

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

**INDIVIDUALIZAÇÃO DE SUBFÁCIES E ALTERAÇÕES
DEUTÉRICAS DO ALBITA GRANITO RICO EM F NO
DEPÓSITO DE Sn-Nb-Ta-ETR MADEIRA (MINA PITINGA,
AMAZONAS)**

JULIANO NUNES RODRIGUES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto.

Porto Alegre – 2018

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

**INDIVIDUALIZAÇÃO DE SUBFÁCIES E ALTERAÇÕES
DEUTÉRICAS DO ALBITA GRANITO RICO EM F NO
DEPÓSITO DE Sn-Nb-Ta-ETR MADEIRA (MINA PITINGA,
AMAZONAS)**

JULIANO NUNES RODRIGUES

ORIENTADOR – Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto.
CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dra. Andrea Ritter Jalinek – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Prof. Dr. Fernando Jaques Althoff – Universidade Federal de Santa Catarina
Prof. Dra. Juliana Charão Marques – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

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

Porto Alegre – 2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço à UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL pela oportunidade de estar incluído no Programa de Pós graduação em Geociências (PPGeo/UFRGS).

Aos meus professores que me orientaram, Artur Cezar Bastos Neto por todo o suporte, Luiz Henrique Ronchi pelo incentivo e colaboração em toda vida acadêmica, ao Vitor Paulo Pereira pelas suas lucidas orientações e aos colegas do grupo de “pitingueiros” mesmo longe, sempre dispostos a novos desafios.

A toda minha família, principalmente aos meus pais Carlos A. Ribeiro Rodrigues e Maria de Fatima Nunes Rodrigues.

“Cada dia que amanhece assemelha-se a uma página em branco, na qual gravamos os nossos pensamentos, ações e atitudes. Na essência, cada dia é a preparação de nosso próprio amanhã”.

Chico Xavier

RESUMO

O albita granito de Pitinga, em geral porfirítico e de composição modal monzogranítica a granodiorítica, possui uma complexa variação mineralógica e petrográfica, resultante tanto de processos da transição magmático-hidrotermal, como de alterações deutéricas. O mapeamento da frente de lavra norte no contato das subfácies de borda (AGB) e de núcleo (AGN), a petrografia e geoquímica de amostras representativas revelam duas paragêneses parcialmente superpostas de alteração no AGB, uma marrom avermelhada com restos de mica verde rica em ferro e outra vermelha onde a mica verde foi completamente substituída por clorita e fluorita e/ou argila amarela. Adicionalmente o AGN cinza porfirítico é transformado gradualmente em porfirítico branco (AGNb), mais rico em albita; amarelo, quando argilizado por illita e caulinita; com manchas localizadas de óxidos de ferro vermelhas, silicificado e criolitizado. No quartzo tardio (silicificação), foram encontradas inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias até então não descritas em fenocristais de quartzo do albita-granito Madeira de Pitinga, AM. Estas são bifásicas aquosas, eventualmente associadas com inclusões escuras gasosas. Ambos os tipos de inclusões bifásicas possuem temperaturas de homogeneização similares entre si variando entre 100 e 250°C e dois grupos de diferentes salinidades, um com valores em torno de 5% peso eq. NaCl e outro entre 15 e 23% peso eq. NaCl. Considera-se que estas inclusões são representativas do fluido hidrotermal exsolvido a partir do magma durante um processo de resfriamento e queda de pressão. Este fluido possui as mesmas características físico-químicas descritas para o fluido responsável pela alteração hidrotermal do albita granito. Ambas subfácies AGB e AGN são cortadas por corpos irregulares brancos afaníticos compostos essencialmente por quartzo e albita. O padrão de ETR dos corpos afaníticos brancos é similar ao padrão do AGB e AGN, porém com a soma total de ETR menor, sugerindo cogeneticidade. A subfácies AGB resulta do resfriamento concêntrico da câmara magmática inicial produzindo uma borda que sofre alteração autometassomática por fluidos deutéricos, criando os óxidos de ferro que lhe conferem uma cor marrom avermelhada. Com a continuação do resfriamento do magma, cristaliza-se o AGN cinza. Paralelamente, com a criação de um *crystal mush* e, em um possível processo de *filter pressing*, novos fluidos hidrotermais são gradualmente expelidos, precipitando o quartzo tardio intersticial no AGB ou com aspecto de fenocristal no AGN, e forma concentrados no centro do corpo, produzindo lentes maciças de criolita, provocando a alteração deutérica do AGN e talvez a fase branca afanítica.

Palavras-chave: Albita granito, deutérico, hidrotermal, Pitinga, depósito Madeira; Amazonas

ABSTRACT

The Madeira albite granite, located in Amazon state, northern Brazil, compositionally varying from monzogranite to granodiorite, has a complex mineralogical and petrographic diversity due both to magmatic-hydrothermal transition and deuteritic alteration processes. North mining front geological mapping of the border subfacies (BAG) and core subfacies (CAG) contact, petrographic description and geochemical analysis of representative samples showed two partially superposed BAG alteration paragenesis, first one red-brown characterized by traces of green Fe rich mica and another red paragenesis where this green Fe-rich mica was replaced either by fluorite and chlorite or yellow clay. The porphyritic gray CAG is gradually transformed to a white porphyritic rock richer in albite; a yellow argillized illite and kaolinite rock; locally with red iron oxide spots, silicification and criolization. In the late quartz (silicification), primary and Pseudo-secondary fluid inclusions were found in the quartz phenocrystals from the Madeira albite-granite, Pitinga, Amazonas State, Brazil. Both inclusions types are aqueous two-phased, sometimes associates to black vapor inclusions. Their homogenization temperatures range from 100 to 250°C and there are two salinities groups, one around 5 wt. % NaCl eq. and the other ranging from 15 to 23 wt. % NaCl eq. They are considered as samples of the hydrothermal fluid exsolved during a magma cooling and decompression process. This fluid show the same physic-chemical characteristics described for the fluid responsible of the albite granite hydrothermal alteration. Both BAG and CAG subfacies are cut by irregular aphanitic white rock bodies essentially composed by quartz and albite. The REE pattern of these white aphanitic rocks is similar to BAG and CAG REE signature, but with lower total contents, suggesting that they are coeval. The BAG subfacies was the first formed during a concentric magmatic chamber cooling process, fluid exsolution allowed the autometasomatic deuteritic alteration creating the red-brown iron oxides. The continuous magma chamber cooling could have created the gray CAG and, parallel to a crystal mush and filter pressing process, could have exsolved new deuteritic fluids responsible for the new red BAG alterations, the late quartz (silicification) and cryolite lens deposition, local CAG deuteritic alteration and also the white aphanitic phase.

Keywords: Albite-enriched granite, deuteritic, hydrothermal, Pitinga; Madeira deposit; Amazonas

LISTAS DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da Mina de Pitinga.	14
Figura 2. Mapa geotectônico sugerido por Costa e Hasui (1997).	18
Figura 3. Mapa geotectônico sugerido por Tassinari et al. (2000).	19
Figura 4. a) Mapa geotectônico sugerido por Santos et al. (2000); b) Santos et al. (2006).	20
Figura 5. Mapa geológico e localização do distrito mineiro de Pitinga, relacionado a megaestrutura descrita no texto. Produzido por Ferron et al. (2009).	22
Figura 6.a) Mapa geológico regional (modificado de Ferron 2006); b) Mapa geológico local (modificado Costi 2000).	24
Figura 7. Perfil N-S do albíta granito (Minuzzi 2005).	28
Figura 8. Frente de lavra na borda norte do depósito Madeira. A. 1. Biotita-feldspato alcalino granito encaixante, 2. albíta granito de borda (AGB) marrom avermelhado, 3. albíta granito de borda (AGB) vermelho e em 4 predomina o albíta granito cinza (AGN) com porções brancas. As manchas brancas menores tanto no AGB quanto no AGN, correspondem ao AG branco (afanítico). Em campo, a frente de lavra E-W forma claramente um ângulo reto com a parede N-S. B. Os números de 1 a 19 correspondem a pontos de coleta de amostras. 18 e 19 estão fora dessa foto. C. Perfil detalhado com as diferentes rochas observadas e suas respectivas amostras coletadas.	33
Figura 9. Detalhe das variações litológicas na borda norte do albíta granito: A. AGN cinza parcialmente substituído por albíta granito branco. B. AGB vermelho rico em fluorita roxa disseminada e indicada por setas, notar as manchas brancas sugerindo substituição similar ao AGN da figura A. C. Contato do AGN cinza com o AG branco afanítico rico em fluorita roxa macrocristalina indicada pelas setas. D. Porção superficialmente amarela em 1 corresponde ao AG branco afanítico cortando o AGB. E. Blocos soltos mostrando à direita o contato do AGN cinza com o AGN branco fanerítico sem fluorita, comparado com o AGB vermelho. Notar a mancha de oxidação dos minerais ricos em ferro no contato; F. Raro afloramento de enclave de AGN rico em criolita dentro do AGB.	34
Figura 10. Fotomicrografia com objetiva de 4x, coluna de fotos à direita (LPNA-luz polarizada não analisada), coluna de fotos à esquerda (LPA- luz polarizada analisada). Fotos A e B representam a Zona de criolita A (ZCA). Fotos C e D representam a Zona de criolita B (ZCB). Crio= criolita, Pol= polilitionita e Zrn= zircão.	36
Figura 11. Minerais e texturas do AGN cinza e branco e AGB vermelho A. Paragênese dos fenocristais LPNA. B. idem em LPA, note os contatos corrosivos da matriz com os fenocristais. C. Fenocristal de quartzo corroído pela matriz albítica com microclínio e quartzo. LPA. Note a xenotima associada aos fenocristais. D. Albitização branca com quartzo e albíta que corta o AGB (amostra AGM 24). E. AGB marrom avermelhado, note a poeira fina de óxidos de ferro que conferem a cor vermelha à rocha LPNA. F. Idem, note o quartzo límpido tardio (Qtz) e o zircão zonado. LPA (lâmina 26B) Alb = matriz albítica com quartzo; Col = pirocloro columbitizado; Crio = criolita, Mic = Mica com pleocroísmo verde a marrom, Mcr = microclínio, Pol = Polilitionita, Qz = Quartzo, Qzt = quartzo tardio, Rie = Riebeckita, Xen = xenotima, Zr = Zircão. LPNA = Luz polarizada não analisada; LPA = Luz polarizada analisada	37
Figura 12. Diagramas QAP e QAPM de minerais essenciais (Q- Quartzo, A- Feldspatos Alcalinos, P- Plagioclásios, M- Máficos) das subfácies AGB e AGN. A. Albíta granito de borda. AGBs = subfácies albíta granito de borda silicificado, AGB = albíta granito de borda. B. Albíta granito de núcleo. AGNb = subfácies albíta granito de núcleo branco, AG = subfácies albíta granito branco, AGNa = lbíta granito de núcleo amarelo, AGNv = albíta granito de núcleo vermelho e AGNc = albíta granito de núcleo cinza.	39
Figura 13. Fotomicrografia com objetiva de 4x, coluna de fotos à direita (LPNA-luz polarizada não analisada), coluna de fotos à esquerda (LPA-luz polarizada analisada). Fotos A e B representam Albíta granito de núcleo (AGN). Fotos C e D representam textura snowball, no Albíta granito de núcleo vermelho (AGNv). Fotos E, F, G e H representam Albíta granito de núcleo amarelo (AGNa). Fotos I e J representam Albíta granito de núcleo cinza (AGNc). Pol= polilitionita, Al= albíta, Qtz= quartzo, Crio= criolita, Zrn= zircão, Mc= microclínio e MTet= mica tetraferífera.	42
Figura 14. Fotomicrografia do albíta granito cinza (AGNc), com objetiva de 4x, A) foto em LPNA-luz polarizada não analisada; B) foto em LPA-luz polarizada analisada. MTZ= matriz, MTe= mica tetraferífera e Pol= polilitionita.	43
Figura 15. Fotomicrografia do albíta granito de borda (AGB), com objetiva de 4x, A) foto em LPNA-luz polarizada não analisada; B) foto em LPA-luz polarizada analisada. MTZ= matriz, MTe= mica tetraferífera; Pol= polilitionita.	43
Figura 16. Minerais com Elementos Terras Raras no albíta granito. A. A seta indica o cristal de U-Pb pirocloro alterado conforme imagem MEV em B, LPNA. (Amostra AGB 2). B. Imagem MEV de U-Pb pirocloro alterado	

para fluocerita e columbita. Col = pirocloro columbitizado, Fce = Fluocerita, Up = U-Pb Pirocloro. C. Xenotima e pirocloro corroídos pela matriz albítica do AGN cinza (amostra AGN 1), LPNA. D. idem, LPA. E. Fluorita roxa e clorita substituindo a mica verde no AGB (amostra AGB 1), F. AGN localmente avermelhado com thorita com fraturas radiais preenchidas por óxidos de ferro relacionados à alteração hidrotermal (AGM4B). Alb = matriz albítica com quartzo, Pir = Pirocloro, Th = thorita, Zr = zircão. LPNA = Luz polarizada não analisada; LPA = Luz polarizada analisada.46

Figura 17. A) Foto da lâmina bipolida e fotomicrografia de inclusões fluidas do AGN. 1. Inclusões fluidas em linhas de crescimento do quartzo tardio com aspecto de fenocristal. 2. Inclusões fluidas em trilhas cortando mineral opaco. B) Foto da lâmina bipolida e fotomicrografia de inclusões fluidas do AGN em cristal de quartzo com aspecto de fenocristal próximo ao contato com o veio de quartzo. 1. Inclusões fluidas secundárias. 2. Inclusões fluidas pseudo-secundárias em trilhas arborescentes.47

Figura 18. Histogramas. As colunas de menor espessura representam a mesma frequência de inclusões fluidas de diversos tipos. A letra (n) representa o total de medidas realizadas. A. variação de temperatura de homogeneização e B. fusão final do gelo de inclusões fluidas do quartzo tardio.48

Figura 19. Variação da temperatura de homogeneização e salinidade dos diversos tipos de inclusões fluidas encontradas no quartzo tardio com aspecto de fenocristal e também em veio.49

Figura 20. Padrão ETR das variações das subfácies albita granito de borda e albita granito de núcleo. AGBs, corresponde à subfácies albita granito de borda silicificado, AGB à albita granito de borda tradicional, AGNb à albita granito de núcleo branco, AG à albita granito branco, AGNa à albita granito de núcleo amarelo, AGNv à albita granito de núcleo vermelho e AGNc que corresponde à albita granito de núcleo cinza.53

Figura 21. Diagrama bivalente aplicado às subfácies albita granito de borda e albita granito de núcleo. AGBs = subfácies albita granito de borda silicificado, AGB = albita granito de borda tradicional, AGNb = albita granito de núcleo branco, AG = albita granito branco, AGNa = albita granito de núcleo amarelo, AGNv = albita granito de núcleo vermelho e AGNc = albita granito de núcleo cinza, seta avermelhada representa as variações composicionais do AGB e AGBs, seta preta representa as variações composicionais do AGNb, AG, AGNa, AGNv e AGNc.54

Figura 22. Diagrama A/NK vs A/CNK aplicado às variações das subfácies albita granito de borda e albita granito de núcleo (Shand, 1943). AGBs, = subfácies albita granito de borda silicificado, AGB = albita granito de borda tradicional, AGNb = albita granito de núcleo branco, AG = albita granito branco, AGNa = albita granito de núcleo amarelo, AGNv = albita granito de núcleo vermelho e AGNc = albita granito de núcleo cinza.55

LISTAS DE TABELAS

Tabela 1. Resultados das análises químicas em rocha total por ICP-MS das subfácies do AGB e AGN do depósito criolítico (DCM).52

LISTAS DE ABREVIATURAS

AG: Albita Granito Branco
AGB: Albita Granito de Borda
AGBs: Albita Granito de Borda Silicificado
AGN: Albita Granito de Núcleo
AGNa: Albita Granito de Núcleo Amarelo
AGNb: Albita Granito Porfírico Branco
AGNc: Albita Granito Núcleo Cinza
AGNv: Albita Granito Núcleo Vermelho
CPRM: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CVRD: Companhia Vale do Rio Doce
DCM: Depósito Criolítico Maciço
ETR: Elementos Terras Raras
ETRL: Elementos Terras Raras Leves
ETRP: Elementos Terras Raras Pesados
MEV: Microscópio Eletrônico de Varredura
P: Pressão
ROM: Run of Mine
T: Temperatura
UFRGS: Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UFPA: Universidade Federal do Pará
UNISINOS: Universidade do Vale do Rio dos Sinos
ICP-MS: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
IUGS: International Union of Geological Sciences
IF: Inclusões Fluidas

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada na forma de artigo científico submetido a Revista Geologia USP Serie Cientifica (*qualis* B2), intitulado: “**Individualização de subfácies e alterações deutéricas do albita granito rico em F no depósito de Sn-Nb-Ta-ETR madeira (mina Pitinga, Amazonas)**”, na qual, segue a Norma 103 – Submissão de Teses e Dissertação do Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal do Rio Grande do Sul .

A dissertação é composta pelos capítulos abaixo. As referências ao final deste volume são aquelas que não constam no artigo científico.

Capítulo 1. INTRODUÇÃO: Neste capítulo são apresentados os seguintes tópicos: (i) Localização da área de estudo; (ii) Breve histórico e reservas da Mina Pitinga, (iii) Objetivos e Justificativas.

Capítulo 2. TRABALHOS ANTERIORES: Este capítulo contém os seguintes tópicos: (i) Contexto geológico; (ii) Contexto geológico; (iii) Depósito Madeira.

Capítulo 3. MATERIAIS E MÉTODOS: Neste capítulo se discorre sobre as atividades de campo e laboratório, assim como as técnicas analíticas utilizadas, conforme segue: (i) petrografia e mineralogia em microscópio óptico e microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS); (ii) análise de inclusões fluidas (iii) geoquímica de ETR em rocha total.

Capítulo 4. ARTIGO CIENTÍFICO: Artigo submetido, conforme requisito para obtenção do título de mestre pelo Curso de Pós-graduação em Geociências da UFRGS. Este artigo está contido na estrutura principal da dissertação e se intitula “Individualização de subfácies e alterações deutéricas do albita granito rico em F no depósito de Sn-Nb-Ta-ETR madeira (mina Pitinga, Amazonas)”.

Sumário

1. INTRODUÇÃO	14
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	14
1.2. BREVE HISTÓRICO E RESERVAS DA MINA PITINGA	15
1.3. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS	16
2. TRABALHOS ANTERIORES	17
2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO	17
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	23
2.2.1. Complexo Guianense.....	25
2.2.2 Suíte Intrusiva Água Branca.....	25
2.2.3. Supergrupo Uatumã	25
2.2.4. Suíte Madeira	26
2.2.5. Granito Água Boa	26
2.2.6. Granito Europa	26
2.2.7. Granito Madeira	26
2.2.8. Formação Urupi.....	27
2.2.9. Formação Quarenta Ilhas	27
2.2.10. Formação Seringa.....	27
2.3. DEPÓSITO MADEIRA.....	27
2.3.1 Anfibólio-Biotita Sienogranito	29
2.3.2 Biotita-Feldspato Alcalino-Granito	29
2.3.3 Feldspato Alcalino Granito <i>Hipersolvus</i>	29
2.3.4 Albita-Granito.....	30
2.3.4.1. Albita granito de borda	30
2.3.4.2. Albita granito de núcleo.	30
2.3.5 Mineralizações	31
3. MATERIAIS E MÉTODOS	31
3.1. PETROGRAFIA.....	32
3.1.1. ASPECTOS MACROSCÓPICOS DO ALBITA GRANITO.....	32
3.1.2. ASPECTOS MICROSCÓPICOS DO ALBITA GRANITO	34
3.1.3. PARAGENESE E SUCESSÃO MINERAL.....	40
3.2. INCLUSÕES FLUIDAS	47
3.3. GEOQUÍMICA DE ETR EM ROCHA TOTAL.....	49
3.3.1. RESULTADOS	50
Referências bibliográficas	56

4. ARTIGO SUBMETIDO	60
INTRODUÇÃO	63
MATERIAIS E MÉTODOS	64
ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	64
<i>Geologia Regional</i>	64
<i>Granito Madeira</i>	65
RESULTADOS	67
<i>Relações de Campo</i>	67
<i>Classificação e composição modal IUGS (QAPM)</i>	69
<i>Paragênese e sucessão mineral</i>	73
<i>Geoquímica</i>	77
<i>Inclusões Fluidas</i>	81
DISCUSSÃO	83
Referências bibliográficas	87

1. INTRODUÇÃO

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A mina de Pitinga está inserida no distrito de Presidente Figueiredo/AM, localizada à 318 km da capital Manaus, Estado do Amazonas (Figura 1), suas principais vias de acesso são a BR 174 e a estrada secundária da mineradora que possui início no entroncamento do km 259 da BR 174. As coordenadas geográficas centrais são 0°45'S e 60°00'W. O distrito mineiro faz parte das Folhas SA. 20-X-B (Rio Alalaú), SA. 20X-D (Rio Curiaú), SA. 21-V-A (Rio Pitinga ou Jatapu) e SA. 21-V-C (Rio Capucapu).

O local onde a mina está inserida situa-se na Reserva Waimiri-Atroari, onde o tráfego de entrada e saída só é permitido das 06h00min às 18h00min. Da entrada da área de domínio, segue-se por mais 24 km por estradas internas até alcançar a Vila Pitinga e a mina a céu aberto.

