
2.2.1 Mineralizações	27
2.3 Anfibólio.....	27
2.4 Micas	32
3 MÉTODOS E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO.....	36
3.1 Análise mineralógica e petrográfica	36
Lupa Binocular.....	36
Microscopia optica	37
3.2 Difratometria por raios x	38
3.3 Microscópio eletrônico de varredura	39
3.4 Microsonda eletrônica.....	41
3.5 Localização das amostras	43
4 RESULTADOS	45
4.1 Petrografia	45
4.1.1 Anfibólio.....	50
4.1.2 Biotitas	52
4.1.3 Polilitionita.....	54
4.1.4 Estudos ao MEV	56
4.1.5 DRX	59
4.2 Química mineral.....	61

4.2.1 Anfibólio	61
4.2.2 Micas	66
4.2.2.1 Biotita do anfibólio-biotita-granito	67
4.2.2.2 Biotita do albita granito de núcleo	67
4.2.2.3 Polilitionita.....	72
5 DISCUSSÃO	77
5.1 Anfibólio.....	77
5.2 Biotitas	81
5.3 Polilitionitas	84
5.4 Relação entre F e Zn na mica e no anfibólio.....	84
6 CONCLUSÕES.....	87
REFERÊNCIAS	88
APÊNDICES.....	93
A2 – Tabelas	93

1. INTRODUÇÃO

A evolução do Cráton Amazonas tem sido amplamente estudada por diversos autores ao longo dos anos, a fim de melhor entender a evolução geológica na área. Na província geocronológica da Amazônia Central está localizado o distrito mineiro de Pitinga, que apesar de se tratar de um depósito de estanho de classe mundial ainda carece de maiores estudos para o melhor entendimento de suas mineralizações.

Na área de estudo, principalmente por tratar-se de um distrito mineiro, pesquisas tem-se realizado com certa continuidade, proporcionando a caracterização geral da Suíte Madeira, e das fácies do Granito Madeira, incluindo o Albita Granito. Entretanto os estudos focam na descrição petrológica ou geoquímica tão somente da rocha total ou das fases de conhecido valor econômico. Esta pesquisa propõe-se a caracterizar os anfibólios e as micas da litologia da área, uma vez que não há mais do que simples descrição petrográficas destes, e suas cristalizações, bem como alterações, podem ser de grande influência para as demais fases minerais.

Como premissa tem-se que o anfibólio é descrito petrograficamente como riebeckita, mas tem composição química complexa devendo ser reclassificado. Além disso, sabe-se que devido a presença de um depósito de criolita maca hidrotermal no local a intensidade do hidrotermalismo no Granito Madeira é bastante vasta.

As hipóteses que norteiam o trabalho são de que a influência do de fluidos hidrotermais (ricos em Flúor), juntamente com o efeito Fe-F *avoidance*, indicam que esses minerais tenham se cristalizado numa ampla faixa de temperatura e com grande diversidade composicional.

1.1. Justificativa

Localizado no município de Presidente Figueiredo no estado do Amazonas, a área de Pitinga compreende depósitos minerais de classe mundial, principalmente tratando-se de estanho, mas há importância econômica também para Nb, Ta e criolita, e ainda subprodutos de ETR, Y, Zr, Li e U. Essa região do Cráton Amazonas infere destaque devido a sua complexa evolução tectono-magmática.

Os estudos realizados no distrito mineiro de Pitinga promovem a caracterização dos granitos que compõem a Suíte Madeira bem como fornecem dados sobre as mineralizações que ocorrem na área. O presente trabalho propõe-se a indicar novos componentes na evolução geológica da área com o estudo dos anfibólios e das micas desse granito, que podem gerar dados quanto a cristalização do magma e indicadores de mineralizações.

1.2. Objetivos e metas

O objetivo desta pesquisa é a caracterização cristalóquímica dos minerais (anfibólio e micas) do Albita Granito para melhor entendimento dessas fases minerais e da área em estudo como um todo. Entre os objetivos específicos estão:

- Classificação do anfibólio, da biotita e da polilitionita;
- Identificação da composição química destes minerais e de possíveis variações na escala de amostra ou na escala do Albita Granito, incluindo a definição das principais substituições químicas.
- Indicação dos possíveis processos de alteração destes minerais;
- Contribuir para o aperfeiçoamento do modelo evolutivo do sistema Albita Granito, notadamente no que tange à geoquímica do F (os 3 minerais têm sítio OH).
- Investigar a presença, nestes minerais, de metais como, por exemplo o Zn, que são detectados em quantidades significativas nas análises de rocha total, mas que, aparentemente, não tem correspondentes na mineralogia no Albita Granito.

1.3. Localização da área de estudo

A área de estudo localiza-se no estado do Amazonas, a 325 a norte de Manaus. O distrito mineiro de Pitinga abrange os municípios de Presidente Figueiredo e Urucará (Figura 1). As coordenadas geográficas centrais são $0^{\circ}45'S$ e $60^{\circ}00'W$, compreende as folhas SA.20-X-B (Rio Alalaú), SA.20-X-D (Rio Curiaú), SA.21-V-A (Rio Pitinga) e SA.21-V-C (Rio Capucapu).

O acesso a partir de Manaus é efetuado pela BR-174 até o km 259 quando se toma a estrada para leste por cerca de 42 km até os domínios da Mineração Taboca S/A. Entre o km 202 da BR-174 até o local da mina, o trajeto se encontra no interior da Reserva Indígena Waimiri-Atroari.

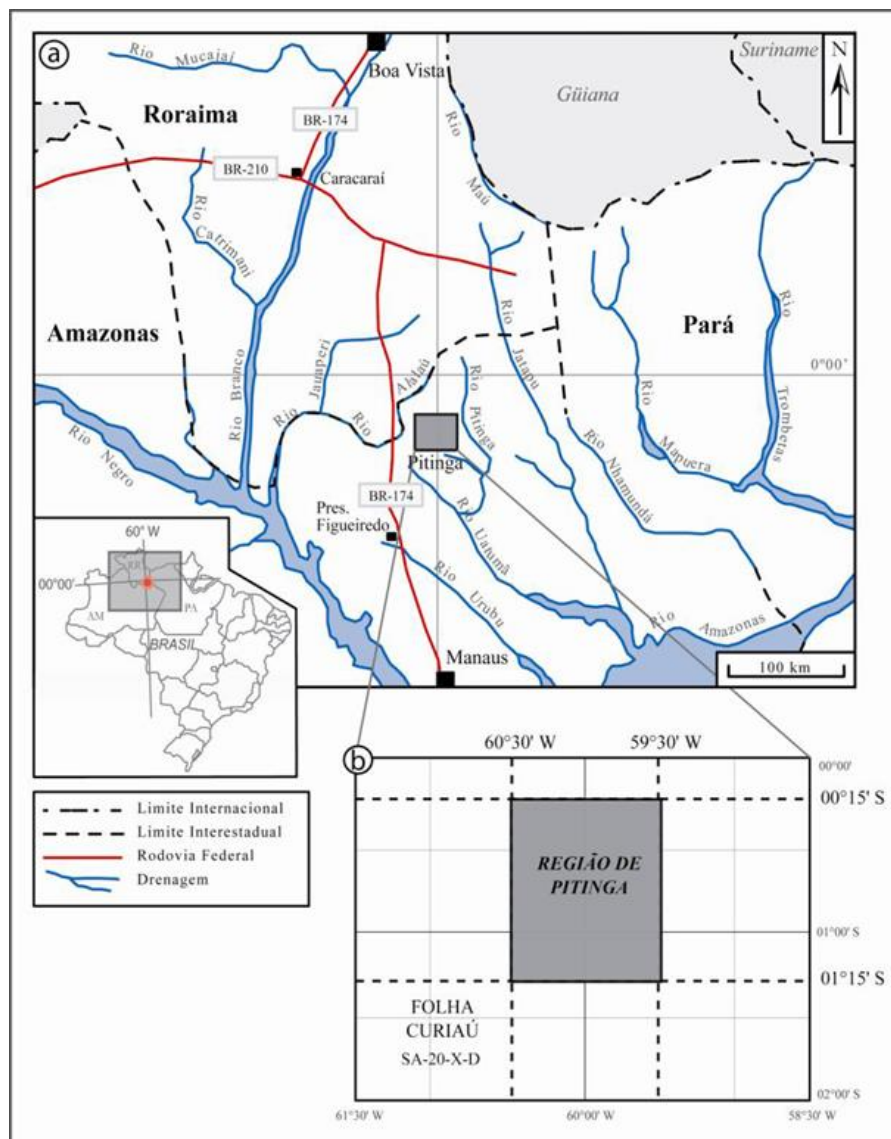


Figura 1.1: Mapa de localização geográfica da área de estudo

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Geologia Regional

A região de Pitinga situa-se no Cráton Amazônico na porção norte da Plataforma Sul Americana (Almeida *et al.* 1981). Sendo uma das maiores áreas cratônicas do mundo, o Cráton Amazônico é dividido em dois escudos pré cambrianos: o Escudo das Guianas ao norte e Escudo Guaporé ao Sul, sendo separados geograficamente pelas bacias paleozoicas Amazonas e Solimões (Gibbs, Barron 1983; Tassinari *et al.* 2000).

Diversos modelos de evolução foram propostos para o Cráton Amazônico. Tassinari & Macambira (1999) criaram o modelo mobilista que dividiu o cráton em 6 províncias principais, com núcleo de idade arqueana (>2,3 Ga), representado pela Província Amazônia Central, agregando cinturões móveis de idades decrescentes até 1,00 Ga. Em tal modelo, a região de Pitinga está inserida na Província Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,80 Ga). Santos *et al.* (2000) subdividem o Cráton em 7 províncias e um cinturão de cisalhamento, envolvendo eventos tectônicos ocorridos desde 3,10 a 0,99 Ga. Nesse modelo a área de Pitinga localiza-se no limite entre as províncias Parima-Tapajós (2,10 – 1,87 Ga) e Amazônia Central (1,88-1,70 Ga). As informações disponíveis sobre a região de Pitinga posicionam suas rochas entre 1,96 e 1,08, sugerindo que sua evolução iniciou no Paleoproterozóico (Período Orosiriano), relacionada ao ciclo Transamazônico, e se estendeu até o final do Mesozóica. Não se sabe as condições em que se deram a formação das rochas mais antigas (pré-Transamazônico) que constituíram o embasamento para as rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares da região.

Na região de Pitinga as unidades mais antigas estão agrupadas sob o nome genérico de Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974). As porções norte e sul do Distrito Mineiro de Pitinga são compostas por granitóides metaluminosos calcialcalinos relacionados à subducção, agrupados na Suíte Água Branca (Araújo Neto & Moreira 1976). Almeida *et al.* (1997) datando zircões obteve idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1.960 \pm 21 Ma e 1.938 \pm 37 Ma, que podem ser considerados como as idades de cristalização mínima.

Mandetta *et al.* (1974) reconheceu a “braqui-sinclinal” do Rio Pitinga, o qual é contornado pela Formação Quatro Ilhas na porção leste. De acordo com Ferron *et al.* (2006) e Bastos Neto *et al.* (2005) as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Veiga Jr

et al. 1979), parte do Supergrupo Uatumã (Melo *et al.* 1978), e a unidade predominante do Distrito Mineiro Pitinga, são limitados por uma megaestrutura extensional, com os limites aproximadamente paralelo ao da “braqui-sinclinal” (Figura 2.1). A Formação Paraíso, que é parte do Grupo Iricoumé, contorna duas estruturas semicirculares que intrudiram perto do Granito Europa. As rochas do Grupo Iricoumé, com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão entre 1.881 \pm 2 Ma e 1.890 \pm 2 Ma (Ferron *et al.* 2006), são principalmente riolitos efusivos e hipoabissais, ignibritos bem consolidados, tufos ignibriticos, e eles desenvolvem depósitos tipo surge. A alternância entre as atividades efusivas e piroclásticas e a falta de evidências para depósitos subaquosos sugerem que o ambiente era subaéreo, com ciclos de atividades efusivas e explosivas.

Corpos graníticos localizados na Suíte Intrusiva Mapuera (Araújo Neto e Moreira 1976), parte do Supergrupo Uatumã, intrudem sobre o Grupo Iricoumé. Com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão entre 1.875 \pm 3 Ma (Ferron *et al.* 2009) e 1.888 \pm 3 (Ferron *et al.* 2006), estão alocados no interior e ao longo das bordas da megaestrutura. As formas variam de subarredado (Rastro) e irregular (Bom Futuro e Alto Pitinga) a alongado (Pedreira e Simão).

Rochas vulcânicas (Iricoumé) e graníticas (Suíte Madeira) mostram características geoquímicas idênticas, que podem ser atribuídas aos seus caracteres co-magmáticos. Eles variam de metaluminoso a levemente peraluminoso e apresentam afinidade por series saturadas em sílica ou com magmas tipo-A. Como típicas rochas tipo-A, tem $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ entre 6,6 e 10,4%, $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ variando entre 0,76 e 0,99, e tem taxas Ga/Al entre 1,5 e 4,9; interpolando campos do diagrama (Nb+Y) vs Rb entre intraplaca e pós-colisional. A taxa de Nb/Y indica que essas rochas são compatíveis com granitos tipo-A2. (Ferron *et al.* 2006, Ferron *et al.* 2009).

O volume significativo de rochas efusivas e piroclásticas e corpos graníticos epizonais associados na megaestrutura é remanescente do complexo de caldeiras (Ferron *et al.* 2006). O arranjo estrutural indica um ambiente extensional para pluto-vulcanismo com inúmeras fácies vulcânicas e piroclásticas relacionadas com as configurações de caldeiras. A contemporaneidade das unidades vulcânicas e graníticas, como mostram as idades Pb-Pb, sugerem que esses granitos são equivalentes plutônicos das rochas vulcânicas, um fato que corrobora pelas características geoquímicas similares. A associação deles com a megaestrutura, que hospeda a sequência vulcânica, sugere que o posicionamento desses plutons se deu por um regime extensional seguido pelo colapso da caldeira.

A Formação Urupi consiste em arenitos fluvio-eólicos com intracamadas de rochas vulcano-clásticas (Veiga Jr *et al.* 1979). A relação estratigráfica com a Formação Quarenta Ilhas indica uma idade mínima de 1.780 Ma (Santos *et al.* 2002), mas a relação com a Suíte Madeira é incerta.

Os granitos Madeira, Água Boa e Europa, são parte da Suíte Madeira (Costi *et al.* 2000b). Os granitos estaníferos Madeira e Água Boa foram primeiramente caracterizados por Horbe *et al.* (1991); como granitoides alcalinos do tipo A anorogênicos, peraluminosos a metaluminosos, raramente peralcalinos e relacionados à Suíte Intrusiva Abonari. Lenharo (1998) sugere o posicionamento dos granitos Madeira e Água Boa na Suíte Intrusiva Mapuera, com base em idades obtidas U/Pb por SHRIMP de 1.810 Ma para a fácies biotita-granito, e de 1.794 Ma para a fácies albita granito do granito Madeira e 1.798 Ma para a fácies rapakivi e 1.815 Ma para a fácies topázio granito do granito Água Boa.

Costi *et al.* (2000) interpretaram os corpos Madeira, Água Boa e Europa como pertencentes a um mesmo evento magmático de idade paleoproterozoica, propondo sua retirada da Suíte Intrusiva Abonari e sua inclusão em uma nova unidade lito-estratigráfica denominada Suíte Madeira. O Granito Europa é pouco estudado, porém, Costi *et al.* (2000) identificou a ocorrência de um granito de idade 1.829 Ma (Pb-Pb em zircão) com duas fácies peralcalinas (Prado 2006). O granito Água Boa é composto por quatro fácies (Lenharo, 1998): a fácies mais antiga é a hornblenda-biotita sienogranito (rapakivi granito,) com Sn graissens associados (Borges, 2002; Borges *et al.*, 2009). As outras duas fácies são biotita sienogranito porfirítico (1798 Ma) e a biotita-feldspato alcalino granito (1815 Ma). A fácies mais recente é a topázio biotita granito porfirítico, (Lenharo, 1998).

O granito peralcalino Europa é cinza com textura grossa hipidiomorfica a equigranular. Os minerais essenciais são feldspato e quartzo, os varietais são riebeckita e ferro-richterite e os acessórios são zircão e apatita, e albita como produto de alteração hidrotermal (Prado, 2006).

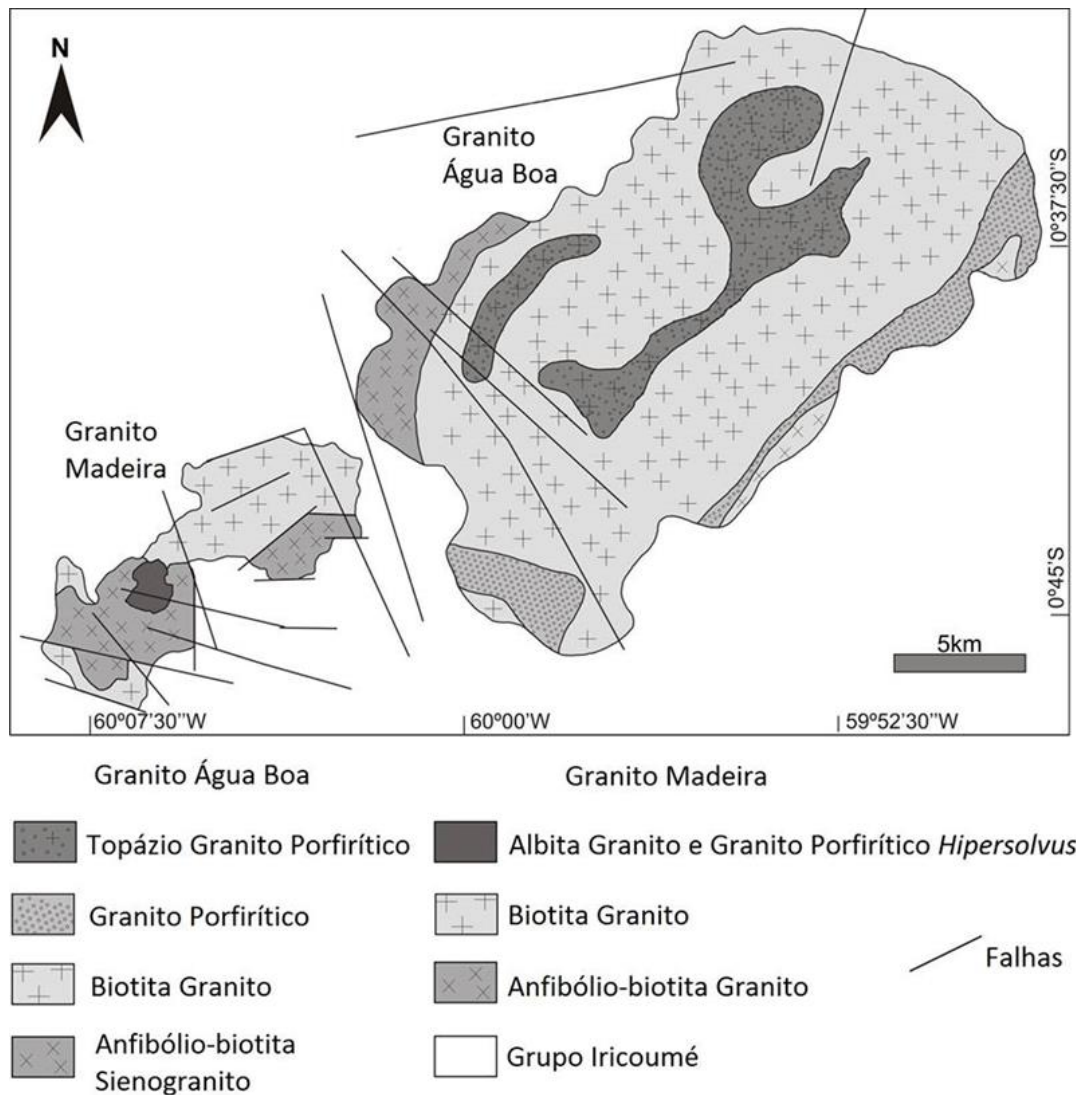


Figura 2.2: Mapa geológico da Suíte Madeira (modificado de Costi, 2000).

Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.* 1979): composta predominantemente por diabásio, gabro e basalto, com suas respectivas variações litológicas, além de rochas diferenciadas (monzonito, diorito e quartzo-monzonito) formando um conjunto predominantemente de afinidade subalcalina e de caráter toleítico. Santos *et al.* (2002) determinaram uma idade de 1.780 Ma indicando, possivelmente, a idade de encerramento das manifestações vulcânicas mesoproterozoicas na região e balizando a idade da Formação Urupi.

A Formação Seringa (Veiga Jr. *et al.* 1979) é descrita por Araújo Neto e Moreira (1976) como uma variedade de rocha básica alcalina de natureza sódica composta essencialmente por plagioclásio e olivina, com pouco ou sem piroxênio (troctolito), com idade K/Ar de 1.079 e 1.090 Ma.

2.2 Geologia local – Granito Madeira

O granito Madeira é o principal corpo mineralizado do distrito de Pitinga, corresponde a uma área em superfície de cerca de 60 km², sendo dividido em quatro fácies. A figura 2.3 apresenta a distribuição destas fácies e é possível ver o perfil de distribuição das fácies na figura 2.4..

A fácies mais precoce tem caráter metalumosa sendo classificada como Anfibólio-Biotita Sienogranito, também conhecida como *rapakivi* granito, é equigranular a porfírica e contém intercrescimentos micrográficos na matriz do tipo porfírico de biotita-anfibólio simplectítico que indica cristalização rasa.

A fácies Biotita-Feldspato alcalino Granito é peraluminosa equigranular e localmente porfírica. Composto mineralogicamente por feldspato alcalino, quartzo e biotita, e como minerais acessórios apresenta, além de zircão, fluorita e opacos, topázio.

A fácies Feldspato alcalino Granito *Hipersolvus* Porfírico tem fenocristais de feldspatos potássicos e matriz fina a média constituída essencialmente por feldspato potássico e quartzo. De acordo com Costi (2000) o granito *hipersolvus* e o abita granito são considerados co-genéticos e intrudem simultaneamente as fácies mais antigas.

O Albita Granito é subdividido em núcleo com caráter peralcalino e borda peraluminosa. Minério disseminado ocorre nas duas subfácies. O albita granito de núcleo é *subsolvus* sendo cinza claro a escuro, com textura portírica a seriada, tamanho de grão de fino a médio. Composto por quartzo, albita e feldspato potássico em proporções próximas (25-30%), como minerais acessórios ocorrem criolita (5%), polilitionita (4%), mica verde-marrom (3%), zircão (2%) e riebeckita (2%). Pirocloro, cassiterita, xenotima, columbita, torita, magnetita e galena são encontrados em menores proporções.

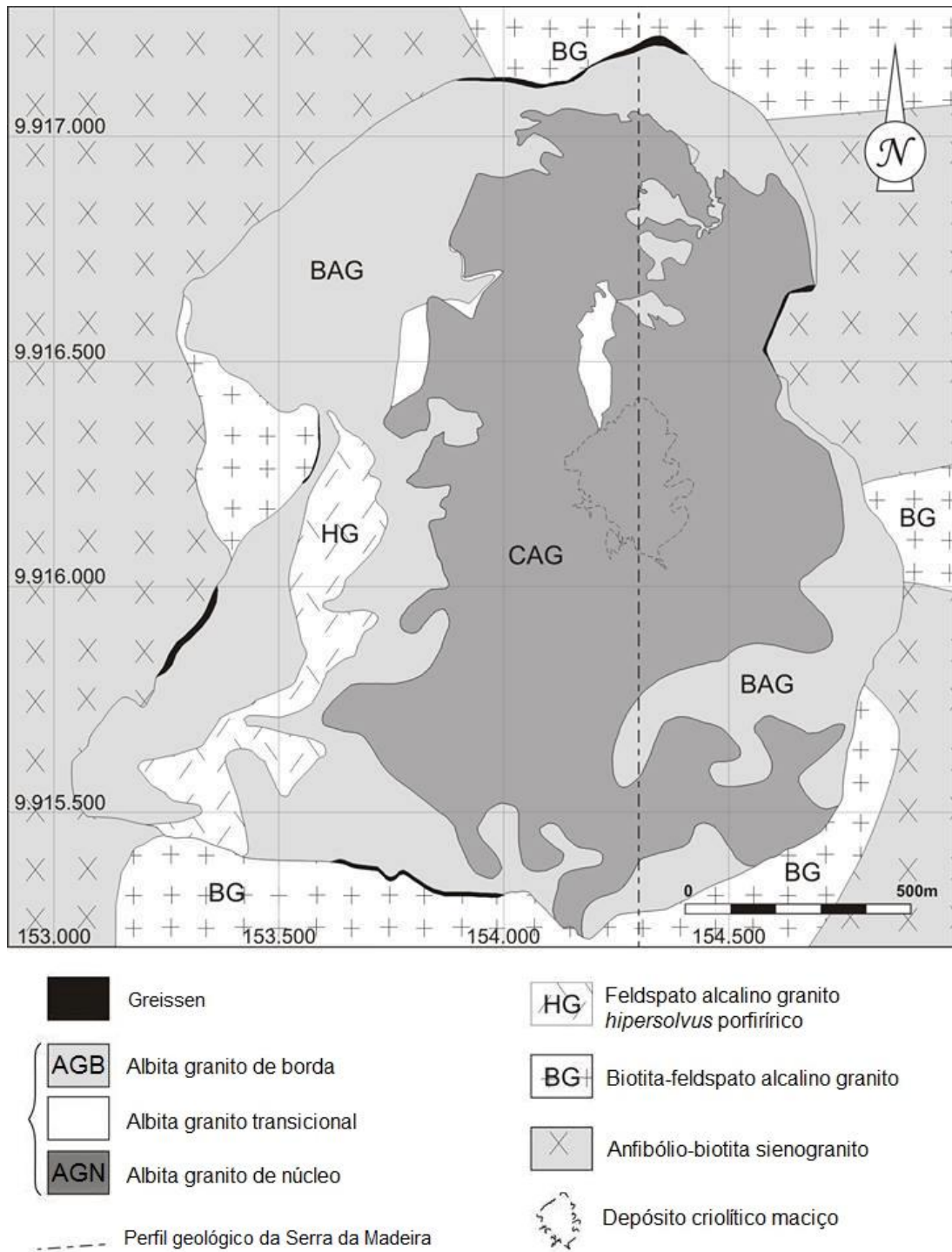


Figura 2.3: Mapa geológico da Serra da Madeira com as fácies do granito Madeira (Mizuzzi 2005).

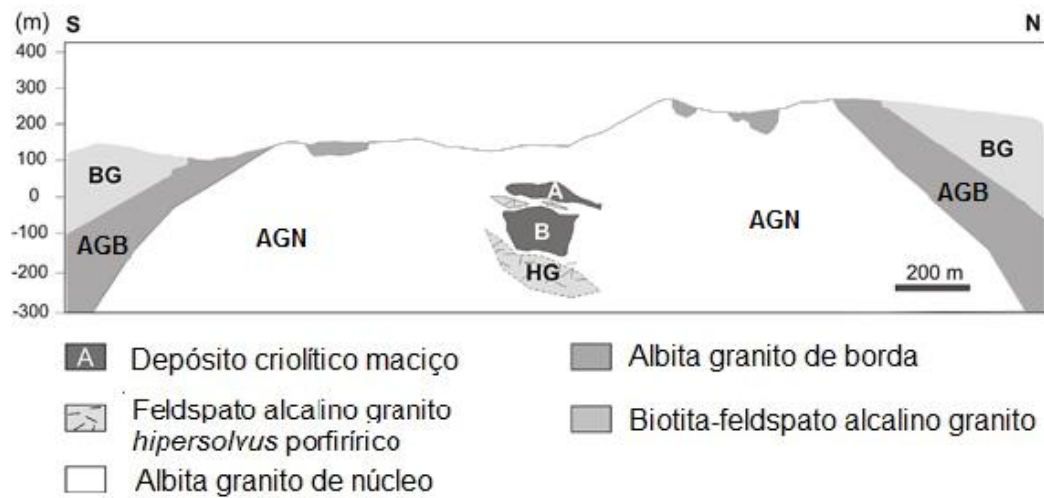


Figura 2.4: Perfil geológico do granito Madeira (Minuzzi 2005).

O albita granito de borda é peraluminoso, de coloração vermelho escuro, apresenta as mesmas texturas e minerais essenciais do AGN. Com exceção da presença de fluorita ao invés de criolita. Costi *et al.* (2010) e Bastos Neto *et al.* (2009, 2012) apresentam descrições detalhadas da composição dos minerais de minério e potenciais co-produtos.