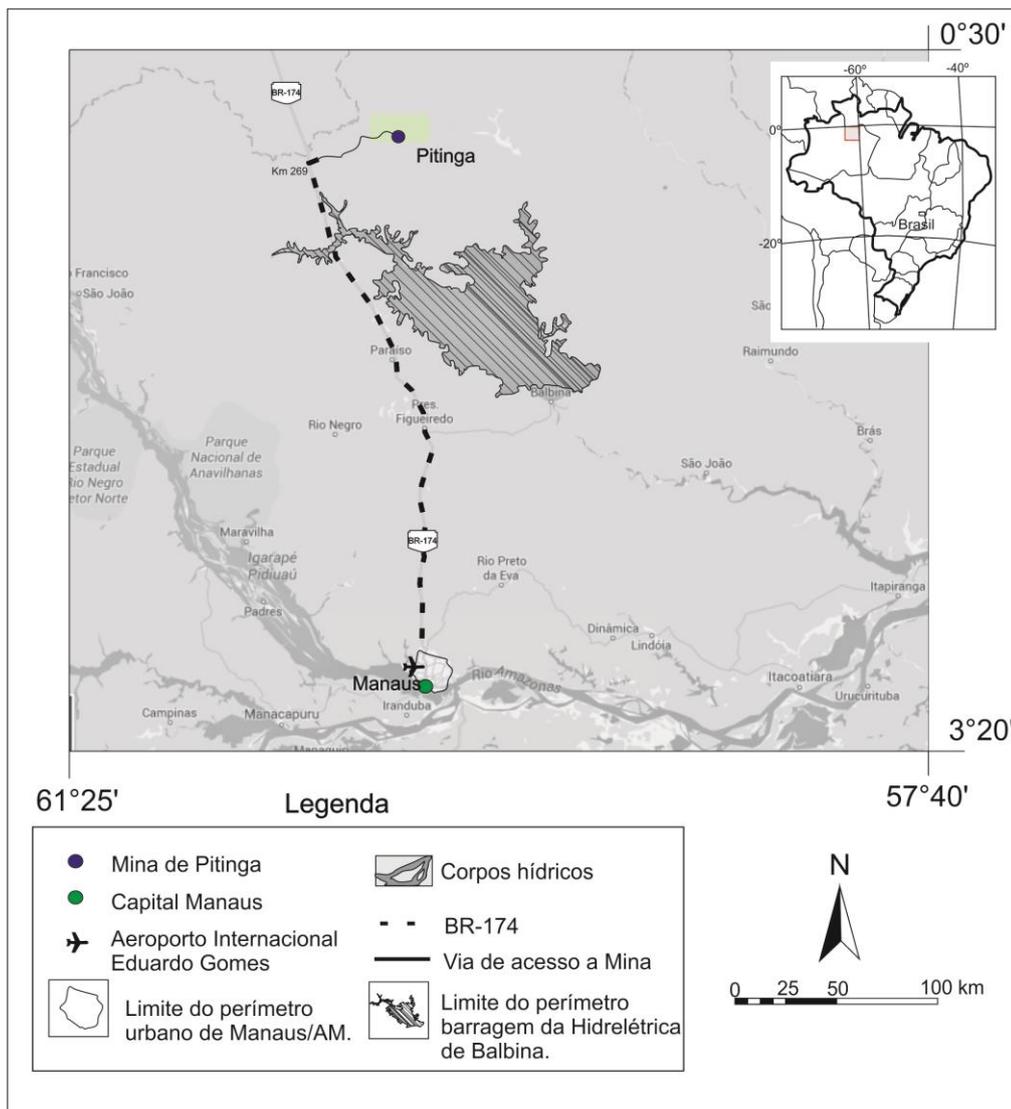


Figura 1. Mapa de localização da Mina de Pitinga.

1.2. BREVE HISTÓRICO E RESERVAS DA MINA PITINGA

O distrito mineiro de Pitinga, Estado do Amazonas, foi descoberto em 1979 pelo Serviço Geológico do Brasil, a tradicional Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM (Veiga Jr. *et al.*, 1979). A Mineração Taboca S. A. em 1982, inicialmente propriedade da Paranapanema S.A. produziu Sn a partir de concentrados de cassiterita, mas também contava com Nb e Ta entre os seus principais recursos minerais em ambiente aluvionar. Assim iniciava-se o ciclo produtivo do estanho aluvionar. Neste mesmo ano, foi descoberta a mineralização aluvionar do igarapé Madeira, que drena a serra do Madeira. Em 1983, foi descoberto o minério primário, associado a fácies albita granito do granito Madeira. A criolita disseminada nesta rocha foi identificada em 1986, pelo professor Marcondes Costa da UFPA. Em 1989, as sondagens revelaram a ocorrência de corpos de criolita maciça subsequentemente investigados por 57 furos que permitiram a definição do depósito criolítico maciço (DCM).

A partir de 2006 a mineração Taboca S. A. passou a enfatizar a produção da cassiterita disseminada na rocha sã. Em novembro de 2008 a Mineração Taboca foi adquirida pela Minsur S.A. iniciando a produção de Nb e Ta, além do Sn, a partir de concentrados de columbita produzindo ligas metálicas de FeNbTa. Pitinga é um depósito de classe mundial e é uma das principais fontes primárias de cassiterita do Brasil, mas também com reservas de criolita (F), elementos terras raras e metais raros tais como Y, Li, Zr, Rb, Th e U (Horbe *et al.*, 1985, Daoud, 1988, Costi, 2000, Bastos Neto *et al.* 2009 Canadian, Ronchi *et al.* 2011 CPRM). No contexto atual destacam-se como especialmente promissores os elementos terras raras, que por serem litófilos podem estar associados a diversos tipos de rochas, incluindo granitos de tipo A, como os descritos em Pitinga, e tendem a se concentrar preferencialmente em alguns minerais, tais como o zircão, urano-pirocloro, fluorita, xenotima e gagarinita.

Atualmente estão sendo ampliadas as operações de britagem e moagem de rocha sã (com criolita), partindo para o projeto pleno que prevê a lavra de cerca de 8,4 milhões de toneladas/ano de ROM com teores de 0,175% de Sn; 0,223 de Nb₂O₅; 0,028 de Ta₂O₅; e 4,2 % de criolita (minério disseminado).

1.3. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

O albita-granito *subsolvus*, encaixante primária direta do minério, é composto por duas subfácies principais: Albita Granito de Borda (AGB), vermelho ou marrom avermelhado, e Albita Granito de Núcleo (AGN), predominantemente cinza, mas com variações localmente vermelhas, amarelas ou brancas. Essas variações de cores refletem uma diversidade petrográfica que resulta da interação com fluidos hidrotermais, possivelmente deutéricos, ligados a um processo de transição magmático - hidrotermal. Ao longo de um processo complexo de resfriamento e queda de pressão, fluidos e voláteis diversos podem ser exsolvidos na fase de transição magmático-hidrotermal, produzindo alterações hidrotermais e/ou metassomáticas na porção de rocha já consolidada. Todos esses processos podem ser complicados pela circulação de fluidos provenientes das rochas encaixantes e de origens diversas como, por exemplo, meteórica ou metamórfica (Cathelinau *et al.* 1988). Segundo (Audétat *et al.* 2008), a composição de fluidos hidrotermais magmáticos também pode variar, com o conteúdo em metais como Cu, Sn e W, além de P e T. Por exemplo, em magmas cristalizados em baixas pressões (<1,3 kbars) a salinidade do fluido magmático aumenta com o grau de cristalização, enquanto em altas pressões ocorre o contrário. Durante a queda de P e T da câmara magmática, gradualmente ocorre uma separação de salmouras imiscíveis e fases ricas em vapor criando inclusões fluidas de baixa salinidade ricas em vapor e inclusões de alta salinidade, eventualmente saturadas (Burnham, 1997).

O presente estudo enfoca as alterações deutéricas registradas numa rocha de composição e evolução muito incomuns. Trata-se do albita granito que hospeda o minério de Sn-Nb-Ta (F, ETR, Zr, Hf, U e Th) do depósito Madeira, na mina Pitinga. Neste depósito de classe mundial (Costi 2000), o minério disseminado (164 Mt) ocorre nas duas subfácies - albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB) - e, adicionalmente, também ocorre, na parte central do AGN, um depósito hidrotermal de criolita maciça (Bastos Neto *et al.* 2009) com 10 Mt. Este trabalho foi focalizado na frente de lavra norte onde, além de uma grande exposição representativa da passagem das duas subfácies, também ocorrem outras variações do albita granito relacionadas a processos deutéricos. O estudo petrográfico, geoquímico e de inclusões fluidas dos tipos litológicos presentes permitiu contextualizá-los na evolução do sistema albita granito, principalmente no que tange à evolução da tão diversificada e singular paragênese mineral desta rocha/minério.

2. TRABALHOS ANTERIORES

2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A mina de Pitinga está localizada no extremo norte da Plataforma Sul-Americana, no Cráton Amazônico, o qual, representa a maior área cratônica da América do Sul. Este cráton é constituído pelo Escudo das Guianas ao norte e o Escudo Guaporé ao sul, ambos pré-cambrianos e separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões. O modelo geotectônico proposto para o Cráton Amazônico ainda é bastante discutido cientificamente, porém, resumidamente neste trabalho, serão apresentados três destes modelos, além do modelo estrutural sugerido por Bastos Neto *et al.*(2009), que engloba o distrito de Pitinga.

Segundo Costa e Hasui (1997), baseado em dados geofísicos (gravimetria e magnetometria), geológicos, estruturais e geocronológicos adquiridos por programas de mapeamento regional (RADAMBRASIL, CPRM, PETROBRAS, CVRD e UFPA), o Cráton Amazônico é dividido em doze paleoplacas arqueano-paleoproterozóicas, constituídas por complexos gnáissicos, granitóides e *greenstone belts*. Processos colisionais do tipo continente-continente, sugerem que houve agregação de massas continentais, representadas por terrenos granito-*greenstones* e faixas supracrustais no fim do Proterozóico Inferior, além de geração de falhamentos que controlam as estruturas, evolução das bacias e do magmatismo, associados em um regime distensivo no Proterozóico Médio, Paleozóico e Mesozóico. Por fim, ocorreu a geração de estruturas que marcam o alçamento e abatimento de grandes áreas no Mioceno (Figura 2).

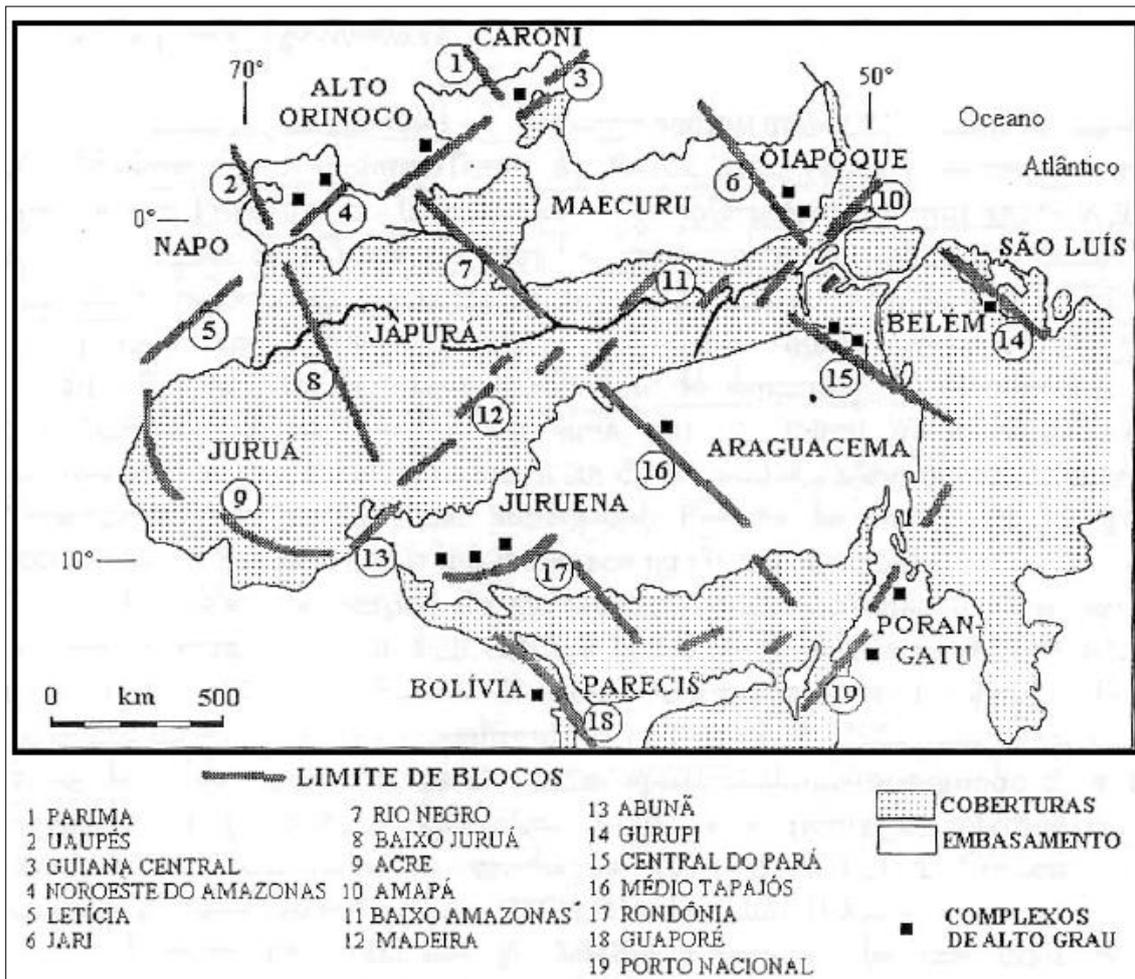


Figura 2. Mapa geotectônico sugerido por Costa e Hasui (1997).

Segundo Tassinari e Macambira (1999), baseado em dados geocronológicos e estruturais que definem um padrão característico, com idades isotópicas distintas, obtidas através de métodos Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd em rochas ígneas e ortogneisses. o Crátão Amazônico foi dividido em 6 províncias principais: Amazônica Central (> 2,5 Ga); Maroni – Itacaiúnas (2,2 -1,95 Ga); Ventuari – Tapajós (1,95 -1,8 Ga); Rio Negro – Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondônia – San-Ignácio (1,55 - 1,3 Ga); Sunsás (1,3 - 1,0 Ga). Neste modelo a região de Pitinga está inserida na Província Ventuari – Tapajós (Figura 3).

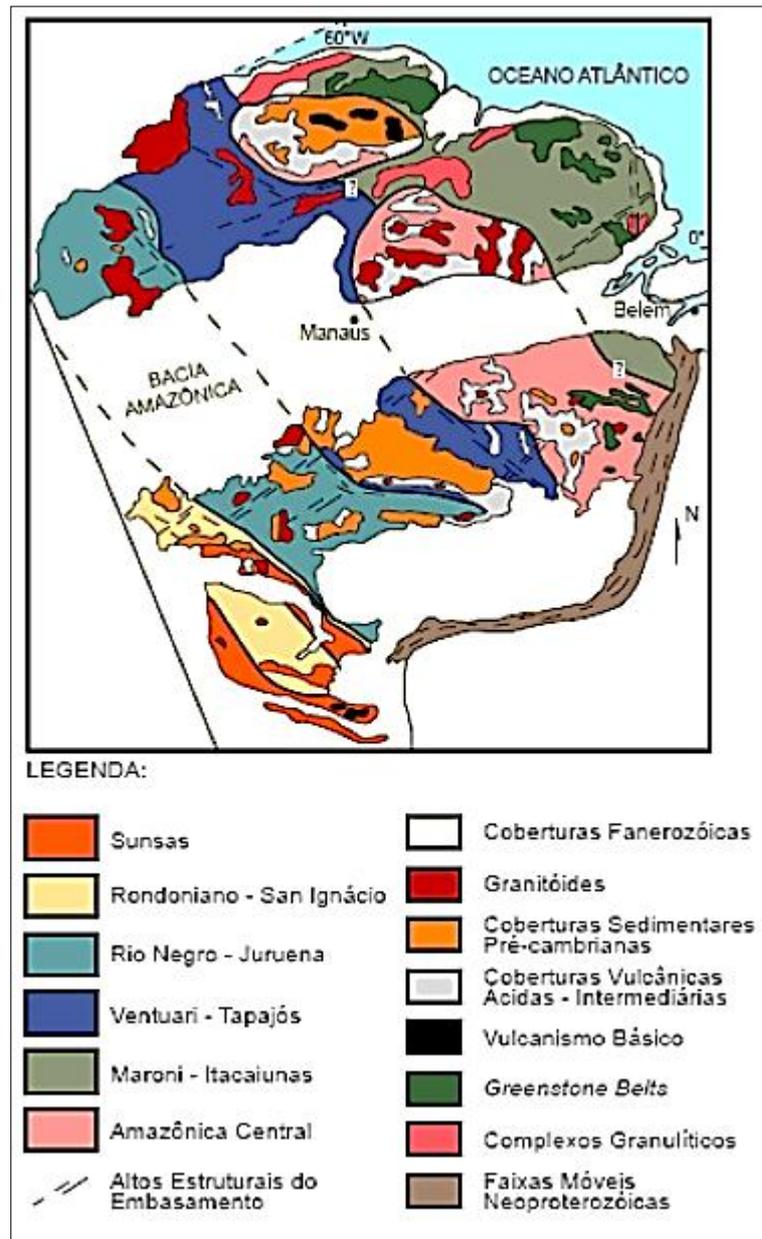


Figura 3. Mapa geotectônico sugerido por Tassinari et al. (2000).

Santos (2000) por sua vez, baseado em dados geocronológicos e geológicos, com metodologia de datação isotópica (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb convencional e U-Pb SHRIMP) e mapeamento geológico de escala regional, o Cráton Amazônico é subdividido em sete províncias geológicas, sendo estas: Carajás (3,1 - 2,53 Ga); Transamazônica (2,25 - 2,0 Ga); Tapajós – Parima (2,1 - 1,87 Ga); Amazonas Central (1,88 - 1,7 Ga); Rio Negro (1,86 - 1,52 Ga); Rondônia – Juruena (1,76 - 1,47 Ga); Sunsás (1,33 - 0,99 Ga). Neste modelo a região de Pitinga está inserida na Província Tapajós – Parima. (Figura 4)

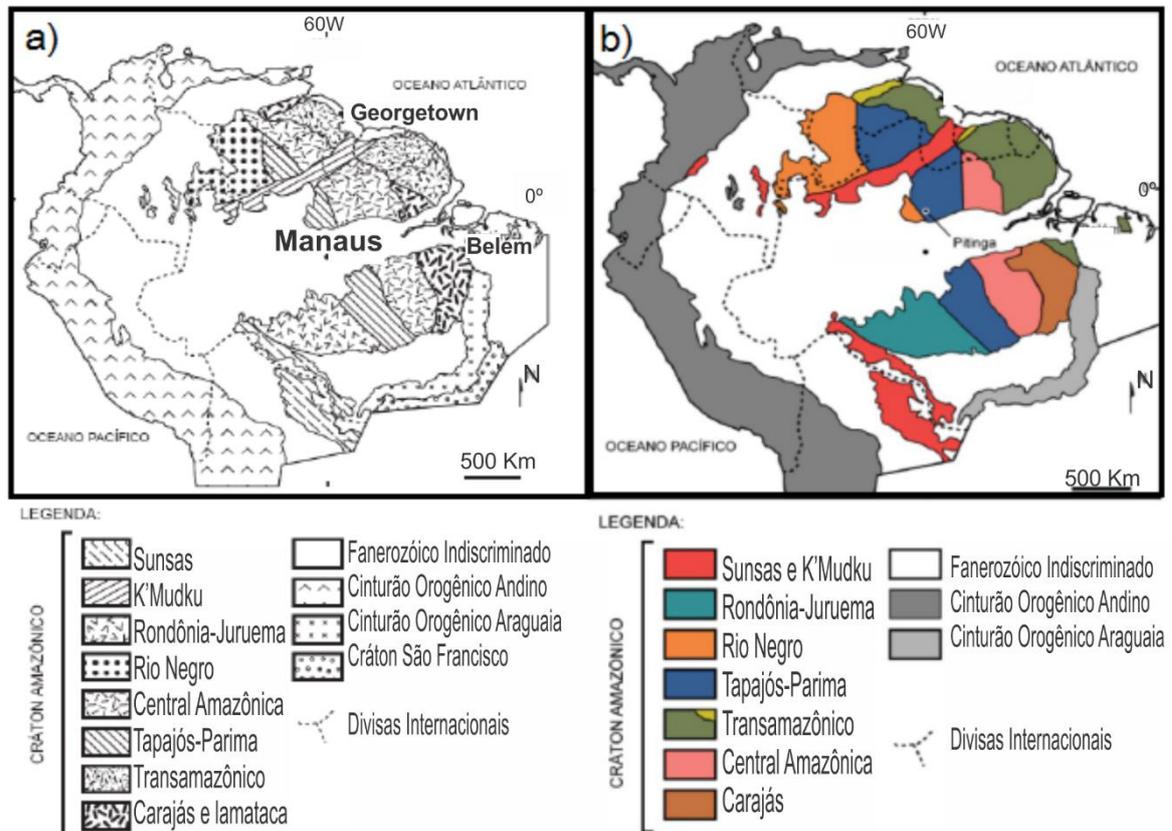


Figura 4. a) Mapa geotectônico sugerido por Santos *et al.* (2000); b) Santos *et al.* (2006).

Apesar das distintas idades, interpretações e delimitações das diversas províncias sugeridas, o entendimento da sequência evolutiva dos eventos geotectônicos ocorridos, não são comprometidos. Pierozan (2009) sequencia os eventos como: núcleos arqueanos retrabalhados (Paleoproterozóico); orogênese de material mantélico associado a retrabalhamento da crosta (Paleoproterozóico); magmatismo intraplaca pós tectônico (Paleoproterozóico); magmatismo anorogênico e sedimentação (Paleoproterozóico); acresções continentais e formação de cinturões móveis (Paleoproterozóico- Mesoproterozóico); orogênese (Mesoproterozóico); e magmatismo pós-orogênico e anorogênico (Mesoproterozóico-Neoproterozóico).

Bastos Neto (2009) sugere modelo estrutural do distrito de Pitinga (Fig. 5), de acordo com o modelo tectônico-geocronológico descrito por Santos *et al.* (2000).

De acordo com Ferron *et al.* (2002) e Bastos Neto *et al.* (2005), as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Veiga *et al.* 1979), parte do Supergrupo Uatumã (Melo *et al.* 1978) e a unidade predominante do distrito mineiro de Pitinga, são delimitadas por uma megaestrutura extensional (linhas tracejadas na Figura 5). A Formação Paraíso, que faz parte do Grupo Iricoumé, apresenta duas estruturas semicirculares que estão unidas próximas ao Granito Europa. Rochas do Grupo Iricoumé (1881 ± 2 e 1890 ± 2 Ma), são em sua maioria riolitos efusivos e hipoabissais, ignimbritos e tufos ignimbriticos.

Este volume significativo de rochas efusivas e piroclásticas, e corpos graníticos epizonais associados na megaestrutura é uma reminiscência de um complexo de caldeira (Ferron *et al.*, 2006). O arranjo estrutural indica um ambiente extensional para a atividade vulcano-plutônicas, com várias fácies vulcânicas e piroclásticas que estão relacionadas com a estrutura de caldeira. A contemporaneidade das unidades vulcânicas e graníticas, como mostrado por suas idades Pb-Pb, sugere que esses granitos são os equivalentes plutônicos das rochas vulcânicas, fato corroborado por suas assinaturas geoquímicas semelhantes. Sua associação com a megaestrutura, que hospeda as sequências vulcânicas, sugere que o posicionamento desses plútons estava sob a influência de um regime extensional que levou ao colapso da caldeira. Seu relacionamento estratigráfico com a Formação Quarenta Ilhas, indica uma idade mínima de 1780 Ma (Santos *et al.* 2002), mas sua relação com a Suíte Madeira ainda é desconhecida.

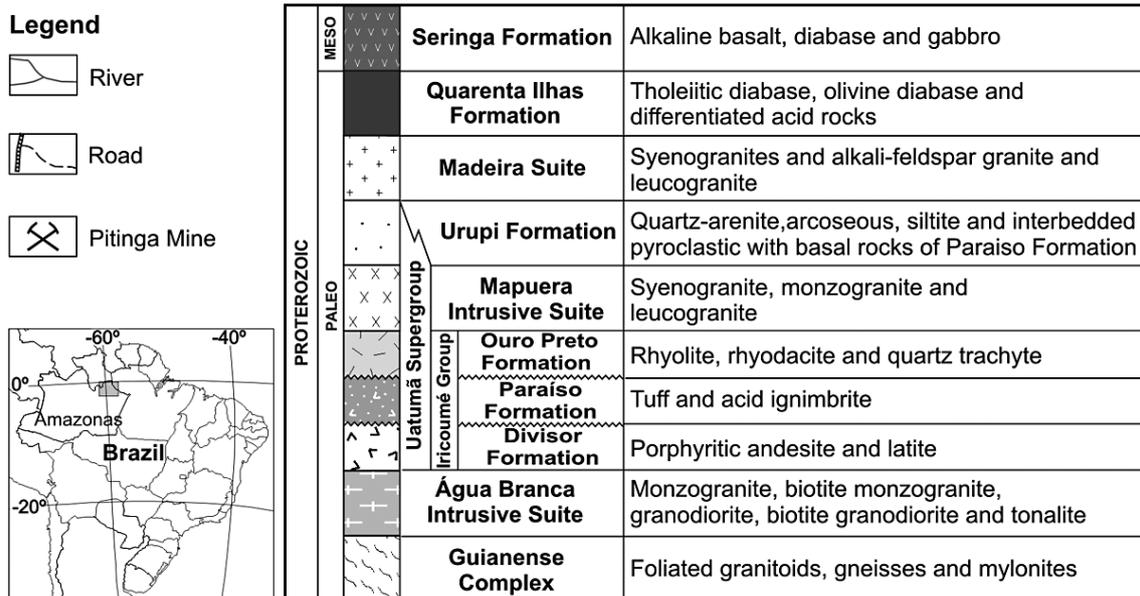
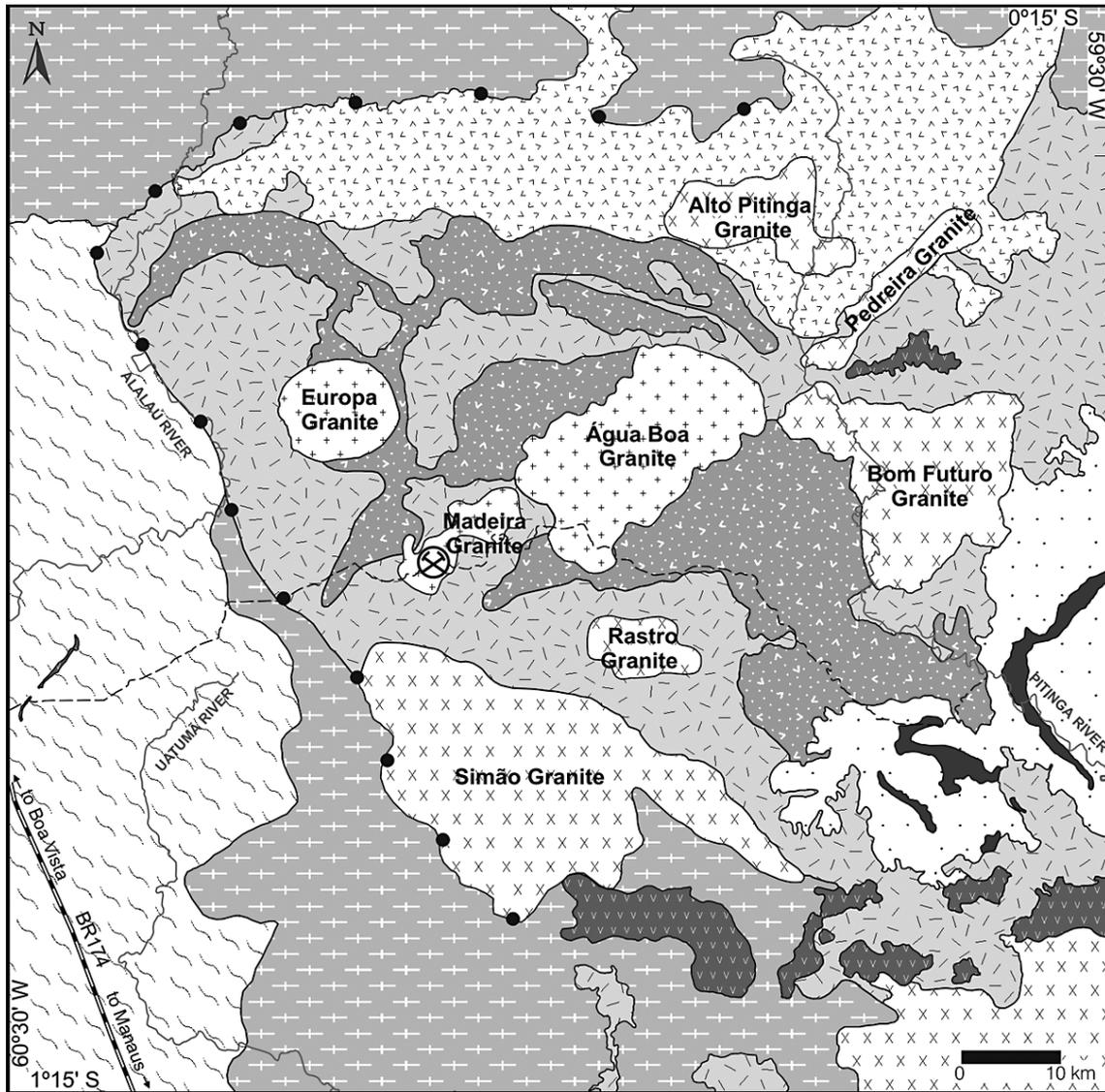


Figura 5. Mapa geológico e localização do distrito mineiro de Pitinga, relacionado a megaestrutura descrita no texto. Produzido por Ferron et al. (2009).

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A descrição das unidades estratigráficas a seguir, está organizada de acordo com a ordem cronoestratigráfica, baseada nos dados de trabalhos desenvolvidos por diversos pesquisadores. Com área aproximada de 250 Km², a mina de Pitinga, localizada na intersecção das linhas N-S e E-W no mapa regional (Figura 6a e 6b), e apresenta as seguintes unidades geológicas:

2.2.1. Complexo Guianense

O Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974) é a unidade mais antiga da área ($\pm 2,0$ Ga), compreende as rochas submetidas ao metamorfismo mesozonal e catazonal, incluindo fácies anfíbolito e piroxênio-granulito. As rochas metamórficas representantes destas fácies são gnaisses, anfíbolitos, granulitos, migmatitos além de granitos, granodioritos, gabros e dioritos originados em processos plutônicos orogênicos tardios, além da presença de hornblenditos, piroxenitos e peridotitos.

2.2.2 Suíte Intrusiva Água Branca

A Suíte Intrusiva Água Branca é uma unidade estratigráfica representada predominantemente por rochas granodioríticas (1,95 Ga), ocorre na porção sul da área e é intrudida por rochas hipabissais do Grupo Iricoumé. Segundo Santos & Reis Neto (1982), comumente são associadas a monzodioritos, granitos, sienogranitos, monzonitos, monzodioritos, dioritos e raramente gabros, com afinidades geoquímicas cálcio-alcalina metaluminosa a fracamente peraluminosa. Veiga *et al.* (1979) descrevem efeitos cisalhantes superimpostos aos granitos com composição monzograníticas. Além disto há a ocorrência de rochas oriundas de processos anatóticos do ciclo Orogrênico Transamazônico (2,60 a 1,90 Ga), e nas zonas de cisalhamento essas rochas sofrem processos deformacionais (milonitização).

2.2.3. Supergrupo Uatumã

O supergrupo Uatumã é constituído por rochas vulcânicas e plutônicas associadas, ambas de idade paleoproterozóica, não deformadas e de composições intermediárias a ácidas. Segundo Santos *et al.* (2000), o magmatismo ocorreu em ambiente anorogênico (1,88 a 1,87 Ga) de nível crustal raso. O Supergrupo Uatumã na área da mina é dividido em Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera.

Trabalhos recentes, mostram que o Grupo Iricoumé é dividido em três formações segundo suas características químicas e petrográficas (Ferron *et al.* 2006). Este é representado predominantemente por rochas vulcânicas, lavas e rochas piroclásticas ácidas de composição riolítica a quartzo traquíticas e raros riódacitos. Estas rochas abrangem a maior extensão de área da Mina de Pitinga. As rochas vulcânicas apresentam estruturas cataclásticas, cortada por vênulas e fissuras preenchidas por minerais hidrotermais como epidoto, quartzo, calcita e clorita.

Na Suíte Intrusiva Mapuera segundo Veiga *et al.* (1979), todas as ocorrências de granitóides da porção sul do Escudo das Guianas são considerados genericamente como granitos anorogênicos (tipo A), representados predominantemente por sienogranitos e monzogranitos subordinados. A Suíte Intrusiva Mapuera é composta pelos granitos Simão, Pedreira, Bom Futuro, Alto Pitinga e Rastro.

2.2.4. Suíte Madeira

A Suíte Madeira é composta por três plútons graníticos (Água Boa, Europa e Madeira), com exceção do Europa, os outros dois são mineralizados em Sn. Segundo Costi *et al.* (2000), os granitos que representam a Suíte Madeira por apresentar idades mais jovens que os granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, foram agrupados e apresentam idades em torno de 1.822 Ma (Pb-Pb Costi, 2000).

2.2.5. Granito Água Boa

O Granito Água Boa, possui forma elíptica, com orientação do eixo maior NE-SW, que abrange uma área de 350 Km². Segundo Lenharo *et al.* (2006), é composto por quatro fácies, sendo a mais precoce, um anfibólio-biotita-sienogranito, seguido por um biotita-sienogranito-porfirítico, um biotita-granito e a mais jovem topázio-granito porfirítico. Geoquimicamente, essas fácies possuem natureza alcalina e são classificadas como granito tipo-A, de caráter metaluminoso a peraluminoso (Horbe *et al.* 1991).

2.2.6. Granito Europa

O Granito Europa foi pouco estudado, pois encontra-se em área protegida (reserva indígena). Costi *et al.* (2000), identificaram e classificaram como um granito *hipersolvus* de caráter peralcalino composto por feldspato, biotita, quartzo e riebeckita.

2.2.7. Granito Madeira

O Granito Madeira por encontrar-se na área de estudo, será mais detalhado nos tópicos do item “DEPÓSITO MADEIRA”.

2.2.8. Formação Urupi

A Formação Urupi preenche uma bacia sedimentar e é composta por sedimentos depositados sobre rochas vulcânicas félsicas do Grupo Iricoumé. Estes sedimentos são de origem flúvio-eólicos. A sequência de preenchimento da bacia é composta por quartzos arenitos, arcóseos, argilitos e siltitos, sobrejacente à sequência rochas piroclásticas compostas por tufos finos e ignimbritos. Localmente, ocorrem intrusões de diabásio e gabro da Formação Quarenta Ilhas e da Formação Seringa.

2.2.9. Formação Quarenta Ilhas

A Formação Quarenta Ilhas é constituída por basalto, diabásio, gabro com afinidades subalcalinas e de caráter toleítico. Santos *et al.* (2002), determinam a idade de $1,78 \pm 3$ Ma para o vulcanismo básico Quarenta Ilhas, inferindo o encerramento do vulcanismo mesoproterozóico e início de deposição das rochas sedimentares e piroclásticas da Formação Urupi.

2.2.10. Formação Seringa

A Formação Seringa é constituída por basalto, diabásio e raros andesitos, todas de caráter básico alcalino potássico. Segundo Veiga *et al.* (1979), apresenta idades entre 1.079 à 1.090 Ma.

2.3. DEPÓSITO MADEIRA

Os granitos que representam os corpos mineralizados na mina de Pitinga, são os granitos Madeira e Água boa. Costi *et al.* (2000), relaciona ambos como pertencentes ao mesmo evento magmático. O granito Madeira em especial é um *stock* alongado com direção geral NE-SW, área aproximada de 60 km² e quatro fácies principais: anfibólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, feldspato alcalino granito *hipersolvus e* albita-granito. A fácies anfibólio-biotita sienogranito, a mais antiga, ocorre ao longo do contato das bordas nordeste, noroeste e sudoeste do *stock*; tem sido denominada por vários anos como “granito rapakivi” e possui coloração avermelhada com manchas pretas e verdes. Petrograficamente, é uma rocha de textura equigranular a porfirítica, composta por feldspato potássico (~70%), quartzo (~20%) e plagioclásio (~10%), e possui minerais acessórios como clinopiroxênio, zircão, fluorita,

titanita e apatita. Algumas de suas texturas indicam níveis crustais rasos e seu caráter é predominantemente metaluminoso (Costi, 2000).

O depósito é singular devido a presença de criolita maciça (DCM), tanto Lenharo (1998) como Costi (2000) consideraram a evolução do magma do albíta granito para uma fusão residual extremamente enriquecida em F e Na. Lenharo, definiu que o DCM formou-se a partir de uma fusão rica em F que se tornou imiscível na fusão silicatada. Já Costi, define sua formação, descrevendo que ao atingir o ponto de saturação de água, o fluido residual extremamente enriquecido em F e Na, o fluido separou-se em uma porção rica em água e empobrecida em F e noutra porção empobrecida em água e enriquecida em F, Na e Al. A fração depletada em água e rica em F formou o DCM. A fração rica em água formou os corpos de quartzofeldspato- mica pegmatitos associados. De acordo com Costi (2000) o albíta granito com textura fluidal, localmente observado na parte central do AGN, representa o magma residual extremamente rico em F.

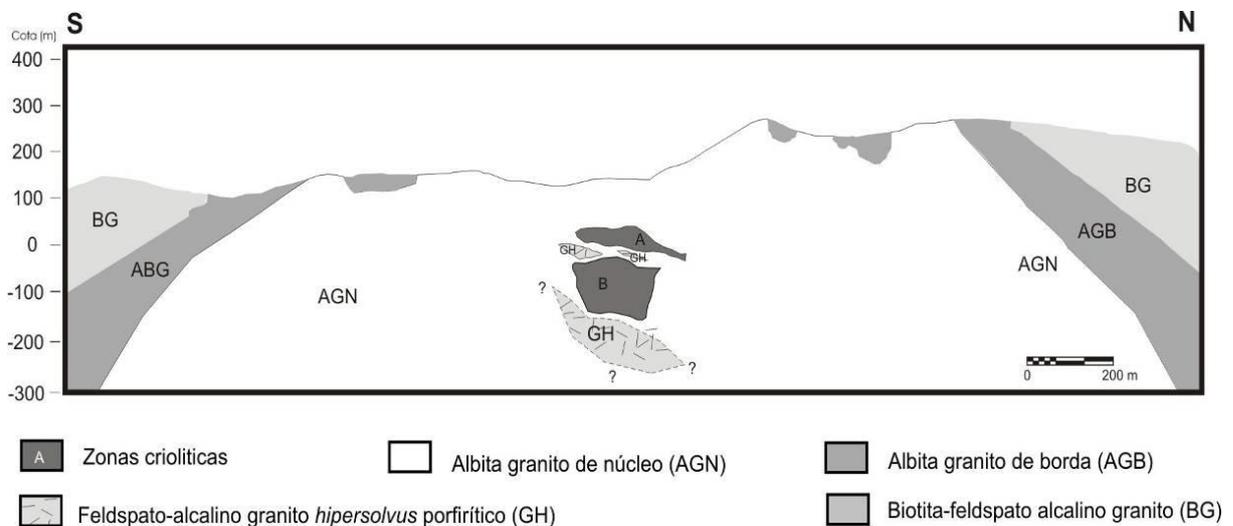


Figura 7. Perfil N-S do albíta granito (Minuzzi 2005).

A mineralização de criolita disseminada, o DCM e os efeitos do fluido responsável pela sua formação sobre os demais minerais de minério foram estudados por diversos pesquisadores.

Bastos Neto (2009) observaram que no AGN há a existência de dois tipos de criolita disseminada. Uma considerada magmática, distinguida por seu caráter quase isotrópico e raramente geminada (criolita I), são cristais anédricos a subarredondados em equilíbrio com zircão precoce e com contatos côncavo-convexos com cristais de albíta e de K-feldspato. Também ocorre como inclusões em fenocristais de quartzo formando textura *snowball*.

Outra considerada hidrotermal (criolita II), caracterizada por feições de corrosão com a maioria dos minerais com que está em contato. Frequentemente é observada formando auréolas

completas ou parciais em torno de cristais magmáticos de zircão, pirocloro e de cassiterita, com bordas reativas com estes minerais. A criolita II é mais abundante em amostras mais próximas do DCM.

O DCM possui morfologia lenticular constituída por corpos sub-horizontais (veios e *stockworks*) de criolita, intercalados com AGN e com granito *hipersolvus*, concentrados em três zonas criolíticas: A e B e Zero, esta última já parcialmente erodida. Os corpos são constituídos por criolita (~85% p. vol.) ,quartzo, zircão, Kfeldspato e galena. A criolita pode ser precoce (maclada), ou tardia (caramelo e branca).

2.3.1 Anfibólio-Biotita Sienogranito

A fácies mais precoce, tem ocorrência ao longo do contato das bordas nordeste, noroeste e sudoeste do *stock*; tem sido denominada por vários anos como “granito rapakivi”; possui coloração avermelhada com manchas pretas e verdes. Petrograficamente é uma rocha de textura equigranular à porfirítica, composta de feldspato potássico (~70%), quartzo (~20%) e plagioclásio (~10%), possui minerais acessórios como clinopiroxênio, zircão, fluorita, titanita e apatita. Algumas de suas texturas indicam níveis crustais rasos e sua geoquímica é predominantemente metaluminosa.

2.3.2 Biotita-Feldspato Alcalino-Granito

Relações de campo, demonstram que essa fácies é intrusiva no Anfibólio-Biotita Sienogranito (Costi, 2000). Sua coloração é avermelhada com pontuações escuras disseminadas. Possui textura predominantemente equigranular e localmente porfirítica, composta por feldspato potássico (~55%), quartzo (~30%), plagioclásio (~10%) e biotita (~5%), contendo ainda acessórios como albita, fluorita, zircão, topázio e anatásio. Os contatos com a fácies albita-granito são reativos e formam *greisens* de contato nas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste. Geoquimicamente, é classificada como metaluminosa a peraluminosa e sua idade é de $1.822 \pm 2\text{Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão).

2.3.3 Feldspato Alcalino Granito *Hipersolvus*

Esta fácies possui textura porfirítica, com matriz de granulação fina à média. Possui aspecto maciço, coloração róseo-avermelhada e cinza claro à cinza rosado. Constituída essencialmente por feldspato potássico e quartzo. Os contatos com o albita-granito são

transicionais e os processos metassomáticos de albitização e epi-sienitização são frequentes. (Costi *et al.* 2000), determinam idades de $1.818 \pm 2\text{Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão).