Na porção central do albita granito de núcleo ocorre um depósito de criolita maciça, com 10 milhões de toneladas com teores de até 31,9% de criolita. O depósito é formado por inúmeros corpos maciços intercalados com o AGN e HG. Os corpos de criolita são sub-horizontais e podem chegar a 300 m de comprimento e 30 m de espessura, formado predominantemente por cristais de criolita, descrito detalhadamente por Bastos Neto *et al.* (2010).

Lenharo (1998) e Costi (2000) interpretaram o depósito maciço de criolita como sendo magmático, relacionado ao enriquecimento extremo de F no líquido residual. Entretanto, Bastos Neto *et al.* (2010) indica que a enriquecimento extremo em F não ocorreu, uma vez que a fugacidade do magma foi tamponada pela cristalização da criolita (disseminada no AGN), sendo o depósito maciço de origem hidrotermal, como mostram os dados de inclusão fluida.

2.2.1 Mineralizações

As mineralizações ocorrem na fácies do Albita Granito sendo disseminadas, com a exceção do depósito de criolita maciça (DCM) no centro desta fácies.

As principais mineralizações são de Sn (cassiterita) com uma jazida de classe mundial, Nb e Ta (pirocloro e columbita), F (criolita), e ETR e Y. As reservas de Sn são estimadas em mais de 160 milhões de toneladas, com teores médios de 0,17% (Lenharo, 1998; Costi, 2000). A mineralização de Nb e Ta ocorre disseminada no entorno do DCM com minerais portadores sendo o pirocloro e sua alteração para columbita, representa, em teores médios, 0,2% de Nb₂O₅ e 0,02% de Ta₂O₅.

A criolita, minério de flúor, forma o depósito criolítico maciço, que como anteriormente apresentado foi primeiramente descrito como magmático por Costi (2000, 2010), mas os estudos mais recentes que incluem dados de inclusões fluidas mostram que a origem seria hidrotermal (Bastos *et al.*, 2010; Bastos *et al.*, 2014). Contudo, além do DCM, a criolita também ocorre de forma disseminada, sendo de dois tipos: I com origem magmática e II de origem hidrotermal, sendo mais abundante próxima ao DCM (Bastos *et al.*, 2009).

Pires (2010) apresenta dados de caracterização dos minerais portadores de ETR e Y. As concentrações de ETR no AGN tem valor médio na ordem de 1,7 ppm, chegando a concentrações maiores de 1,2%, e de Y com 35 ppm médios. A xenotima seria o principal minério portador de ETR, ocorre com concentração de 0,5% no AGN e até 1% no albita granito transicional, é peculiarmente enriquecido em ETRP em relação às ETRL. A gargarinita e a fluocerita são outros minerais portadores de ETR.

2.3 Anfibólio

Os anfibólios são minerais do grupo dos inossilicatos. A característica principal dos anfibólios é a cadeia dupla de tetraedros de sílica, a qual pode ser

considerada como duas cadeias simples conectadas por um lado compartilhado, com um plano espelhado ao longo da conexão. O plano espelhado é preservado em todos os anfibólios, mesmo quando as cadeias não são retilíneas. Metade dos tetraedros têm dois oxigênios compartilhados e dois não-compartilhados; a outra metade dos tetraedros têm três oxigênios compartilhados e um não-compartilhado. A fórmula geral das cadeias é $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_n\text{n}^-$. As cadeias estendem-se ao longo do eixo c. O empilhamento das cadeias é análogo ao dos piroxênios, formando camadas de cadeias com vértices alternadamente para cima e para baixo, definindo o eixo b repetidamente.

Os sítios entre as bases dos tetraedros de camadas adjacentes são chamados de M4, e os menores sítios entre o vértice oposto do tetraedro de M1, M2 e M3. A coordenação do sítio M4 é 8 quando ocupada por um cátion grande como Ca^{2+} , mas reduzida para 6 quando ocupada por um cátion menor como Mg^{2+} e Fe^{2+} . Os sítios M1, M2 e M3 são octaédricos. As camadas duplas levam ao um terceiro tipo de sítio de cátion o qual existem entre os anéis formados pelas bases tetraédricas opostas nas cadeias. O sítio grande A pode ser vacante, parcialmente preenchido ou totalmente ocupado por Na e/ou Ca em alguns anfibólios. Finalmente, $(\text{OH})^-$ ou F^- estão entre o centro dos anéis hexagonais, no nível do vértice tetraedral. O espaço grupal do anfibólio ideal é $\text{C}2/\text{m}$. A figura 2.5 representa a estrutura do anfibólio.

Essa profusão de sítios de cátions faz com que o grupo dos anfibólios sejam os minerais com maior variação química e aptos a cristalizar em rochas com uma grande variação de composição total. Devido a sua grande variação química os anfibólios podem gerar complexas soluções sólidas.

Putins (1992) descreve a fórmula geral do anfibólio como:



A como sítio grande que pode ser vacante ou conter quantidades variadas de sódio e cálcio

B como o sítio M4 que mais comumente em anfibólios vai ser Ca, Na, Fe^{2+} ou Mg.

C como Fe^{2+} , Mg, Fe^{3+} ou Al nos sítos M1, M2 e M3

T como Si e Al nos tetraedros. Com o limite de substituição como Al_2Si_6 .

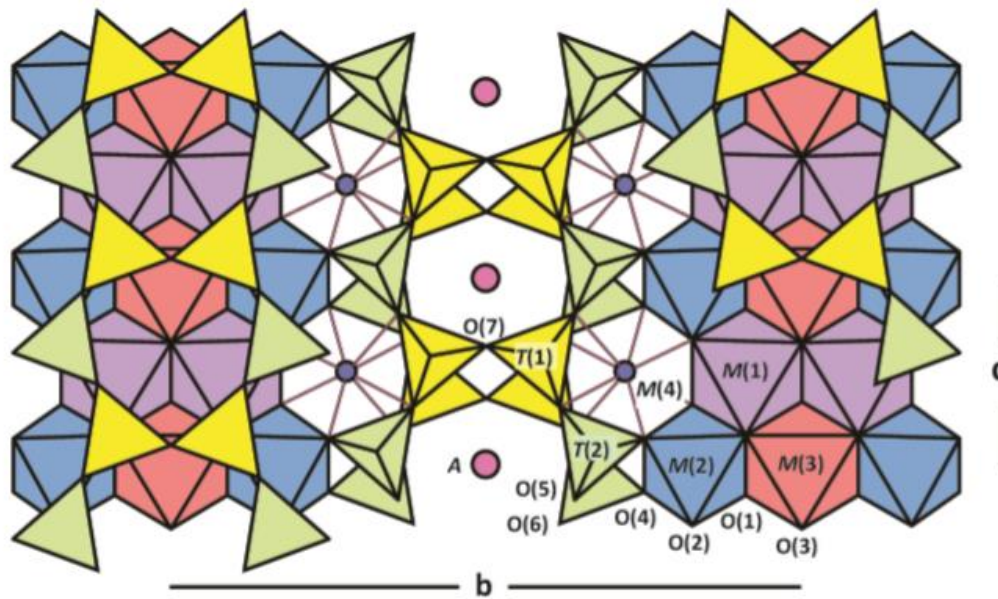


Figura 2.5 Estrutura cristalina do anfibólio monoclinico projetado na face 100 (retirado de Hawthorne 2012).

Devido à complexidade de classificação dos anfibólios quanto a conceitos cristalográficos, mineralógicos e petrográficos, Hawthorne et al (2012) propõe uma nova classificação para este supergrupo baseado no conceito de dominância, mas que não altera a classificação ou nomenclatura dos anfibólios em amostras de mão e lâminas petrográficas:

(1) Todas as 'ligações' com carga integral na fórmula do anfibólio são consideradas como ligações de carga de raiz.

(2) Íons específicos (Na^+ , Mg^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , $(\text{OH})^-$) de carga apropriada são associados com sítios na estrutura, e cada composição diferente, é uma composição de raiz.

(3) Onde outro íon monovalente é dominante em um sítio na estrutura, um prefixo é usado com o nome de raiz para indicar a composição.

Onde a fórmula química é: $\mathbf{A B_2 C_5 T_8 O_{22} W^2}$, com:

A= Vacante, Na, K, Ca, Pb, Li;

B= Na, Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg, Li;

C= Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al, Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} , Li;

T= Si, Al, Ti^{4+} , Be;

W= (OH), F, Cl, O²⁻

E os elementos menores como Zn, Ni²⁺, Co²⁺, V³⁺, Sc, e Zr figuram como cátions C.

Segunda esta classificação de Hawthorne (2012), os anfibólios são considerados um supergrupo (Figura 2.6), com divisões internas até os membros finais conforme características composicionais. Primeiramente é dividido nos grupos de: oxo-anfibólios e (OH, F, Cl)-anfibólios, com relação aos ânions que ocupam o sítio W. A classificação dos oxo-anfibólios exige a suplementação de prefixos e sufixos conforme a composição dos sítios.

Quanto aos anfibólios que possuem (OH), F ou Cl na sua estrutura, as classificações nos subgrupos pelo cátion dominante no sítio B, atendendo parâmetros específicos em cada subgrupo. Enquanto isso, a classificação interna dos diversos anfibólios dentro de cada subgrupo leva em consideração a composição do sítio A, T e também do C.

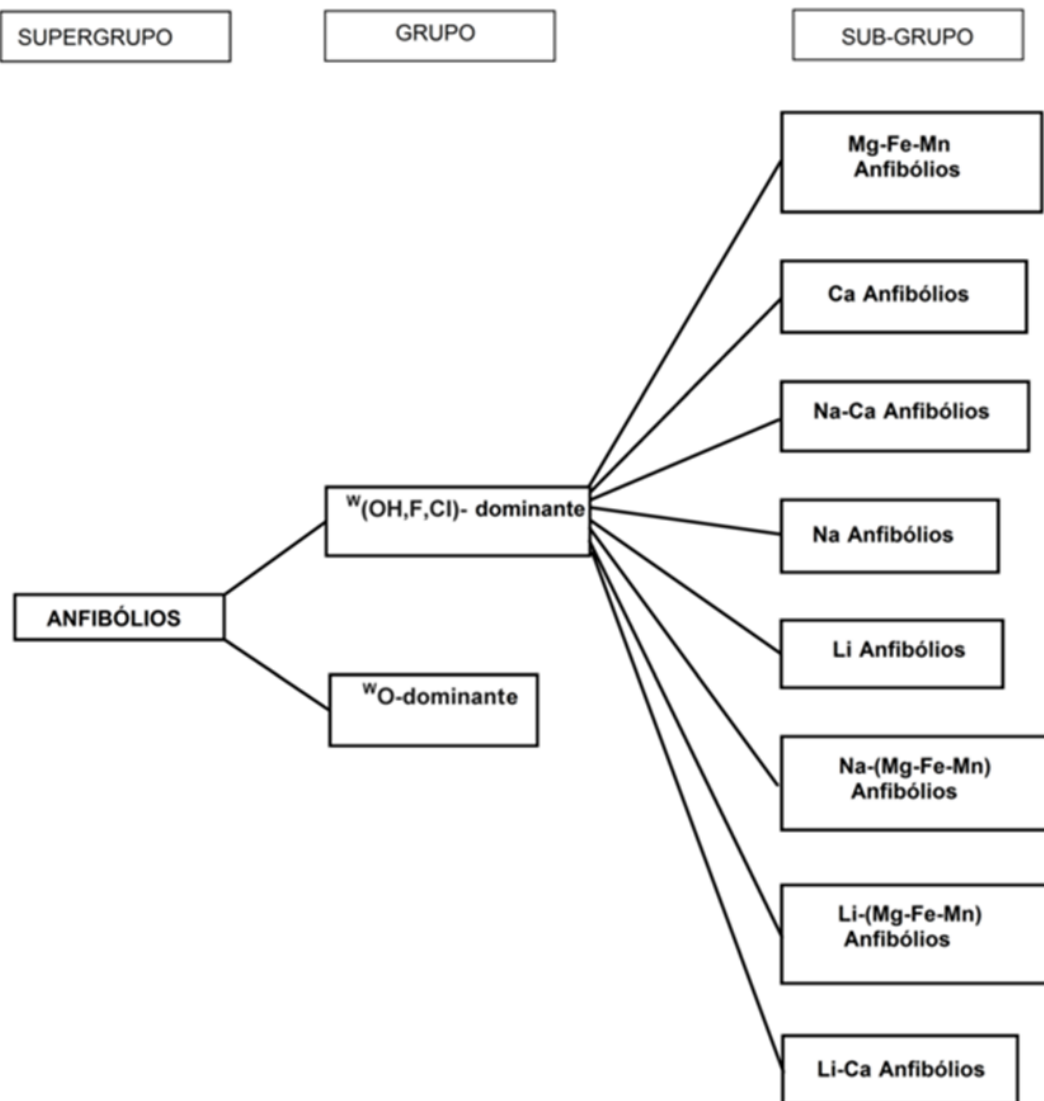


Figura 2.6: Representação das divisões do supergrupo dos anfibólios (modificado de Hawthorne *et al.* 2012).

2.4 Micas

As micas são filossilicatos com grandes variações composicionais e de propriedades físicas, são, porém, sempre caracterizadas pelo hábito lamelar e clivagem basal perfeita devido a sua estrutura em folhas.

Putins (1992) descreve as micas como sendo minerais constituídos por uma folha tetraédrica (Si_2O_4) e uma folha octaédrica. Na folha tetraédrica cada tetraedro compartilha três posições, constituindo, assim, uma folha continua com fórmula geral Si_2O_5 . Os oxigênios apicais não compartilhados, apontam todos na mesma direção, sendo responsáveis pela conexão da folha tetraédrica com a octaédrica. O átomo de O apical da folha tetraédrica compartilha um átomo de O com a folha octaédrica.

A folha octaédrica tem arranjo no qual os limites são compartilhados com (OH) ou por átomos de O nos vértices. Os íons (OH) juntamente com O nos vértices completa a coordenação octaédrica dos cátions no plano central da folha. Alternativamente, pode-se ter uma camada central do tipo brucita ($\text{Mg}_3(\text{OH})_6$) – caso da flogopita) ou do tipo gibsite ($\text{Al}_2(\text{OH})_6$ no caso da muscovita), quando quatro dos seis (OH) são substituídos por oxigênios apicais das camadas tetraédricas. O restante dos ânions (OH) situam-se no interior dos hexágonos formados pelos vértices dos tetraedros.

Quando o sítio octaédrico Y contém cátions bivalente como Mg^{2+} e Fe^{2+} o balanço de cargas entre as folhas é completo com todo o sítio sendo ocupado. Nesse caso a mica é denominada trioctaédrica, uma vez que há três sítios octaédricos ocupados em cada hexágono formado pelas ligações com o sítio tetraédrico. Por outro lado, as micas dioctaédricas são assim chamadas, quando a ocupação dos sítios octaédricos se dá por cátions trivalentes, como Al^{3+} e Fe^{3+} , pelo balanço de cargas somente dois dos sítios ficam ocupados, gerando assim vacância que provoca uma distorção na estrutura.

Os filossilicatos são classificados de acordo como as camadas octaédricas e tetraédricas se conectam e de como cada camada está posicionada em relação à outra. No caso das micas é chamado de 2:1, onde uma cada octaédrica está no meio de duas camadas tetraédricas, com os oxigênios apicais desta voltada para os sítios octaédricos. Formam, então a sequência: Tetraédrico – Octaédrico - Tetraédrico (T-O-T). No que diz respeito às micas, duas sequências de camadas T-O-T são conectadas por um cátion, uma vez que há deficiência de carga gerada pelas substituições (Figura 2.7).

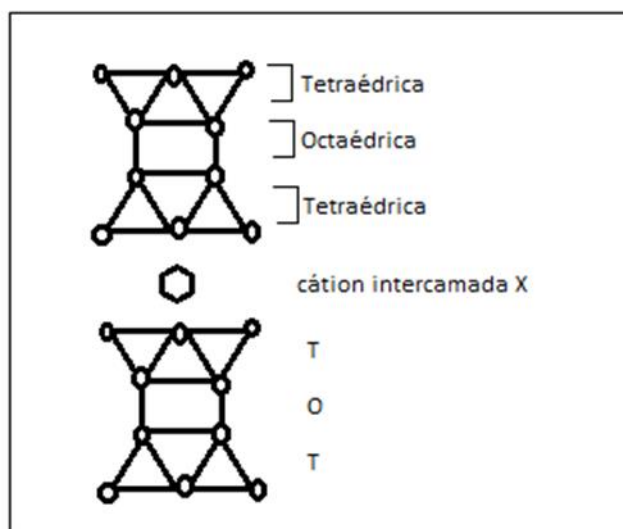
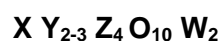


Figura 2.7: Representação esquemática da estrutura das micas.

A fórmula geral das micas é:



Onde:

X representa o cátion intercamadas, geralmente **K**, **Na** ou **Ca**, podendo ser **Ba**, **Rb**, **Cs**. Nas micas chamadas verdadeiras, esse sitio é ocupado predominantemente por K ou Na. No caso das micas duras Ca ocupa essa posição.

Y representa o sítio octaédrico, com preenchimento de 2 unidades quando de uma mica dioctaédrica e 3 para as trioctaédricas. Essencialmente ocupado por **Fe**, **Mg**, **Al**, seguido por **Mn**, **Cr**, **Ti**, **Li**, **Zn**, etc.

Z representa o sítio octaédrico. Normalmente ocupado por quantidades variáveis de **Si** ou **Al**, mas também pode ser por **Ti** ou **Fe³⁺**.

O representa o número de oxigênios presente.

W representa o sítio (**OH**), que por vezes também pode estar substituído por **F** ou **Cl**.

Para a realização deste trabalho foi considerada a classificação de micas proposto por Tischendorf *et al.* (2007), que é baseada na última classificação oficialmente sugerida pela IMA, a de Rieder *et al.* (1998).

Os princípios da classificação usam os quatro principais cátions de coordenação octaédrica (Mg, Fe, Al, Li) considerando apenas os nomes finais aprovados pela IMA, e usando a regra de 50/50 de Nickel (1992). Os parâmetros são: a ocupação do sítio octaédrico ^{vi}R , sendo que quando >2.5 a mica é considerada trioctaédrica e quando <2.5 dioctaédrica. O valor do Al octaédrico como limite para as séries flogopita-anita ($Al^{vi} < 0.5$) e da série siderofilita-polilitionita ($Al^{vi} > 0.5$). Além do valor do produto de Mg x Li para separar as micas tainiolitas do restante das micas trioctaédricas. A divisão dentro das séries se dá por Mg# ($Mg/(Mg+Fe_{tot})$) para a série flogopita-anita (Anita < 0.5 ; flogopita > 0.5) e por Fe# ($Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Li)$) no caso da série siderofilita-polilitionita (Siderofilita > 0.5 ; Polilitionita < 0.5).

Para representação das composições dos membros finais é utilizado o gráfico de *feal* ($Fe_{tot}+Mn+Ti- Al^{vi}$) x *mgli* (Mg-Li) (Figura 2.8).

Para o cálculo de Li nas micas foi utilizado o parâmetro formulado por Tindle e Webb (1990), uma vez que a microsonda eletrônica não detecta este elemento:
 $Li_2O = (0,287 \times SiO_2) - 9,552$.

3 MÉTODOS E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

A etapa inicial do projeto consiste em situar-se do tema da pesquisa e da definição das estratégias para obtenção de amostras e lâminas delgadas para a realização do estudo.

A elaboração do trabalho começou com a revisão bibliográfica da área de Pitinga e situações análogas para o entendimento da geologia da região. Seguindo-se com estudo detalhado na literatura sobre os minerais em questão e suas implicações. A revisão bibliográfica foi realizada durante todo o desenvolvimento da pesquisa, a fim da melhor compreensão da área de estudo e dos resultados obtidos durante o projeto.

O desenvolvimento do estudo envolveu o uso de técnicas analíticas precedidas da descrição das amostras em lupa binocular e da petrografia das lâminas em microscópio óptico. A pesquisa compreendeu análises de microsonda eletrônica (MSE), observações ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), preparação das amostras para difração de raios X (DRX) e sua interpretação; além do emprego de outras técnicas analíticas conforme a necessidade apresentada e o uso de softwares para tratamento dos dados.

A etapa final foi dedicada a elaboração da monografia, com a compilação dos dados, resultados e descobertas obtidos durante o projeto. Incluiu a escrita do estudo e ilustrações (figuras, gráficos, tabelas) que colaborem para o entendimento do caso.

3.1 Análise mineralógica e petrográfica

Lupa Binocular

As amostras foram obtidas através de uma parceria do grupo de pesquisa com a Mineração Taboca S/A detentora dos direitos de exploração da Mina Pitinga. Com o objetivo de caracterizar cristaloquimicamente os minerais as amostras provem de diversos pontos do Granito Madeira.

A observação macroscópica tem como objetivo a descrição da litologia em aspectos tais como: composição mineralógica, textura e estruturas, feições de alteração. Para o emprego desta técnica foi utilizada Lupa Binocular Leica do Instituto de Geociências da UFRGS

Microscopia óptica

A técnica de microscopia óptica baseia-se nas propriedades ópticas dos minerais, possibilitando uma análise mineralógica e petrográfica a partir de lâminas delgadas que indicam aspectos composicionais e texturais da litologia em estudo.

O microscópio petrográfico é fundamentalmente um microscópio com dois filtros polarizadores, ou nicóis, posicionados entre a lâmina a ser analisada; sendo o acima da amostra chamado de analisador e abaixo de polarizador, por esse motivo também é conhecido como microscópio polarizador. A observação ao microscópio ocorre devido ao conjunto de lentes convergentes formado pela objetiva e a ocular. A objetiva gera uma imagem real ampliada do mineral que está sendo examinado, o qual se posiciona a uma distância menor do que a distância focal da ocular. A imagem real obtida pela objetiva é novamente aumentada quando vista através da ocular, como uma imagem virtual, sendo então observada pelo olho humano.

O equipamento é constituído basicamente por um sistema óptico composto pelo sistema de lentes: ocular, lente de Amici-Bertrand, analisador, objetiva, condensador móvel, diafragma íris, condensador fixo, filtro azul e polarizador. E o sistema mecânico de suporte com a base, o braço, revólver (permite a troca das objetivas), canhão (ou tubo; sustenta as lentes oculares), platina (onde é inserida a lâmina), cremalheira macro e micrométrica de movimentação vertical da platina (responsáveis pela focalização).

A análise petrográfica pode ser por luz transmitida ou luz refletida. Na luz transmitida a luz atravessa a lâmina e atinge a objetiva, sendo observado assim os minerais transparentes. Com a luz refletida é possível analisar os minerais opacos, quando a luz incide sobre a superfície do mineral e é refletida em direção a objetiva.

Para a realização deste estudo foram selecionadas dez lâminas previamente confeccionadas, e pertencentes a coleção do grupo de pesquisa, que correspondem as amostras de diferentes fases do granito Madeira. Para descrição petrográfica foi utilizado microscópio petrográfico Leica DM LP com aumento de 2,5 a 40 vezes em

luz transmitida e refletida, com câmera acoplada que permite a obtenção de fotomicrografias.

3.2 Difratometria por raios X

A análise mineralógica por microscópio óptico nem sempre permite a identificação de partículas muito finas ou mesmo da espécie mineral dentre um grupo com características petrográficas semelhantes. A difratometria de raios X consegue resolver esse problema uma vez que os planos de difração e suas respectivas distâncias Inter planares, assim como as densidades de átomos (elétrons) ao longo de cada plano cristalino, são características específicas e únicas de cada substância cristalina, do mesmo modo que o padrão difratométrico por ela gerado.

Os raios X são radiações eletromagnéticas com comprimentos de onda conhecido, ao atingirem um material podem ser espalhados elasticamente, sem perda de energia pelos elétrons de um átomo. O fóton de raios X após a colisão com o elétron muda sua trajetória, porém mantém a mesma fase de energia do fóton incidente. Caso a onda eletromagnética encontre uma série de obstáculos espalhados de maneira sistemática, como uma estrutura cristalina, que apresenta entre eles distâncias próximas a do comprimento de onda da radiação incidente, relações de fase entre os espalhamentos tornam-se periódicas e os efeitos de difração dos raios X podem ser observados em vários ângulos. Considerando-se dois ou mais planos de uma estrutura cristalina, as condições para que ocorra a difração de raios X (interferência construtiva ou numa mesma fase) vão depender da diferença de caminho percorrida pelos raios X e o comprimento de onda da radiação incidente.

A Lei de Bragg estabelece as condições necessárias para que a interferência construtiva (gerando a difração de raios X) aconteça após um feixe de raios X incidir com ângulo θ sobre um conjunto de planos cristalinos com espaçamento d . Sendo $n\lambda = 2 \cdot d \cdot \sin \theta$, onde λ corresponde ao comprimento de onda da radiação incidente, “ n ” a um número inteiro (ordem de difração), “ d ” à distância interplanar para o conjunto de planos hkl (índice de Miller) da estrutura cristalina e θ ao ângulo de incidência dos raios X (medido entre o feixe incidente e os planos cristalinos).

A intensidade difratada, dentre outros fatores, é dependente do número de elétrons no átomo; adicionalmente, os átomos são distribuídos no espaço, de tal

forma que vários planos de uma estrutura cristalina possuem diferentes densidades de átomos ou elétrons, fazendo com que as intensidades difratadas sejam, por consequência, distintas para os diversos planos cristalinos. Dentre as vantagens da técnica de difração de raios X para a caracterização de fases, destacam-se a simplicidade e rapidez do método, a confiabilidade dos resultados obtidos (pois o perfil de difração obtido é característico para cada fase cristalina), a possibilidade de análise de materiais compostos por uma mistura de fases e uma análise quantitativa destas fases. Também requer uma pequena quantidade de amostra (< 1g), além de ser um procedimento de baixos custos operacionais e rápido, quando totalmente automatizado.

A técnica de difração de raios X usada é o método do pó. Nesta técnica, uma amostra é pulverizada para que exista uma orientação aleatória de muitos cristais, assegurando assim que minerais e estruturas cristalinas sejam devidamente analisados, estando algumas das partículas estão orientadas, em relação ao feixe de raios X, de modo a satisfazer as condições de difração da lei de Bragg. As análises serão realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS e o equipamento utilizado será o Difrátômetro SIEMENS 5000. O equipamento possui um contador de radiação para detectar o ângulo (eixo X) e a intensidade do feixe difratado (eixo Y), os dados detectados pelo contador são traduzidos em termos de sinal eletrônico para um registrador gráfico, sendo enviados a um computador e interpretados por um software (DIFFRACPLUS). Os valores gerados pela análise serão comparados a um banco de dados que indica o pico mais importante e diagnóstico de cada mineral, uma vez que as estruturas cristalinas são identificadas através de suas distâncias Inter planares e das intensidades relativas nos picos do difratograma.

3.3 Microscópio eletrônico de varredura

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é uma técnica que auxilia os estudos mineralógicos e petrográficos, uma vez que seu princípio de utilização permite reproduzir imagens de alta ampliação e resolução. As ampliações chegam na ordem de 3000000 vezes, sendo possível observar inclusões, alterações e diferenças texturais e composicionais, por exemplo.

O MEV funciona a partir da emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (eletrodo negativo), por meio da aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV (variação da aceleração dos elétrons) que provoca o aquecimento do filamento. A parte positiva em relação ao filamento do microscópio (eletrodo positivo) atrai os elétrons gerados, resultando numa aceleração em direção ao eletrodo positivo. O feixe gerado passa por lentes condensadoras que alinham e reduzem o seu diâmetro em direção a uma lente objetiva corrige o foco desses feixes antes dos elétrons atingirem a amostra. Acima da lente objetiva um sistema de bobinas de deflexão permite que o feixe seja guiado de modo a varrer a superfície da amostra ponto a ponto em uma malha retangular. O sinal de imagem resulta da interação do feixe incidente com a superfície da amostra. O sinal recolhido pelo detector é utilizado para modular o brilho do monitor, permitindo a observação.

A imagem formada a partir do sinal captado na varredura eletrônica de uma superfície pode apresentar diferentes características, uma vez que a imagem resulta da amplificação de um sinal obtido de uma interação entre o feixe eletrônico e o material da amostra. Diferentes sinais podem ser emitidos pela amostra. Dentre os sinais emitidos, os mais utilizados para obtenção da imagem são originários dos elétrons secundários e/ou dos elétrons retroespalhados.