2.3.4 Albita-Granito

Segundo Minuzzi (1993), o albita-granito é a fácies mais tardia. Ocupa a parte central do granito Madeira e apresenta forma alongada com orientação do eixo maior N-S, e extensão de 1,8Km e 1,5Km no eixo menor. As relações de campo com as encaixantes nos contatos, possuem mergulhos que variam de 25° a 30° na borda sul, na borda norte, o ângulo médio é de 38°, na borda oeste, de 45°, e na borda leste, este ângulo não é bem definido. Esta fácies é intrusiva em todas as fácies anteriormente descritas, com formação de rochas com textura pegmatíticas e *greisens* nas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste, onde há presença de óxidos de Sn, Zr, Nb e Ta, com altas e baixas concentrações, muitas vezes estéreis.

Segundo Horbe *et al.* (1991), o albita-granito possui diferenças petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas que permitem dividi-lo em subfácies de núcleo (AGN) e de borda (AGB).

2.3.4.1. Albita granito de borda

O Albita granito de borda possui coloração marrom escura à avermelhada, e é constituído essencialmente por quartzo, albita e feldspato potássico, e acessoriamente fluorita, cassiterita, hematita, torita e columbita (Minuzzi *et al.* 2005). Sua textura é porfirítica a seriada com forte alteração (oxidação).

2.3.4.2. Albita granito de núcleo.

O albita granito de núcleo possui coloração acinzentada com pontuações escuras, e é constituído essencialmente por quartzo, albita e feldspato potássico, e acessoriamente criolita, zircão, polilitionita, pirocloro, mica tetraferífera, riebeckita, cassiterita e magnetita (Costi, 2000). Sua textura é porfirítica e localmente seriada, com granulação fina à média (Minuzzi *et al.* 2005).

Nesta fácies, foi identificado o depósito criolítico maciço (Teixeira *et al.* 1992), que é constituído por dois corpos principais sub-horizontalizados, com veios associados. Estes corpos são descritos como Zona Criolítica A (entre cotas +78m e -36m) e Zona Criolítica B (entre cotas -10m e -163m).

2.3.5 Mineralizações

O albita-granito é mineralizado em Sn, Nb, Ta e F, e contém valores significativos de Y. O minério de Sn, Nb e Ta encontra-se disseminado em ambas subfácies, já o minério de F (criolita) apresenta-se apenas no albita-granito de núcleo, na forma disseminada ou maciça em lentes. A mineralização de fluorita primária magmática é encontrada apenas no albita-granito de borda e fluorita secundária em venulações no albita granito de núcleo.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Com o objetivo de reconhecer e comparar os diversos tipos litológicos foi realizada a descrição detalhada da frente de lavra na borda norte do Albita Granito, onde ocorre uma boa exposição do contato entre o AGN e o AGB. Baseado nas diferenças de cor, mineralogia e textura foram coletadas trinta e oito amostras (Figura 2) e confeccionadas 26 lâminas delgadas no laboratório de laminação da UNISINOS, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. Com a petrografia buscou-se identificar os diversos tipos litológicos, a alteração hidrotermal, detalhar as relações paragenéticas, a sucessão mineral, e realizar a classificação modal dos litotipos. Ainda com base na petrografia foram selecionadas dezessete amostras representativas das principais variações litológicas e alterações para análises geoquímicas em rocha total realizadas pela ACME, *Analytical Laboratories LTD.*, Canadá. Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplada a EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) foram realizadas no Laboratório do Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul buscando em especial caracterizar os minerais não prontamente identificados pela microscopia óptica. O modelo de MEV utilizado EVO 50 da marca Zeiss, possui filamento de tungstênio que opera em tensões de 0,2kV até 30kV e sua resolução nominal é de 3nm operando em 30kV. Duas lâminas bipolidas de quartzo tardio com aspecto de fenocristais e relacionados a processos de alteração hidrotermal (silicificação) tiveram suas inclusões fluidas petrograficamente descritas e analisadas por microtermometria utilizando a platina Linkam THMSG600 acoplada a um microscópio óptico biológico (NIKON 50i), equipado com uma objetiva de 50x. A calibração do aparelho foi realizada com inclusão fluida aquocarbônica sintética (-56,6°C synth.fi's), água desmineralizada (0,0°C) e produtos de ponto de fusão conhecido como nitrato de sódio (308°C) e dicromato de potássio (398°C). A precisão das medidas é de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ e a salinidade das inclusões fluidas foi determinada de acordo com Bodnar (2003).

3.1. PETROGRAFIA

3.1.1 ASPECTOS MACROSCÓPICOS DO ALBITA GRANITO

O albita granito de núcleo (AGN), possui textura porfirítica a localmente seriada, com cor predominantemente cinza e branca com proporções modais muito variáveis. Esse AGN, seja nos afloramentos superficiais na porção central da cava a céu aberto ou próximo ao contato com o AGB, mostra uma variação de cores característica que refletem nas composições mineralógicas diversas. Suas variações mais importantes de cores e mineralogia refletem na passagem do AGN cinza para o AGN branco, ambos porfiríticos, iniciando com pequenas manchas brancas de albita (figura 9A), eventualmente associadas a fraturas, e que podem se tornar a feição dominante.

Já, o albita granito de borda (AGB), hidrotermalmente alterado, também possui textura porfirítica e sua cor pode ser marrom avermelhada ou vermelha, devido a uma fina poeira vermelha de óxidos de ferro, pervasiva em toda a rocha ou concentrada em fraturas irregulares muito finas. Mais ainda no AGB ocorrem manchas de uma rocha escura composta por uma associação de fluorita roxa com clorita, visíveis a olho nu, associadas localmente a alteração da mica verde.

Além disto, foram observados corpos irregulares tardios, que possuem cor superficialmente amarela (alteração intempérica), mas branco na porção interna, estes corpos são discordantes e cortam ambas as subfácies AGN e AGB e suas variações. No AGN estes corpos estão associados a fluorita roxa. Essa rocha é denominada AG branco, com textura equigranular afanítica composta essencialmente por albita.

A difratometria de raios X identificou ilita e caulinita nas porções amareladas do AGN (3 na Figura 8B) e as manchas vermelhas parecem resultado de oxidação de minerais ricos em ferro (4 na Figura 8B) tanto em falhas e fraturas (3 e 5 na figura 8B), como no contato com o AG branco (afanítico Figura 9E). Esse fenômeno de oxidação de minerais ricos em ferro no AGB é considerado como resultado de um processo de autometassomatismo (Costi, 2000).

Finalmente outra feição importante observada em campo corresponde ao AGN cinza, muito rico em criolita (9%), que chega a ser visível a olho nu (Figura 9F), localizado em meio ao AGB com contatos não intrusivos e aparentemente gradacionais (7 na figura 8B).

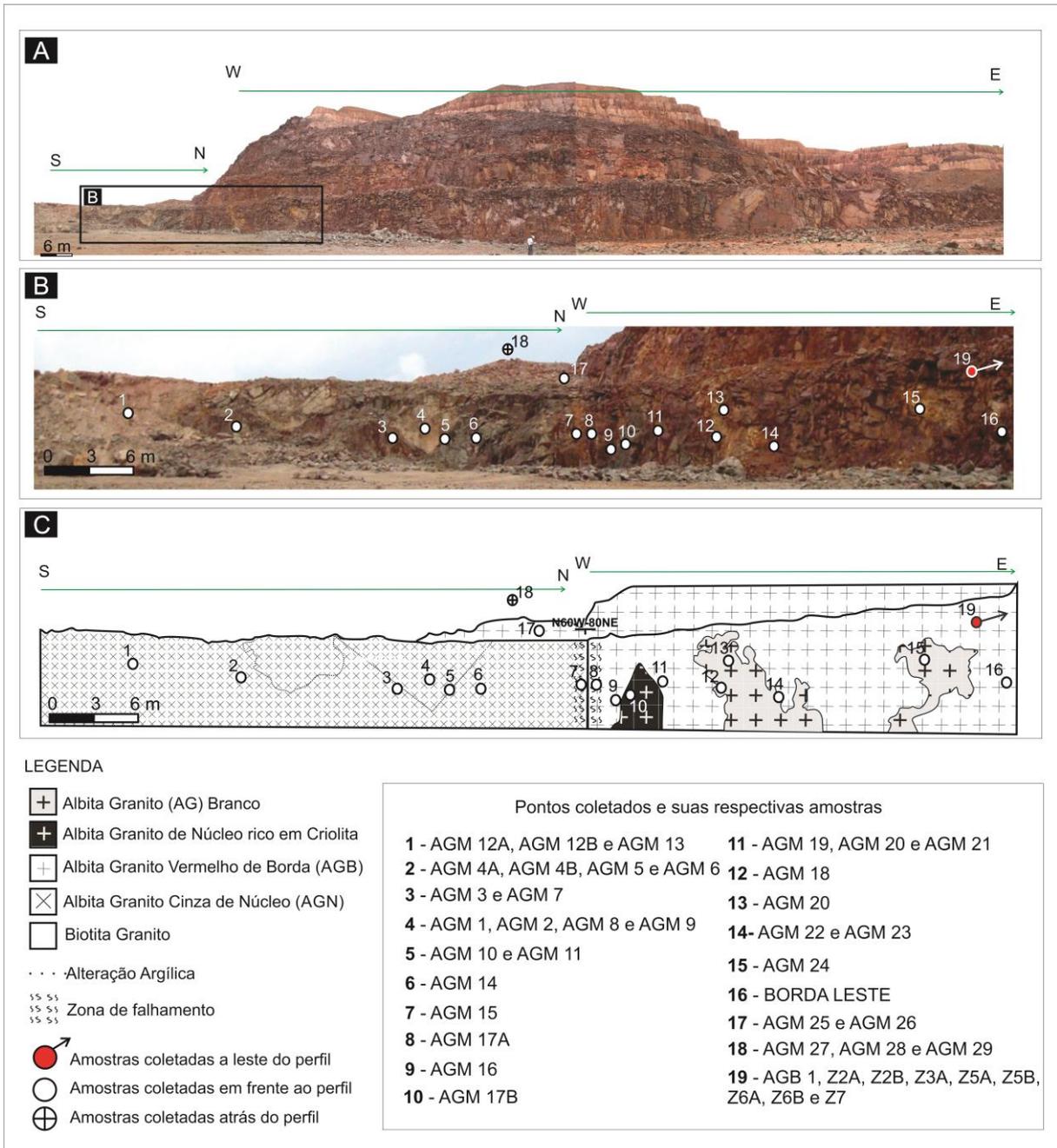


Figura 8. Frente de lavra na borda norte do depósito Madeira. **A.** 1. Biotita-feldspato alcalino granito encaixante, 2. albita granito de borda (AGB) marrom avermelhado, 3. albita granito de borda (AGB) vermelho e em 4 predomina o albita granito cinza (AGN) com porções brancas. As manchas brancas menores tanto no AGB quanto no AGN, correspondem ao AG branco (afanítico). Em campo, a frente de lavra E-W forma claramente um ângulo reto com a parede N-S. **B.** Os números de 1 a 19 correspondem a pontos de coleta de amostras. 18 e 19 estão fora dessa foto. **C.** Perfil detalhado com as diferentes rochas observadas e suas respectivas amostras coletadas.



Figura 9. Detalhe das variações litológicas na borda norte do albita granito: **A.** AGN cinza parcialmente substituído por albita granito branco. **B.** AGB vermelho rico em fluorita roxa disseminada e indicada por setas, notar as manchas brancas sugerindo substituição similar ao AGN da figura A. **C.** Contato do AGN cinza com o AG branco afanítico rico em fluorita roxa macrocristalina indicada pelas setas. **D.** Porção superficialmente amarela em 1 corresponde ao AG branco afanítico cortando o AGB. **E.** Blocos soltos mostrando à direita o contato do AGN cinza com o AGN branco fanerítico sem fluorita, comparado com o AGB vermelho. Notar a mancha de oxidação dos minerais ricos em ferro no contato; **F.** Raro afloramento de enclave de AGN rico em criolita dentro do AGB.

3.1.2. ASPECTOS MICROSCÓPICOS DO ALBITA GRANITO

O AGN possui coloração cinza ou branco, com textura porfirítica, composta por feldspato potássico (28%), albita (27%) quartzo (23%), criolita (6%), polilitionita (3%), mica

tetraferífera (3%), riebeckita (2%) e acessoriamente, zircão, cassiterita, opacos e fluorita totalizando (8%) a soma. A paragênese magmática ocorre inicialmente com a formação de fenocristais de quartzo, feldspato potássico, mica tetraferífera e anfibólio, seguida pela formação da matriz, constituída principalmente por albita e subordinadamente feldspato potássico ou eventualmente concomitantes, identificadas através dos contatos matriz/fenocristal, ora corrosivos e ora retilíneos. O quartzo ocorre tanto como fenocristal, quanto na matriz, ambos de mesma paragênese (magma). Entretanto, existem fenocristais de quartzo que preenchem interstícios, e que evidenciam a possibilidade de uma segunda paragênese (hidrotermal) que representa uma fase de silicificação tardia. O quartzo da paragênese magmática possui hábito subédrico a anédrico, com aspecto límpido e extinção ondulante moderada, os fenocristais possuem tamanhos que variam de 0,3 a 4,0 mm, e os da matriz, tamanhos entre 0,02 a 0,2mm. O quartzo da paragênese fenocristal magmático, quando estão circundados pela matriz albítica, possuem contato corrosivo, já com os demais minerais da fase magmática (riebeckita, micas, zircão e feldspato potássico), possuem contato retilíneo, que indicam cristalização em equilíbrio. Ainda é possível observar fraturas que possuem preenchimento de sílica, argilo-minerais e criolita. A matriz albítica possui hábito tabular subédrico, com tamanho médio de 0,4 mm. Os fenocristais de albita e microclínio possuem tamanhos entre 0,5 a 3,0 mm, e hábito subédrico. Os cristais de criolita são predominantemente anédricos marcados pelo seu contato corrosivo com os demais minerais. Em porções mais profundas (em furos de sondagens), é possível observar a presença de grandes lentes de criolita, nessas porções este mineral é bem definido pela sua macla de deformação e a presença de inclusões fluidas abundantes. Nas zonas em que predomina o AGN, a criolita ocupa os espaços intercristalinos e microfraturas.

A mica tetraferífera possui pleocroísmo, tem coloração verde escura às vezes marrom, devido seu alto teor de ferro em sua estrutura. Este elemento químico ao passo que, ocorre processos de alteração (oxidação), destaca a clivagem da mica com óxidos de ferro. Os cristais são subédricos com tamanhos entre 0,1 a 1,0 mm. A polilitionita (mica azul claro a incolor, rica em Li) possui pleocroísmo que varia do incolor ao azul claro. Os cristais são subédricos, com tamanhos entre 0,05 a 2,0 mm, aspecto tabular e são corroídos quando em contato com a matriz albítica.

No grupo dos minerais acessórios, a riebeckita possui pleocroísmo azul claro a escuro, é corroído quando em contato com a criolita ou a matriz albítica, os cristais são prismáticos e alongados. O zircão possui aspecto fragmentado e corroído em algumas porções, seu hábito é subédrico a euédrico, associado eventualmente a criolita (Figura 10C e 10E), também é comum golfos de corrosão provocados pela matriz.

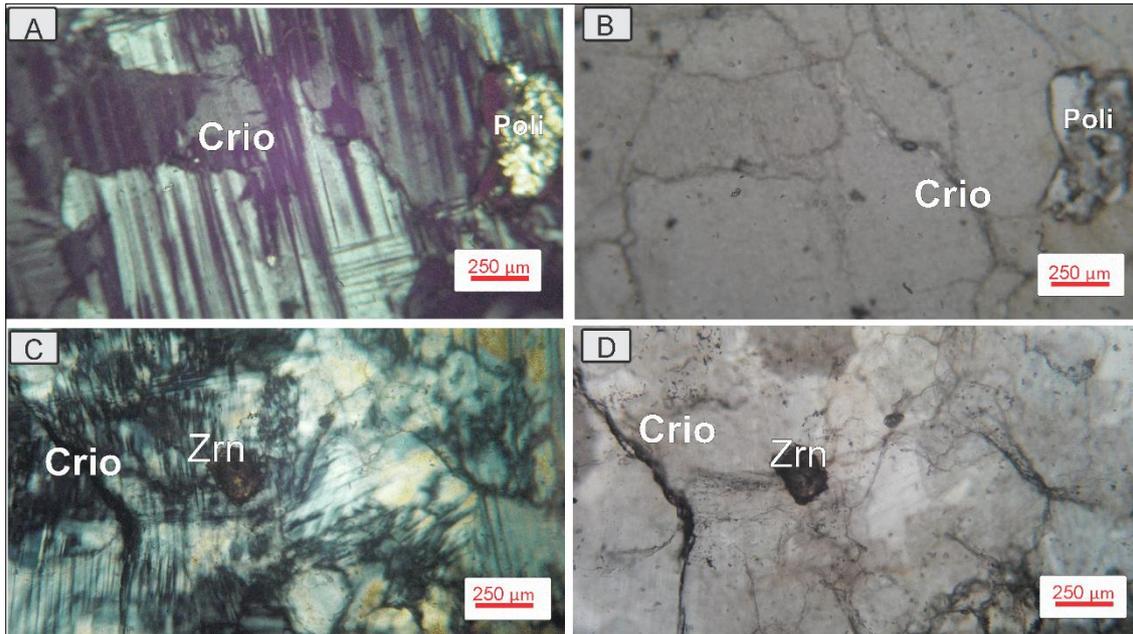


Figura 10. Fotomicrografia com objetiva de 4x, coluna de fotos à direita (LPNA-luz polarizada não analisada), coluna de fotos à esquerda (LPA- luz polarizada analisada). Fotos A e B representam a Zona de criolita A (ZCA). Fotos C e D representam a Zona de criolita B (ZCB). Crio= criolita, Poli= polilitionita e Zrn= zircão.

Por sua vez, o AGB, possui coloração marrom avermelhada ou vermelha, também possui textura porfirítica e proporções modais de quartzo, feldspato alcalino e albita similares ao AGN, os fenocristais de quartzo do AGB são similares aos encontrados no AGN, com tamanhos de 0,5 a 2mm e na matriz possuem tamanho médio de 50µm. Ambos variam de anédricos a subédricos, em maioria os fenocristais de quartzo são tardios, límpidos, intersticiais entre os minerais precoces e possuem inclusões fluidas bifásicas aquosas. Esse quartzo pode representar um importante evento tardio resultante da circulação de fluidos da transição magmático-hidrotermal. O que difere o AGB marrom avermelhado do vermelho, é que a mica verde, comum no AGN e AGB marrom avermelhado, desaparece no AGB vermelho, tendo sido substituída por clorita e fluorita.

Já o AG branco diferentemente do AGN branco é marcado por sua composição mineralógica singular. Localizada frente ao corte do perfil da mina, sua estrutura geológica é diferenciada das demais rochas que representam o Granito Madeira (Figura 8). O AG branco, possui coloração branca, é afanítico com textura equigranular (50 a 75 µm), composta essencialmente por albita (70%), quartzo (25%), zircão (5%). O plagioclásio albita e o quartzo possuem contatos retilíneos que indicam equilíbrio entre as fases de cristalização. Os zircões e os plagioclásios possuem hábitos euédrico a subédrico, com contatos retilíneos entre si, por vezes encontram-se alinhados.

Os afloramentos e amostras de AGN cinza e branco porfiríticos aqui estudados ocorrem como manchas irregulares e em proporções variadas entre os pontos 1 e 6 na figura 8B. A porção cinza é caracterizada por uma maior presença de minerais acessórios escuros da paragênese dos fenocristais, como mica verde rica em ferro (tetraferífera), mica rica em lítio (polilitionita), anfibólio azul (riebeckita), cassiterita, xenotima, gagarinita-(Y) e criolita magmática (Figuras 11A e B), associados aos fenocristais de quartzo e feldspato (Figuras 11C e D).