Os elétrons secundários (“*secondary electron*”–SE) resultam da interação do feixe eletrônico com o material da amostra. Estes elétrons resultantes são de baixa energia (<50 eV), e formarão imagens com alta resolução (3-5 nm). Eles possuem caminhos livres médios da ordem de 1nm. Somente os elétrons gerados junto à superfície podem ser reemitidos, os originados de maiores profundidades são reabsorvidos pela própria amostra. Esse tipo de detector fornece informações a respeito da topografia da área da amostra analisada

Os elétrons retro espalhados (“*backscattering electron*”- BSE) têm energia que varia entre 50 eV até o valor da energia do elétron primário, e sofrem espalhamentos elásticos e proporcionando informações de regiões mais profundas da amostra. As análises por esse tipo de detector podem ser mais superficiais (com menor energia), e assim gerando imagens de relevo, ou mais profundas (energia da ordem do elétron primário) fornecendo imagens composicionais. A imagem de elétrons retro espalhados é formada em função do contraste do número atômico da amostra; quanto maior for o número atômico médio, mais claro será o tom de cinza

e vice-versa. Para evitar que o contraste de número atômico e o contraste topográfico se sobreponham se utiliza amostras polidas no modo BEI .

Análises por espectrometria por dispersão de energia (*Energy Dispersive Spectroscopy* - EDS) produzem dados composicionais semiquantitativos, enquanto as imagens de elétrons secundários ou retro espalhados são qualitativas. Um feixe de elétrons incide sobre um mineral, onde os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes são excitados (mudando de níveis energéticos), quando retornam a sua posição inicial liberam a energia adquirida que é emitida em comprimento de onda no espectro de raios x. Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esse elétron. Uma vez que os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas, é possível, determinar quais os elementos químicos estão presentes no local de incidência do feixe. Além da identificação mineral pontual, o equipamento ainda permite o mapeamento da distribuição de elementos químicos por minerais, gerando mapas composicionais de elementos desejados

Em relação a esta pesquisa essa técnica é complementar para elucidar questões em relação a identificação mineral além de gerar imagens e dados quanto a zonação e alteração dos minerais estudados. As análises serão feitas no Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS (CME/UFRGS) com o uso do equipamento MEV JEOL-JSM Iv 5800 sobre lâminas metalizadas.

3.4 Microsonda eletrônica

O objetivo central do trabalho é a caracterização cristaloquímica de determinados minerais, para tal a principal ferramenta de obtenção de dados é a microsonda eletrônica. A microsonda eletrônica é um instrumento eficaz para identificação e caracterização química dos minerais, fornecendo uma estreita correlação entre a composição e a morfologia. É uma técnica que permite a determinação de fases coexistentes, lamelas de resolução, inclusões, alterações e zoneamentos.

O equipamento combina os princípios do microscópio eletrônico (MEV), microscopia óptica e da fluorescência de raios X (FRX), permitindo a determinação

da composição química do material numa região selecionada com análises de até 1 μm de diâmetro. A microsonda eletrônica é constituída por um sistema eletro-óptico (formação do feixe eletrônico), sistema óptico (visualização da amostra) e sistema óptico de raios X (conjunto de detecção e análise dos elementos). Compõem ainda o equipamento, os sistemas de vácuo, leitura e registro. A análise do material requer seções polidas ou lâminas delgadas polidas, tornando-se indispensável à metalização com Al, C, Au, entre outros metais. Os raios X característicos dos elementos gerados na amostra podem ser analisados pelo método de dispersão de energia (EDS) ou dispersão de comprimento de onda (*Wavelength Dispersive X Ray Spectroscopy -WDS*).

No método de dispersão de energia um feixe de elétrons é acelerado para a superfície da amostra com a energia suficiente para gerar raios X característicos para os elementos serem analisados. Os raios X gerados são dosados por cristais analisadores que mantem o ângulo de difração. Ao encontrarem os cristais analisadores com ângulo θ apenas os raios X que satisfazem a lei de Bragg são refletidos de modo que apenas um comprimento de onda passe pelo detector. Normalmente há mais um cristal analisador capazes de captar diferentes comprimentos de onda otimizando as análises. É possível analisar comprimentos de onda compreendidos entre 1 e 100 \AA , para elementos com número atômico acima do boro ($Z < 5$). Após lidos pelo detector os raios x são quantificados e comparados a padrões pré-estabelecidos fornecendo dados em termos de peso percentual de cada óxido.

Para esta pesquisa foram analisadas dez lâminas petrográficas. As análises iniciaram no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília com equipamento Jeol JXA-8230, que permitem que sejam dosados todos os elementos químicos com número atômico superior a 4, sendo operado com voltagem de 20 Kv e largura de feixe de 1 μm . Posteriormente seguiram no Laboratório de Microsonda Eletrônica no IGeo UFRGS com o equipamento Cameca SXFive.

3.5 Localização das amostras

As amostras selecionadas para o estudo pertencem ao grupo de pesquisa na UFRGS. São provenientes de furos de sondagem com localização e cota diversos distribuídos pelo granito Madeira. O Mapa da figura 3.1 mostra a localização em superfície dos furos e o quadro 1 com as devidas amostras.

FC	Amostra	Geologia
FC 8	23	AGN próximo ao DCM
FC 12	26C	AGN próximo ao DCM
FC 13	FC1314	AGN próximo ao DCM
FC 20	4D	Em superfície HG, mas amostra é AGN
FC 53	M-08	AGN
	M-09	AGN
	M-10	AGN
	M-12	AGN
AM 13	AM 13	AGN
PGP 48	PGP 48	Anfibólio-biotita-sienogranito

Quadro1: Lista das amostras com os respectivos furos de sondagem e a indicação de sua geologia

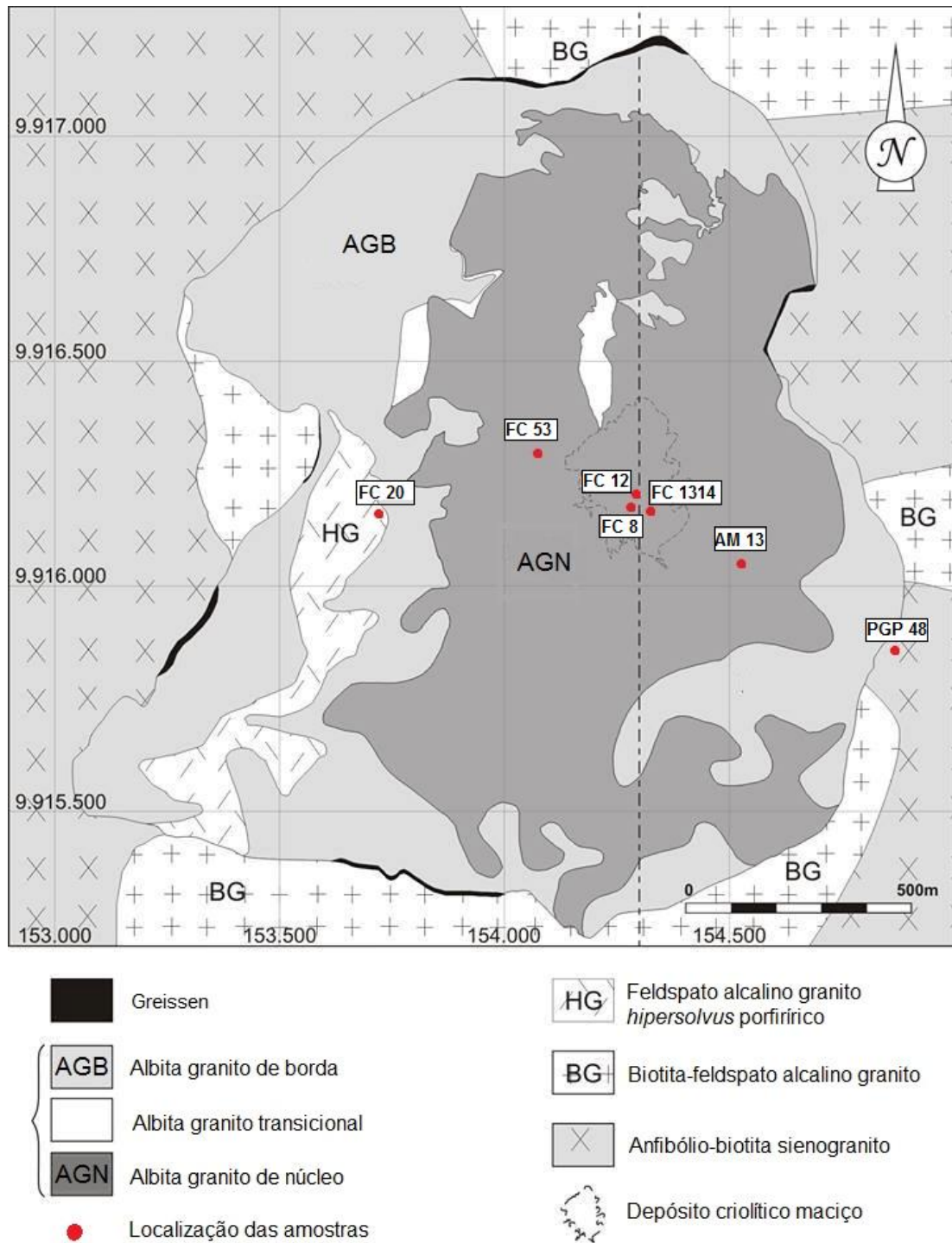


Figura 3.1: Mapa do granito Madeira com a localização dos furos de sondagem.

4 RESULTADOS

4.1 Petrografia

A análise petrográfica foi a base para o desenvolvimento do trabalho. Para a realização deste estudo foram observadas e selecionadas amostras de diferentes fácies do albita granito, a fim de examinar o conteúdo máfico da rocha em questão.

O albita granito apresenta coloração em geral cinza, com textura predominantemente porfírica (Figura 4.1 A) A rocha é composta por quartzo, feldspato potássico, albita, biotita, polilitionita, criolita, anfibólio sódico, zircão e acessoriamente por torita, cassiterita, piroclo e opacos. Os fenocristais são principalmente compostos por quartzo e feldspato potássico, seguidos por biotita, polilitionita, anfibólio, zircão e criolita (Figura 4.1 B e C). A matriz é majoritariamente quartzo-feldspática, com biotita, polilitionita, anfibólio sódico, zircão, cassiterita, torita, pirocloro, criolita e opacos subordinados (Figura 4.1 C e D). Óxidos de ferro preenchem microfraturas e por vezes ressaltam a clivagem de alguns minerais. São observadas microfraturas preenchidas vezes por quartzo e feldspato alcalino outras exclusivamente por albita, além de uma substituição tardia por mica branca em certos casos. Em alguns casos, essas microfraturas apresentam-se orientadas em determinadas amostras.

Em função da localização das amostras em diferentes porções do albita granito, ocorrem algumas variações texturais e composicionais. A mineralogia é essencialmente a mesma, mas as proporções podem variar. A textura varia de porfírica a equigranular. Também ocorrem variações da rocha com grande predominância de máficos que são o foco deste trabalho (Figura E e F).

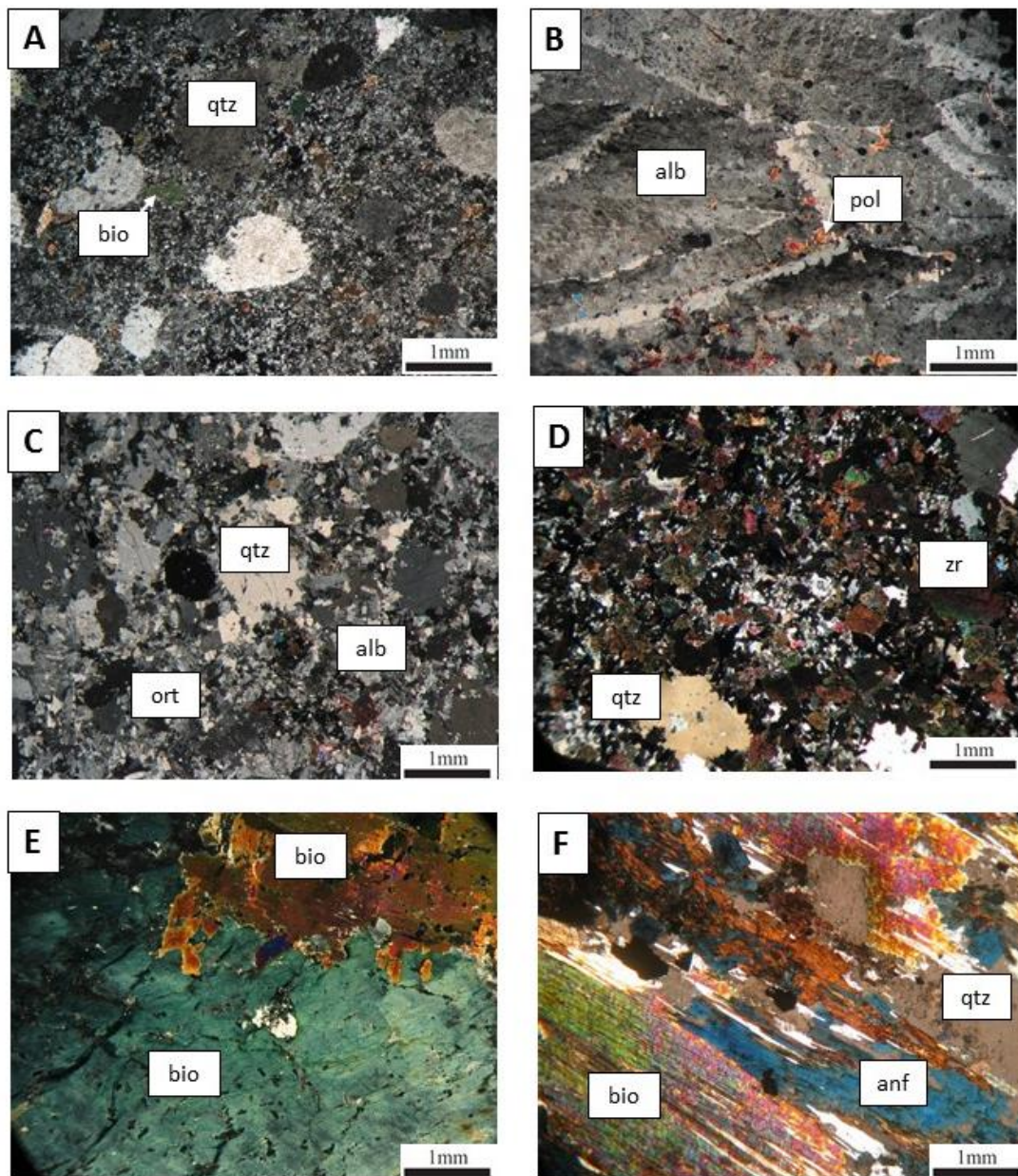


Figura 4.1: Fotomicrografias dos aspectos gerais e texturais das lâminas estudadas do albite granito em luz polarizada. (A) textura porfiritica indicada pela presença de fenocristais de quartzo; (B) fenocristal de feldspato com microfaturas e alteração para politionita; (C) Textura equigranular a porfírica; (D) textura equigranular seriada, com variação local à porfírica; (E) aspecto pegmatítico presente, com cristais grossos de feldspato e biotita; (F) concentração de material máfico, com anfibólio, biotita e politionita, com feldspato subordinado

O quartzo ocorre como fenocristal em geral anédrico a subédrico (subordinado), com dimensão média de 2 a 3 mm, apresenta fraca extinção ondulante e por vezes a formação de subgrãos (Figura 4.2 A). Os cristais menores que ocorrem na matriz não ultrapassam 0,3 mm e têm forma anédrica, podem apresentar bordas de reação com criolita e contatos irregulares (Figura 4.2 B).

O feldspato potássico também ocorre tanto como fenocristais subédricos de até 4 mm (Figura 4.2 D) quanto na matriz como material tabular fino de até 0,5 mm. É, na maior parte dos casos, microclínio apresentando macla xadrez (Figura 4.2 F), verificando-se também ortoclásico geralmente acompanhado de pertitização e raramente apresentando macla Carlsbald. Os grãos de feldspato potássico frequentemente possuem alteração para argilominerais. A albita ocorre como cristais subédricos de dimensão que não ultrapassa 0,5 mm compondo a matriz (Figura 4.2 E). Ocorre também de forma tardia preenchendo fraturas (Figura 4.2 C). A macla polissintética geralmente não é bem definida.

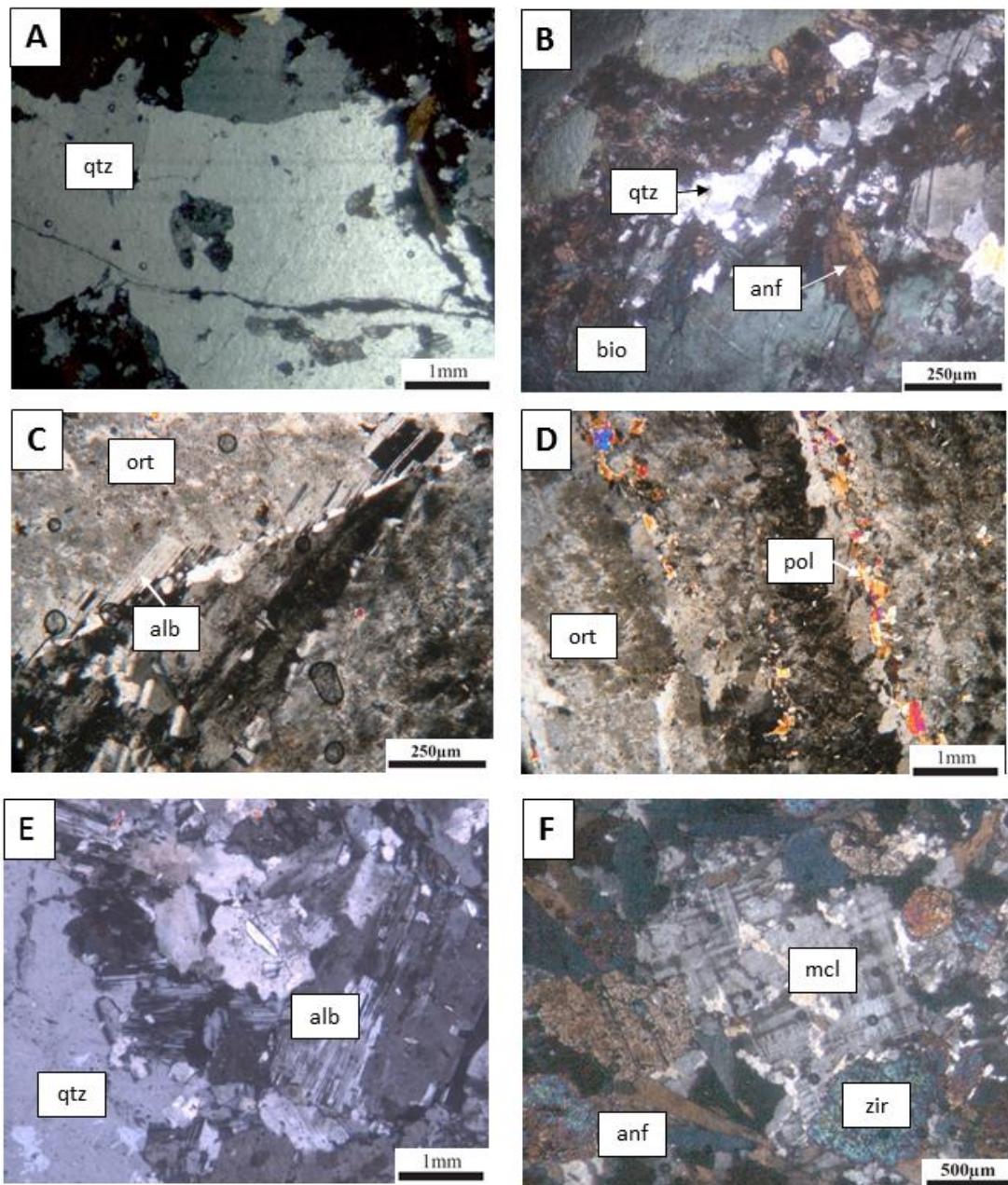


Figura 4.2: Fotomicrografias de detalhe dos minerais essenciais do albita granito em luz polarizada. (A) fenocristal de quartzo; (B) quartzo intersticial junto a material máfico; (C) microfraturas sendo preenchidas por albita (D) e por polilitionita; (E) albita junto de feldspato potássico e quartzo; (F) cristal de microclínio

Zircão é um constituinte importante em várias amostras estudadas chegando a constituir até 3% da composição de algumas amostras. Os cristais apresentam dimensões variadas, geralmente entre 0,5 e 2 mm, sendo subédricos a euédricos, podem apresentar zonação bem nítida e comumente está alterado (Figura 4.3 A).

A criolita ocorre geralmente associada a zircão e também a minerais opacos ou máficos, sendo subédrica com hábito arredondado e variando de tamanho entre 0,3 até 2 mm (Figura 4.3 B) em algumas lâminas estudadas ocorre a presença da torita que se assemelha muito a um mineral opaco, sendo distinta por alteração típica alaranjada e hábito prismático, anédrica a subédrica com até 1 mm (Figura 4.3 C).

O pirocloro está presente em algumas das lâminas do estudo como mineral acessório, sendo subédrico a euédrico, com dimensão menor que 0,1 mm (Figura 4.3 x D). Minerais opacos são acessórios em todas as amostras, consistindo de cristais de tamanho fino sendo observados com os mais variados hábitos. Tentativamente foram identificadas pirita e galena que formam agregados de cristais com hábito cúbico euédrico; mais raramente ocorrem agregados amorfos. Também ocorrem óxidos de ferro com hábitos lamelares a aciculares, por vezes formando agregados de aspecto granular.

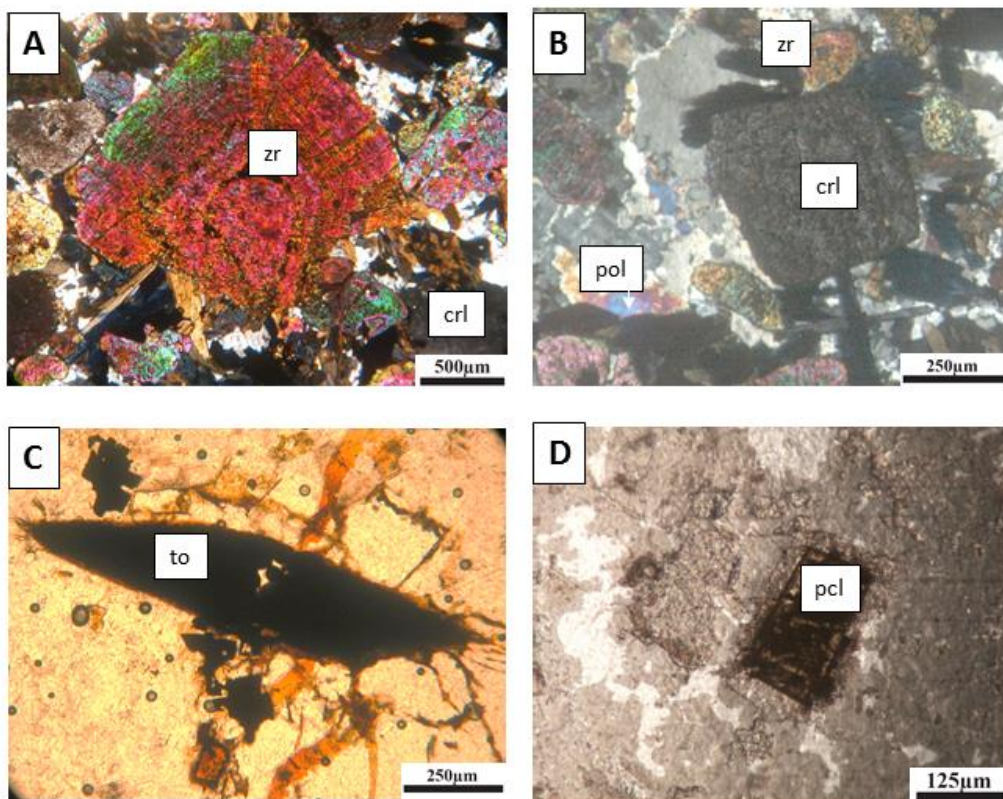


Figura 4.3: Fotomicrografias dos minerais acessórios do albita granito: (A) zircão; (B) criolita; (C) torita; (D) pirocloro.

4.1.1 Anfibólio

O anfibólio presente em Pitinga até então vinha sendo descrito como riebeckita (Costi 2000), com base em suas propriedades ópticas. Um dos objetivos deste trabalho é a caracterização cristaloquímica deste mineral. Neste estudo, verificamos que a riebeckita é o anfibólio largamente predominante, mas também ocorrem variações de composição para arfvedsonita e ferro-ferri-nybøita. Assim sendo, nesta descrição petrográfica utilizaremos o termo anfibólio sódico que abrange os 3 tipos existentes e também se coaduna com as propriedades ópticas determinadas.

Os anfibólios variam em concentrações de 1 a 5% nas amostras do albita granito, e ultrapassam 25% nas com aspecto pegmatítico com concentração de máficos.

Os 3 tipos de anfibólio sódico apresentam pleocroísmo azul-esverdeado, variando entre tons mais fracos e mais fortes. Em alguns casos, a cor se aproxima do verde escuro ou do castanho nos polos de pleocroísmo. O relevo é baixo e a birrefringência média. Observa-se o hábito prismático predominante nos cristais (Figura 4.4 A e B), variando até a formação de agregados prismáticos-fibrosos (Figura 4.4. C e D), por vezes radiais (Figura 4.4. E). Em geral são subédricos com tamanho predominantemente fino, não chegando a 0,5mm. Os cristais maiores (da ordem de 2 mm) tendem a ser euédricos.

Os cristais maiores apresentam inclusões de quartzo, feldspato e opacos. Os cristais menores frequentemente estão inclusos em biotita (Figura 4.4 F e G), por vezes mostrando um certo intercrescimento com elas (Figura 4.4 H), seguindo a mesma orientação cristalográfica. Na grande maioria dos casos, as relações de contato sugerem que o anfibólio sódico e a biotita sejam contemporâneos

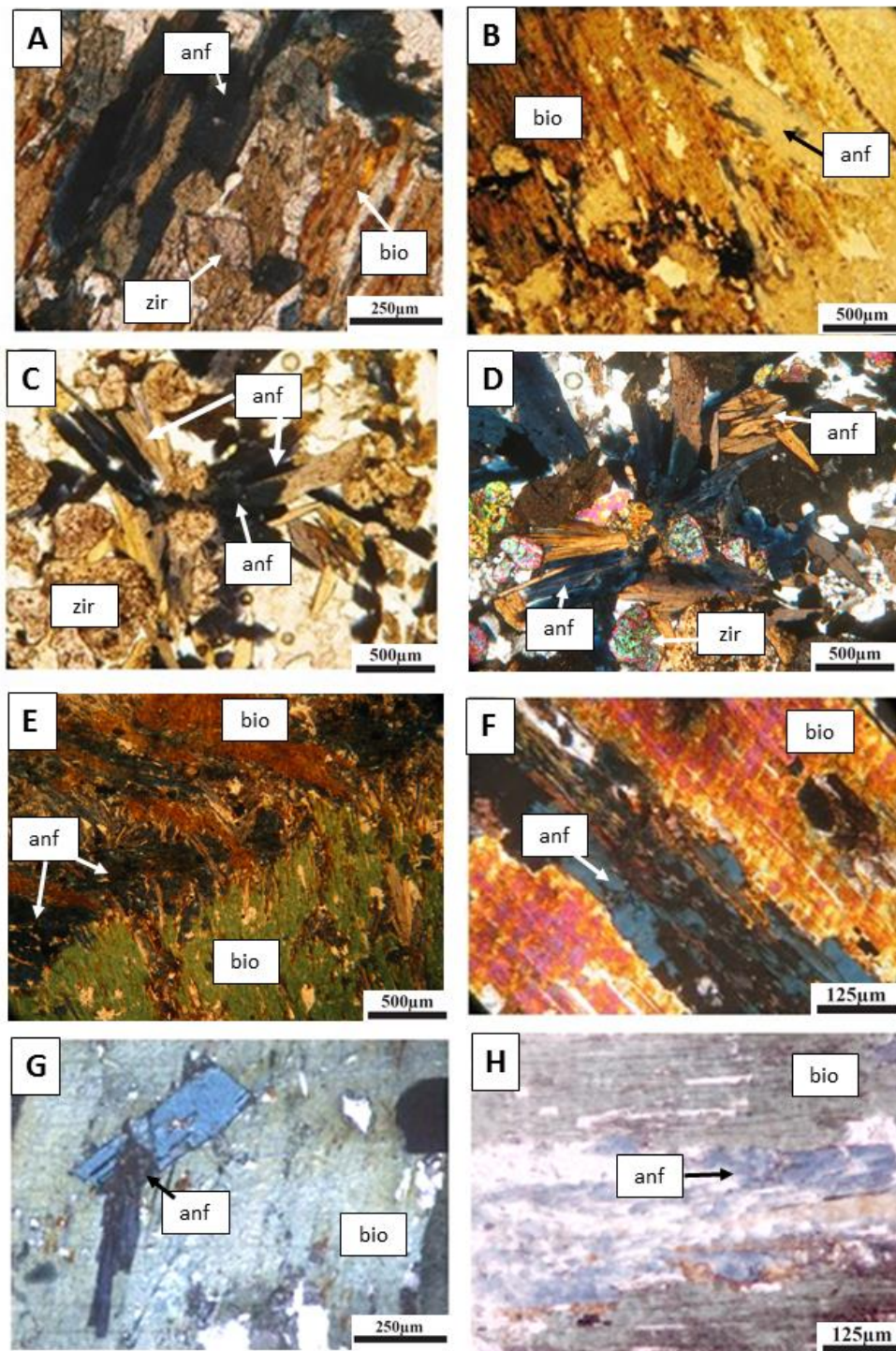


Figura 4.4: Fotomicrografias dos diferentes aspectos do anfibólio no AGN. (A) hábito prismático (B) associado à biotita. (C) hábito fibro-radial, lamelas com pleocroísmo do castanho ao azul escuro em luz natural, (D) anfibólio em luz polarizada, (E) hábito fibroso intercrescido com mica marrom e associado a mica verde, (F) entre as lamelas de biotita junto com minerais opacos, (G) incluso em biotita, (H) fragmentos prismáticos associados à biotita.