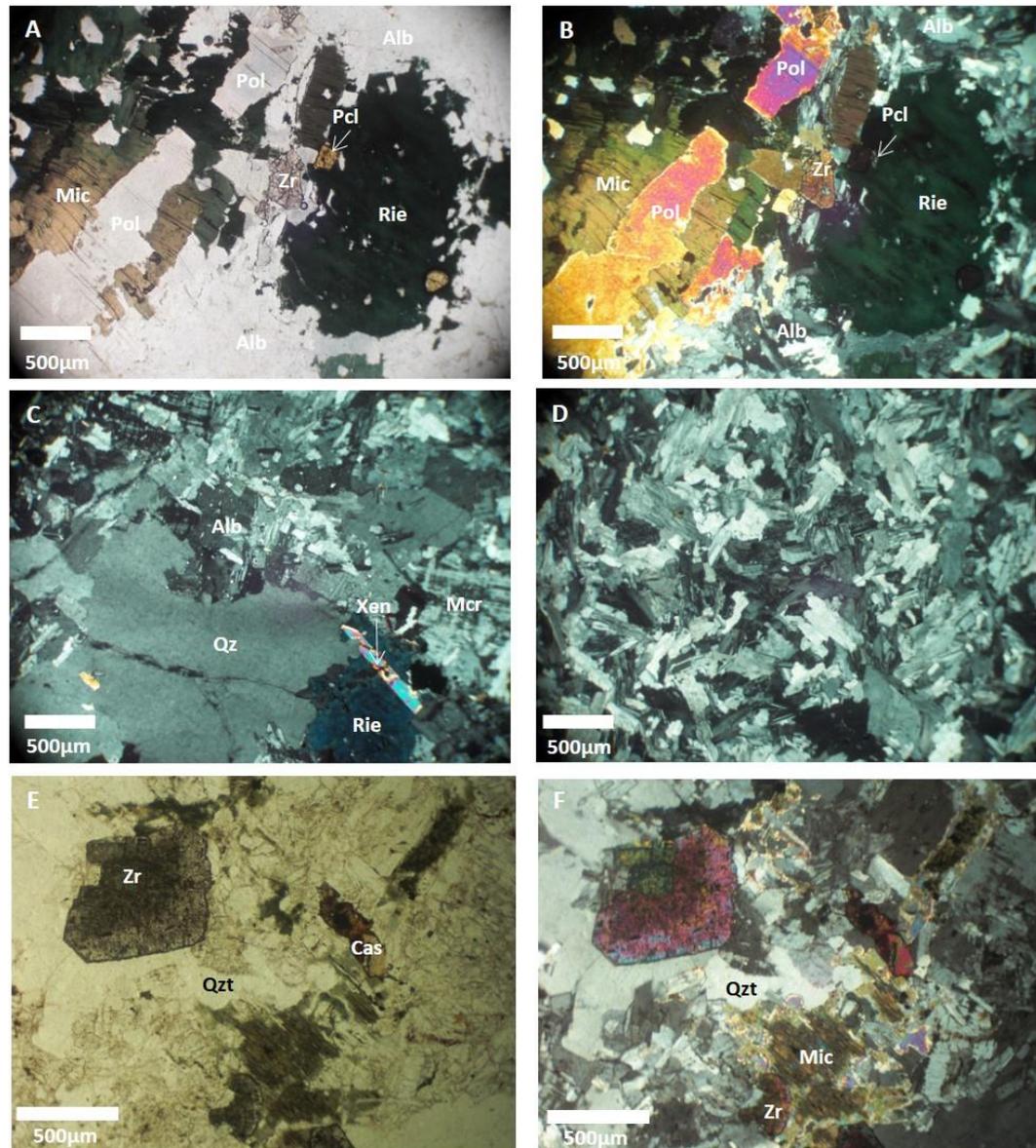


Figura 11. Minerais e texturas do AGN cinza e branco e AGB vermelho **A.** Paragênese dos fenocristais LPNA. **B.** idem em LPA, note os contatos corrosivos da matriz com os fenocristais. **C.** Fenocristal de quartzo corroído pela matriz albítica com microclínio e quartzo. LPA. Note a xenotima associada aos fenocristais. **D.** Albitização branca com quartzo e albita que corta o AGB (amostra AGM 24). **E.** AGB marrom avermelhado, note a poeira fina de óxidos de ferro que conferem a cor vermelha à rocha LPNA. **F.** Idem, note o quartzo límpido tardio (Qtz) e o zircão zonado. LPA (lâmina 26B) Alb = matriz albítica com quartzo; Col = pirocloro columbitizado; Crio = criolita, Mic = Mica com pleocroísmo verde a marrom, Mcr = microclínio, Pol = Polilitionita, Qz = Quartzo, Qzt = quartzo tardio, Rie = Riebeckita, Xen = xenotima, Zr = Zircão. LPNA = Luz polarizada não analisada; LPA = Luz polarizada analisada

Alguns minerais, como zircão e pirocloro, estão majoritariamente associados com a paragênese dos fenocristais, mas eventualmente ocorrem associados com a alteração hidrotermal. Na porção do AGN branco, também porfírica, predomina a matriz albítica, com quartzo e pouco feldspato alcalino e criolita. A alteração hidrotermal e/ou metassomática do AGN produziu alterou o U-Pb-pirocloro magmático, formando, sucessivamente, U-pirocloro e columbita, com fluocerita associada, além de ilita, caulinita, silicificação e fluorita, além do AG branco afanítico.

O contato entre os minerais magmáticos da paragênese dos fenocristais e da matriz em geral é corrosivo, porém localmente é possível observar que o contato entre o AGN cinza e branco é marcado por uma faixa de óxidos de ferro marrom avermelhada (Figura 9E). Ao microscópio nesta faixa de contato, tanto os minerais da matriz como os fenocristais são cortados por fraturas muito finas e irregulares preenchidas por óxidos de ferro. Eventualmente o AGN cinza apresenta-se avermelhado. Nesse caso, fraturas radiais finas, preenchidas por óxidos de ferro no entorno de zircão e thorita, oxidação do ferro das micas verdes ou minerais opacos, conferem essa cor à rocha (Figura 16E). O AGN amarelo possui a paragênese de fenocristais e matriz corroídos por uma argila amarela identificada por difratometria de raios X como ilita e caulinita. Eventualmente observa-se fluorita roxa em fraturas e também corroída pelas argilas. Trata-se de um processo de alteração hidrotermal produzindo argilas. Esse processo é mais evidente no AGB.

O AGB, cujas amostras foram coletadas entre os pontos 8 e 19 na figura 8B, possui uma cor em geral marrom avermelhada principalmente em sua porção superior (2 na Figura 8A) devido à presença de óxidos de ferro em fraturas e disseminados em toda a rocha. Localmente nas porções mais inferiores (3 na Figura 8A) o AGB possui uma cor vermelha mais clara, também relacionada aos óxidos de ferro. A mica verde, comum no AGN e AGB marrom avermelhado, desaparece no AGB vermelho, tendo sido substituída por clorita e fluorita. Nesse contexto, a presença de argila amarela também é significativa. Acessoriamente o AGB é constituído por cassiterita, hematita, thorita, pirocloro, columbita e xenotima em contatos retos com a paragênese dos fenocristais. Tanto no AGB, como no AGN, uma fase de quartzo mais límpido e tardio, que pode corroer tanto os fenocristais como a matriz avermelhada, eventualmente se apresenta como se fosse um fenocristal acomodado entre os cristais da matriz e entre os fenocristais propriamente ditos (Figura 11F). Esse quartzo tardio teve suas inclusões fluidas aquosas estudadas e os resultados aparecem no item 4.6 abaixo.

É notável a ausência da riebeckita no AGB. O AGN possui caráter peralcalino (Figura 8), compatível com a observada presença de riebeckita, ao passo que o AGB possui caráter

peraluminoso a metaluminoso (Costi 2000), o que exclui a possibilidade de presença de riebeckita (Winter 2001, Costi *et al.* 2005).

A análise modal (Streckeisen, 1967) em vinte e seis lâminas delgadas buscou separar os minerais magmáticos, que podem aparecer como fenocristais ou matriz, dos minerais secundários, tais como, o quartzo tardio e plagioclásio do AG branco. As variações mineralógicas essenciais nas subfácies AGN e AGB possuem *trend* evolutivo similar (Figura 12), variando de monzogranito a tonalito, podendo inclusive chegar a granitoide rico em quartzo. Na figura 12 os pontos foram plotados com base na contagem modal de minerais essenciais aparentemente magmáticos. Porém, se forem incluídos os minerais secundários, como quartzo tardio e albita, apesar de haver um pequeno deslocamento dos pontos, a classificação ainda se mantém dentro dos limites do mesmo campo, com exceção de duas amostras correspondentes ao AG branco (albitização AGM 24 e AGM 27B), onde não ocorrem fenocristais.

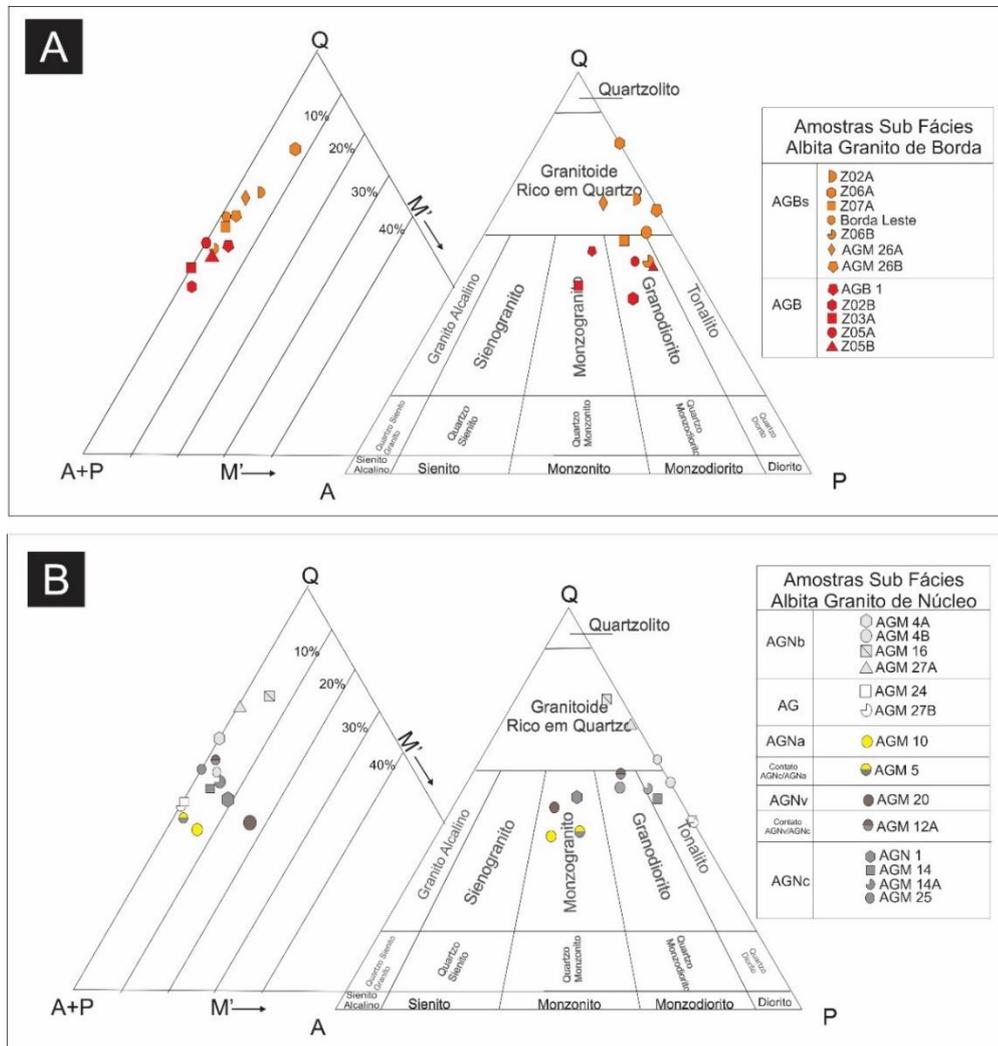


Figura 12. Diagramas QAP e QAPM de minerais essenciais (Q- Quartzo, A- Feldspatos Alcalinos, P- Plagioclásios, M- Máficos) das subfácies AGB e AGN. **A.** Albita granito de borda. AGBs = subfácies albita granito de borda silicificado, AGB = albita granito de borda. **B.** Albita granito de núcleo. AGNb = subfácies albita granito de núcleo branco, AG = subfácies albita granito branco, AGNa = lbita granito de núcleo amarelo, AGNv = albita granito de núcleo vermelho e AGNc = albita granito de núcleo cinza.

Isto significa que, de maneira geral, nas rochas estudadas, se a classificação for efetuada contando, ou não, os minerais de alteração hidrotermal, sejam quartzo (silicificação) ou albita (albitização), o resultado não muda substancialmente. Por outro lado, nota-se duas tendências nas amostras mais alteradas que são o enriquecimento em albita, resultando na classificação de algumas amostras de AG branco (afanítico) como tonalito, e o enriquecimento em quartzo, resultando em granitoide rico em quartzo. Os máficos em geral não ultrapassam 10% da contagem modal total, típicos de rochas hololeucocráticas, estão ausentes na fase AG branco (afanítica) e são mais abundantes no AGN cinza do que no AGN branco (porfirítico). No AGB existe uma correlação positiva entre máficos e quartzo enquanto que no AGN essa correlação se inverte; ao diminuir a proporção de quartzo, aumenta a de máficos (Figura 12A e B).

Embora as proporções de quartzo e feldspato nessas rochas indiquem uma nomenclatura de monzogranito a granodiorito para o AGB e AGN e de tonalito para o AG branco afanítico, o sistema de classificação de rochas ígneas da IUGS (*International Union of Geological Sciences*) permite incluir feições mineralógicas no nome da rocha, tal como albita granito, o que é amplamente feito para rochas tais como o albita granito de Pitinga. Adicionalmente, esse tipo de granito hololeucocrático a leucocrático, rico em metais raros e associado a granitos com texturas pegmatíticas, é um caso particular tradicionalmente denominado de albita granito (Helba *et al.* 1997). Se a contagem de pontos do AG branco afanítico for plotada no diagrama de classificação de rochas vulcânicas, seria um dacito. Como se trata de uma alteração sódica, optou-se pela denominação AG branco.

3.1.3. PARAGENESE E SUCESSÃO MINERAL

As alterações hidrotermais presentes em ambas as subfácies, representam a paragênese hidrotermal do albita granito, em via de regra, ocorrem preferencialmente no AGN, por possuir maior volume que o AGB. As alterações geralmente ocorrem independentes, entretanto em alguns casos, existe a ocorrência simultânea, sobrepondo dois ou mais tipos de processos.

As composições e relações mineralógicas do AGB marrom avermelhado e vermelho, AGN cinza e branco e AG branco (afanítico) revelam pelo menos duas paragêneses magmáticas e diversos processos hidrotermais precoces e tardios. O critério para determinar a textura porfirítica foi a distribuição bimodal de tamanho dos minerais.

A paragênese magmática precoce é representada pelos minerais em equilíbrio textural com os fenocristais e a tardia corresponde aos minerais da matriz em contato reativo com a paragênese precoce. As paragêneses hidrotermais correspondem aos processos de criolitização,

silicificação, oxidação do ferro, cloritização, fluoritização, argilização e albitização. O feldspato alcalino é quase totalmente substituído por albita, em um processo de albitização que cria a albita *chessboard*.

Os cristais de quartzo do AGB e AGN ocorrem como fenocristais com tamanhos de 0,5 a 2mm e na matriz possuem tamanho médio de 50 μ m. Ambos variam de anédricos a subédricos. No AGN a textura *snowball* é comum e muitas vezes ocorrem microfraturas restritas ao quartzo e que não cortam ou cortam apenas parcialmente os minerais vizinhos. Tanto no AGB como no AGN, a proporção de quartzo como fenocristal, na rocha como um todo, varia de 20 a 40%, enquanto que o quartzo da matriz do AGN ocupa de 10 a 20% e, no caso do AGB, de 15 a 35%. A soma dos dois, no AGN e AGB, atinge de 40 a 60%. No AG branco os teores de quartzo estão em torno de 45%.

A albita é em geral euédrica a subédrica e raramente possui maclas polissintéticas bem definidas. Principalmente no AGB, mas também no AGN, ela é comumente associada à substituição parcial dos microclínios, criando a macla de tabuleiro de xadrez (*chessboard albite*). Análises ao MEV indicaram a ausência de Ca. Os cristais de albita possuem contatos retilíneos entre si e com os cristais de quartzo da matriz, entretanto, com os fenocristais de quartzo, seu contato é corrosivo. No AGN ocorre como fenocristal com tamanhos em torno de 1mm e em proporções de até 10%. No AGB não é comum encontrar fenocristais de albita, enquanto que na matriz as suas porcentagens variam de 20 a 35% no AGN e AGB. Em ambas as subfácies, na soma total, a albita ocupa de 20 a 35% do volume da rocha. Nas amostras AG branco, equigranular fino, os teores de albita estão por volta de 50%, e os seus tamanhos variam de 100 a 200 μ m.

O feldspato alcalino pode ser microclínio ou ortoclásio, euédricos a subédricos, com tamanhos em média de 0,1 a 0,5 mm. Os fenocristais de feldspato alcalino podem estar ausentes ou ocupar até 10% do volume do AGN e AGB, ao passo que na matriz também podem estar ausentes ou variar de 10 a 20% no AGN e até 15% no AGB. No AG branco os feldspatos potássicos estão ausentes.

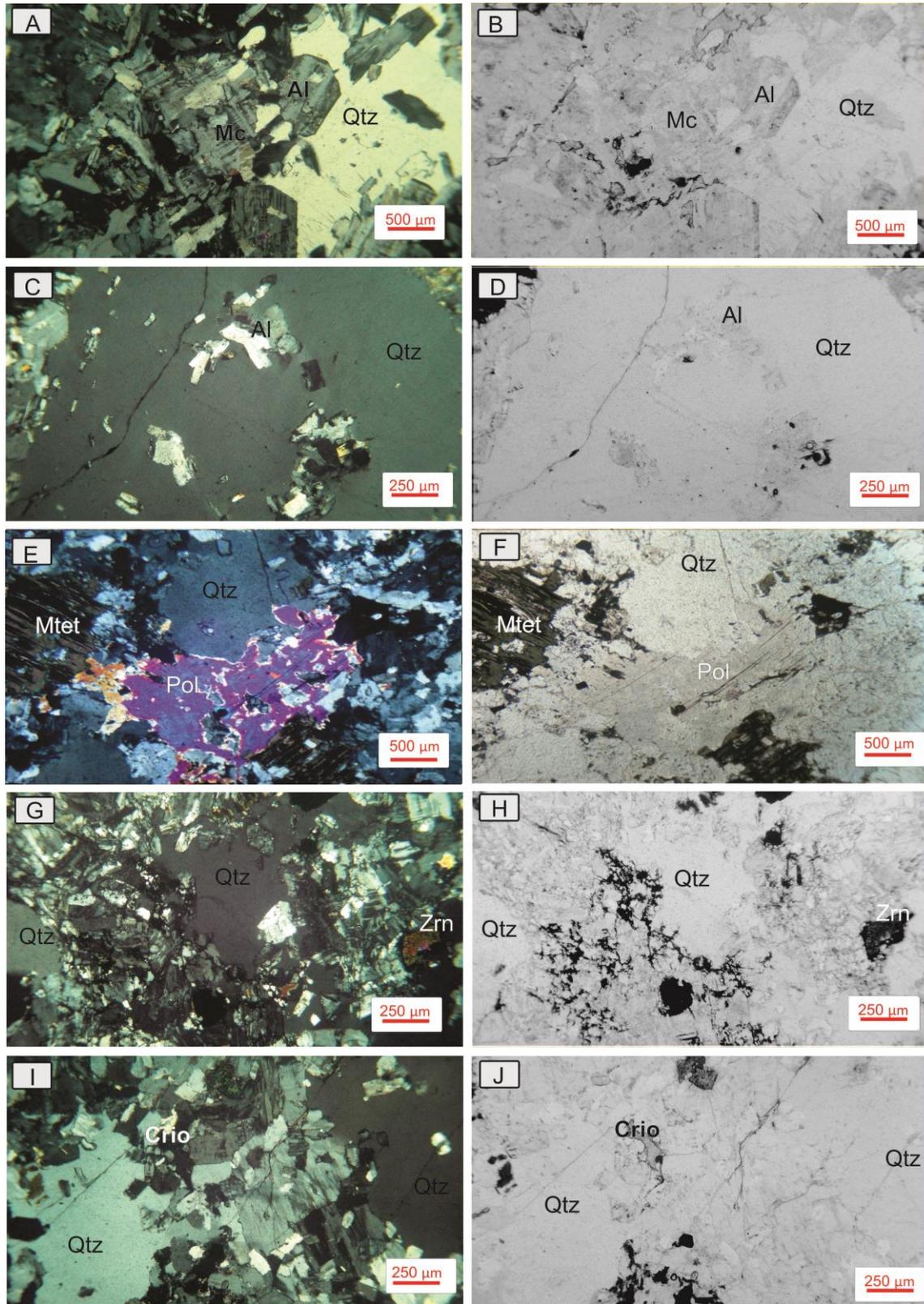


Figura 13. Fotomicrografia com objetiva de 4x, coluna de fotos à direita (LPNA-luz polarizada não analisada), coluna de fotos à esquerda (LPA-luz polarizada analisada). Fotos A e B representam Albita granito de núcleo (AGN). Fotos C e D representam textura snowball, no Albita granito de núcleo vermelho (AGNv). Fotos E, F, G e H representam Albita granito de núcleo amarelo (AGNa). Fotos I e J representam Albita granito de núcleo cinza (AGNc). Pol= polilitionita, Al= albita, Qtz= quartzo, Crio= criolita, Zrn= zircão, Mc= microclínio e MTet= mica tetraferífera.

A mica tetraferífera, preta em amostra de mão do AGN, é verde ao microscópio com variação de pleocroísmo de forte a moderado, em tons de verde escuro a marrom esverdeado e apresenta cristais tabulares a subédricos. Possui tamanhos variáveis de 50 até 500µm e pode ter suas clivagens deformadas. Com frequência ela apresenta sinais de alteração para clorita ou óxidos de ferro que preenchem suas clivagens. Quando em contato com a matriz albítica, ela mostra-se corroída e com bordas denteadas. É comum estar associada com a polilitionita, com a qual possui contatos retilíneos. A polilitionita possui tamanho e clivagem similares à mica verde, porém apresenta pleocroísmo de azul claro a branco e cores de interferência altas. Normalmente não apresenta os mesmos sinais de alteração descritos na mica verde. No AGB marrom existem poucos cristais de mica verde, cujos tamanhos são em torno de 700 µm, é muito alterada e é mais comum a ocorrência de polilitionita com tamanhos de 500 a 700 µm. No AGB vermelho, a mica verde desaparece restando a clorita, associada com a fluorita e/ou argila amarela.