4.1.2 Biotitas

No albite granito Madeira ocorrem duas espécies de micas: a biotita aqui descrita e a polilitonita. A biotita corresponde a em média 2% das amostras por análise modal, nas lâminas com maior concentração de máficos e granulação grossa esse valor chega a 30%.

A biotita apresenta em geral hábito lamelar e forma cristais (Figura 4.5 A) vezes forma agregados radiais, dos quais podem fazer parte cristais de anfibólio (Figura 4.5 E). Os cristais de biotita apresentam dimensões variando de fina a média (0,1 a 1 mm) (Figura 4.5 C e D). Alguns cristais atingem dimensões da ordem de 4 mm e por vezes contem cristais menores, mas não se pode afirmar que se trate de duas gerações de biotita (Figura 4.5 B).

O pleocroísmo dos cristais menores é mais frequentemente castanho a marrom (Figura 4.5 F). O pleocroísmo dos cristais maiores tende mais para o verde-acastanhado. Em ambos os casos, o relevo é baixo-médio e a birefringência é média.

O mineral em alguns casos apresenta aspectos de corrosão e substituição. Em algumas está cloritizado (Figura 4.5 G), em maior ou menor grau, e frequentemente é possível verificar sua alteração para polilitonita (Figura 4.5 H).

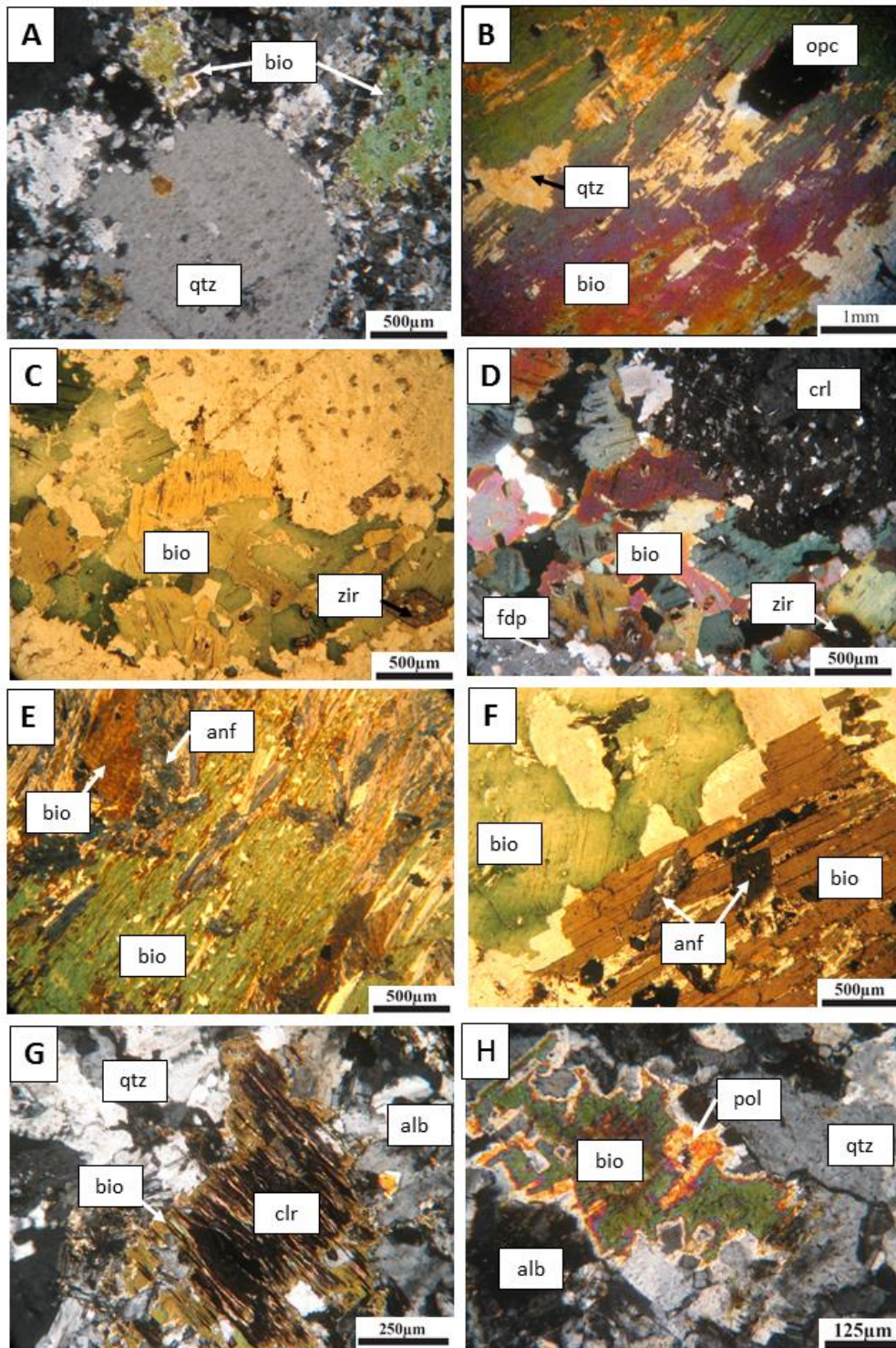


Figura 4.5: Fotomicrografias com diferentes aspectos da biotita do AGN. (A) biotita como fenocristal; (B) cristal grosso de biotita com quartzo interlamelar; (C) concentração de biotita, pleocroísmo do castanho ao verde claro; (D) biotita à nicóis duplamente polarizados; (E) ocorrência de biotita verde com lamelas de biotita marrom e anfibólio fibroso; (F) cristais grossos de biotita verde e marrom com inclusão de anfibólio; (G) biotita cloritizada; (H) biotita alterando para polilitionita.

4.1.3 Polilitionita

A outra mica que existe na rocha é a polilitionita que ocorre com 3 tipos texturais diferentes. O mais freqüente é como mineral intersticial na matriz do albita granito. Em geral é anédrica, e parece preencher espaços residuais. Os cristais têm hábito lamelar e tamanho desde muito fino a médio (0,1 a 1 mm). É incolor, com relevo médio, e birrefringência média-alta (Figura 4.6 A e B).

Um segundo tipo textural ocorre como alteração da biotita (Figura 4.6 E e F). Neste tipo se enquadram lamelas de polilitionita que foram formadas dentro da biotita e seguem os planos de clivagem desta última. Estas lamelas têm dimensões de até 0,5 mm. Junto às lamelas sempre ocorrem opacos, provavelmente óxidos de ferro, na forma de cristais (0,1 mm) ou como massas lentiformes (Figura 4.6 F).

O terceiro tipo ocorre associado à alteração de feldspato. Forma cristais diminutos (0,1 mm) que podem ocorrer isoladamente (Figura 4.6 B), formando aglomerados (Figura 4.6 C) ou alinhamentos (Figura 4.6 D). Estes últimos podem ser condicionados por microfissuras ou clivagem.

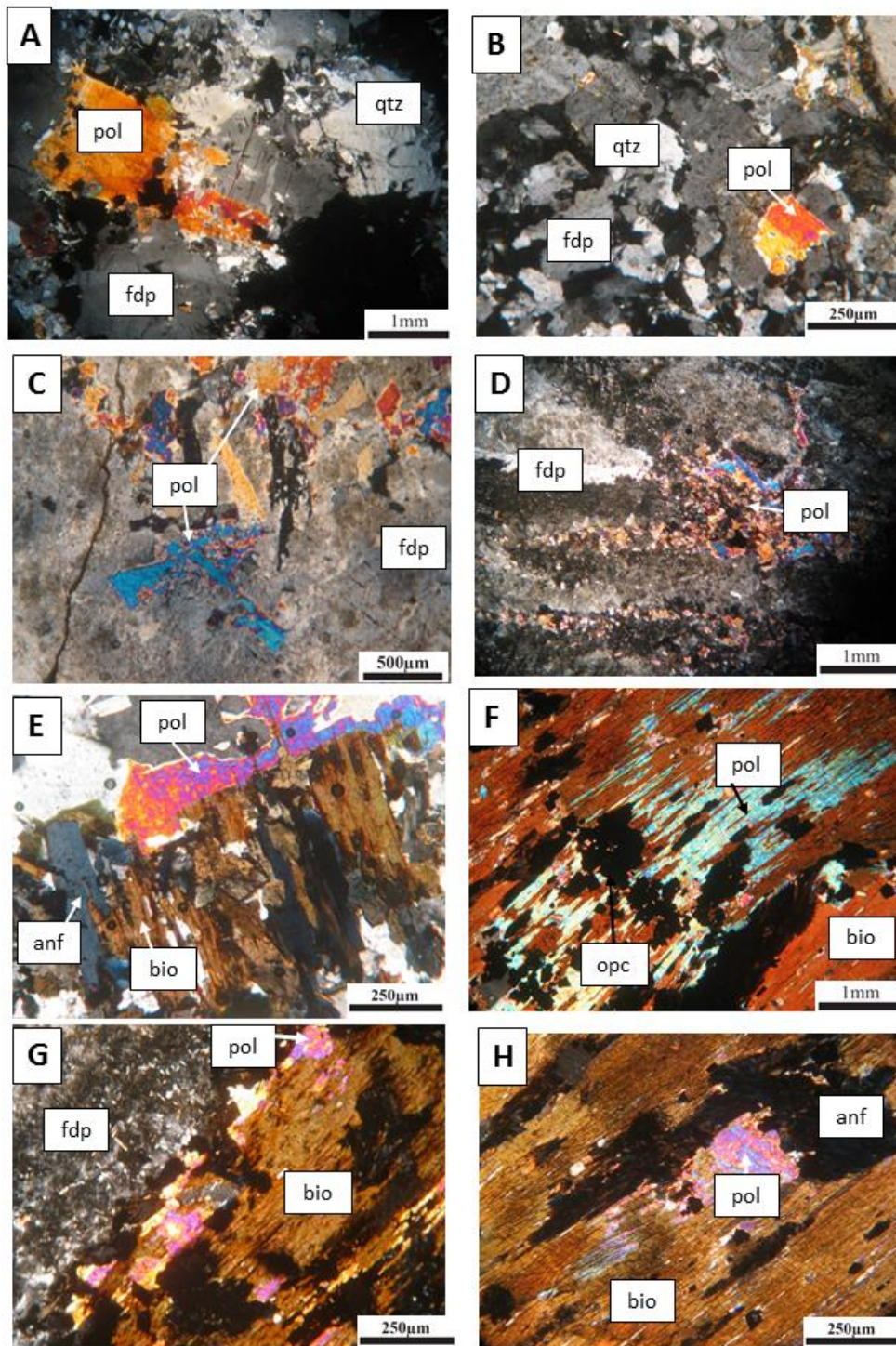


Figura 4.6: Fotomicrografias de politionita no AGN. (A) como fenocristal – muito raro (B) incluída na matriz (C) formando aglomerados pela alteração dos feldspatos; (D) preenchendo fraturas na alteração do feldspato; (E) associada a mica e anfibólio (F) lamelas formadas pela alteração da biotita formando também óxidos de ferro; (G) Intercrescida com a biotita e associada a opacos; (H) substituição da biotita.

4.1.4 Estudos ao MEV

As análises ao MEV foram realizadas a fim obter-se melhores dados quanto à mineralogia das amostras estudadas, realizando análises composicionais semi quantitativas e verificando inclusões e alterações dos minerais. Constatou-se a homogeneidade do anfibólio (Figura 4.7 A), e por vezes da biotita também (Figura 4.7 B). Contudo, o que normalmente ocorre é o intercrescimento/alteração da biotita junto da polilitionita (Figura 4.7 C e D). Com estas análises foi possível confirmar que os minerais opacos são sulfetos e óxidos de ferro (Figura 4.7 E). Quanto às inclusões em anfibólios e nas micas, observou-se quartzo, feldspato e pirocloro (Figura 4.7 F).

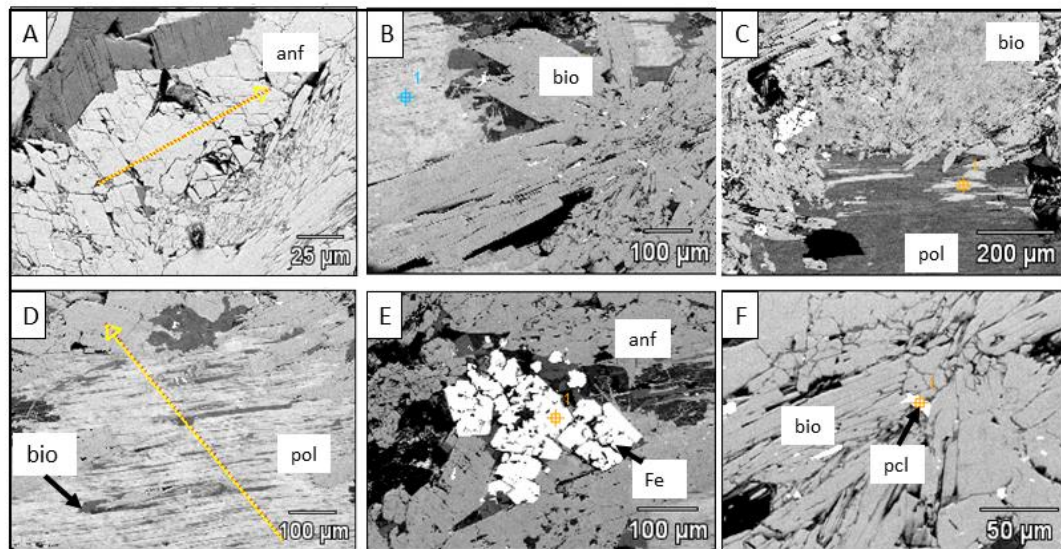


Figura 4.7: Imagens por elétrons retroespalhados (BSE) ao MEV. (A) seção basal de anfibólio, (B) biotita fibro-radial, (C) polilitionita associada a biotita, (D) intercrescimento/alteração de biotita para polilitionita. (E) aglomerado de óxidos de ferro (F) pirocloro como incluso em anfibólio.

O anfibólio foi analisado pontualmente e também se realizando perfil químico de análise semi-quantitativa por EDS (Figura 4.8). As análises obtidas não registram correlações muito significativas, indicando apenas correlação positiva de ferro com sódio, e de magnésio com alumínio; e negativa entre elas.

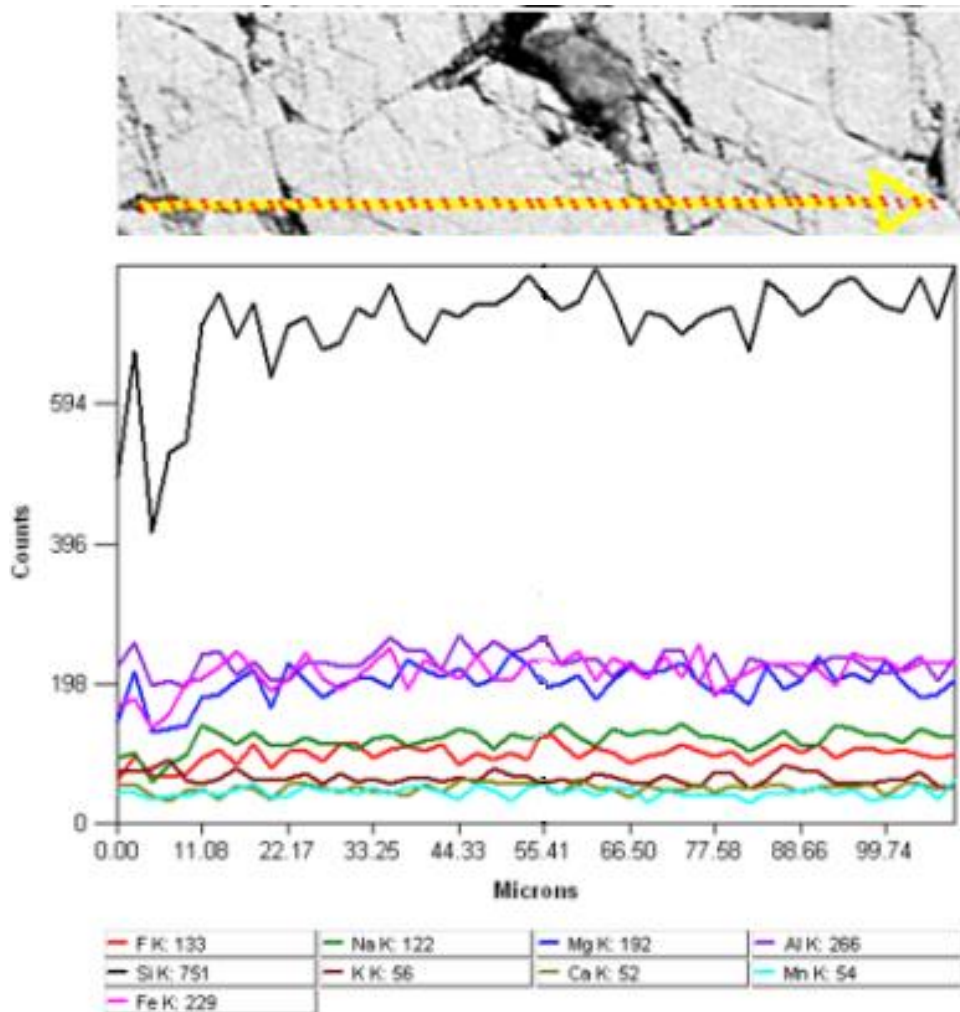


Figura 4.8 Perfil composicional semi-quantitativo por EDS ao MEV do anfibólio.

Quanto às micas do albíta granito é possível distinguir as duas espécies ao MEV pelas diferentes tonalidades de cinza que apresentam: a polilitonita mais escura e a biotita mais clara com imagens de elétrons retroespalhados. Muitos dos cristais apresentam intercrescimento lamelar entre as duas espécies, na ordem de até 5 μm . As análises evidenciam o hábito fibro-lamelar por vezes com aspecto radial.

No perfil químico semi-quantitativo (Figura 4.09) é possível observar uma correlação negativa significativa entre alumínio e ferro, indicando as lamelas de polilitonita mais ricas em alumínio e as de biotita ricas em ferro. Além disto, verificou-se a correlação positiva entre ferro e potássio, e um padrão indeterminado para o magnésio, possivelmente por uma cloritização incipiente das micas.

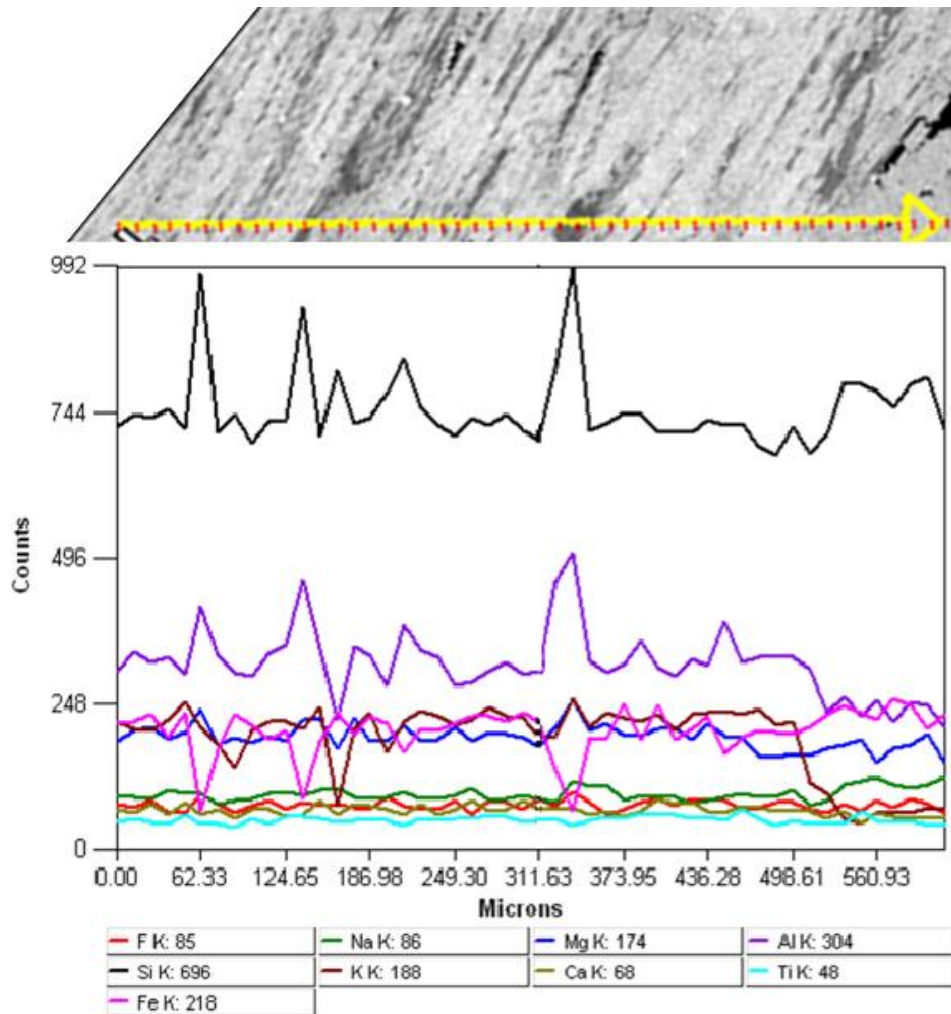


Figura 4.9 Perfil semi-quantitativo em polilitionita intercrescida com biotita.

Nos mapas composicionais feitos por EDS numa seção com biotita e polilitionita ficam claras algumas variações de composição (Figura 4.10). O Al e K são fortemente mais elevados na polilitionita em relação à biotita, enquanto o Si e Mg mostram pequenas concentrações mais elevadas na polilitionita quando comparada a biotita. O Fe se mostra muito mais concentrado na biotita do que na polilitionita. O Na e Zn tem comportamento relativamente constante nas duas espécies.

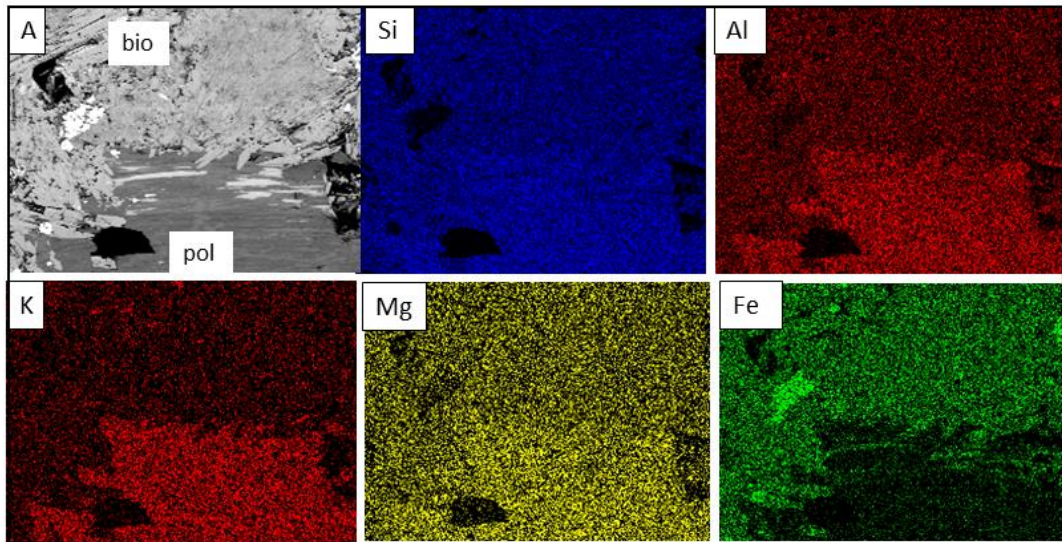


Figura 4.10: Mapa composicionais semi-quantitativos em biotita e polilitionita por EDS.

4.1.5 DRX

Nas análises por difração de raios x da amostra M12, foi possível verificar a existência de anfibólio (riebeckita e arfvedsonita), fluoranita e clorita. A figura 4.11 ilustra os resultados obtidos.

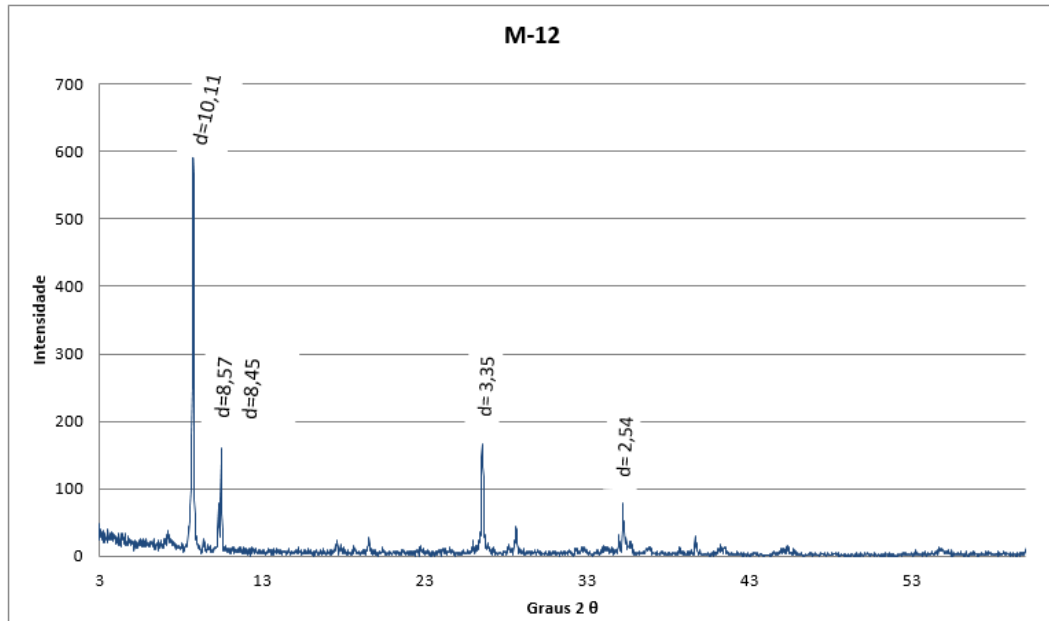


Figura 4.11: Difratograma de raios x da amostra M12 do albita granito de núcleo em concentrado de minerais máficos.

O pico de maior intensidade, com $d=10,11$ representa a fluoranita. Os picos dos anfibólios aparecem com certa distorção, sendo o de 8,57 para a arfvedsonita e 8,45 da riebeckita. O pico de 3,35 é um pico principal da clorita, indicando sua presença. O pico de $d=2,54$ é secundário para as micas e anfibólios, o que confirma as análises nestes minerais.

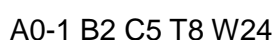
A análise dos picos de difração dos minerais supracitados apresenta picos de difração um pouco deslocados das posições em relação aos padrões da bibliografia (Mincryst). Isto certamente é decorrente do fato dos minerais do albita granito Madeira terem composições diferenciadas. Este fato indica a necessidade de estudos futuros com maior número de amostras e com análises por difração de fases minerais isoladas ou mesmo de microdifração.

4.2 Quimica mineral

As análises por microsonda eletrônica realizadas em dez lâminas forneceram dados sobre a composição dos minerais em estudo e possibilitaram calcular as fórmulas estruturais destes conforme é apresentado a seguir.

4.2.1 Anfibólio

Os minerais do supergrupo do anfibólio possuem as mais variadas e complexas composições, sendo a fórmula geral:



A: Ca, Na, (K, Pb)

B: Ca, Na, Mn, (Mg, Fe²⁺, Li)

C: Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Al, Ti, Mn, Cr, Li, Zn

T: Si, Al, Ti, Fe³⁺

W: O (OH, F, Cl)

As análises por microsonda eletrônica foram realizadas em sete amostras, do albita granito provenientes de posições e cotas diferentes para se obter um panorama representativo das principais variações existentes no albita granito, incluindo a possibilidade de variação composicional ligada a influência da formação do depósito de criolita hidrotermal na composição do anfibólio magmático. Cabe ressaltar que petrograficamente não foram observadas evidências de tais alterações.

As análises representativas e as respectivas fórmulas estruturais dos anfibólios estudados são apresentadas na tabela 1, o restante das análises é apresentado no apêndice. O cálculo da fórmula estrutural foi efetuado com base no somatório dos cátions e com base no total de oxigênios. O cálculo para um total de 16 cátions foi desconsiderado, uma vez que o sítio A do anfibólio pode apresentar vacância, e a opção de cálculo com base em 15 cátions também não é adequado, pois impõe 1 unidade de vacância. Os cálculos finais apresentados foram efetuados para 23 oxigênios, considerando 2(F + OH). Os cálculos foram realizados com base em Hawthorne *et al.* (2012), sendo a última proposta de classificação para este mineral.

Tabela 1 Composição química em peso (%) e fórmula estrutural dos anfibólios.

	Anfibólios											
	AM13 3	AM13 4	26C 65	26C 66	26C 67	26C 80	M08 5	M08 16	M09 82	M-09 88	M12 98	M12 105
SiO ₂	49,83	48,57	50,09	48,80	48,78	48,29	49,65	49,07	50,74	49,79	50,23	48,98
TiO ₂	0,234	0,314	0,104	n.d	0,209	0,471	0,207	0,626	0,152	0,209	n.d	0,263
Al ₂ O ₃	0,563	0,864	0,761	0,736	0,837	1,228	0,869	0,662	0,787	0,802	0,581	1,179
MnO	0,589	0,596	0,892	0,841	0,605	1,018	0,314	0,202	0,259	0,37	0,258	0,3
FeO	32,92	32,44	32,32	31,88	32,50	31,77	35,26	36,36	34,92	36,05	36,08	35,44
ZnO	3,709	2,625	3,648	3,759	3,691	3,242	0,848	0,724	1,096	1,186	1,147	1,103
Na ₂ O	7,625	8,067	7,899	7,537	7,798	7,596	7,555	7,401	7,315	7,388	7,373	7,646
K ₂ O	0,045	0,214	0,366	0,365	0,386	0,591	0,268	0,149	0,223	0,362	0,24	0,301
F	0,417	0,59	0,747	0,764	0,751	1,091	0,712	0,576	0,568	0,748	0,603	0,648
H ₂ O*	1,700	1,610	1,540	1,520	1,530	1,360	1,560	1,630	1,640	1,550	1,620	1,590
Total	98,76	96,65	99,18	97,12	97,98	97,36	98,19	98,61	98,67	99,59	99,30	98,52
O=F,Cl	-0,18	-0,25	-0,31	-0,32	-0,32	-0,46	-0,3	-0,24	-0,24	-0,31	-0,25	-0,27
Total	95,76	94,03	96,52	94,36	95,23	94,84	95,39	95,53	95,82	96,60	96,26	95,59
Fórmula estrutural												
Si	7,954	7,952	7,985	7,948	7,893	7,855	7,948	7,833	8,042	7,872	7,949	7,835
Al ^{iv}	0,046	0,048	0,015	0,052	0,107	0,145	0,052	0,125		0,128	0,051	0,165
Ti ^{iv}								0,042				
T subtotal	8	8	8	8	8	8	8	8	8,042	8	8	8
Ti ^{vi}	0,028	0,039	0,012		0,025	0,058	0,025	0,033	0,018	0,025		0,032
Al ^{vi}	0,06	0,119	0,128	0,089	0,053	0,09	0,112		0,147	0,021	0,057	0,057
Fe ³⁺	1,561	1,246	1,345	1,507	1,477	1,422	1,491	1,738	1,439	1,72	1,684	1,612
Zn	0,437	0,317	0,429	0,452	0,441	0,389	0,1	0,085	0,128	0,138	0,134	0,13
Mn	0,08	0,083	0,12	0,116	0,083	0,14	0,043	0,027	0,035	0,05	0,035	0,041
Fe ²⁺	2,835	3,197	2,964	2,836	2,921	2,901	3,23	3,117	3,191	3,046	3,09	3,128
C subtotal	5,001	5,001	4,998	5	5	5	5,001	5	4,958	5	5	5
Na	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
B subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na	0,36	0,561	0,442	0,38	0,447	0,396	0,345	0,291	0,248	0,265	0,262	0,371
K	0,009	0,045	0,074	0,076	0,08	0,123	0,055	0,03	0,045	0,073	0,048	0,061
A subtotal	0,369	0,606	0,516	0,456	0,527	0,519	0,4	0,321	0,293	0,338	0,31	0,432
O	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
OH	1,789	1,694	1,623	1,606	1,616	1,439	1,64	1,709	1,715	1,626	1,698	1,672
F	0,211	0,306	0,377	0,394	0,384	0,561	0,36	0,291	0,285	0,374	0,302	0,328
W subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Total T,C,B,A	15,37	15,61	15,51	15,46	15,53	15,52	15,40	15,32	15,29	15,34	15,31	15,43
	Rbb	Arf	Arf	Rbb	fe+2 Fe +3 nyböite	fe+2 Fe +3 nyböite	Rbb	Rbb	Rbb	Rbb	Rbb	Rbb

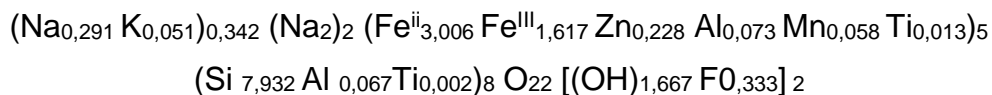
* Valores de OH, e consequentemente de H₂O calculados assumindo que o sitio (F, OH) está preenchido

n.d - valor não determinado

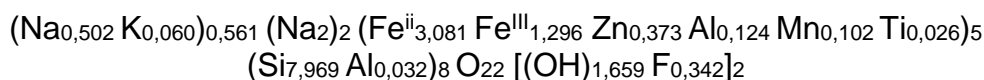
Ao observar os resultados das análises apresentadas na tabela anterior é possível verificar que as variações na composição química são relativamente pequenas. Não se observou nenhuma variação sistemática relacionada à posição da amostra (borda, porção intermediária ou parte central do albite granito de núcleo) ou internamente aos cristais (núcleo e borda). A grande maioria das análises dos anfibólios localiza-se no campo da riebeckita. Em dois casos, o anfibólio é

classificado como arfvedsonita e em três casos o anfibólio é uma ferro-ferri-nybøite. As fórmulas estruturais representativas de cada uma delas são fornecidas a seguir.

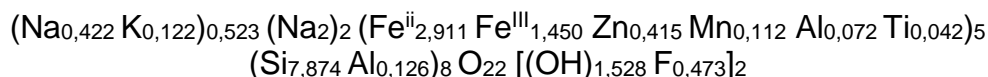
Riebeckita:



Arfvedsonita:



Ferro-ferri-nybøita



Pelas fórmulas estruturais médias acima apresentadas percebe-se que a riebeckita tem uma composição muito próxima dos outros 2 anfibólios. Desta forma, as pequenas variações encontradas na composição do anfibólio sódico de Pitinga foram suficientes para enquadrá-lo em mais de uma espécie. Em alguns casos, duas espécies ocorrem na mesma amostra.

Os anfibólios estudados são dos extremos sódicos, uma vez que os conteúdos de Mg e Ca são muito pequenos ou inexistentes. As variações na classificação entre riebeckita, arfvedsonita e ferro-ferri-nybøita são conferidas pelos conteúdos de Al e Na. A riebeckita é definida por ter uma vacância de mais de 50% no sítio A. A distinção entre arfvedsonita e ferro-ferri-nybøite é efetuada pela presença de mais de 0,1 de Al no sítio tetraédrico.

Todos os anfibólios analisados apresentam flúor, cujas as concentrações variam de 0,397% a 1,091%, correspondendo a valores de 0,2 a 0,561 na fórmula estrutural.

Em algumas análises foram detectados diversos elementos que não foram incluídos na fórmula estrutural por ocorrerem em concentrações muito baixas ou nem ocorrerem na maior parte das análises. Entre estes, encontram-se o Mg (máximo de

0,045% MgO), Ca (máximo de 0,175% CaO), P (máximo de 0,086% P₂O₅), Cr (máximo de 0,058% Cr₂O₃), Sr (máximo de 0,188% SrO), Ni (máximo de 0,106% NiO), Ba (máximo de 0,104% BaO), V (máximo de 0,036% V₂O₃) e Cl (máximo de 0,024%).

Os elementos terras raras foram encontrados em todos os pontos analisados, com concentrações que variam de 0,02% a 0,49%, em conteúdo variável de Nd₂O₃, Eu₂O₃, Lu₂O₃, Ce₂O₃, La₂O₃, Yb₂O₃ e Pr₂O₃. Entretanto, esses valores não foram utilizados no cálculo da fórmula mineral uma vez que a IMA 2012 não considera os ETR para fins de classificação dos anfibólios e por serem muito baixos.

O sítio tetraédrico T do anfibólio concentra todo o silício, e quantidades variáveis de alumínio para o fechamento das 8 unidades por fórmula que são admitidas neste sítio. Em 5 dos casos aqui analisados o sítio tetraédrico foi completado por pequenas quantidades de Ti.

O Al e Ti restantes são incorporados no sítio octaédrico C, que também contém todo o Mn presente, juntamente com o ferro (Fe²⁺ e Fe³⁺). Os anfibólios de Pitinga apresentam valores relativamente altos de Fe, variando de cerca de 31% a pouco mais de 36% (FeO_{tot}). Destaca-se a presença de Zn com valores incomumente altos para este elemento em um anfibólio, variando desde 0,609% a 4,23% de ZnO, o que corresponde a valores de 0,072 e 0,502, respectivamente, na fórmula estrutural.

Conforme citado anteriormente, os anfibólios estudados são extremamente sódicos. Assim, o Na ocupa inteiramente o sítio B. O restante do Na é fixado no sítio A, no qual deve ser adicionada a totalidade do K. Como a quantidade de K é pequena, o sítio A não é inteiramente preenchido, sendo assim o anfibólio classificado como riebeckita quando o preenchimento do sítio for menor do que 50%, e classificado como arfvedsonita ou ferro-ferri-nybøite quando o preenchimento do sítio A for maior do que 50%.

Além das variações composicionais, que determinam as espécies de anfibólio encontradas, verifica-se que os anfibólios do albita granito podem ser divididos em 2 grupos. O primeiro é caracterizado pelos elevados teores de Zn e um empobrecimento relativo de Fe; o segundo é relativamente mais pobre em zinco e mais rico em Fe (Figura 4.12 A). Constatou-se também que o Mn acompanha o comportamento do Zn (Figura 4.12 B). No caso destas variações, observou-se que numa dada amostra só ocorre um destes grupos. As amostras com anfibólio mais

rico em zinco e aquelas com anfibólio mais pobre em zinco distribuem-se pelo albíta granito, sem que tenha sido possível identificar um padrão. Os dados sugerem também a existência de correlações negativas entre o Fe^{2+} e o Mn, e entre o Fe^{3+} e o Al (Figura 4.12 C e D).

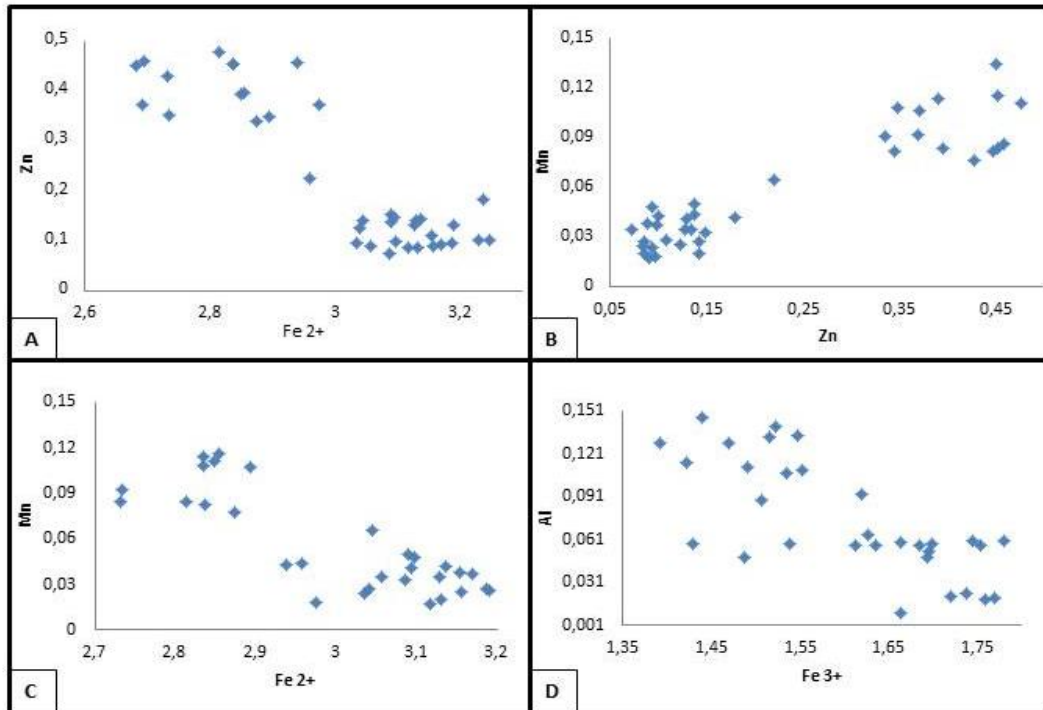


Figura 4.12: Diagramas binários de correlação negativa entre (A) Zn x Fe, (C) Mn x Fe^{2+} , e (D) Al^{VI} x Fe^{3+} ; e de correlação positiva entre (B) Mn x Zn. O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural.

O controle exercido pelo Fe sobre o conteúdo de F no sítio W das micas é conhecido como *Fe-F-avoidance* (Munoz 1984). Como o anfibólio também tem sítio W e contém Fe e, no caso de Pitinga, trata-se de uma rocha extremamente rica em F, pesquisou-se a existência de algum tipo de controle sobre o conteúdo de F nos anfibólios. Observa-se na figura 4.13 que as variações no conteúdo de Fe do anfibólio em princípio não são acompanhadas por nenhum tipo de variação no F.

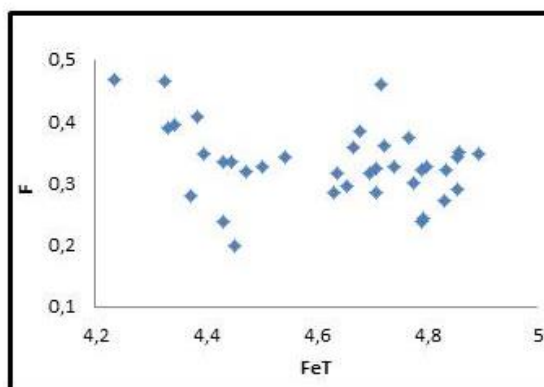


Figura 4.13: Diagrama binário de correlação entre F X Fe_{tot} . O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural.

4.2.2 Micas

O estudo de química mineral dos filossilicatos do albíta granito deu-se a partir de análises por microsonda eletrônica. Para a presente pesquisa foram selecionadas 8 amostras do albíta granito de núcleo e, para comparação, uma amostra do anfibólio-biotita sienogranito. Três das amostras do albíta granito de núcleo provêm de um mesmo furo locado nas proximidades do depósito de criolita maciça no centro do AGN a fim de determinar uma possível variação composicional das micas e a influência dos processos hidrotermais. As análises foram pontuais, em diferentes grãos das mesmas lâminas, buscando também por variações e relações entre borda e centro dos cristais.

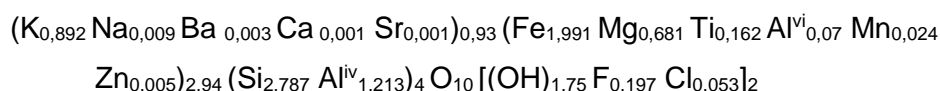
Para as micas estudadas (biotita do anfibólio-biotita sienogranito, biotita do albíta granito e as polilitionitas) as fórmulas estruturais foram calculadas tanto com base em soma de cátions, como com base no total de oxigênios. Em todos os casos os cálculos que forneceram melhores resultados foram aqueles na base de 11 oxigênios, sendo estes resultados os que são aqui apresentados. O conteúdo de OH foi calculado admitindo-se o total de 2 unidades por fórmula e a presença de flúor. Nos casos em que se julgou necessário incluir o Li, este foi calculado a partir do Si, conforme o método de Tindle e Webb (1990).

4.2.2.1 Biotita do anfibólio-biotita sienogranito

O biotita granito apresenta mineralogia composta essencialmente por quartzto e feldspato, além da biotita, e zircão e opacos como acessórios. A biotita é subédrica, com pleocroísmo verde a castanho. O tamanho dos cristais varia de 0,3 a 1 mm. Aparenta estar cloritizada além de alteração incipiente para polilitionita.

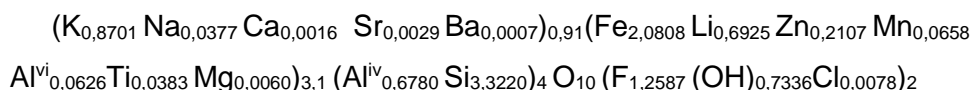
As micas que na petrografia são descritas como sendo biotitas, cristaloquímicamente são classificadas como anitas, sendo de composição do membro final em relação à série anita-flogopita, uma vez que o conteúdo de Mg nas análises é nulo ou completamente irrisório, sendo assim, do extremo Fe da série.

A fórmula estrutural média da biotita do anfibólio-biotita sienogranito é apresentada a seguir. As variações composicionais são muito pequenas e não existe nenhuma variação sistemática relacionada internamente aos cristais (núcleo e borda). A fórmula abaixo é, portanto, muito representativa. Trata-se de uma anita *sensu strictu* (Tischendorf *et.al*, 2007) (Figura 4.14). Cabe mencionar os valores baixos de F (entre 0,718% e 0,851%, correspondendo a 0,1823 e 0,2141 unidades por fórmula, respectivamente), os valores altos de Al e Ti, e os valores baixos de Zn.



4.2.2.2 Biotita do albita granito de núcleo

As micas do AGN, por sua vez, também representam o extremo de Fe da série anita-flogopita, mas com algumas alterações composicionais significativas. A composição química e as fórmulas estruturais constam na tabela 2. A fórmula estrutural a seguir apresentada indica a composição média deste mineral.



O sítio octaédrico Y das micas admite preenchimento entre dois a três cátions, e é esse valor que separa as micas em dioctaédricas e triocatédricas. No caso da mica estudada a ocupação do sítio Y sem a inclusão de Li forneceu valores menores

do que 2,5, divergindo das características petrográficas que indicam tratar-se de uma biotita. Por este motivo, e como a litogeoquímica indica a presença de Li, a fórmula mineral foi calculada estimando os valores deste elemento

Tabela 2: Composição química em peso (%) e fórmula estrutural das micas.

Biotitas												
	Albita granito de núcleo										Biotita granito	
	AM13 08	23 31	23 65	FC1314 35	26C 77	M09 85	M10 111	M12 126	4D 4	4D 8	PGP48 84	PGP48 54
SiO2	39,57	40,85	41,85	39,91	39,40	40,52	40,54	40,27	41,50	41,85	35,44	34,47
TiO2	0,738	1,053	1,032	0,525	1,027	0,473	0,391	0,39	0,241	0,365	2,845	2,6
Al2O3	7,657	8,26	9,277	8,087	7,983	7,134	6,934	7,28	7,242	7,024	13,00	13,85
FeO	25,40	31,51	30,00	30,96	24,27	33,38	33,09	33,25	31,62	30,85	28,66	30,04
MnO	2,003	0,397	0,548	0,906	2,162	0,301	0,874	0,324	0,929	1,014	0,396	0,429
MgO	0,021	n.d.	n.d.	0,136	n.d.	0,049	0,08	0,05	0,103	0,052	5,619	5,274
CaO	n.d.	0,013	0,031	0,028	0,047	0,003	0,007	0,003	0,02	0,031	0,027	0,017
Na2O	0,375	0,087	0,068	0,802	0,488	0,222	0,095	0,077	0,072	0,072	0,066	0,017
K2O	8,639	9,272	9,372	8,193	8,215	8,126	8,134	8,109	7,853	7,528	9,415	8,626
SrO	n.d.	0,093	0,08	n.d.	0,084	0,031	0,068	n.d.	0,127	0,135	0,042	0,028
BaO	n.d.	0,032	0,073	n.d.	n.d.	n.d.	0,029	0,083	n.d.	n.d.	0,188	n.d.
ZnO	8,638	0,978	1,001	2,532	9,048	2,731	2,649	2,32	2,449	2,307	0,008	0,109
F	4,755	5,388	5,625	4,808	4,64	4,609	4,743	4,156	4,874	5,106	0,851	0,718
Cl	0,027	0,051	0,071	0,09	0,016	0,039	0,085	0,083	0,047	0,051	0,439	0,359
Li2O*	1,804	2,172	2,460	1,902	1,756	2,076	2,083	2,007	2,359	2,459	0,619	0,341
H2O*	1,354	1,132	1,105	1,336	1,411	1,463	1,380	1,639	1,364	1,247	3,254	3,303
Subtotal	100,97	101,28	102,59	100,21	100,55	101,15	101,1794	100,05	100,80	100,09	100,87	100,18
O=F,Cl	2,008	2,280	2,384	2,045	1,957	1,949	2,016199	1,769	2,063	2,161	0,457	0,383
Total	98,97	99,00	100,21	98,17	98,59	99,20	99,16323	98,28	98,74	97,93	100,41	99,80
Fórmula estrutural												
Si	3,282	3,310	3,311	3,288	3,268	3,321	3,329	3,326	3,375	3,409	2,845	2,781
Al iv	0,718	0,690	0,689	0,712	0,732	0,679	0,671	0,674	0,625	0,591	1,155	1,219
Al vi	0,030	0,099	0,176	0,074	0,049	0,010	0,001	0,035	0,069	0,084	0,075	0,099
Ti	0,046	0,064	0,061	0,033	0,064	0,029	0,024	0,024	0,015	0,022	0,172	0,158
Fe	1,762	2,135	1,985	2,134	1,684	2,288	2,273	2,297	2,150	2,102	1,924	2,027
Mn	0,141	0,027	0,037	0,063	0,152	0,021	0,061	0,023	0,064	0,070	0,027	0,029
Mg	0,003			0,017	0,000	0,006	0,010	0,006	0,012	0,006	0,672	0,634
Zn	0,529	0,059	0,058	0,154	0,554	0,165	0,161	0,141	0,147	0,139	0,0005	0,006
Li*	0,602	0,708	0,783	0,630	0,586	0,684	0,688	0,667	0,771	0,806		
Ca		0,001	0,003	0,002	0,004	0,0003	0,001	0,0003	0,002	0,003	0,002	0,001
Na	0,060	0,014	0,010	0,128	0,078	0,035	0,015	0,012	0,011	0,011	0,010	0,003
K	0,914	0,958	0,946	0,861	0,869	0,850	0,852	0,854	0,815	0,782	0,964	0,888
Sr		0,004	0,004		0,004	0,001	0,003		0,006	0,006	0,002	0,001
Ba		0,001	0,002				0,001	0,003			0,006	
OH*	0,749	0,612	0,583	0,734	0,780	0,800	0,756	0,903	0,740	0,678	1,724	1,768
F	1,247	1,381	1,407	1,253	1,217	1,195	1,232	1,085	1,253	1,315	0,216	0,183
Cl	0,004	0,007	0,010	0,013	0,002	0,005	0,012	0,012	0,006	0,007	0,060	0,049
X total	3,112	3,092	3,100	3,104	3,088	3,204	3,217	3,192	3,229	3,228	2,871	2,954
Y total	0,974	0,977	0,962	0,989	0,952	0,886	0,871	0,869	0,834	0,803	0,984	0,893
Mg#	0,001	0,000	0,000	0,008	0,000	0,003	0,004	0,003	0,006	0,003	0,259	0,238
<i>mgli</i>	-0,599	-0,708	-0,783	-0,614	-0,586	-0,678	-0,678	-0,660	-0,759	-0,799	0,672	0,634
<i>feal</i>	1,918	2,127	1,907	2,155	1,851	2,328	2,357	2,309	2,160	2,111	2,048	2,116

* Valores de OH, e consequentemente de H2O calculados assumindo que o sítio (F, OH) está preenchido

Li2O calculado com base na relação $Li_2O = (0,287 \times SiO_2) - 9,552$

$[Mg\#] = Mg / (Mg + FeT)$

n.d valor não determinado

Alguns elementos analisados pela microsonda eletrônica não foram computados para fins do cálculo da fórmula mineral, pois representavam substituições muito pontuais e com valores próximos dos limites de detecção. Os valores de chegam a 0,044% de P_2O_5 , 0,081% de Cr_2O_3 , 0,133% de NiO, Ba a 0,188% de BaO e até 0,129% de V_2O_5 . Apesar de alguns desses valores parecerem significativos eles ocorrem em um número de análises insignificantes se comparadas ao total, e na imensa maioria dos pontos de análises eles são nulos.

Os elementos terras raras foram encontrados em todos os pontos analisados, com concentrações que variam de 0,02% a 0,44%, em conteúdo variável de Nd_2O_3 , Eu_2O_3 , Lu_2O_3 , Ce_2O_3 , La_2O_3 , Yb_2O_3 e Pr_2O_3 .

A biotita do albita granito de núcleo pode ser classificada como sendo fluoranita, uma vez que mais de 50% do sítio W é composto por F (Figura 4.14). Estas micas têm valores para flúor que variam entre 4,153% e 6,135% nas análises químicas, que ficam entre 1,08 e 1,525 unidades por fórmula.

Aliado a isso, o sítio octaédrico das micas apresenta valores de Li entre cerca de 0,5 e 0,9 unidades por fórmula, o que a torna uma fluoranita rica em Li. Os valores de Zn nas amostras analisadas são consideráveis tratando-se de micas, representam valores de chegam a mais de 8% em óxidos nas análises, sendo possível distinguir dois grupos: um com alto Zn e outro com Zn relativamente mais baixo, com cerca de 2%.

O sítio tetraédrico Z da anita concentra todo o silício e alumínio em quantidades variáveis para o fechamento de 4 unidades por fórmula que são admitidas no sítio. O Al não incorporado no sítio tetraédrico entra no sítio octaédrico.

O sítio X das micas é ocupado principalmente por K, constituindo de 70 a 90% do sítio. Além do K, também é admitido o Na presente nas micas, eventual Ca, e, raramente, no caso desta mica o Sr.

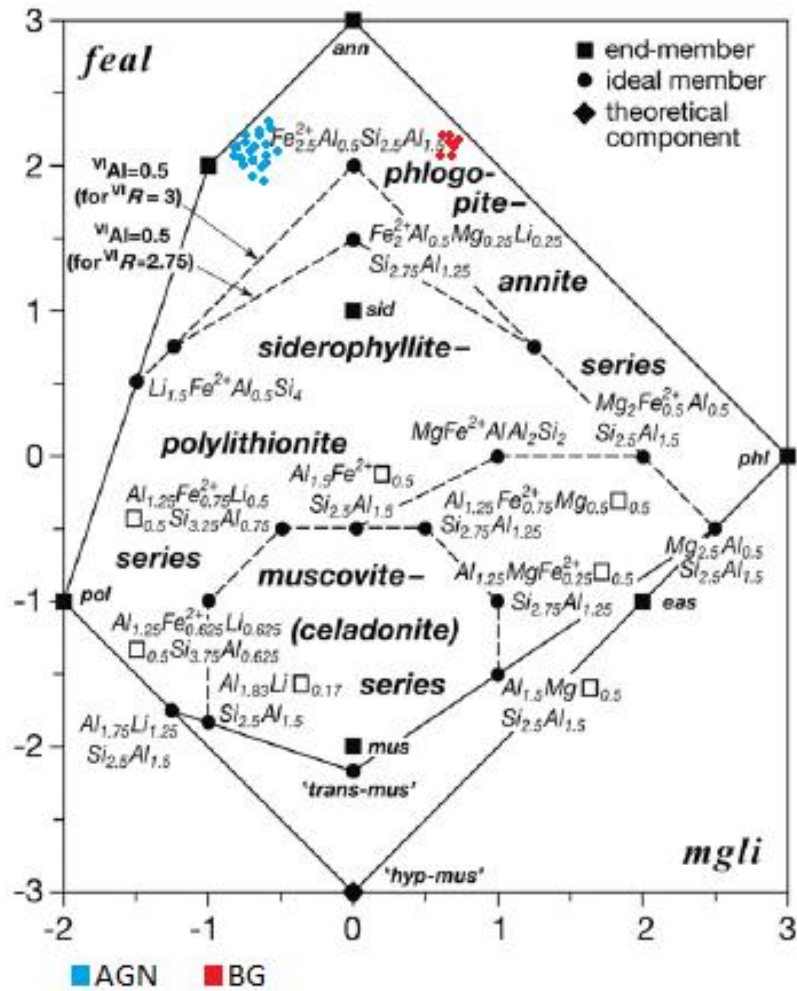


Figura 4.14: Diagrama de classificação das micas (Tischendorf *et al.*, 2004), com as biotitas do albita granito de núcleo e do anfibólio-biotita sienogranito.