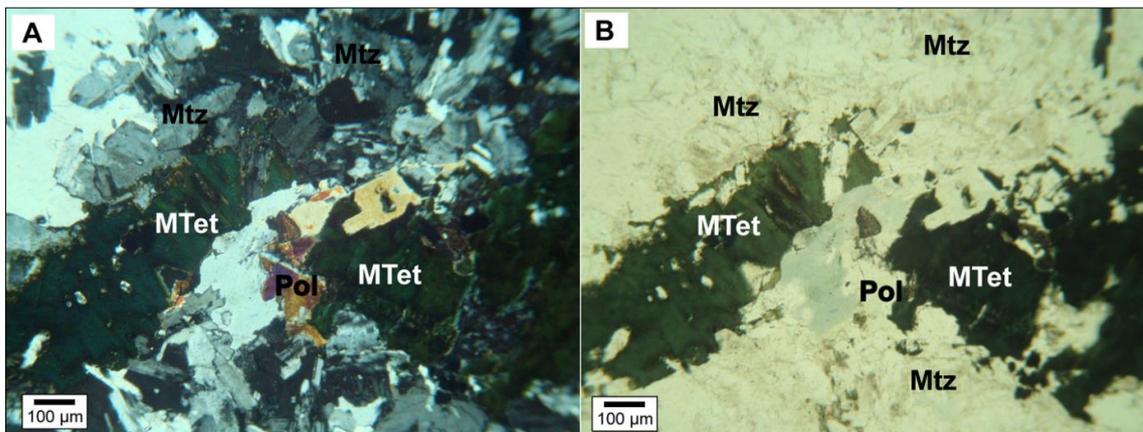


Figura 14. Fotomicrografia do albita granito cinza (AGNc), com objetiva de 4x, A) foto em LPNA-luz polarizada não analisada; B) foto em LPA-luz polarizada analisada. MTZ= matriz, MTet= mica tetraferífera e Pol= polilitionita.

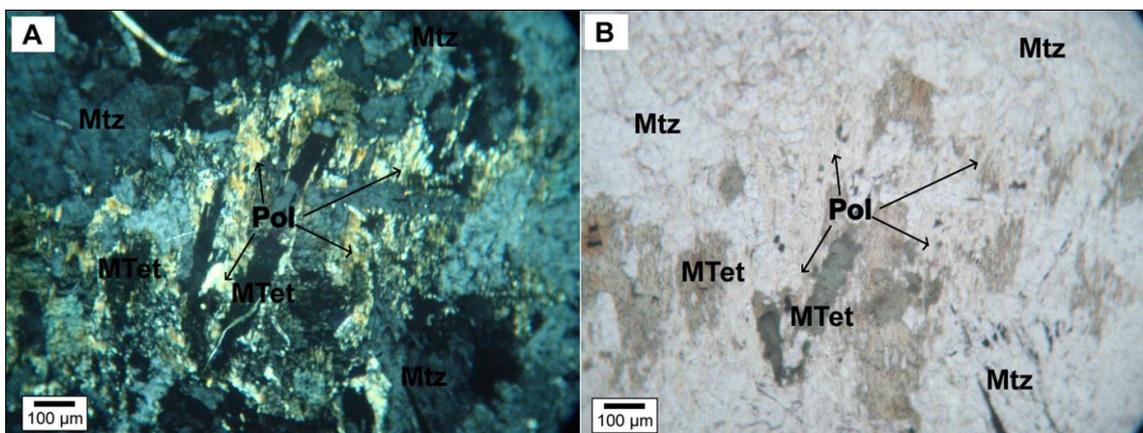


Figura 15. Fotomicrografia do albita granito de borda (AGB), com objetiva de 4x, A) foto em LPNA-luz polarizada não analisada; B) foto em LPA-luz polarizada analisada. MTZ= matriz, MTe= mica tetraferífera; Pol= polilitionita.

A riebeckita é comum no AGN e não é encontrada no AGB. Possui cor azul escuro, com pleocroísmo de azul a marrom, ocorre como cristais prismáticos, em certos casos fibrosos e até anédricos, podem alcançar tamanho de 2,5 mm. Pode estar associada a criolita e polilitionita, formando agregados que preenchem cavidades possivelmente miarolíticas, as quais indicam uma fase de cristalização magmática tardia.

A cassiterita ocorre disseminada em ambas subfácies, e pode estar associada aos fenocristais ou à matriz, mas em geral é encontrada com a criolita, zircão, riebeckita e polilitionita. Na subfácies AGB é comum a presença de cassiterita associada a óxidos que preenchem interstícios da matriz.

A thorita, identificada por sua composição ao MEV, foi observada em quantidades traço, principalmente na matriz albítica do AGN, com tamanhos menores do que 0,5mm, por vezes hidrotermalmente alterada, conforme sugere um envelope de óxidos de ferro também presentes em fraturas radiais (Figura 16F).

A fluorita é pouco evidente no AGN, onde ocorre em tons variando de roxo a incolor, muitas vezes incolor com pontuações roxas, ao passo que no AGB é comum sua presença em agregados de cristais ou em cristais anédricos intersticiais incolores ou em tons de cor roxa. Os cristais observados com hábito anédrico estão associados ao preenchimento dos interstícios da matriz ou fraturas, porém também é comum a ocorrência de cristais que apresentam contatos intensamente corrosivos com a paragênese dos fenocristais e com os minerais da matriz. A fluorita parece substituir a mica verde rica em ferro ao longo dos planos de clivagem e progredindo até a completa desestabilização do cristal primário, que, no estágio final, é transformado em um agregado composto por fluorita, clorita e opacos. Ao MEV, essa clorita apresentou Zn em sua composição o que equivaleria ao mineral baileychlore. Por sua vez, a fluorita é corroída por minerais amarelos, sem consistência argilosa, aspecto fosco que, ao microscópio, possuem hábitos micáceos finos, cores de interferência de segunda ordem, e que foram identificados por difratometria de raios X como ilita e caulinita.

A criolita é encontrada apenas no AGN. Pode ser magmática, como demonstrado pelos contatos retos com os minerais magmáticos e hidrotermal com contatos corrosivos (Bastos Neto *et al.* 2009), da mesma maneira que o quartzo tardio, com proporções modais variáveis até chegar a ser o mineral mais importante (Figura 11F) e formar bolsões. A criolita de origem hidrotermal apresenta inclusões fluidas bifásicas aquosas primárias (Ronchi *et al.* 2011).

O zircão está associado com a fase magmática, com a qual possui contatos não reativos e é corroído pela matriz quartzo-feldspática. Pode apresentar tamanhos muito variados até milimétricos e, nos maiores, um núcleo mais escuro e bordas mais claras com cores de interferência marcadamente diferentes (Figura 11E e 11F). Apresenta muitas inclusões de

albita, feldspato potássico, cassiterita, quartzo e óxidos de ferro, identificados ao MEV, que lhe conferem uma textura em peneira, e evidenciam seu caráter intermediário a tardio na paragênese magmática.

O pirocloro é acessório, possui tamanhos que variam de 100 a 200 μ m, e ocorre nos interstícios da albita, eventualmente com contatos retilíneos e circundado pelo quartzo e plagioclásio. É comum a presença de columbita e fluocerita associadas ao pirocloro. A columbita possui tamanhos que variam de 100 a 200 μ m e mantém o hábito semelhante ao do pirocloro próximo ao seu contato. Na subfácies AGB, o pirocloro não é tão evidente, ocorre com menor frequência, mas seus aspectos texturais não diferem dos observados no AGN. Os cristais de pirocloro possuem cor amarelada e estão associados a columbita que é opaca, ao microscópio óptico este contato é corrosivo (Figura 16A), entretanto em imagens obtidas por MEV na porção opaca, não é possível definir o tipo de contato, visto que o pirocloro parece possuir contatos com a columbita, que são marcados pelo processo de substituição do mineral, da mesma forma ocorre entre os contatos da columbita com a fluocerita (Figura 16B). A fluocerita ocorre nos limites das bordas dos grãos de columbita e preenche interstícios do pirocloro e da matriz. O processo de columbitização é proveniente do aumento na vacância do sítio A do pirocloro, resultando na sua desestabilização e transformação para columbita, que tem assinaturas geoquímicas de Sn e U herdadas do pirocloro (Minuzzi *et al.* 2006). No pirocloro, paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe (Minuzzi *et al.* 2006).

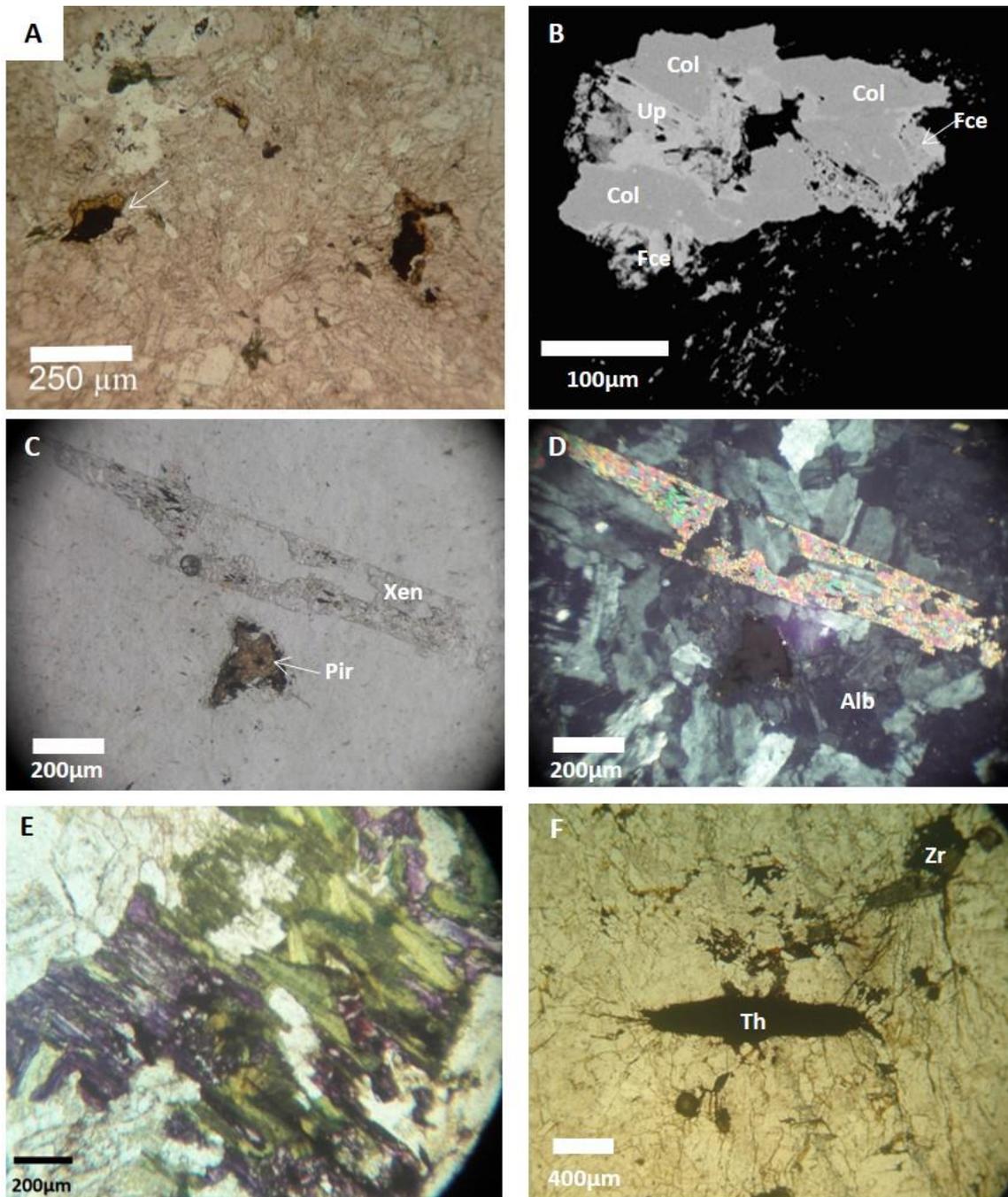


Figura 16. Minerais com Elementos Terras Raras no albita granito. A. A seta indica o cristal de U-Pb pirocloro alterado conforme imagem MEV em B, LPNA. (Amostra AGB 2). B. Imagem MEV de U-Pb pirocloro alterado para fluocerita e columbita. Col = pirocloro columbitizado, Fce = Fluocerita, Up = U-Pb Pirocloro. C. Xenotima e pirocloro corroídos pela matriz albitica do AGN cinza (amostra AGN 1), LPNA. D. idem, LPA. E. Fluorita roxa e clorita substituindo a mica verde no AGB (amostra AGB 1), F. AGN localmente avermelhado com thorita com fraturas radiais preenchidas por óxidos de ferro relacionados à alteração hidrotermal (AGM4B). Alb = matriz albitica com quartzo, Pir = Pirocloro, Th = thorita, Zr = zircão. LPNA = Luz polarizada não analisada; LPA = Luz polarizada analisada.

3.2. INCLUSÕES FLUIDAS

As análises microtermométricas em inclusões fluidas foram realizadas em dois fenocristais de quartzo, que representam a subfácies AGN, e em uma porção caracterizada como veio de quartzo. As amostras, coletadas são provenientes de furos de sondagens na porção central do albita granito.

Os fenocristais de quartzo com tamanhos variados de 1,8 a 4 mm possuem três situações onde são encontradas inclusões fluidas (Figura 17). A primeira, eventualmente em forma piramidal, marcando linhas de crescimento do quartzo com inclusões primárias (Figura 17A - 1), bifásicas aquosas, tamanhos de 5 a 25 μ m, e inclusões monofásicas escuras gasosas associadas em menor frequência. A segunda situação é em trilhas de inclusões com aspecto arborescente, pseudo-secundárias, também bifásicas aquosas associadas com monofásicas escuras gasosas, com tamanhos em torno de 5 μ m (Figura 17B - 2). E, por último, em trilhas de inclusões secundárias, monofásicas claras aquosas com distribuição radial em torno de um mineral opaco (Figura 17A - 2).

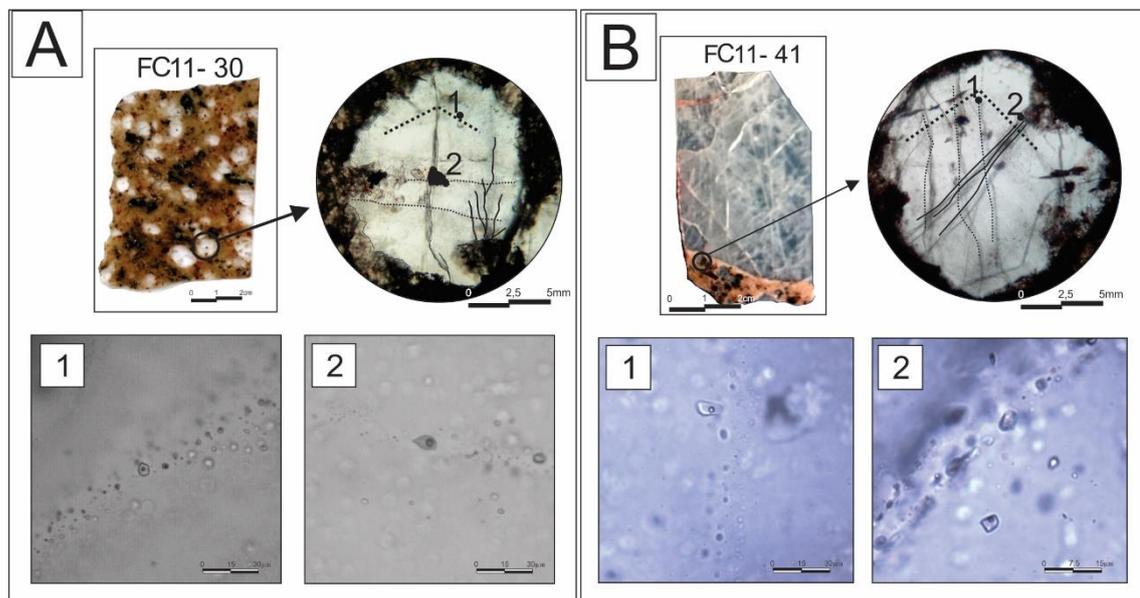


Figura 17. A) Foto da lâmina bipolida e fotomicrografia de inclusões fluidas do AGN. 1. Inclusões fluidas em linhas de crescimento do quartzo tardio com aspecto de fenocristal. 2. Inclusões fluidas em trilhas cortando mineral opaco. B) Foto da lâmina bipolida e fotomicrografia de inclusões fluidas do AGN em cristal de quartzo com aspecto de fenocristal próximo ao contato com o veio de quartzo. 1. Inclusões fluidas secundárias. 2. Inclusões fluidas pseudo-secundárias em trilhas arborescentes.

O veio de quartzo possui uma porção de cor branca e outra hialina, ambas aleatoriamente distribuídas na amostra. As inclusões encontradas na porção hialina são predominantemente primárias, bifásicas aquosas, com tamanhos de 5 a 15 μ m, e marcam a linha de crescimento do mineral. Na porção de cor branca as inclusões também são predominantemente primárias,

bifásicas aquosas e por vezes ocorrem inclusões primárias, trifásicas de alta salinidade. Com menor frequência em relação às inclusões primárias. Foram observadas inclusões secundárias em ambas as porções, bifásicas aquosas, com tamanhos de 10 a 20 μ m, e marcam o preenchimento de fraturas no mineral.

As temperaturas de homogeneização total do fluido aquoso das inclusões fluidas primárias, secundárias e pseudo-secundárias, observadas nas amostras de fenocristais e veio de quartzo, são similares e variam de 98 a 295°C, enquanto as temperaturas de fusão variam de -1 a -22°C, divididas em três grupos principais de salinidade, um com valores entre 0,5 a 5% peso eq. NaCl, outro entre 10 e 14% peso eq. NaCl, e o terceiro entre 16 e 23% peso eq. NaCl (Figuras 18 e 19). Além disso, foi possível observar inclusões fluidas primárias trifásicas (sólido halita + líquido + gás) com salinidade de 26% peso eq. NaCl.

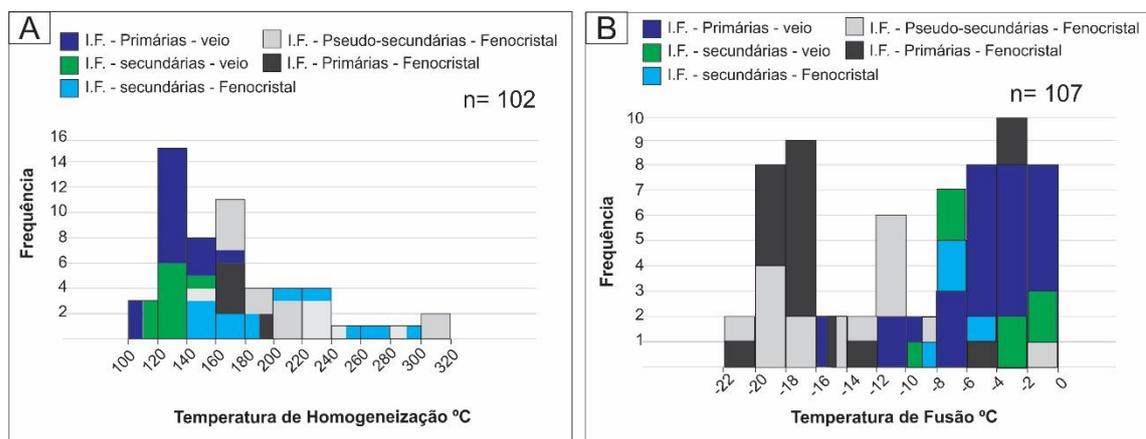


Figura 18. Histogramas. As colunas de menor espessura representam a mesma frequência de inclusões fluidas de diversos tipos. A letra (n) representa o total de medidas realizadas. A. variação de temperatura de homogeneização e B. fusão final do gelo de inclusões fluidas do quartzo tardio.

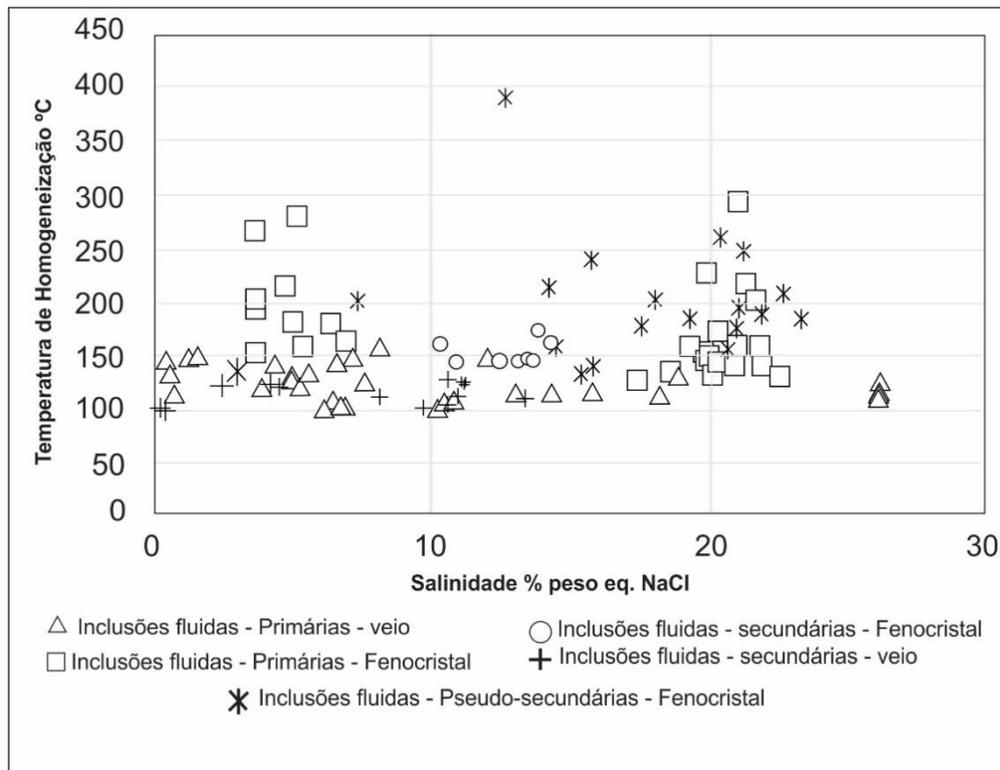


Figura 19. Variação da temperatura de homogeneização e salinidade dos diversos tipos de inclusões fluidas encontradas no quartzo tardio com aspecto de fenocristal e também em veio.

A correlação horizontal grosseira da temperatura de homogeneização e salinidade das inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias do quartzo tardio, tanto no veio, quanto naquele com aspecto de fenocristal, corresponde ao descrito por Bastos Neto *et al.* (2009) para as inclusões fluidas primárias na criolita, indicando tratar-se do mesmo fluido mineralizante para as duas fases minerais. A ampla variação de salinidade até valores de 26% peso eq. NaCl, indicados pela presença de pequeno cristal de saturação de halita, sugere fluido magmático.

3.3. GEOQUÍMICA DE ETR EM ROCHA TOTAL

A distribuição dos ETR nas diferentes subfácies que constituem o Albita Granito de Núcleo (AGN) e o Albita Granito de Borda (AGB) é abordada afim de subsidiar os estudos mineralógicos dos capítulos anteriores, dentro do contexto geral deste trabalho que tem como enfoque avaliar a existência e as singularidades que cada uma das fácies do Albita Granito possui, através da caracterização de sua distribuição em diagramas de classificação.

Este estudo foi baseado nas análises químicas de rocha total de 17 (dezessete) amostras. A figura 8 apresenta a localização destas amostras. As análises químicas foram efetuadas por ICP-MS no laboratório ACME no Canadá.

3.3.1. RESULTADOS

3.3.1.1 Concentrações de ETR no albita granito

A tabela 1 apresenta os resultados das análises químicas das amostras das subfacies do albita granito de núcleo e albita granito de borda. O albita granito de núcleo (AGN) é dividido em subfacies albita granito de núcleo vermelho (AGNv), albita granito de núcleo cinza (AGNc) e albita granito de núcleo amarelo (AGNa). Já o albita granito de borda (AGB), é dividido em albita granito de borda (AGB) e albita granito de borda silicificada (AGBs). Além destas subfacies o albita granito possui uma facies que corta tanto o AGB quanto o AGN, que aqui é denominada como Albita Granito Branco (AG).

As concentrações dos ETR somados as de Y são descritas para cada uma das subfacies a seguir:

- i. A concentração de ETR somado a de Y no albita granito de núcleo vermelho (AGNv) é de 248 ppm.
- ii. A concentração de ETR somado a de Y no albita granito de núcleo cinza (AGNc) varia de 192,8 ppm a 269,2 ppm, com uma concentração média de 231 ppm.
- iii. A concentração de ETR somado a de Y no albita granito de núcleo amarelo (AGNa) varia de 252,1 ppm a 322,8 ppm, com uma concentração média de 287,5 ppm.
- iv. A concentração de ETR somado a de Y no albita granito de borda (AGB) varia de 80,5 ppm a 579,5 ppm, com uma concentração média de 285,8 ppm.
- v. A concentração de ETR somado a de Y no albita granito de borda silicificado (AGBs) varia de 229,8 ppm a 549,8 ppm, com uma concentração média de 384,7 ppm.
- vi. A concentração de ETR somado a de Y no albita granito de branco (AG) varia de 24,9 ppm a 341,3 ppm, com uma concentração média de 183,1 ppm.

É importante ressaltar que de acordo com Bau e Dulski (1995), o fracionamento Y-Ho depende da composição do fluido e é gerado durante a migração deste. Em soluções aquosas, a estabilidade dos ETR cresce conforme o número atômico. Em soluções com precipitação de fluorita, onde a especiação dos ETR é dominada por flúor-complexos, o Y comporta-se como um pseudolantanídeo mais pesado como o Lu, entretanto sob a influência de ligantes fracos, o Y atua como um pseudolantanídeo leve a médio. Por isso é muito importante conhecer os agentes complexantes.

Frente a análise estatística dos dados, a facies que apresenta maior concentração de ETR é a albina granito de borda (AGB)

A média dos ETRL no AGN é de 37,81 ppm e a dos ETRP de 92,53 ppm. Já no AGB a média dos ETRL é de 62,22 ppm e a dos ETRP de 135,76 ppm

Embora exista maior concentração de ETR no AGB, é importante destacar que, ao analisar as amostras separadamente, em cada subfacies, verifica-se que, a subfacies que contém maior concentração de ETRP e ETRL é a subfacies AGBs com média de 94,72 ppm para ETRL e 162,08 ppm para ETRP. A média global de ETRL destas 17 amostras é de 48,52 ppm, enquanto que as de ETRP é de 107,3 ppm.

Tabela 1. Resultados das análises químicas em rocha total por ICP-MS das subfácies do AGB e AGN do depósito criolítico (DCM).

Amostras	Albita Granito de Borda Silicificado (AGBs)					Albita Granito de Borda (AGB)				Albita Granito de Núcleo Vermelho (AGNv)	Albita Granito de Núcleo Cinza (AGNc)		Contato Albita Granito de Núcleo Cinza (AGNc) e Amarelo (AGNa)		Albita Granito de Núcleo Amarelo (AGNa)		Albita Granito Branco (AG)	
	Z-06A	Z-06B	Z-07A	Z-8DLE	AGM-26A	Z-02A	Z-02B	Z-03A	Z-05B	AGM-20	AGM-14	AGM-25	AGM-5	AGM-10	AGM-16	AGM-4B	AGM-24	
Óxidos Maiores (wt. %)																		
SiO ₂	73,68	68,40	72,33	76,50	72,68	72,48	72,06	71,56	70,43	73,81	70,64	71,14	72,37	68,39	68,92	72,00	67,98	
TiO ₂	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	<0,01	
Al ₂ O ₃	12,76	14,16	12,67	11,08	13,60	12,21	13,96	12,53	13,10	12,62	12,83	15,25	12,07	14,99	12,65	13,14	18,77	
Fe ₂ O ₃	2,38	1,98	2,57	2,37	2,38	3,34	2,36	1,07	0,62	2,42	2,17	1,21	2,29	0,99	2,02	1,41	0,85	
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	<0,01	
MgO	<0,01	0,05	0,03	0,10	<0,01	<0,01	0,04	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,05	0,01	<0,01	
CaO	0,42	2,98	0,26	0,20	0,20	0,31	0,17	1,63	0,12	0,60	<0,01	0,03	0,17	<0,01	4,30	0,14	0,17	
Na ₂ O	4,00	3,75	2,96	3,49	4,71	2,85	4,53	2,97	4,27	4,08	5,65	5,22	4,89	7,74	2,45	5,38	11,48	
K ₂ O	4,90	3,69	6,39	4,20	5,01	5,14	5,02	6,05	5,30	4,74	4,40	5,78	4,25	4,18	4,08	4,20	0,05	
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	<0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	
TOT/C	<0,02	0,17	0,07	0,05	<0,02	0,06	0,15	<0,02	<0,02	0,06	0,03	0,23	<0,02	<0,02	0,05	0,03	<0,02	
TOT/S	0,02	<0,02	0,14	0,05	0,03	<0,02	0,03	0,11	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	0,05	<0,02	
LOI	0,8	2,8	0,9	0,9	0,4	1,4	1,1	2,0	5,5	0,7	2,0	0,5	1,6	1,8	2,9	1,6	0,6	
Sum	99,02	97,87	98,19	98,90	99,04	97,81	99,30	97,95	99,41	99,07	97,75	99,18	97,72	98,15	97,41	97,97	99,91	
Total	99,02	98,05	98,40	99,01	99,08	97,88	99,49	98,03	99,37	99,13	97,79	99,40	97,75	98,17	97,49	98,03	99,91	
Elementos traços (ppm)																		
Pb	674,6	145,2	839,3	62,1	329,1	131,7	256,0	96,3	8,0	253,0	353,8	85,1	425,8	483,8	163,2	411,0	222,5	
Zn	124	70	1537	20	164	293	97	63	4	51	528	21	700	891	81	1685	10	
Ni	0,3	1,4	1,0	1,0	1,6	0,7	2,1	1,4	5,0	3,2	2,3	3,4	1,6	2,1	1,0	1,8	1,2	
Sc	2	2	2	1	<1	2	<1	3	<1	<1	1	<1	2	<1	1	2	<1	
Be	14	17	16	8	16	23	23	13	12	18	32	14	28	18	27	25	20	
Co	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	
Cs	13,0	26,5	14,3	5,2	15,1	61,0	32,7	13,2	11,5	17,5	89,3	13,4	106,5	49,6	36,7	74,8	0,2	
Cu	1,6	0,8	4,9	1,9	1,0	0,5	1,5	3,0	2,6	1,6	1,3	1,9	0,8	1,4	0,5	1,4	1,3	
Ga	62,1	67,9	65,8	51,8	70,1	59,4	70,1	60,8	63,1	60,3	66,6	79,1	58,0	78,6	58,7	63,5	104,6	
Hf	253,7	221,3	480,5	335,0	230,0	285,2	156,0	398,5	181,8	212,9	302,4	272,5	333,4	99,0	295,1	289,1	11,0	
Nb	1288,4	1396,7	1285,4	1110,2	1499,5	1093,2	1566,1	1822,2	1298,6	1336,8	1290,5	1378,9	1446,4	1231,6	1345,3	1315,7	3,6	
Rb	3760,3	5268,5	4199,6	1087,8	4260,7	6977,0	4025,6	3958,7	3646,8	4295,4	6247,6	3808,0	6475,8	5634,8	4775,3	5825,3	7,0	
As	<0,5	1,9	0,6	1,0	<0,5	1,1	1,9	1,6	1,0	0,6	<0,5	3,5	0,9	0,7	1,1	1,1	<0,5	
Ba	31	42	27	67	22	35	29	68	29	24	6	24	6	12	26	8	3	
Sr	3,4	62,5	3,1	4,8	3,3	58,8	5,2	6,7	2,9	5,7	1,7	3,3	30,4	29,5	33,9	31,6	2,4	
Ta	151,8	178,3	168,7	129,5	183,6	126,4	180,6	228,1	177,9	155,7	153,4	237,7	175,5	138,3	154,4	155,6	0,6	
Tl	0,6	2,7	0,4	0,2	0,2	1,8	0,3	1,4	0,1	0,8	3,0	0,1	2,3	3,0	2,7	2,3	<0,1	
Bi	5,8	18,1	7,4	3,7	6,5	4,6	12,2	4,2	0,3	27,2	6,9	0,6	8,5	34,5	11,3	7,1	8,0	
Th	308,0	563,1	336,3	196,1	94,7	649,5	371,8	239,1	47,8	388,1	553,7	126,6	874,1	159,8	215,3	669,7	2,0	
U	307,5	191,9	233,9	278,2	322,7	376,3	371,0	264,2	43,6	366,5	380,9	253,2	404,9	272,6	404,6	428,9	4,6	
V	12	<8	9	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	
W	11,6	5,5	15,9	16,9	22,4	6,2	10,6	18,3	10,3	8,8	7,5	16,8	7,6	10,4	7,4	4,9	0,8	
Zr	4053,6	2145,6	5527,8	5535,5	2780,7	4614,7	1806,4	4627,7	2601,3	2950,2	4559,9	3210,1	5347,4	1110,2	5499,0	4246,3	125,9	
Y	105,2	122,0	158,9	198,3	54,9	68,3	58,3	263,1	17,8	62,8	69,3	46,4	98,6	91,8	57,8	76,5	14,4	
Sn	312	1786	3449	161	1151	995	429	2549	19	867	1287	48	1899	585	1026	1215	2	
Sb	0,2	0,8	0,2	0,2	<0,1	0,8	0,1	0,2	<0,1	0,2	1,8	0,1	1,6	2,6	1,0	1,8	<0,1	
F	2690	>10000	1340	1490	650	>10000	1100	>10000	1000	2500	>10000	90	>10000	>10000	>10000	9270	490	
La	14,7	24,3	27,2	76,8	31,9	14,3	16,3	21,7	7,4	18,0	16,0	25,5	26,8	16,9	18,9	24,1	0,3	
Ce	0,42	2,98	0,26	0,20	0,20	0,31	0,17	1,63	0,12	0,60	<0,01	0,03	0,17	<0,01	4,30	0,14	0,17	
Pr	6,93	8,16	11,97	21,03	12,05	7,56	6,86	9,03	3,11	7,72	8,03	9,36	11,07	7,72	10,20	10,14	0,19	
Nd	18,9	25,2	30,8	64,8	29,5	20,0	17,0	24,7	7,1	19,2	21,6	23,4	31,2	20,5	25,6	26,6	1,1	
Sm	9,70	11,17	13,71	18,80	10,39	9,01	6,90	12,79	1,98	7,75	9,13	8,69	12,97	8,74	7,94	11,24	0,46	
Eu	0,21	0,37	0,30	0,48	0,19	0,16	0,12	0,29	0,03	0,14	0,17	0,17	0,24	0,17	0,15	0,20	<0,02	
Gd	9,83	11,30	12,45	15,42	8,04	7,20	5,73	15,15	1,31	6,68	7,55	6,69	11,91	8,18	5,70	9,84	0,70	
Tb	4,38	4,74	5,51	4,69	3,40	3,22	2,64	6,85	0,74	3,22	3,28	2,75	5,26	4,08	2,48	4,27	0,30	
Dy	40,63	40,54	47,61	37,59	24,76	29,50	24,75	59,32	7,66	28,73	28,20	19,18	50,03	37,86	22,16	38,74	2,39	
Ho	10,45	9,19	10,65	8,57	4,78	7,68	6,20	14,28	2,01	7,25	7,29	3,80	14,28	9,73	5,94	10,98	0,51	
Er	41,76	33,29	41,58	33,10	16,83	31,69	25,29	52,65	8,76	29,20	30,71	14,18	60,33	39,44	27,06	46,05	1,73	
Tm	8,25	6,01	8,38	6,68	3,33	6,33	4,83	9,94	2,03	5,68	6,39	3,04	11,18	7,99	5,83	8,59	0,33	
Yb	64,08	44,14	70,05	55,09	25,63	51,80	38,17	76,89	17,53	44,63	53,50	25,70	84,40	61,72	50,42	64,38	2,07	
Lu	9,34	5,97	10,19	8,29	3,86	7,62	5,42	11,13	2,88	6,43	8,03	3,93	12,12	7,96	7,63	9,51	0,27	
ETR total	239,58	227,36	290,66	351,54	174,86	196,38	160,38	316,35	62,66	185,23	199,88	146,42	331,96	230,99	194,31	264,78	10,52	
ETR total + Y	344,78	349,36	449,56	549,84	229,76	264,68	218,68	579,45	80,46	248,03	269,18	192,82	430,56	322,79	252,11	341,28	24,92	
ETRP	188,72	155,18	206,42	169,43	90,63	145,04	113,03	246,21	42,92	131,82	144,95	79,27	249,51	176,96	127,22	192,36	8,30	
ETRL	50,86	72,18	84,24	182,11	84,23	51,34	47,35	70,14	19,74	53,41	54,93	67,15	82,45	54,03	67,09	72,42	2,22	
La/Yb	0,23	0,55	0,39	1,39	1,24	0,28	0,43	0,28	0,42	0,40	0,30	0,99	0,32	0,27	0,37	0,37	0,14	
Y/Ho	10,07	13,28																

Os padrões de distribuição dos ETR normalizados ao condrito para facies do albíta granito em todas as amostras estudadas possuem assinatura geoquímica com padrão de enriquecimento em ETRP, comprovada pela razão La/Yb, na qual para o AGBs é de 0,76, para o AGB é de 0,35, no AGNv é de 0,4, no AGNc é de 0,65, no AGNa é de 0,32 e para o AG é de 0,25, com média global igual a 0,49. Anomalia negativa de Eu é bem pronunciada, e a dispersão no diagrama de distribuição dos ETR é grande, tornando a média pouco representativa.

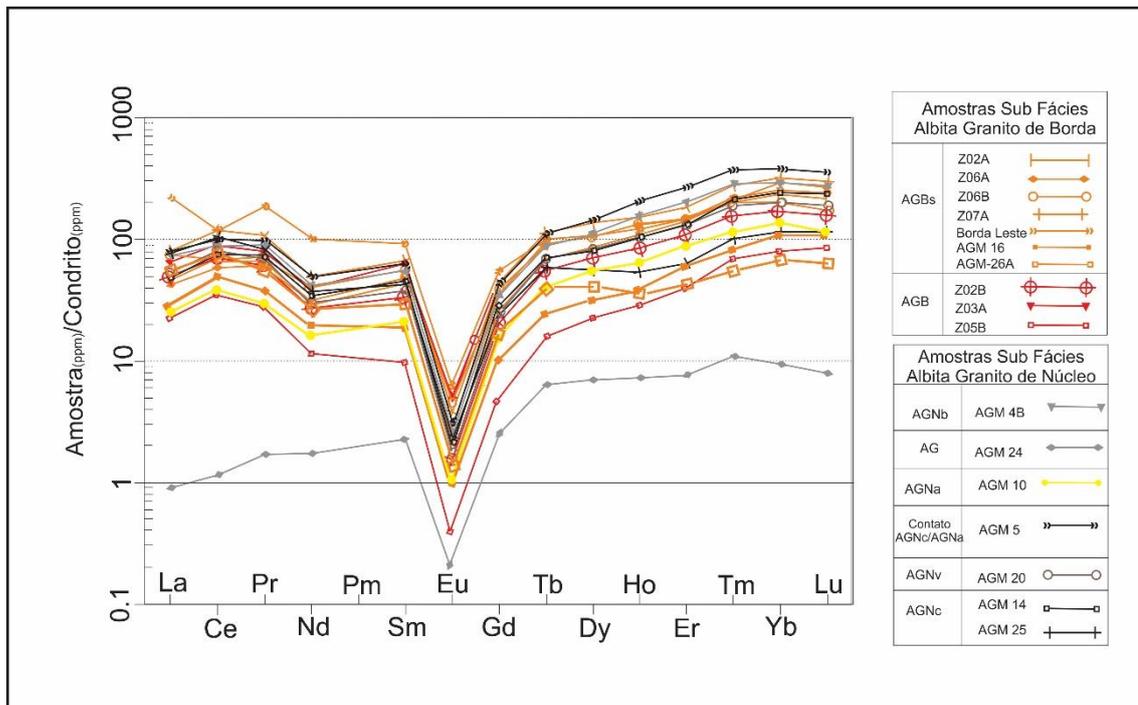


Figura 20. Padrão ETR das variações das subfácies albíta granito de borda e albíta granito de núcleo. AGBs, corresponde à subfácies albíta granito de borda silicificado, AGB à albíta granito de borda tradicional, AGNb à albíta granito de núcleo branco, AG à albíta granito branco, AGNa à albíta granito de núcleo amarelo, AGNv à albíta granito de núcleo vermelho e AGNc que corresponde à albíta granito de núcleo cinza.

Segundo Bastos Neto (2009) e Pires (2010) com a impossibilidade de formação de apatita, devido ao baixo teor de Ca no sistema magmático, o fósforo se liga aos ETR, principalmente nos processos finais da cristalização, formando xenotima, que é o mineral de minério de ETR e Y nestas fácies, mas concentra-se principalmente nas fases pegmatóides.

Para as subfácies do AGN e AGB, talvez este seja o fator que implicou na cristalização de U-Pb pirocloro ou para Columbita e Fluorcerita (secundárias), e não de Ca pirocloro, que é o mineral comumente encontrado em outros granitos.

Observa-se que não foram verificadas correlações importantes dos elementos maiores, menores e traços com os ETR ou com o Y. Isso pode ser explicado pelo fato destes elementos estarem concentrados em diferentes minerais (xenotima, torita, pirocloro, zircão), que têm

distribuição errática na rocha. O AGN possui porções pegmatíticas e veios tardios que cortam esta subfácies e que são portadores de torita e xenotima.

O flúor concentra-se principalmente nas subfácies AGB, AGNc e AGNa.