A figura 4.15 mostra os padrões de correlações entre os elementos do sítio Y. Em geral, é possível dividir as biotitas dos albita granito em pelo menos dois grupos, um alto valor relativo de Zn e Mn, e baixo de Li e outro com valores intermediários destes elementos.

O gráfico apresenta a forte correlação positiva de 0,9 entre o Mn e o Zn, (Figura 4.15 A). Essa alta correlação é corroborada por esse grupo com alto Zn e alto Mn; ainda assim, é possível perceber que as biotitas se agrupam em quatro famílias de acordo com seus valores de Mn x Zn. Desconsiderando os valores de alto Zn, é possível notar uma leve correlação positiva entre Zn e Fe (Figura 4.15 B).

Considerando as biotitas com alto Zn, esse elemento apresenta uma fraca correlação negativa com o Li. Entretanto, para o grupo de micas com valores intermediários, o padrão é relativamente constante (Figura 4.15 C). Por outro lado,

não levando em consideração o grupo de biotitas com baixo Li, é possível notar forte correlação negativa deste elemento com o Fe (Figura 4.15 D), indicando uma substituição por Li em casos de vacância deixada pelo Fe.

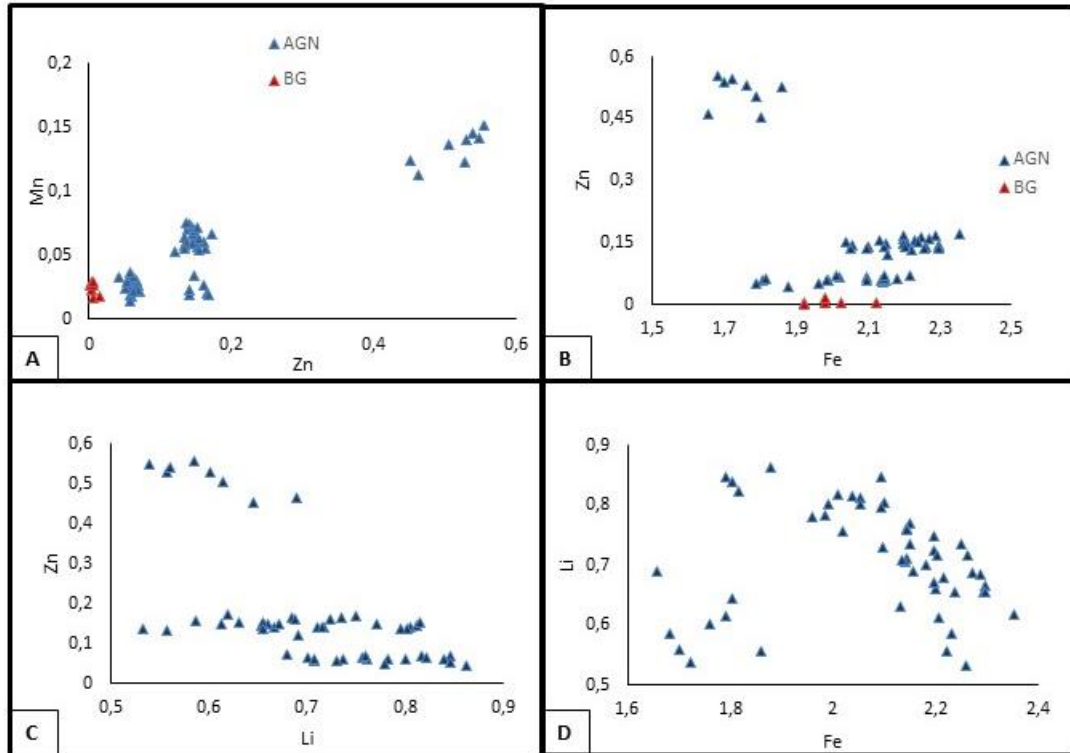


Figura 4.15: Diagramas binários de correlação positiva entre (A) Mn x Zn, e (B) Zn x Fe. E de correlação negativa entre (C) Zn x Li; e (D) Li x Fe. O conteúdo dos elementos é dado em unidades por fórmula estrutural.

A figura 4.16 apresenta a relação entre F x Fe. Quando separado o grupo com baixo F, é possível notar a correlação negativa deste elemento com o Fe, cumprindo-se assim, o que é esperado pelo efeito *Fe-F-avoidance*, do Fe rejeitar a entrada de F na estrutura da mica.

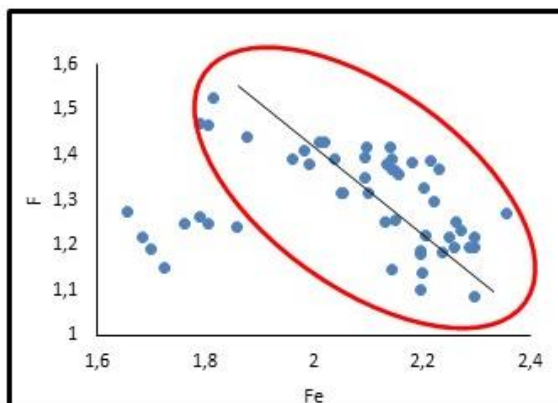
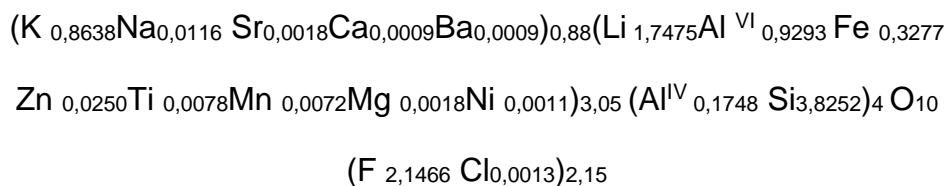


Figura 4.16: Diagrama binário de correlação entre F X Fe_{tot} para a biotita do albita granito de núcleo. O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural.

4.2.2.3 Polilitionita

A polilitionita foi analisada em nove amostras selecionadas para o estudo. Ressalta-se que não há variações petrográficas significativas do mineral. Análises química representativas são apresentadas na tabela 3, junto com as respectivas fórmulas estruturais. As análises por microsonda eletrônica registraram valores pouco variáveis em todos os cristais analisados. Portanto, a fórmula estrutural média abaixo é representativa da sua composição.



Devido às características petrográficas, e ao valor de fechamento das análises pela microsonda eletrônica em torno de 90-92%, o alto conteúdo de F, mais uma vez foi levantada a hipótese para a presença de Li, calculando-o em relação ao Si. A sua composição fica próxima ao extremo Li da série polilitionita-siderofilita, sendo classificada como uma polilitionita rica em Fe (Figura 4.17). Todos os cálculos

indicam que o F ocupa todo o sítio W das micas, com valores que ultrapassam 2 unidades por fórmula, uma vez que as análises indicam conteúdo acima de 9%. O sítio tetraédrico é mais de 90% ocupado por Si. O Al^{IV} é baixo, visto que o Al corresponde a cerca de 15% nas análises químicas, seu valor no sítio octaédrico ultrapassa uma unidade por fórmula.

O sítio octaédrico Y incorpora ainda quantidades significativas de Fe, seguidas por valores baixos de Mn e Zn, e valores irrisórios de Mg e Ti. Verificou-se que o Li corresponde, em média, a 6% da composição deste mineral e ocupa cerca de 50% do sítio Y.

O sítio X da polilitionita é predominantemente ocupado por K, seguido por valores baixos do Na, e ainda apresenta, por vezes, valores dispersos de Ca, Sr e Ba. Mesmo que a totalidade do conteúdo desses elementos seja fixada neste sítio, ele admite, ainda, uma vacância de cerca de 10%.

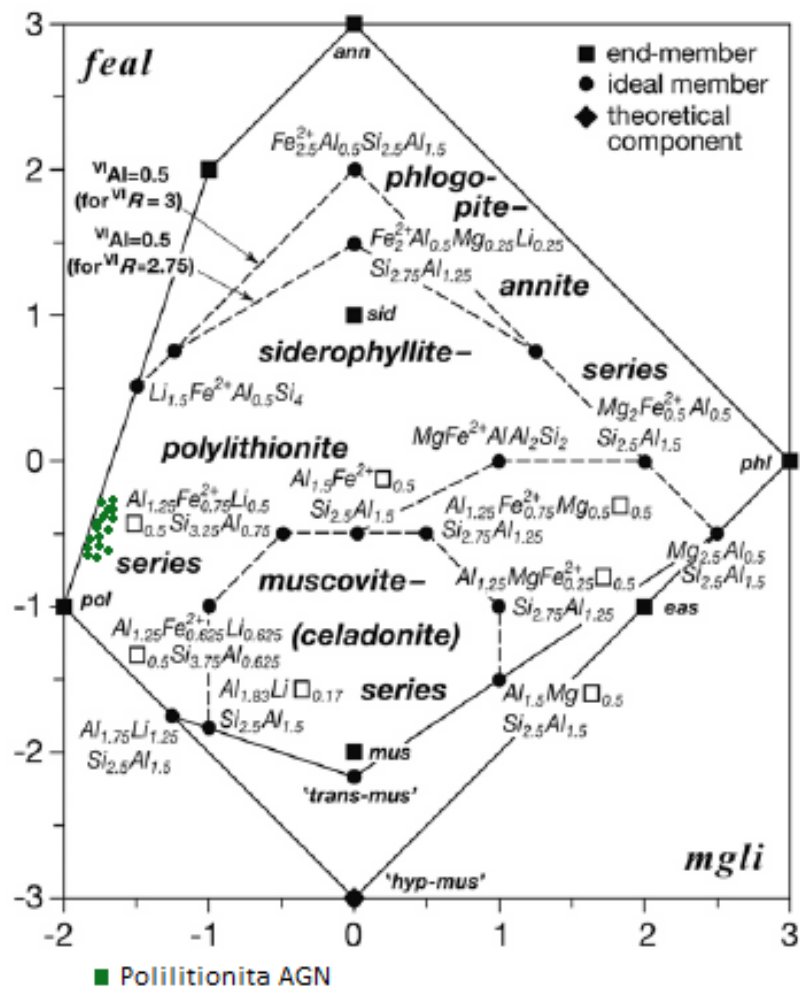


Figura 4.17: Diagrama de classificação das micas (Tischendorf et al., 2007), com as análises da polilitionita do albita granito.

Tabela 3: Composição química em peso (%) e fórmula estrutural das micas polilitionitas do albita granito de núcleo

	Polilitionitas											
	FC1314 58	M08 31	M10 103	M10 139	M09 93	AM13 21	M12-89	M12 102	M12 127	4D 1	4D 11	4D 26
SiO ₂	53,96	54,20	56,27	55,42	55,43	52,35	56,49	57,39	55,69	56,41	55,86	51,82
TiO ₂	0,136	n.d	0,077	0,472	0,082	0,195	0,135	0,089	0,139	0,168	0,111	0,187
Al ₂ O ₃	14,70	15,18	9,79	13,22	12,93	13,91	13,35	13,48	14,63	13,34	13,63	13,73
FeO	5,694	4,6	7,977	4,15	5,937	7,021	4,622	2,751	3,832	5,625	6,399	8,847
MnO	0,208	0,085	0,223	0,06	0,069	0,249	0,085	n.d	0,06	0,111	0,225	0,085
MgO	0,003	0,05	0,047	n.d	n.d	0,006	0,036	n.d	n.d	0,014	0,023	0,024
CaO	0,014	0,006	0,011	0,012	0,02	0,002	0,014	0,038	n.d	0,004	n.d	0,029
Na ₂ O	0,091	0,069	0,118	0,051	0,052	0,092	0,056	0,043	0,071	0,047	0,101	0,237
K ₂ O	10,03	10,73	9,528	9,882	10,04	9,108	9,722	9,934	9,645	9,52	9,495	9,407
SrO	0,078	0,063	0,084	n.d	n.d	0,029	n.d	0,195	0,004	0,026	0,052	n.d
BaO	0,067	0,033	0,032	n.d	0,066	0,021	0,12	0,076	n.d	n.d	n.d	n.d
NiO	n.d	0,085	n.d	0,018	n.d	0,011	0,046	0,017	0,003	0,031	0,021	n.d
ZnO	0,413	0,143	0,67	0,245	0,4	1,407	0,3	0,221	0,25	0,624	0,481	0,647
F	9,773	10,32	9,38	10,11	9,453	9,415	9,654	10,224	10,141	9,649	10,287	8,94
Cl	0,009	n.d	0,001	0,015	0,028	0,008	n.d	n.d	0,007	0,007	n.d	0,054
Li ₂ O*	5,934	6,003	6,598	6,354	6,357	5,472	6,661	6,918	6,430	6,639	6,479	5,319
Subtotal	101,11	101,57	100,81	100,01	100,86	99,29	101,30	101,37	100,90	102,22	103,16	99,32
O=F,Cl	4,12	4,35	3,95	4,26	3,99	3,97	4,06	4,30	4,27	4,06	4,33	3,78
Total	96,99	97,23	96,86	95,75	96,88	95,32	97,23	97,07	96,63	98,15	98,83	95,55
	Fórmula estrutural											
Si	3,760	3,763	3,944	3,864	3,848	3,748	3,866	3,904	3,827	3,843	3,813	3,722
Al ^{IV}	0,240	0,237	0,056	0,136	0,152	0,252	0,134	0,096	0,173	0,157	0,187	0,278
Al ^{VI}	0,967	1,005	0,753	0,950	0,906	0,921	0,942	0,985	1,013	0,915	0,910	0,885
Ti	0,007		0,004	0,025	0,004	0,010	0,007	0,005	0,007	0,009	0,006	0,010
Fe	0,332	0,267	0,468	0,242	0,345	0,420	0,264	0,157	0,220	0,321	0,365	0,531
Mn	0,012	0,005	0,013	0,004	0,004	0,015	0,005		0,003	0,006	0,013	0,005
Mg	0,000	0,005	0,005			0,001	0,004			0,001	0,002	0,003
Zn	0,021	0,007	0,035	0,013	0,021	0,074	0,015	0,011	0,013	0,031	0,024	0,034
Ni		0,005		0,001		0,001	0,003	0,001	0,000	0,002	0,001	
Li*	1,663	1,676	1,860	1,782	1,775	1,576	1,833	1,893	1,778	1,819	1,779	1,537
Ca	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003		0,000		0,002
Na	0,012	0,009	0,016	0,007	0,007	0,013	0,007	0,006	0,009	0,006	0,013	0,033
K	0,892	0,951	0,852	0,879	0,889	0,832	0,849	0,862	0,846	0,827	0,827	0,862
Sr	0,003	0,003	0,003			0,001	0,000	0,008	0,000	0,001	0,002	
Ba	0,002	0,001	0,001		0,002	0,001	0,003	0,002				
F	2,154	2,267	2,079	2,228	2,076	2,132	2,089	2,200	2,204	2,079	2,221	2,031
Cl	0,001		0,000	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001		0,007
Y total	3,003	2,970	3,138	3,015	3,055	3,019	3,074	3,051	3,034	3,104	3,100	3,005
X total	0,910	0,964	0,873	0,887	0,899	0,846	0,860	0,880	0,855	0,835	0,842	0,897
Fe#	0,17	0,14	0,20	0,12	0,16	0,21	0,13	0,08	0,11	0,15	0,17	0,26
Mgli	-1,66	-1,67	-1,86	-1,78	-1,78	-1,57	-1,83	-1,89	-1,78	-1,82	-1,78	-1,53
Feal	-0,62	-0,73	-0,27	-0,68	-0,55	-0,48	-0,67	-0,82	-0,78	-0,58	-0,53	-0,34

n.d: não detectado

* Valores de OH, e consequentemente de H₂O calculados assumindo que que o sitio (F, OH) está preenchido
Li₂O calculado com base na relação Li₂O = (0,287 x SiO₂) - 9,552

[Fe#] = Fe/(FeT+Li)

Na figura 4.18 é possível ver as correlações de elementos da polilitionita. Ferro e lítio apresentam correlação negativa (C), enquanto o manganês mantém o comportamento que apresenta nos outros minerais de acompanhar o zinco, numa correlação positiva (D). Foi testada a possibilidade de correlações entre Li e F (A), ou Li e Zn (B), mas esses elementos mostraram comportamento independente entre um do outro.

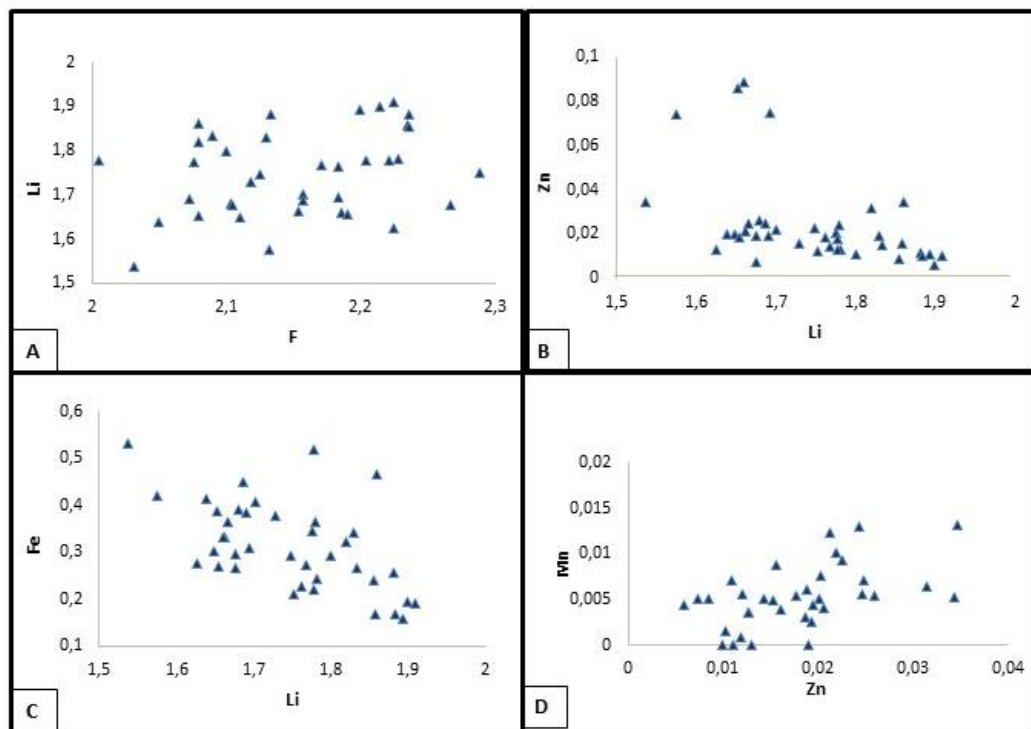


Figura 4.18: Diagramas binários de correlação negativa entre (C) Fe x Li; e positiva entre (D) Mn x Zn. Não é possível obter um padrão de correlação entre (A) Li x F, e (B) Li x Zn.

É possível notar na figura 4.19 uma forte correlação negativa entre o F e o Fe, seguindo a regra de Fe-F-avoidance.

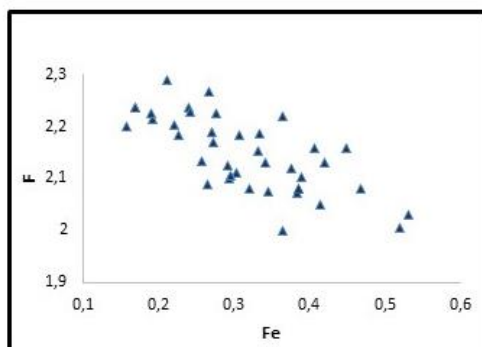


Figura 4.19: Diagrama binário de correlação entre F X Fe_{tot}. O conteúdo de elementos é dado em unidades por fórmula estrutural.

5 DISCUSSÃO

5.1 Anfibólio

O anfibólio estudado apresenta características singulares quanto à sua composição e estrutura. Hawthorne (1978,1983) descreve com detalhes esses aspectos dos anfibólios, com foco na riebeckita.

Primeiramente, é preciso considerar que, em Pitinga, foram constatadas 3 espécies de anfibólio, identificadas inicialmente quimicamente e, subsequentemente, confirmadas a partir de análises de raios X. Ainda que os fatores que levam a essas classificações sejam muito sutis entre si, o anfibólio de do albita granito Madeira, apesar de ser majoritariamente riebeckita, apresenta também componentes de arfvedsonita e ferro-ferri-nyboita

Seguindo classificação mais recente dos anfibólios lançada pela IMA em 2012 (Hawthorne *et al.*), o anfibólio em estudo pode ser inicialmente considerado do grupo com (OH, F, Cl) como ânion dominante do sítio W. A divisão dos subgrupos leva em consideração o cátion predominante no sítio B, nesse caso Na, sendo assim considerado um anfibólio sódico. Dentro do subgrupo as divisões dão-se em relação aos cátions do sítio A e C, e, ainda, do sítio tetraédrico T. No caso em estudo, as composições variam em relação à vacância no sítio A na riebeckita e presença de Al no sítio tetraédrico da ferro-ferri-nyboita, estando todos no extremo sódico do subgrupo (quadro 2)

Fórmula membro final	Nome
$\square\text{Na}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Glaucofano
$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Eckermanita
$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_3\text{Al}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Nyboita
$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Leakeita
$\square\text{Na}_2(\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2)\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ferro-glaucofano
$\text{NaNa}_2(\text{Fe}_4^{2+}\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ferro-nyboita
$\text{NaNa}_2(\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2)(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ferro-leakeita
$\text{NaNa}_2(\text{Fe}_2^{2+}\text{Al}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnesio-riebeckita
$\square\text{Na}_2(\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnesio-arfvedsonita
$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_4\text{Fe}^{3+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ferri-nyboita
$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_3\text{Fe}_2^{3+})(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ferri-leakeita
$\text{NaNa}_2(\text{Mg}_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Riebeckita
$\square\text{Na}_2(\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_3^{3+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Arfvedsonita
$\text{NaNa}_2(\text{Fe}_4^{2+}\text{Fe}^{3+})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ferro-ferri-nyboita
$\text{NaNa}_2(\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+})(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Ferro ferri leakeita

Quadro 2: Lista dos membros finais do sub-grupo dos anfibólios sódicos e suas respectivas composições (modificado de Hawthorne *et al.* 2007).

O diagrama da figura 5.1 apresenta as subdivisões dos anfibólios sódicos em relação à ocupação do sítio A (Na+K) e em relação às razões $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{vi}})$ e $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$.

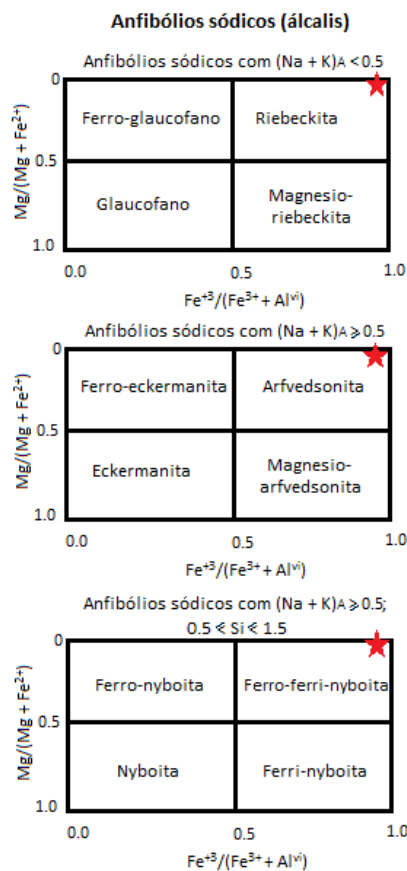


Figura 5.1: Quadros com as classificações dos anfibólios sódicos (modificado de Deer *et al* 1997)

Hawthorne *et al.* (2012) classificam como anfibólios sódicos os que atendem os seguintes critérios: $B(\text{Na} + \text{Li})/\Sigma\text{B} \geq 0.75$, $\text{BNa}/\Sigma\text{B} \geq \text{BLi}/\Sigma\text{B}$. Considera-se, assim, que esses minerais devem admitir quantidades variáveis de Li. Uma vez que a base para a realização dos cálculos de forma estrutural foram análises por microsonda eletrônica que não detecta esse elemento, e, seguindo as recomendações do autor citado para determinar Li, não foi constatada a presença desse elemento nos anfibólios. Ainda assim, é provável que quantidades, ainda que insignificativas, tenham sido incorporadas na estrutura deste mineral, sendo, assim, necessárias análises por outro método para verificar essa possibilidade.

Ademais, a composição média do anfibólio do Albita Granito de Núcleo apresenta algumas variações significativas comparadas à fórmula ideal proposta por Hawthorne *et al.* (2012). Primeiramente, o conteúdo de Ca, elemento normalmente presente na composição do mineral, é considerado nulo. Porém, essa questão é explicada pela quase ausência de cálcio nos granitos de Pitinga (Costi, 2000). É o caso também do Mg, que tem comportamento geoquímico similar ao Ca, e não se faz presente na estrutura do anfibólio.

A ausência de Mg no anfibólio é uma das chaves para explicar o conteúdo relativamente elevado de Zn neste mineral. Ainda que o conteúdo de Fe seja elevado mesmo para uma riebeckita, ele não é suficiente para preencher o sítio C, no qual estaria o Mg. Estas condições favorecem a entrada do Zn. Borley (1963) já relatava que a presença de Zn em quantidades significativas em anfibólios não é comum. Sandius (1946) indica a presença de 0,59% ZnO em eckermannite de Norra Karr – Suécia. As hornblendas dos granitóides de Tian-shan também apresentam zinco, estando este presente para preencher a vacância deixada pelo Fe²⁺ (Taycon e Kravchenko, 1956). Neste caso, o Mn tem comportamento similar ao Zn neste anfibólio (Figura 4.12 B). Hawthorne *et al.* (2001) mostram que, nos granitos de Strange Lake – Canadá, os anfibólios também apresentam forte correlação positiva de Zn e Mn.

A riebeckita do Albita Granito apresenta, ainda, conteúdo variável de F. A riebeckita ígnea é geralmente enriquecida em F em comparação às riebeckitas metamórficas (Borley 1963). Este autor apresenta as riebeckitas dos granitos da Nigéria com conteúdo de F variando entre 0.28 e 1.28 unidades por fórmula. A flúor-riebeckita de Pikes Peak – Colorado, EUA – apresenta valores médios de 1,235 unidades por fórmula (Hawthorne, 1978). A riebeckita do albita granito apresenta

valor médio de 0,333 upfe de F, o que é esperado em função da grande riqueza de F no magma (Costi 2000).

O diagrama da figura 5.2 mostra que o anfibólio de Pitinga tem comportamento similar aos dos granitos tipo A e, entre estes, é um dos mais ricos em flúor e o mais rico em ferro. Ainda que para os granitos tipo A se espere um enriquecimento em F (King *et al.*, 1996), essa relação pode ser explicada pela presença de biotita com >1,5% de F (Anderson, 1983). Ainda assim é possível perceber o alto conteúdo de Fe em relação aos demais componentes do sítio C octaédrico

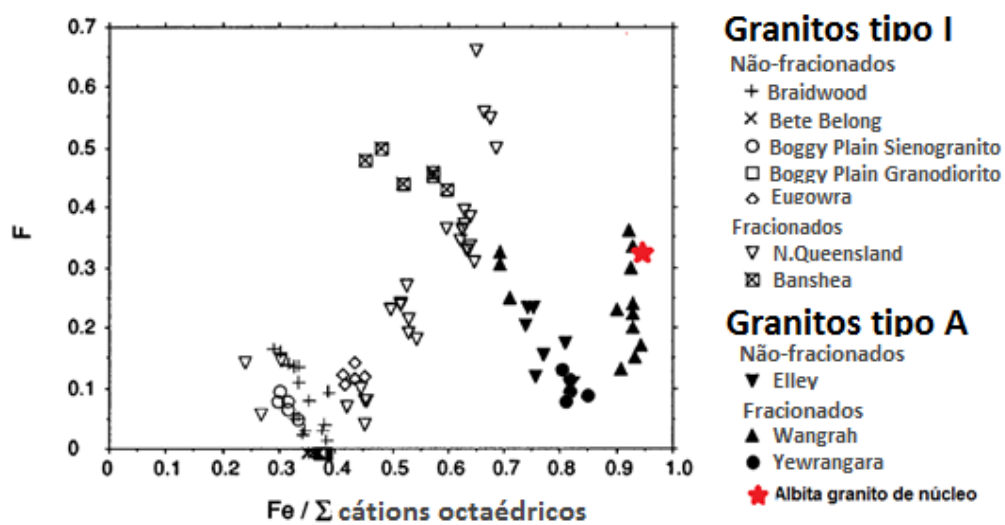


Figura 5.1: Diagrama F x Fe/(cátions C) dados em upfe em anfibólios de granitos tipo A e tipo I (modificado de King *et al.*, 1996).

Ernest (1962), em estudos experimentais, mostra que a riebeckita é estável em temperaturas abaixo de 500°C sob condições de oxidação de magnetita e hematita (Figura 5.3). A solução sólida entre riebeckita e arfvedsonita é estável em temperaturas da ordem de 700°C. Para a riebeckita do albita granito espera-se uma cristalização abaixo de 450°C. ,

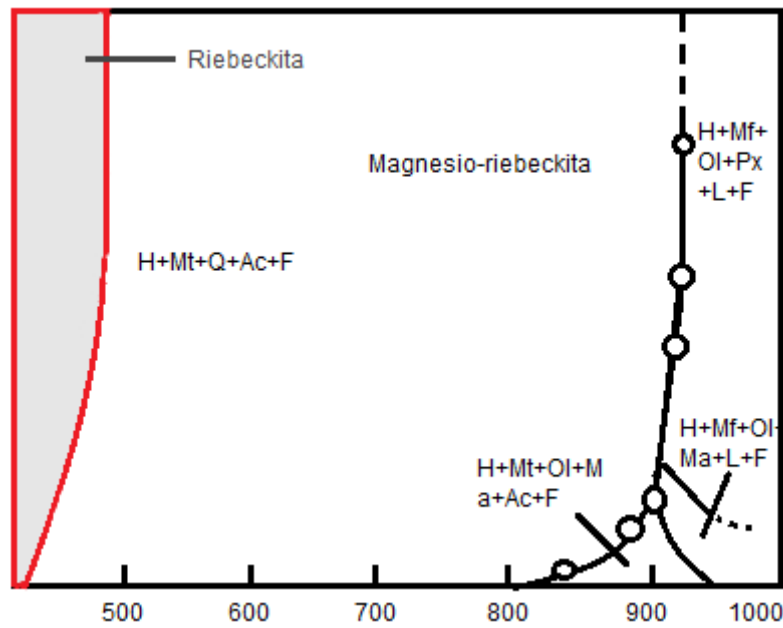


Figura 5.2: Diagrama de comparação dos limites superiores de estabilidade termal para a riebeckita e a magnesioriebeckita (modificado de Ernst 1968).

5.2 Biotitas

A biotita do albita granito apresenta composição bem singular, ainda mais se comparada à biotita da fácies biotita-feldspato alcalino do granito Madeira, que também foi estudada. Ambas as biotitas estudadas são consideradas anitas, ainda que com grandes diferenças composicionais (Figura 5.4).

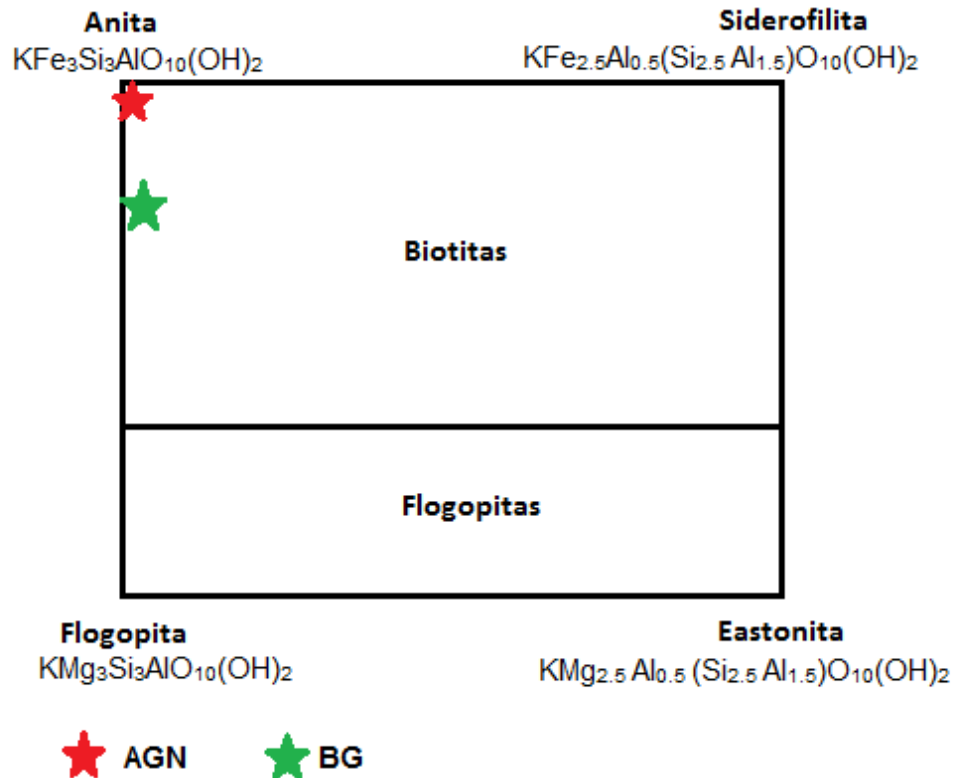


Figura 5.3: Diagrama de classificação das micas trioctaédricas com as análises do albíta granito de núcleo (AGN) e do anfibólio-biotita sienogranito (BG) (modificado de Deer *et al.*, 2010)

Neste trabalho foi adotada a classificação de Tischendorf *et al* (2007), que utiliza como parâmetro: o conteúdo presente no sítio octaédrico Y (${}^{\text{vi}}R$), o alumínio tetraédrico (${}^{\text{iv}}\text{Al}$) e o produto de $\text{Mg} \times \text{Li}$. Assim sendo, as biotitas estudadas são consideradas trioctaédricas por terem ${}^{\text{vi}}R > 2,5$. Adicionalmente, elas têm ${}^{\text{iv}}\text{Al} < 0,5$, ou seja, pertencem à série flogopita-anita. Não podem ser consideradas micas tainiolitas, pois estas têm $(\text{Mg} \times \text{Li}) > 0,3$. Dentro da série flogopita-anita, são consideradas anitas por terem $\text{Mg}\# < 0,5$ pela razão de $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$.

O que difere a biotita do BG daquela do AGN são os cátions que ocupam o sítio Y; usando como parâmetro os índices de $mgli$ ($\text{Mg}-\text{Li}$) e de $feal$ (${}^{\text{vi}}\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mn} + \text{Ti} - {}^{\text{iv}}\text{Al}$) (Tischendorf *et al*, 1997). Além disso, distinguem-se pelo conteúdo de F no sítio W. Como é possível observar na figura 4.14 a anita do BG tem cerca de 25% da sua composição com componente de flogopita, com valor médio de $mgli$ de 0,65 e de $feal$ de 2,08, sendo assim uma anita rica em Mg (Tischendorf *et al*. 2007).

Por outro lado, a anita do AGN apresenta peculiaridades quanto à sua composição pela incorporação de Li e Zn, em valores significativos no sítio Y, além

do F presente maciçamente no sítio W. Por apresentar valores médios de *mgli* e *feal* de cerca de 0,7 e 2, respectivamente, pode ser considerada uma anita rica em Li (Tischendorf, *et al.*, 2007). O estudo de micas por Tischendorf *et al.* (2007) com 1376 análises em anita constatou que cerca de 2% das anitas contêm Li >0,3 upfe. Constata-se, então, que a anita do AGN é muito incomum.

Kile e Foord (1998) mostram que as anitas ricas em Li comumente são também enriquecidas em F (> 1,4 upfe). É o caso do AGN onde a anita tem altos teores de F (valor médio de 1,25 upfe), ultrapassando 1,4 em alguns casos. Esse alto conteúdo de F possibilita que esta mica seja considerada uma fluoranita.

Outro aspecto significativo da composição da anita do AGN é a incorporação de Zn, que tem concentração entre 2 e 8% de ZnO. É possível separar a anita em dois grupos: baixo e alto Zn (Figura 5.5). Tracy (1991) mostra que é muito incomum anitas com grandes concentrações de Zn (0,3 – 0 6 upfe). No caso de Pitinga os valores de upfe atingem 0,55. A concentração muito baixa de Mg e insuficiente de Fe, possibilita a coordenação do Zn (Fron del e Ito, 1966; Fron del e Einaudi, 1968; Guggenheim *et al.* 1985; Tracy, 1991).

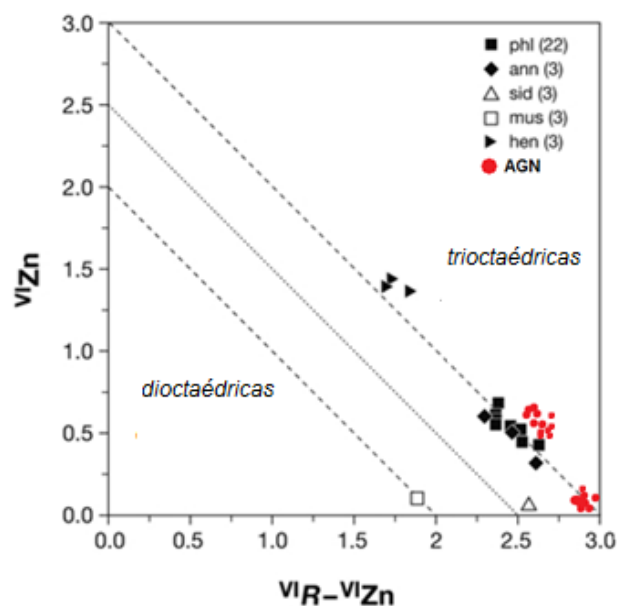


Figura 5.4: Diagrama Zn x demais cátions octaédricos, com a representação da fluoranita do albita granito de núcleo e outros exemplos de micas (modificado de Tischendorf *et al.* 2007).

5.3 Polilitionitas

A polilitionita estudada pode ser considerada uma polilitionita rica em Fe, levando em conta a classificação de Tischendorf *et al.*, (2007). Neste caso, a mica é considerada trioctaédrica por ter ${}^{\text{VI}}\text{R} > 2,5$. Como ${}^{\text{IV}}\text{Al} > 0,5$, ela pertence à série siderofilita-polilitionita. Dentro da série siderofilita-polilitionita, é classificada como polilitionita por ter $\text{Fe}\# < 0,5$ pela razão de $\text{Fe}_{\text{tot}}/(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Li})$.

Tischendorf (2007) apresenta 648 análises de polilitionitas nas quais cerca de 50% são polilitionitas ricas em Fe. Além disso, 80% delas apresentam entre 1 e 2 upfe de F, no caso do AGN esse valor ultrapassa 2 upfe.

A polilitionita estudada é relativamente rica em Li, com mais de 1,5 upfe, enquanto normalmente esse valor fica em 1,3 para as polilitionitas *sensu stricto* e em torno de 1 para as ricas em Fe (Tischendorf, 2007). Estudos adicionais poderão verificar se o alto conteúdo de Li poderia ser explicado pela presença massiva do F e atuação do efeito F-Fe-avoidance.

5.4 Relação entre F e Zn na mica e no anfibólio

A influência do F sobre a estabilidade de minerais magmáticos e hidrotermais em granitos tem sido objeto de investigações detalhadas nas últimas 5 décadas. Devido à presença do sítio hidroxila, as micas são destacadamente os minerais mais estudados. Os controles da temperatura, de $\log(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ do meio, da estrutura da mica (dioctaédrica ou trioctaédrica), do ordenamento no sítio octaédrico, do efeito F-Fe^{VI}avoidance e do efeito F-Al^{IV}avoidance sobre o valor de XF da mica são bem conhecidos desde o trabalho de Munoz (1984). A partir da composição química de uma mica, é possível calcular um fator de correção (Intercept Value – IVF) com o qual, conhecida a temperatura de formação, se pode calcular a fugacidade relativa $\log(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ do meio com o qual o mica está em equilíbrio utilizando-se as 2 fórmulas abaixo.

$$\text{IV(F)Biotita} = 1.52X_{\text{FI}} + 0.42X_{\text{An}} + 0.20X_{\text{Sid}} - \log(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})$$

$$\text{Log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}) = {}^{2100}/T + \text{IV (F) Mica}$$

Onde: X_{FI} = fração molar de flogopita;

X_{Sid} = fração molar de siderofilita;

X_{An} = fração molar de anita

X_F e X_{OH} = frações molares do sítio hidroxila

Para a biotita do biotita granito obteve-se $IV(F)_{Biotita} = 1,6$. Este valor combinado com uma temperatura estimada em 650° , fornece $\text{Log}(f_{H_2O}/f_{HF}) = 4,8$. Trata-se de condições de fugacidade de flúor absolutamente comuns para um magma granítico. Para o albita granito, entretanto, não foi possível calcular $IV(F)_{Biotita}$ devido à biotita ter $Si/(Al^{IV} + Al^{VI}) > 3$ o que inviabiliza o cálculo de X_{Sid} do modo recomendado por Munoz (1984) e por não haver ainda correções para o Li em cálculos de Intercept Value. As tentativas para incluir o Li no cálculo de $IV(F)_{Mica}$ se confrontaram com as micas sintetizadas apresentarem ordenamento no sítio octaédrico muito diferente daquele observado nas micas naturais. Não obstante, a identificação da biotita do albita granito como flúor-anita por si só retrata uma altíssima fugacidade de flúor neste magma, corroborando a presença de criolita disseminada, mineral que tampona fugacidade de flúor no sistema albita granito, conforme proposto por Bastos Neto et al. (2009), apoiado nos trabalhos experimentais de Dolejs e Baker (2007) no sistema $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O_{-1}$.

Ao comparar os conteúdos de Zn da biotita do AGN com os dos anfibólios desta mesma subfácies é possível constatar que a biotita é muito mais rica neste elemento. O mesmo ocorre quando se compara a biotita do AGN com a do AGB. A entrada do Zn no sítio octaédrico da biotita do AGN é decorrente de diferentes fatores. O efeito Fe-F *avoidance* deve ser entendido nos dois sentidos, não é apenas a riqueza em Fe que dificulta a entrada de F no cristal em crescimento; a riqueza em F também dificulta a entrada de Fe. Ou seja, parte do Fe no sítio octaédrico pode ter sido substituída por outro cátion devido ao efeito Fe-F *avoidance*. Neste sentido, como havia disponibilidade de Zn no sistema e considerando que o $VIZn^{2+}$ tem raio iônico $0,74\text{Å}$ e que o raio do $VIFe^{2+}$ é $0,78\text{Å}$, a entrada do Zn no lugar do Fe é muito plausível porque a diferença de raio destes elementos quando em coordenação VIII é de apenas 5%. Isto segue a regra de Goldschmidt (1935), segundo a qual a substituição de um elemento por outro é facilitada se a diferença de raio iônico não ultrapassar 15%.

A discussão acima remete à mesma questão (relação entre F, Fe e Zn) no anfibólio. O efeito Fe-F *avoidance* não foi constatado no anfibólio de Pitinga, pelo menos quando se faz correlações entre estes elementos. Entretanto, o anfibólio tem

3 diferentes tipos de sítios octaédricos com relação à configuração dos ânions coordenados com o cátion do octaedro. M1 (OH O O OH O O), tipo M2 (OH OH O O O O), sendo estes dois casos semelhantes ao da mica, e coordenação tipo M3 (6O). Estes sítios podem ter características distintas quanto ao efeito Fe-F avoidance. Se apenas um deles tiver tendência para a presença de mais flúor, de menos Fe e, conseqüentemente, de mais Zn, é possível que a existência deste controle seja mascarada pelos outros não terem tal controle e, assim, não possa ser verificada claramente através apenas de diagramas binários de correlação de elementos.

6 CONCLUSÕES

O estudo de caracterização dos minerais máficos formadores de rocha de Pitinga, obteve dados significativos quanto às suas composições. Confirmou-se, assim, a hipótese de composições diferenciadas, mesmo para estes minerais, por tratar-se um granito com características muito singulares. Podendo-se, então, concluir que:

- O anfibólio da fácies albita granito de núcleo é a riebeckita, ainda que possa, eventualmente, apresentar componentes de arfverssonita e ferro-ferro-nyboita. Sendo assim, um anfibólio do extremo sódico e com forte concentração de Fe, apresentando também teores relativamente altos de Zn e F.

- A biotita do AGN é do tipo anita, com alta concentração de F na sua composição e presença significativa de Li, podendo ser considerada então uma fluoranita rica em Li. Pode ser dividida em dois grupos: com alto Zn e baixo Zn, uma vez que em algumas amostras essa concentração excede 8% de ZnO. Não foi possível correlacionar os teores de Zn com algum padrão de localização no albita granito de núcleo.

- A polilitionita tem composição relativamente homogênea por todo o AGN. Apesar de apresentar valores relativamente altos de Li e F, sua composição fica próxima dos padrões esperados para a este mineral. É considerada uma polilitionita rica em Fe.

- A presença do F nessa rocha comanda as relações de substituições nos minerais estudados. Uma vez que o F entra na estrutura dos minerais, ele dificulta a entrada de Fe, gerando uma vacância deixada por esse elemento. A substituição mais provável seria por Mg, no entanto há ausência deste elemento, possibilitando, assim, a entrada de Zn na estrutura desses minerais.

Em suma, o F tem papel importante para as composições destes minerais e explica as concentrações significativas de Zn. Além disso é preciso atentar para a presença de Li na estrutura destes minerais, fazendo-se necessários outros estudos que confirmem os valores aqui calculados.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasuy, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews* 17: 1-29.
- Almeida, F.F.M., Fraga, L.M.B. & Macambira, M.J.B. 1997. New geochronological data of calck-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. *In* South-American Symposium on Isotope Geology (Brasília, Brazil). Ext. abs. 34-37.
- Anderson, J. L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geological Society of America Memoir* 161: 133–154.
- Araujo Neto, H. & Moreira, H.L. 1976. Reporte Final Projeto Abonari Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Manaus
- Bastos Neto A.C.; Ferron, J.T.M.M.; Chauvet, A.; Chemale JR, F.; Lima, E.F.; Barbanson, L.; Costa, C.F.M. 2014. U-Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn-Ta-Nb (REE, cryolite) world-class deposit. *Precambrian Research*, 243: 181-196,
- Bastos Neto, A. C.; Pereira, V. P.; Pires, A. C.; Barbanson, L.; Chauvet, A. 2012. Fluorine-rich xenotime from the world-class Madeira Nb-Ta-Sn deposit associated with the albite-enriched granite at Pitinga, Amazonia, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 50:1453-1466,
- Bastos Neto, A. C.; Pereira, V. P.; Ronchi, L. H.; Lima, E. F.; Frantz. 2009. The worldclass Sn, Nb, Ta, F, (Y, RE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albiteenriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga Mining District, Amazonas State, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47: 1329-1357.
- Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F., Ferron, J.M.T.M., Minuzzi, O.R.R., Prado, M., Ronchi, L.H., Frantz, J.C., Botelho, N.F., 2005. O depósito de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: Marini, J.O., Queiroz, E., Ramos, B.W. (Eds.), *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM/CTMINERAL/ADIMB, Brasília, pp. 477–552.
- Borley, G.D. 1963. The amphiboles from Nigeria.

- Borges, R.M.K. 2002. *Greisens e epi-sienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas*. 348f. Tese (Doutorado em Geociências) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- Borges, R. M.K., Villas, R.N.N., Fuzikawa, K., Dall’Agnol, R. & Pimenta, M.A. 2009: Phase separation, fluid mixing, and origin of the greisens and potassic episyenite associated with the Água Boa pluton, Pitinga tin province, Amazonian Craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 27, 161- 183
- Costi, H.T.2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita Granito de Pitinga, Amazonas, Brasil*. 345p Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém
- Costi, H.T., Horbe, A.M.C., Borges, R.M.K., Dall’agnol, R., Rossi, A. & Sighinolfi, G.P. 2000a. Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga province Amazonian Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*. 30, 775-782.
- Costi, H.T., Dall’agnol, R. & Moura, C.A.V. 2000b. Geology and Pb-Pb geochronology of volcanic and granitic Paleoproterozoic rocks of the Pitinga province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Int. Geol. Rev.* 42, 832-849.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (2003) *Rockforming Minerals*. Sheet Silicates. Micas vol. 3A, 2nd edition (M.E. Fleet, editor). The Geological Society, London, 758 pp
- Daoud W. K. & Antonietto Jr. A. 1985. Geologia do granite estanífero Água Boa, Pitinga, AM. *In.*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. 1985. *Anais ..* Belém, SBG/NN, v.3: 17-33
- Ernerst W.G. 1962. *Journ, Geol.* 70(6).
- Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C., Prado, M. & Galarza, M. 2006. Geology and Pb-Pb geochronology of granitic and volcanic acid to intermediate Paleoproterozoic rocks from the Pitinga province, Amazonian craton. *Rev. Bras. Geoc.* 36 (3), 499-512
- Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Costi, H.T., Pierosan, R. & Prado, M. 2009. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga province, Amazonian Craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sciences*

- Frondel, C. e Einaudi, M. 1968. Zinc-rich micas from Sterling Hill, New Jersey. *The American Mineralogist*. 53:1752.
- Frondel, C, e J. Ito 1966. Hendricksite, a new species of mica. *The American Mineralogist*. 36351:1107.
- Gibbs, A. K.; Barron, C. N. (1983) The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, v. 2, p. 7-14.
- Hawthorne, F. C, Oberti, R., Harlow, E.G., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup, IMA Report, *American Mineralogist* (97):2031-2048.
- Hawthorne, F. C, Oberti, R., Harlow, E.G., Maresch . 2001. Li-Bearing arfvedsonitic amphiboles from the Strange Lake peralkaline granite, Quebec. *The Canadian Mineralogist*. 39: 1161-1170.
- Hawthorne, F. C,. 1978. The crystal chemistry of the amphiboles. Viii. The crystal structure and site chemistry of fluor-riebeckite. *Canadian Mineralogist*. 16:187-194.
- Horbe, M.A., Horbe, A.C., Costi, H.T. & Teixeira, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil – a review. *J. Geochemical Exploration* 40, 227-249.
- Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvao, R.M.G., Guimaraes, G., Silva, G.G. & Lima, M.I.C. 1974. Geology of the chart SA.22. Departamento Nacional da Produção Mineral, Projeto RADAMBRASIL. *Levantamento de Recursos Naturais* 5, 7-182
- Kile, D.E. and Foord, E.E. (1998) Micas from the Pikes Peak batholith and its cogenetic granitic pegmatites Colorado: Optical properties, composition, and correlation with pegmatite evolution. *The Canadian Mineralogist*, 36, 463-482.
- King, P. L. White, A. J. R. Chappell, B. W. Allen, C. M. 1996. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal Of Petrology* 38(3): 371-391
- Lenharo, S.L.R. 1998. *Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. 290p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Mandetta, P., Veiga, J.P. & Oliveira, J.R. 1974. Reconhecimento Geológico ao longo do Rio Pitinga, afluente do Rio Uatumã. CPRM/Manaus. Não publicado, 31p.

- Melo, A.F.F., SANTOS, A.J., Cunha, M.T.P., Campos, M.J.F. & D'antona, R.J.G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraira, relatório final. MME/DNPM Manaus, 6v.
- Munoz, J.L. 1984 F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In Mineralogical Society of America Reviews in *Mineralogy*, 13: 469-494
- Minuzzi O.R.R., Bastos Neto A.C., Pereira V.P. Nunes L., 2005. A columbitização do pirocloro da subfácies albíta granito de núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: relações com a gênese da mineralização criolítica. *Revista Brasileira de Geociências*
- Nickel, E.H. 1992 Solid solutions in mineral nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, 30: 231-234
- Prado, M. 2006: *O Granito Europa e o Grupo Iricoupe na porção leste do Distrito Mineiro de Pitinga*. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2006.
- Pires, A.C. 2010. *Xenotíma, Gagarínita, Fluocerita e Waimirita da mina Pitinga (AM): mineralogia e avaliação preliminar do potencial do albíte granito para exploração dos elementos terras raras e ítrio*. Porto Alegre, 201p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. P
- Putins, A. 1992. *Introduction to Mineral Sciences*. London, 160-163
- Reis, N.J., Almeida, M.E., Riker, S.L. & Ferreira, A.L.. 2006. Explanatory text of the geological map and mineral resources of the State of Amazonas, 1:1.000.000 scale. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM/Manaus.
- Rieder, M. and Cavazzini, G., D'yakonov, Yu.S., FrankKamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36, 905-912.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J. & Fletcher, L.R.A. 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3(4), 453-488.

- Santos J.O.S., Hartmann, L.A., MCNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. of South America Earth Science* **15**, 409-429.
- Sundius, N. 1946. Sver. Geol. Under. Ser. C.;no 480.
- Veiga JR., J.P., Nunes, A.C.B., Fernandes, A.S., Amaral, J.E., Pessoa, M.R. & Cruz, S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. CPRM/Manaus. Relatório Final, 7.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- Taycon, J. B e Kravchenko, J. A. 1956. Geochemistry Acad. Science. 1: 81 -13:342.
- Tindle, A. G e Webb, P. C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *Eur. J. Mineral* 2: 595-610.
- Tischendorf, G. Forster, H.J. Gottesmann B., e Rieder, M. 2007. True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71: 285-320.
- Tischendorf, G., Rieder, M., Forster, H.-J., Gottesmann, B. and Guidotti, C.V. 2004. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineralogical Magazine*, 68: 649-667
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, H.-J. e Trumbull, R.B. .1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61: 809-834.
- Tracy, R.J. (1991) Ba-rich micas from the Franklin Marble, Lime Crest and Sterling Hill, New Jersey. *American Mineralogist*, 76, 1683 - 1693.

APÊNDICES

A – Tabelas

A1- Tabela de análise química por microsonda eletrônica e cálculo mineral dos anfibólios.

A2 - Tabela de análise química por microsonda eletrônica e cálculo mineral das biotitas.

	AM13.6	AM13.8	AM13.12	AM13.13	AM13.14	4D.4	4D.8	4D.20	4D.35	4D.36	4D.37	M-09.84	M-09.85	M-09.91	M-09.95	M-10.100	M-10.105	M-10.111	M-10.122
SiO2	39,717	39,568	39,044	40,034	40,626	41,501	41,85	41,97	41,825	41,759	41,995	40,786	40,517	40,935	41,285	41,171	40,862	39,701	40,54
TiO2	0,893	0,738	0,526	0,924	0,871	0,241	0,365	0,392	0,237	0,16	0,266	0,322	0,473	0,397	0,447	0,393	0,389	0,392	0,391
Al2O3	7,522	7,657	7,583	7,408	8,525	7,242	7,024	7,313	7,639	7,572	7,439	7,959	7,134	7,286	7,315	7,067	6,505	6,537	6,934
FeO	25,876	25,396	26,507	26,05	24,361	31,618	30,85	30,326	30,183	30,825	30,043	31,278	33,376	32,077	32,387	33,342	33,009	33,683	33,087
MnO	1,944	2,003	1,725	1,763	1,645	0,929	1,014	0,973	0,94	0,84	0,836	0,284	0,301	0,378	0,275	0,814	1,073	0,945	0,874
MgO	0,013	0,021	0,019	0	0,023	0,103	0,052	0,093	0,044	0,076	0,065	0,123	0,049	0,057	0,048	0,083	0,061	0,034	0,08
CaO	0,022	0	0	0	0	0,02	0,031	0,039	0,005	0	0	0,017	0,003	0,023	0,021	0,033	0,005	0	0,007
Na2O	0,359	0,375	0,41	0,316	0,352	0,072	0,135	0,137	0,175	0,137	0,088	0,146	0,222	0,118	0,232	0,163	0,145	0,098	0,095
K2O	8,411	8,639	8,155	8,299	8,645	7,853	7,528	7,804	7,646	7,548	7,985	8,109	8,126	8,104	7,863	8,462	8,382	8,088	8,134
SrO	0	0	0	0,005	0	0,127	0,135	0,029	0,001	0,025	0,069	0,047	0,031	0	0	0,055	0,246	0	0,068
BaO	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0,032	0,021	0	0	0	0	0	0	0	0,029
ZnO	8,261	8,638	8,514	7,388	7,7	2,449	2,307	2,436	2,239	2,249	2,538	2,327	2,731	2,654	2,813	2,729	2,315	2,799	2,649
F	4,831	4,755	4,681	4,764	4,949	4,874	5,106	5,133	5,11	5,245	5,412	4,423	4,609	4,554	4,293	4,767	4,819	4,798	4,743
Cl	0,013	0,027	0,044	0,057	0,021	0,047	0,051	0	0,017	0,018	0,055	0,078	0,039	0,031	0,048	0,049	0,075	0,045	0,085
Li2O*	1,846779	1,804016	1,653628	1,937758	2,107662	2,358787	2,45895	2,49339	2,451775	2,432833	2,500565	2,153582	2,076379	2,196345	2,296795	2,264077	2,175394	1,842187	2,08298
H2O*	1,329523	1,353759	1,3443	1,346195	1,333856	1,364396	1,246805	1,266818	1,25947	1,195885	1,116152	1,538758	1,463005	1,492591	1,646333	1,442934	1,352219	1,300577	1,380447
Subtotal	101,0383	100,9748	100,2059	100,292	101,1695	100,7992	100,0908	100,4032	99,77225	100,1147	100,4287	99,59134	101,1504	100,3029	100,9701	102,835	101,4136	100,2628	101,1794
O=F,Cl	2,037023	2,008179	1,980853	2,01873	2,08851	2,062792	2,161377	2,16125	2,155397	2,212464	2,29112	1,879885	1,94941	1,924449	1,818387	2,01819	2,045945	2,030341	2,016199
Total	99,00128	98,9666	98,22508	98,27322	99,08101	98,73639	97,92938	98,24196	97,61685	97,90225	98,1376	97,71145	99,20097	98,37849	99,15174	100,8168	99,36767	98,23242	99,16323
Si	3,286524	3,281656	3,274633	3,316336	3,304907	3,374633	3,409098	3,400529	3,401588	3,3956	3,406618	3,345146	3,320793	3,353699	3,350947	3,322284	3,350971	3,318595	3,329358
Al iv	0,713476	0,718344	0,725367	0,683664	0,695093	0,625367	0,590902	0,599471	0,598412	0,6044	0,593382	0,654854	0,679207	0,646301	0,649053	0,672175	0,628782	0,64407	0,670642
Al vi	0,020185	0,030187	0,024271	0,03966	0,122339	0,068743	0,083518	0,09893	0,133879	0,121337	0,117901	0,114567	0,009984	0,05729	0,050776	0	0	0	0,000574
Ti	0,055573	0,046032	0,033178	0,057565	0,053288	0,014738	0,022361	0,023886	0,014496	0,009785	0,016228	0,019862	0,029156	0,024461	0,027286	0,02385	0,023991	0,024643	0,02415
Fe	1,790742	1,761529	1,859278	1,804732	1,657394	2,150195	2,101719	2,054935	2,052974	2,096259	2,03819	2,14545	2,28778	2,197852	2,198475	2,250155	2,263909	2,354719	2,27253
Mn	0,13626	0,140715	0,122549	0,123707	0,113353	0,063987	0,069967	0,066778	0,064757	0,057857	0,057444	0,01973	0,020897	0,026232	0,018907	0,055639	0,074535	0,066911	0,060799
Mg	0,001604	0,002596	0,002375	0	0,002789	0,012485	0,006314	0,011233	0,005334	0,009212	0,00786	0,015038	0,005987	0,006961	0,005808	0,009984	0,007457	0,004237	0,009794
Zn	0,504751	0,528989	0,527262	0,451899	0,46252	0,147042	0,138764	0,145737	0,134457	0,135033	0,15202	0,140924	0,165276	0,160552	0,168589	0,162605	0,14018	0,172759	0,160636
Li*	0,614649	0,601784	0,557825	0,645626	0,689617	0,771451	0,805648	0,812549	0,802007	0,795665	0,81586	0,710423	0,684483	0,723738	0,749806	0,734832	0,717531	0,619353	0,68804
Ca	0,001951	0	0	0	0,001743	0,002706	0,003386	0,004036	0	0	0,001494	0,000263	0,002019	0,001826	0,002853	0,000439	0	0,000616	
Na	0,057602	0,060306	0,066677	0,050757	0,055524	0,011352	0,021209	0,027597	0,021601	0,013842	0,023219	0,035281	0,018745	0,036513	0,025504	0,023057	0,015884	0,015128	
K	0,887763	0,913906	0,872412	0,876889	0,897035	0,814503	0,782191	0,806518	0,793175	0,782866	0,826209	0,848321	0,849514	0,846872	0,814053	0,870979	0,876774	0,862349	0,85206
Sr	0	0	0	0,00024	0	0,005989	0,006377	0,001363	4,7E-05	0,001179	0,003246	0,002235	0,001473	0	0,0002574	0,011699	0	0,003239	
Ba	0	0	0	0	0,000319	0	0	0	0	0,00102	0,000667	0	0	0	0	0	0	0	0,000933
OH*	0,733889	0,74897	0,752105	0,743895	0,723883	0,740086	0,677511	0,684692	0,683294	0,648679	0,603981	0,841876	0,799879	0,815725	0,891388	0,776722	0,799728	0,725208	0,756259
F	1,264288	1,247234	1,24164	1,248102	1,273272	1,253436	1,315447	1,315308	1,34884	1,388457	1,14728	1,14728	1,194703	1,17997	1,102008	1,216576	1,249846	1,268416	1,231909
Cl	0,001823	0,003796	0,006255	0,008004	0,002896	0,006478	0,007042	0	0,002344	0,002481	0,007563	0,010844	0,005418	0,004305	0,006604	0,006702	0,010426	0,006376	0,011833
Y total	3,123763	3,111833	3,126738	3,123187	3,101299	3,228641	3,22829	3,214047	3,207905	3,225148	3,205504	3,165994	3,203563	3,197086	3,219647	3,237066	3,227604	3,242621	3,216523
X total	0,947315	0,974212	0,939088	0,927886	0,952877	0,833586	0,802646	0,832475	0,821255	0,806665	0,843964	0,875269	0,886532	0,867636	0,852392	0,90191	0,91197	0,878233	0,871975

	26-C 77	26-C 78	26-C 79	FC-1314.3	FC-1314.4	FC-1314.4	FC-1314.4	FC-1314.4	462	469	224	225	15	16
SiO2	39,399	38,788	38,995	39,909	38,775	39,671	39,338	39,041	40,0305	40,468	40,2041	40,0143	40,6777	40,016
TiO2	1,027	0,609	0,741	0,525	0,817	0,636	0,532	0,948	0,2677	0,3398	0,3256	0,2907	0,2964	0,3318
Al2O3	7,983	7,919	7,484	8,087	7,86	7,881	7,625	7,847	6,6555	7,5508	6,8379	6,7425	6,4138	6,485
FeO	24,271	24,314	23,941	30,96	32,161	31,804	31,789	31,724	32,6693	30,9353	31,2533	31,7432	31,413	32,5865
MnO	2,162	1,972	2,021	0,906	0,856	0,842	0,763	0,782	1,0079	0,756	0,9677	1,0083	1,0381	1,0529
MgO	0	0,018	0,02	0,136	0,122	0,122	0,162	0,132	0,062	0,0741	0,0595	0,0764	0,0703	0,0442
CaO	0,047	0,032	0,036	0,028	0	0,027	0	0	0,0716	0,0577	0,0663	0,0962	0,0688	0,0967
Na2O	0,488	0,433	0,354	0,802	0,167	0,115	0,222	0,158	0,0716	0,0577	0,0663	0,0962	0,0688	0,0967
K2O	8,215	7,926	8,319	8,193	8,692	8,078	7,935	8,522	7,4428	7,7	7,6856	7,5889	7,4941	7,2954
SrO	0,084	0,051	0	0,003	0,053	0,101	0,04	0,04						
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0,01						
ZnO	9,048	8,75	8,587	2,532	2,207	2,386	2,49	2,166	2,328	1,9414	2,3935	2,4337	2,284	2,1917
F	4,64	4,294	4,434	4,808	4,496	4,658	5,153	4,89	4,4968	5,1461	4,4602	4,4431	5,0049	4,566
Cl	0,016	0,046	0,061	0,09	0,021	0,022	0,027	0,031	0,0477	0,0484	0,0322	0,0272	0,0539	0,034
Li2O*	1,75513	1,580156	1,639565	1,901883	1,576425	1,833577	1,738006	1,652767	1,936754	2,062316	1,986577	1,932104	2,1225	1,932592
H2O*	1,410504	1,487673	1,40996	1,336204	1,433271	1,397414	1,123335	1,252771	1,424541	1,144831	1,441281	1,444008	1,189393	1,382394
Subtotal	100,546	98,21983	98,04253	100,2141	99,1867	99,52599	98,99834	99,19654	98,44109	98,22475	97,71376	97,84061	98,12689	98,01519
O=F,Cl	1,957278	1,818357	1,880685	2,044694	1,897774	1,96621	2,175756	2,065922	1,904129	2,177675	1,885225	1,876898	2,119462	1,930178
Total	98,58874	96,40147	96,16184	98,16939	97,28892	97,55978	96,82258	97,13062	96,53697	96,04707	95,82853	95,96371	96,00743	96,08501
Si	3,268157	3,289602	3,314213	3,288487	3,256247	3,293482	3,300683	3,270488	3,363156	3,373159	3,382054	3,372381	3,410535	3,37406
Al iv	0,731843	0,710398	0,685787	0,711513	0,743753	0,706518	0,699317	0,729512	0,636844	0,626841	0,617946	0,627619	0,589465	0,62594
Al vi	0,04868	0,081224	0,063947	0,073929	0,034266	0,064679	0,054791	0,045302	0,022237	0,115015	0,060062	0,04218	0,04438	0,018572
Ti	0,064068	0,038844	0,047364	0,032534	0,051599	0,03971	0,033571	0,059725	0,016915	0,021301	0,020599	0,018426	0,01869	0,02104
Fe	1,683763	1,724558	1,701724	2,133544	2,258762	2,208205	2,230714	2,222568	2,295468	2,156526	2,198779	2,23742	2,202678	2,297906
Mn	0,151909	0,141665	0,145495	0,063236	0,060891	0,059211	0,054228	0,055489	0,071727	0,053377	0,068954	0,071982	0,073725	0,0752
Mg	0	0,002276	0,002534	0,016705	0,015273	0,015098	0,020263	0,016484	0,007765	0,009207	0,007461	0,009599	0,008786	0,005556
Zn	0,554185	0,547947	0,538887	0,154054	0,136852	0,146264	0,154268	0,133978	0,144419	0,119488	0,148672	0,151451	0,141399	0,136454
Li*	0,585698	0,539011	0,560469	0,630319	0,532464	0,612256	0,586536	0,556871	0,654458	0,691404	0,672151	0,654943	0,715757	0,655407
Ca	0,004177	0,002908	0,003278	0,002472	0	0,002402	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,078491	0,071206	0,058339	0,128139	0,027193	0,018512	0,036118	0,025664	0,011664	0,009326	0,010814	0,015721	0,011185	0,01581
K	0,869189	0,857411	0,901845	0,861107	0,931053	0,855411	0,849234	0,910589	0,797593	0,818662	0,824664	0,815811	0,801447	0,784616
Sr	0,004041	0,002508	0	0	0,000146	0,002552	0,004914	0,001943	0	0	0	0	0	0
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0,000328	0	0	0	0	0	0
OH*	0,780488	0,841642	0,799378	0,734466	0,802911	0,773893	0,628745	0,700063	0,798371	0,636561	0,808784	0,81183	0,66522	0,777543
F	1,217263	1,151746	1,191834	1,252963	1,194099	1,223011	1,367415	1,295535	1,194836	1,3566	1,186624	1,184285	1,32712	1,217597
Cl	0,00225	0,006613	0,008788	0,012571	0,002989	0,003096	0,00384	0,004402	0,006793	0,006838	0,004591	0,003886	0,00766	0,004859
Y total	3,088303	3,075524	3,060421	3,104322	3,090107	3,145423	3,13437	3,090418	3,212989	3,16632	3,176679	3,186	3,205415	3,210134
X total	0,955898	0,934033	0,963462	0,991718	0,958392	0,878877	0,890267	0,938524	0,809257	0,827988	0,835479	0,831531	0,812632	0,800426

A3 -Tabela de análise química por microsonda eletrônica e cálculo mineral das polilitionitas.

Comment	M12_101	M12_102	M12_103	M12_104	M12_122	M12_127	M12_129	M12_130	4D 1	4D 2	4D 3	4D 11	4D 12	4D 23	4D 24	4D 25	4D 26	4D 40
SiO2	57,788	57,308	57,308	54,298	55,344	55,686	53,773	53,338	56,414	55,488	53,685	55,858	54,548	55,42	54,852	54,31	51,817	53,866
TiO2	0,163	0,089	0,109	0,246	0,057	0,139	0	0,112	0,168	0	0	0,111	0,134	0,083	0,195	0,083	0,187	0,192
Al2O3	13,442	13,482	13,807	13,91	14,481	14,63	15,444	15,569	13,339	14,825	14,905	13,628	13,77	13,896	13,413	13,772	13,731	14,184
FeO	3,364	2,751	2,962	6,581	3,897	3,832	4,624	4,697	6,525	5,106	7,104	6,399	7,003	4,702	6,489	7,73	8,847	6,205
MnO	0,026	0	0	0,044	0,053	0,06	0,102	0	0,111	0,161	0,085	0,225	0,173	0,088	0,067	0,094	0,085	0,12
MgO	0,003	0	0,002	0,006	0,025	0	0	0,009	0,014	0,037	0,003	0,023	0,037	0,02	0	0,024	0	0
CaO	0,009	0,038	0	0	0,024	0	0	0,026	0,004	0,058	0	0	0,029	0	0	0	0,029	0,045
Na2O	0,031	0,043	0,035	0,03	0,065	0,071	0,083	0,069	0,047	0,057	0,104	0,101	0,098	0,1	0,082	0,039	0,237	0,097
K2O	9,842	9,934	9,83	9,823	9,556	9,645	9,666	10,13	9,52	9,912	9,531	9,495	9,724	9,825	9,913	9,528	9,407	9,482
SrO	0,03	0,195	0	0	0,059	0,004	0,027	0	0,026	0,05	0,063	0,052	0,119	0,02	0,14	0	0	0,016
BaO	0	0,076	0,066	0,065	0,001	0	0,044	0	0	0	0,043	0	0	0	0,076	0	0	0,054
NiO	0,005	0,017	0	0	0,003	0	0,003	0	0,031	0,019	0,014	0,021	0	0	0	0,059	0	0,076
ZnO	0,206	0,221	0,198	0,374	0,363	0,25	0,363	0,251	0,624	0,448	0,39	0,481	0,427	0,279	0,313	0,479	0,647	0,478
F	10,425	10,224	10,415	9,405	9,977	10,141	9,896	10,013	9,649	9,85	9,311	10,287	9,84	9,916	9,648	9,815	8,94	9,017
Cl	0,027	0	0,013	0	0	0,007	0,031	0,026	0,007	0	0	0	0,009	0,025	0,012	0	0,054	0
Li2O*	7,033156	6,917782	6,895396	6,031526	6,331728	6,429882	5,880851	5,756006	6,638818	6,373056	5,855595	6,479246	6,103276	6,35354	6,190524	6,03497	5,319479	5,907542
H2O*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001586
Subtotal	102,3942	101,3738	101,6404	100,8135	100,2337	100,8979	99,93385	99,99601	102,2178	102,3841	101,0936	103,1602	102,0143	100,7445	101,4105	101,944	99,32448	99,74113
O=F,Cl	4,395532	4,304815	4,388166	3,959975	4,200816	4,271446	4,173698	4,221834	4,064289	4,147343	3,920397	4,331341	4,145161	4,180767	4,064995	4,132606	3,776359	3,796608
Total	97,99862	97,06897	97,25223	96,85355	96,03291	96,62644	95,76015	95,77417	98,15353	98,23671	97,1732	98,8289	97,86912	96,56377	97,34553	97,81136	95,54812	95,94452
Si	3,8983	3,9040	3,8910	3,7842	3,8303	3,8274	3,7633	3,7459	3,8435	3,7845	3,7364	3,8131	3,7812	3,8352	3,8087	3,7741	3,7221	3,7764
Al Iv	0,1017	0,0960	0,1090	0,2158	0,1697	0,1726	0,2367	0,2541	0,1585	0,2155	0,2656	0,1869	0,2188	0,1648	0,1913	0,2259	0,2779	0,2236
Al Vi	0,9672	0,9851	0,9959	0,9269	1,0117	1,0126	1,0373	1,0347	0,9146	0,9764	0,9592	0,9096	0,9063	0,9687	0,9065	0,9022	0,8847	0,9484
Ti	0,0083	0,0046	0,0056	0,0129	0,0030	0,0072	0,0000	0,0059	0,0086	0,0000	0,0000	0,0057	0,0070	0,0043	0,0102	0,0043	0,0101	0,0101
Fe	0,1898	0,1565	0,1682	0,3836	0,2256	0,2203	0,2706	0,2759	0,3205	0,2913	0,4135	0,3653	0,4060	0,2721	0,3768	0,4493	0,5315	0,3638
Mn	0,0015	0,0000	0,0000	0,0026	0,0031	0,0035	0,0060	0,0000	0,0064	0,0093	0,0050	0,0130	0,0102	0,0052	0,0039	0,0055	0,0052	0,0071
Mg	0,0003	0,0000	0,0002	0,0006	0,0026	0,0000	0,0000	0,0009	0,0014	0,0038	0,0003	0,0023	0,0038	0,0038	0,0021	0,0000	0,0026	0,0000
Zn	0,0103	0,0111	0,0099	0,0192	0,0186	0,0127	0,0188	0,0130	0,0314	0,0226	0,0200	0,0242	0,0219	0,0143	0,0160	0,0246	0,0343	0,0247
Li*	1,9083	1,8929	1,8830	1,6907	1,7625	1,7775	1,6554	1,6259	1,8192	1,7483	1,6392	1,7790	1,7016	1,7684	1,7289	1,6868	1,5369	1,6658
Ca	0,0007	0,0028	0,0000	0,0000	0,0018	0,0000	0,0000	0,0020	0,0003	0,0042	0,0000	0,0000	0,0022	0,0000	0,0000	0,0000	0,0022	0,0034
Na	0,0041	0,0057	0,0046	0,0041	0,0087	0,0095	0,0113	0,0094	0,0062	0,0075	0,0140	0,0134	0,0132	0,0134	0,0110	0,0053	0,0330	0,0132
K	0,8469	0,8620	0,8513	0,8732	0,8436	0,8456	0,8629	0,9074	0,8273	0,8623	0,8461	0,8267	0,8598	0,8672	0,8780	0,8446	0,8619	0,8479
Sr	0,0012	0,0077	0,0000	0,0000	0,0024	0,0002	0,0011	0,0000	0,0010	0,0020	0,0025	0,0021	0,0048	0,0008	0,0056	0,0000	0,0000	0,0007
Ba	0,0000	0,0020	0,0018	0,0000	0,0000	0,0000	0,0012	0,0000	0,0000	0,0000	0,0012	0,0000	0,0000	0,0000	0,0021	0,0000	0,0000	0,0015
OH*	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0007
F	2,2242	2,1997	2,2364	2,0730	2,1838	2,2044	2,1903	2,2240	2,0791	2,1247	2,0495	2,2209	2,1572	2,1702	2,1187	2,1571	2,0310	1,9993
Cl	0,0031	0,0000	0,0015	0,0000	0,0000	0,0008	0,0037	0,0031	0,0008	0,0000	0,0000	0,0000	0,0011	0,0029	0,0014	0,0000	0,0066	0,0000
Y total	3,0858	3,0510	3,0628	3,0365	3,0270	3,0339	2,9881	2,9564	3,1039	3,0526	3,0380	3,1003	3,0567	3,0368	3,0444	3,0760	3,0052	3,0243
X total	0,8527	0,8802	0,8577	0,8790	0,8565	0,8552	0,8764	0,9188	0,8348	0,8761	0,8639	0,8422	0,8759	0,8815	0,8967	0,8498	0,8971	0,8666

Comment	FC-1314	58M-0831	M-10 103	M-10 106	M-10 109	M-10 120	M-10 121	M-10 139	M-10 140	M-09 93	M-09 94	M-09 96	AM13 19	AM13 21	AM13 22	AM13 26	M12_C2 89	M12_C2 90	M12_C2 91	M12_C2 92	M12_C2 1C
SiO2	53,957	54,197	56,271	57,079	55,844	53,748	56,807	55,42	55,307	55,431	54,357	54,333	54,147	52,347	53,482	53,778	56,493	55,229	57,377	56,389	57,07
TiO2	0.136	0	0.077	0	0.164	0.221	0.108	0.472	0	0.082	0.385	0.304	0.111	0.195	0.002	0.245	0.135	0.006	0	0.273	0.004
Al2O3	14,699	15,183	9,79	14,34	13,25	15,037	13,25	13,221	14,93	12,926	14,212	15,509	13,727	13,906	13,349	13,861	13,353	11,212	13,021	12,58	12,633
FeO	5,694	4,6	7,977	2,978	5,077	5,193	4,193	4,15	3,657	5,937	6,749	5,107	5,23	7,021	6,519	5,677	4,622	8,856	3,373	5,956	4,469
MnO	0.208	0.085	0.223	0.153	0.121	0.128	0.087	0.06	0.095	0.069	0.094	0	0.369	0.249	0.468	0.379	0.085	0.092	0.075	0.075	0.016
MgO	0.003	0.05	0.047	0	0.002	0.007	0	0	0.005	0	0.01	0.006	0	0.006	0.007	0.002	0.036	0.026	0	0	0.012
CaO	0.014	0.006	0.011	0.033	0.023	0.017	0	0.012	0.007	0.02	0.029	0	0	0.002	0	0	0.014	0.023	0.006	0.024	0.007
Na2O	0.091	0.069	0.118	0.062	0.027	0.107	0.092	0.051	0.043	0.052	0.078	0.068	0.097	0.092	0.14	0.159	0.056	0.054	0.071	0.018	0.103
K2O	10,034	10,734	9,528	10,009	9,654	10,175	10,098	9,882	10,047	10,041	9,67	9,094	9,108	8,911	9,197	9,722	9,287	9,855	9,801	9,766	9,855
SrO	0.078	0.063	0.084	0.01	0.083	0	0.081	0	0.096	0	0.052	0.068	0	0.029	0.078	0.055	0	0	0.043	0.04	0.038
BaO	0.067	0.033	0.032	0	0.022	0	0	0	0.078	0.066	0.012	0	0.01	0.021	0	0	0.12	0.023	0	0.033	0.011
NiO	0	0.085	0	0.044	0.007	0.096	0	0.018	0.065	0	0.024	0	0.037	0.011	0.024	0.024	0.046	0.043	0.006	0	0
ZnO	0.413	0.143	0.67	0.311	0.214	0.392	0.167	0.245	0.236	0.4	0.507	0.371	1,439	1,407	1,642	1,71	0.3	0.34	0.118	0.383	0.234
F	9,773	10,323	9,38	10,449	9,609	9,564	10,352	10,107	10,504	9,453	9,631	9,652	9,819	9,415	9,276	9,842	9,654	9,033	10,25	9,82	9,844
Cl	0.009	0	0.001	0.019	0	0	0	0.015	0	0.028	0.012	0	0	0.008	0.002	0	0	0.006	0.027	0.012	0.016
Li2O*	5,933659	6,002539	6,597777	6,829673	6,475228	5,873676	6,751609	6,35354	6,321109	6,356697	6,048459	6,041571	5,988189	5,471589	5,797334	5,882286	6,661491	6,298723	6,915199	6,631643	6,82709
H2O*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Subtotal	101,1097	101,5735	100,8068	102,3167	100,5722	100,5587	101,9866	100,0065	101,3931	100,8617	102,2415	101,1296	100,0682	99,28859	99,69733	100,8113	101,2975	100,5287	101,1372	102,0356	101,0501
Of=Ci	4,11695	4,346499	3,949674	4,403834	4,045869	4,026922	4,35871	4,258933	4,422709	3,986497	4,057837	4,063975	4,13429	3,965989	3,906111	4,143974	4,064817	3,804697	4,321848	4,137416	4,148423
Total	96,99271	97,22704	96,8571	97,91284	96,52636	96,53175	97,6279	95,74761	96,9704	96,8752	98,18362	97,0656	95,9339	95,3226	95,79122	96,66731	97,23267	96,72403	96,81535	97,89823	96,90167
Si	3,7598	3,7626	3,9445	3,8610	3,8595	3,7499	3,8798	3,8636	3,8109	3,8483	3,7544	3,7466	3,8071	3,7478	3,7910	3,7759	3,8655	3,8751	3,9191	3,8665	3,9110
Al iv	0.2402	0.2374	0.0555	0.1390	0.1405	0.2501	0.1202	0.1364	0.1891	0.1517	0.2456	0.2534	0.1929	0.2522	0.2090	0.2241	0.1345	0.1249	0.0809	0.1335	0.0890
Al vi	0.9671	1,0050	0.7533	1,0044	0.9388	0.9864	0.9464	0.9500	1,0235	0.9061	0.9114	1,0072	0.9447	0.9213	0.9064	0.9230	0.9425	0.8024	0.9674	0.8832	0.9314
Ti	0.0071	0.0000	0.0041	0.0000	0.0085	0.0116	0.0055	0.0247	0.0000	0.0043	0.0200	0.0158	0.0059	0.0105	0.0001	0.0129	0.0069	0.0003	0.0000	0.0141	0.0002
Fe	0.3318	0.2671	0.4676	0.1685	0.2934	0.3030	0.2395	0.2420	0.2107	0.3447	0.3898	0.2945	0.3075	0.4204	0.3865	0.3334	0.2645	0.5197	0.1927	0.3415	0.2561
Mn	0.0123	0.0050	0.0132	0.0088	0.0071	0.0076	0.0050	0.0035	0.0055	0.0041	0.0055	0.0000	0.0220	0.0151	0.0281	0.0225	0.0049	0.0055	0.0043	0.0044	0.0009
Mg	0.0003	0.0052	0.0049	0.0000	0.0002	0.0007	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0010	0.0006	0.0000	0.0006	0.0007	0.0002	0.0037	0.0027	0.0000	0.0000	0.0012
Zn	0.0212	0.0073	0.0347	0.0155	0.0109	0.0202	0.0084	0.0126	0.0120	0.0205	0.0189	0.0189	0.0747	0.0744	0.0859	0.0887	0.0152	0.0176	0.0060	0.0194	0.0118
Li*	1,6630	1,6761	1,8602	1,8581	1,7999	1,6482	1,8546	1,7815	1,7518	1,7750	1,6803	1,6756	1,6934	1,5756	1,6528	1,6612	1,8333	1,7775	1,8998	1,8289	1,8818
Ca	0.0010	0.0004	0.0008	0.0024	0.0017	0.0013	0.0000	0.0009	0.0005	0.0015	0.0021	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0010	0.0017	0.0004	0.0018	0.0005
Na	0.0123	0.0093	0.0160	0.0081	0.0036	0.0145	0.0122	0.0069	0.0057	0.0070	0.0104	0.0091	0.0132	0.0128	0.0192	0.0216	0.0074	0.0073	0.0094	0.0024	0.0137
K	0.8918	0.9505	0.8519	0.8636	0.8510	0.9055	0.8797	0.8787	0.8830	0.8892	0.8846	0.8505	0.8156	0.8318	0.8057	0.8237	0.8485	0.8312	0.8586	0.8572	0.8537
Sr	0.0032	0.0025	0.0034	0.0004	0.0033	0.0000	0.0032	0.0000	0.0038	0.0000	0.0021	0.0027	0.0000	0.0012	0.0032	0.0022	0.0000	0.0000	0.0017	0.0016	0.0015
Ba	0.0018	0.0009	0.0009	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0021	0.0018	0.0003	0.0000	0.0003	0.0006	0.0000	0.0000	0.0032	0.0006	0.0000	0.0009	0.0003
OH*	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
F	2,1537	2,2666	2,0795	2,2354	2,1003	2,1103	2,2360	2,2284	2,2890	2,0756	2,1038	2,1050	2,1834	2,1318	2,0795	2,1855	2,0891	2,0045	2,2142	2,1295	2,1335
Cl	0.0011	0.0000	0.0001	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0033	0.0014	0.0000	0.0000	0.0010	0.0002	0.0000	0.0000	0.0007	0.0031	0.0014	0.0019
Y total	3,0029	2,9705	3,1380	3,0577	3,0593	2,9831	3,0596	3,0155	3,0079	3,0547	3,0352	3,0126	3,0503	3,0186	3,0619	3,0433	3,0735	3,1281	3,0705	3,0915	3,0835
X total	0.9101	0.9637	0.8731	0.8745	0.8603	0.9212	0.8951	0.8865	0.8952	0.8995	0.8996	0.8623	0.8291	0.8465	0.8281	0.8476	0.8602	0.8409	0.8702	0.8638	0.8697