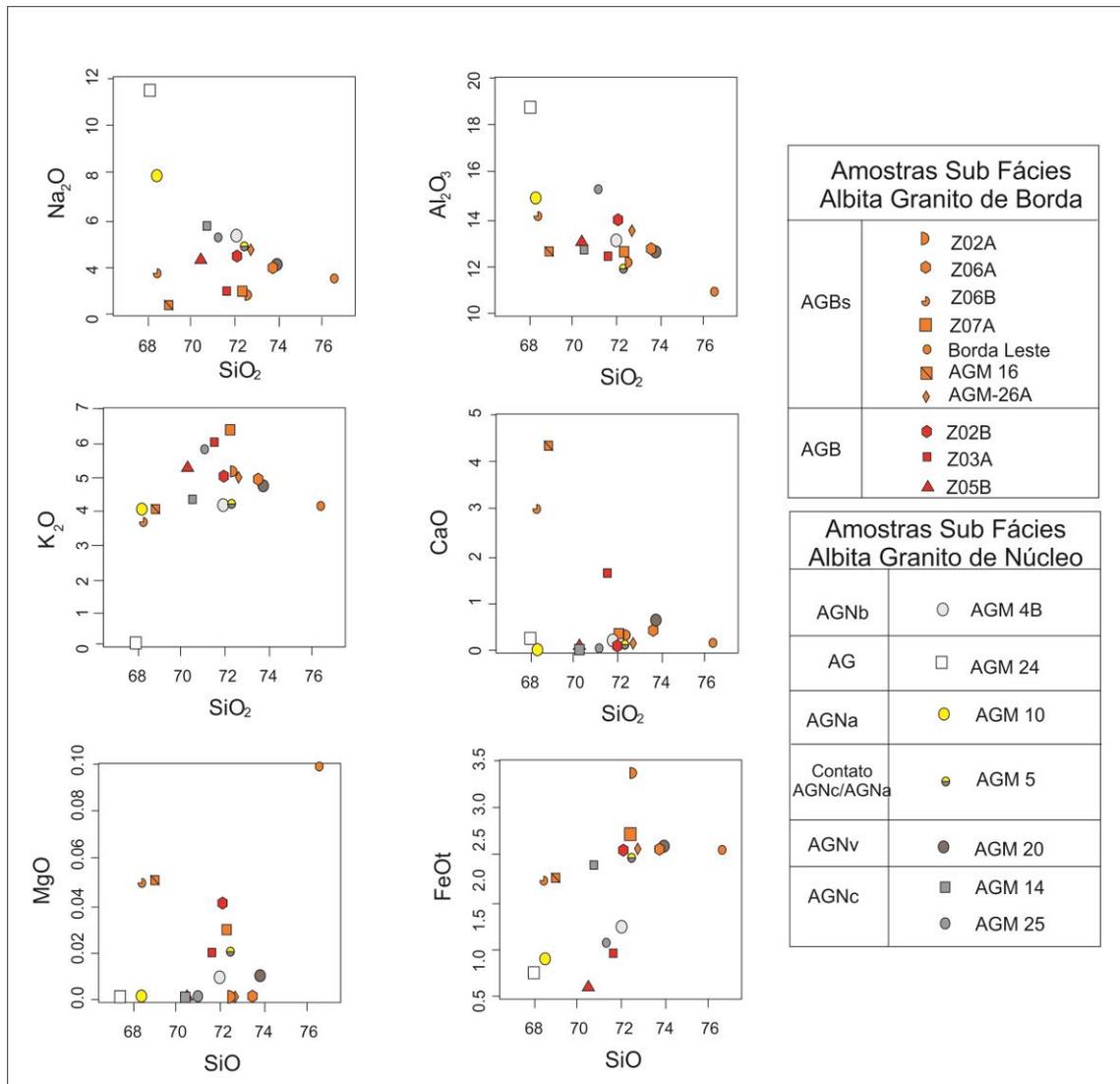


Figura 21. Diagrama bivalente aplicado às subfácies albite granito de borda e albite granito de núcleo. AGBs = subfácies albite granito de borda silicificado, AGB = albite granito de borda tradicional, AGNb = albite granito de núcleo branco, AG = albite granito branco, AGNa = albite granito de núcleo amarelo, AGNv = albite granito de núcleo vermelho e AGNc = albite granito de núcleo cinza, seta avermelhada representa as variações composicionais do AGB e AGBs, seta preta representa as variações composicionais do AGNb, AG, AGNa, AGNv e AGNc.

Apesar das alterações hidrotermais registradas em proporções muito variadas, o que cria uma grande dispersão de pontos nos diagramas (Figura 21), as amostras estudadas do AGN mantêm seu caráter peralcalino, relativamente deficiente em alumina e com excesso de álcalis, compatível com a observada presença de riebeckita, ao passo que o AGB possui caráter mais rico em alumínio do que sódio e potássio, isto é, peraluminoso a metaluminoso (Figuras 21 e

22) e é caracterizado pela presença de mica verde rica em ferro e polilitionita. O AGB marrom avermelhado, menos alterado e com restos de mica verde oxidada, apresenta teores menores de ferro do que o AGN cinza, com proporções maiores de minerais máficos e do que o AGB vermelho com clorita e fluorita, mais alterado do que o marrom. Os teores de sódio grosseiramente parecem diminuir do AGN cinza para o AGB e aumentam significativamente no AG branco, ao passo que o potássio aumenta do AGN o AGB. Da mesma maneira, a diminuição em sódio (do AGN para o AGB) e o aumento em potássio correspondem a um aumento em sílica. Os teores de cálcio e magnésio são caracteristicamente muito baixos (Figura 21). As amostras cujas análises apresentam elementos com teores abaixo do nível de detecção, em especial o magnésio, foram apenas registradas nos diagramas e aparecem sobre o eixo horizontal com valor zero.

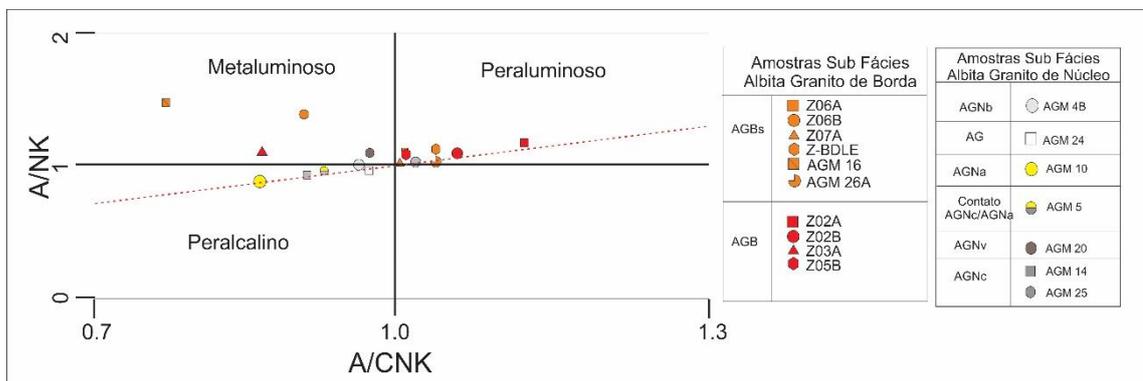


Figura 22. Diagrama A/NK vs A/CNK aplicado às variações das subfácies albíta granito de borda e albíta granito de núcleo (Shand, 1943). AGBs, = subfácies albíta granito de borda silicificado, AGB = albíta granito de borda tradicional, AGNb = albíta granito de núcleo branco, AG = albíta granito branco, AGNa = albíta granito de núcleo amarelo, AGNv = albíta granito de núcleo vermelho e AGNc = albíta granito de núcleo cinza.

Referências bibliográficas

- Audétat, A., Thomas Pettke, T., Heinrich, C.A., Bodnar, R. J. (2008) The Composition of Magmatic-Hydrothermal Fluids in Barren and Mineralized Intrusions. *Economic Geology*, 103, p. 877-908.
- Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F., Ferron, J.M., Minuzzi, O., Ronchi, L.H., Flores, J.A.A., Frantz, J.C., Pires, A.C., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N.F., Rolim, S.B.A., Rocha, F.N.F. & U Imann, L. (2005): A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília: DNPM/FINEP/ADIMB. p. 481-552.
- Bastos Neto A.C., Pereira, V. P., Lima, E. F; Frantz, J. C., Ronchi, L. H. (2009). The world class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite deposit associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas State, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 47, p. 1329-1357.
- Bates, R. L. & Jackson, J. A. (1987). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Alexandria, USA. Third Edition. p. 788.
- Bau, M. and Dulski, P. (1995). Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 213-223.
- Bodnar, R. J. (2003). Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (eds). *Fluid Inclusions – Analysis and Interpretation*. Vancouver, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 32, 81 – 100.
- Burnham, C. W. (1997). Magmas and hydrothermal fluids. In: H. L. Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Third Edition)*, p. 63 – 123.
- Cathelineau, M., Marignac, C., Dubessy, J., Poty, B., Weisbrod, A., Ramboz, C. Leroy, J. (1988). Fluids in granitic environment. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, vol. 43-42, p. 263-274
- Costa, J. B. S.; (1997). Hasui, Y. Evolução Geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG. p. 15-90.
- Costi, H. T. (2000) *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese (Doutorado em Geociências), Belém: Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brasil, p. 345.
- Costi, H. T., Dall’Agnoll, R., Moura, C. A. V. (2000). Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*, 4, p.832-849.
- Costi, H. T., Régis, R.M.K, Dall’Agnoll, R. (2005). Depósitos de estanho da Mina Pitinga, Estado do Amazonas. Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília: DNPM/FINEP/ADIMB. p. 414.

- Daoud, W. E. K. (1988). Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados. 194 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Ferron, J. M. T. M. et al. (2002). Reconhecimento de uma mega-estrutura no Distrito Mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO, 2. Belém, Pará.
- Ferron, J. M. T. M. *et al.* (2006). Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n.3, p. 499-512.
- Helba, H., Trumbull, R.B., Morteani, G., Khalil, S.O.E. & Arslan, A. (1997). Geochemical and Petrographic Studies of Ta Mineralization in the Nuweibe Albite Granite Complex, Egypt. *Mineralium Deposita*, 32, p. 164-179.
- Hekinian, R. (1982). Deuteric Alteration. In: R. Hekinian (ed.) *Petrology of the ocean floor*. Elsevier, *Oceanography Series*. Vol. 33, Chapter 11, p. 329-331.
- Hildreth, W. & Wilson, C. J. N. (2007). Compositional Zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, 48, (5), p. 951–999.
- 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 *Journal of Geochemical Exploration Review*. 40, p. 227-249.
- Issler, R. S. et al. (1974) *Geologia In : Departamento Nacional de Produção Mineral. Folha SA.22. Rio de Janeiro: DNPM. (Projeto RADAMBRASIL - Levantamento de Recursos Naturais v. 5)*, p. 7-182.
- Lenharo, S. L. R. (1998). *Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. 290 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Lenharo, S. L. R., Pollard, P. J., Born, H. (2003). Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos* 66, p. 37– 61.
- Melo, A. F. F. et al. (1978). *Projeto Molibdênio em Roraima: Relatório final*, Manaus, MME/DNPM, v. 6.
- Minuzzi, O. R. R. (1993). *Empresa Mamoré (Grupo Paranapanema): Relatórios Internos da Mineração Taboca, Pitinga, Amazonas*.
- Minuzzi, O. R. R. (2005). *Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albita granito de núcleo, mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, p. 182.
- Minuzzi, O. R. R., Bastos Neto, A. C., Flores, J. A. A., Pereira, V. P., Ferron, J. T. M. M. (2006). *O Depósito Criolítico Maciço e o minério disseminado de criolita associado à fácies*

albita granito do granito Madeira na Mina Pitinga (Amazonas). *Revista Brasileira de Geociências*, 36, p. 104-123.

Pierosan, R. *Geologia, Litoquímica e Química Mineral Do Grupo Iricoumé e Da Formação Quarenta Ilhas No Distrito Mineiro De Pitinga – AM – Brasil*. (2009). Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 463 f.

Pires, A.C. (2010). Xenotima, gagarinita, fluocerita e waimirita da mina Pitinga (AM): mineralogia e avaliação preliminar do potencial do albita granito para exploração de elementos terras raras e ítrio. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, p. 57-138.

Pires A. C.; Bastos Neto, A. C.; Pereira, V. P.; Botelho, N. F.; Minuzzi, O. R.R. (2006). Gagarinita-(Y) com polimorfo de fluocerita: provável caso de formação de um novomineral por exsolução de ETRL a partir de fluoreto de ETRP (Mina de Pitinga – AM). *Revista Brasileira de Geociência*, 36, n. 1, p. 155-164.

Ronchi, L. H.; Bastos Neto, A. C.; Minuzzi, O. R. R.; Althoff, F. J.; Weber, M. L.; Gedoz, S. C. (2005). Caracterização Físico-Química de fluidos mineralizantes da criolita de Pitinga - AM. In: X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Porto de Galinhas.

Ronchi, L.H., Bastos Neto, A. C., Samuel, C. G, S.C., Weber, M.L., PEREIRA, V. P., ANDREK, M. (2011). A Transição Magmático-Hidrotermal Registrada por Inclusões Fluidas no Albita-Granito de Núcleo, Mina Pitinga, Amazonas. In *Contribuições à Metalogenia do Brasil Org.* José Carlos Frantz; Juliana Chão Marques; Hardy Jost. – Porto Alegre: UFRGS/ Instituto de Geociências, p. 215.

Santos, J. O. S.; Reis Neto, J. M. (1982). Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador, Anais...Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 339-348.

Santos, J.O.S. et al. (2000). A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488.

Santos. J. O. S. et al. (2002). Timmin 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, *Journal of South America Earth Science*. v. 15, n. , p.409- 429.

Shand S.J. (1943). *Eruptive rocks. their genesis, composition, classification, and their relation to oredeposits with a chapter on meteorite*. New York.

Streckeisen, A. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, p. 144–204.

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

Teixeira, J. T. et al. (1992). Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito – mina do Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, Anais. São Paulo: SBG, 1992. v.1, p. 212-213.

Veiga Jr. et al. (1979). Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, v.7.

Weber, M. L.; Gedoz, S. C.; Benetti, F.; Petry, A. C.; Ronchi, L. H.; Bastos Neto, A.; Pereira, V. P.; Althoff, F. J. (2007). Variações mineralógicas e petrográficas na porção central do albita-granito Madeira, Pitinga, AM. Gaea (Unisinos), 3, p. 9-17.

Winter, J. D. (2001). An introduction to igneous and metamorphic petrology. Upper Saddle River, NJ, Prentice Hall, p. 697.

4. ARTIGO SUBMETIDO



CAPA	SOBRE	PÁGINA DO USUÁRIO	PESQUISA	ATUAL	ANTERIORES	NOTÍCIAS	SUBMISSÕES ONLINE
------	-------	-------------------	----------	-------	------------	----------	-------------------

[Capa](#) > [Usuário](#) > [Autor](#) > [Submissões](#) > #142834 > [Resumo](#)

#142834 Sinopse

RESUMO	AValiação	EDIÇÃO
Submissão		
Autores	Juliano Nunes Rodrigues	
Título	Individualização de subfácies e alterações deutéricas do albita granito rico em F no depósito de Sn-Nb-Ta-ETR Madeira (mina Pitinga, Amazonas)	
Documento original	142834-281973-1-SM.DOC 2018-01-30	
Docs. sup.	Nenhum(a) INCLUIR DOCUMENTO SUPLEMENTAR	
Submetido por	Juliano Juliano Nunes Rodrigues <input type="checkbox"/>	
Data de submissão	January 30, 2018 - 05:37 PM	
Seção	Artigos	
Editor	Nenhum(a) designado(a)	

Individualização de subfácies e alterações deutéricas do albita granito rico em F no depósito de Sn-Nb-Ta-ETR Madeira (mina Pitinga, Amazonas)

Individualization of subfacies and deuteritic alterations of the F-rich albite-enriched granite at the Madeira Sn-Nb-Ta-ETR deposit (Pitinga Mine, Amazonas)

Juliano Nunes Rodrigues¹, Artur Cezar Bastos Neto¹, Luiz Henrique Ronchi² & Vitor Paulo Pereira¹

¹ Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Avenida Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre, 91501-970, RS, Brasil. (juliano.sul@hotmail.com, artur.bastos@ufrgs.br, vitor.pereira@ufrgs.br)

² Centro das Engenharias, Universidade Federal de Pelotas. Praça Domingos Rodrigues, 2, CEP 96010-440, Pelotas, Brasil. (lhronchi@hotmail.com)

Resumo

O albita granito de Pitinga, em geral porfirítico e de composição modal monzogranítica a granodiorítica, possui uma complexa variação mineralógica e petrográfica, resultante tanto de processos da transição magmático-hidrotermal, como de alterações deutéricas. O mapeamento da frente de lavra norte no contato das subfácies de borda (AGB) e de núcleo (AGN), a petrografia e geoquímica de amostras representativas revelam duas paragêneses parcialmente superpostas de alteração no AGB, uma marrom avermelhada com restos de mica verde rica em ferro e outra vermelha onde a mica verde foi completamente substituída por clorita e fluorita e/ou argila amarela. Adicionalmente o AGN cinza porfirítico é transformado gradualmente em porfirítico branco (AGNb), mais rico em albita; amarelo, quando argilizado por illita e caulinita; com manchas localizadas de óxidos de ferro vermelhas, silicificado e criolitizado. Tanto o quartzo tardio (silicificação), como a criolita, possuem inclusões fluidas aquosas primárias com temperaturas de homogeneização entre 100 e 250°C e salinidade até 26% peso eq. NaCl. Ambas as subfácies AGB e AGN são cortadas por corpos irregulares brancos afaníticos compostos essencialmente por quartzo e albita. O padrão de ETR dos corpos afaníticos brancos é similar ao padrão do AGB e AGN, porém com a soma total de ETR menor, sugerindo cogeneticidade. A subfácies AGB resulta do resfriamento concêntrico da câmara magmática inicial produzindo uma borda que sofre alteração autometassomática por fluidos deutéricos, criando os óxidos de ferro que lhe conferem uma cor marrom avermelhada. Com a continuação do resfriamento do magma, cristaliza-se o AGN cinza. Paralelamente, com a criação de um *crystal mush* e, em um possível processo de *filter pressing*, novos fluidos hidrotermais são gradualmente expelidos, precipitando o quartzo tardio intersticial no AGB ou com aspecto de fenocristal no AGN, e forma concentrados no centro do corpo, produzindo lentes maciças de criolita, provocando a alteração deutérica do AGN e talvez a fase branca afanítica.

Palavras-chave: Albita granito, deutérico, hidrotermal, Pitinga, depósito Madeira; Amazonas

Abstract

The Madeira albite granite, located in Amazon state, northern Brazil, compositionally varying from monzogranite to granodiorite, has a complex mineralogical and petrographic diversity due both to magmatic-hydrothermal transition and deuteritic alteration processes. North mining front geological mapping of the border subfacies (BAG) and core subfacies (CAG) contact, petrographic description and geochemical analysis of representative samples showed two partially superposed BAG alteration paragenesis, first one red-brown characterized by traces of green Fe rich mica and another red paragenesis where this green Fe-rich mica was replaced either by fluorite and chlorite or yellow clay. The porphyritic gray CAG is gradually transformed to a white porphyritic rock richer in albite; a yellow argillized illite and kaolinite rock; locally with red iron oxide spots, silicification and criolitization. Both the late quartz (silicification) as the cryolite show primary aqueous fluid inclusions with homogenization temperatures from 100 to 250°C and salinity up to 26wt. % NaCl eq. Both BAG and CAG subfacies are cut by irregular aphanitic white rock bodies essentially composed by quartz and albite. The REE pattern of these white aphanitic rocks is similar to BAG and CAG REE signature, but with lower total contents, suggesting that they are coeval. The BAG subfacies was the first formed during a concentric magmatic chamber cooling process, fluid exsolution allowed the autometasomatic deuteritic alteration creating the red-brown iron oxides. The continuous magma chamber cooling could have created the gray CAG and, parallel to a crystal mush and filter pressing process, could have exsolved new deuteritic fluids responsible for the new red BAG alterations, the late quartz (silicification) and cryolite lens deposition, local CAG deuteritic alteration and also the white aphanitic phase.

Keywords: Albite-enriched granite, deuteritic, hydrothermal, Pitinga; Madeira deposit; Amazonas

INTRODUÇÃO

Durante a cristalização da cúpula de plútons granitoides ocorre uma cristalização concêntrica, de fora para dentro (Hildreth & Wilson, 2007). É consenso que câmaras magmáticas evoluem lentamente em direção a composições mais ricas em sílica, em temperaturas mais baixas. Porém, essa evolução pode ser afetada por processos complexos como, entre outros, a formação de *crystal mush*, uma espécie de esponja de cristais, da qual, por meio de processos de compactação, pode ser extraído um líquido silicático, o qual pode corroer os minerais já cristalizados, inclusive os fenocristais. Por outro lado, nem sempre os grandes cristais de rocha porfirítica se formaram antes da matriz. Assim como a adição de água rebaixa o ponto de fusão de magmas, a perda de fase fluida aquosa nas encaixantes rapidamente aumenta a temperatura de cristalização (*liquidus*), o que resulta na rápida cristalização de parte do líquido remanescente com os minerais previamente formados e pode produzir textura porfirítica (Winter, 2001, p. 29 e 208).

Burnham (1997) enfatiza que, durante a queda de P e T da câmara magmática, ocorre gradualmente uma separação de fluidos, nas formas de salmouras imiscíveis e de fases ricas em vapor representadas por inclusões fluidas com temperaturas de homogeneização e salinidades variáveis, eventualmente saturadas. Assim, a composição de fluidos hidrotermais magmáticos parece variar com o conteúdo em metais, como o Cu, Sn e W, além do P e T. Por exemplo, em magmas cristalizados em baixas pressões (<1,3 kbar) a salinidade do fluido magmático aumenta com o grau de cristalização, enquanto que, em altas pressões, ocorre o contrário.

Hekinian (1982) refere-se à alteração deutérica “*como alteração magmática de baixa temperatura relacionada à solidificação de um líquido silicático. O termo deutérico é restrito a reações envolvendo mudanças nas fases minerais primárias durante o processo de cristalização magmática. O agente da alteração deutérica é o material volátil dissolvido no magma.* Bates & Jackson (1987) enfatizam o caráter aquoso das soluções deutéricas separadas do mesmo corpo de magma. Hekinian (1982) detalha ainda que: “*O termo autometassomatismo pode ser usado no lugar de deutérico quando a rocha cristalizada é alterada por sua própria fração líquida tardia. É difícil distinguir entre minerais formados durante reações magmáticas tardias daqueles depositados por soluções fluidas penetrando minerais pré-existentes. Os minerais ou compostos amorfos formados no final da cristalização estão localizados nos interstícios dos minerais da matriz, em vesículas ou alinhados nas paredes de veios e/ou cavidades. O material neoformado é considerado como parte do líquido silicático original que deu origem aos constituintes da rocha total. A composição e quantidade de material deutérico dependem do grau de resfriamento, da disponibilidade de líquido residual e da sua composição. O melhor critério para se reconhecer minerais deutericamente alterados é a identificação do pseudomorfismo dos minerais primários.*

Ao longo de um processo complexo de resfriamento e queda de pressão, fluidos e voláteis diversos podem ser exsolvidos na fase de transição magmático-hidrotermal, produzindo alterações hidrotermais e/ou metassomáticas na porção de rocha já consolidada. Todos esses processos podem ser complicados pela circulação de fluidos provenientes das rochas encaixantes e de origens diversas como, por exemplo, meteórica ou metamórfica (Cathelinau *et al.* 1988).

O presente artigo enfoca as alterações deutéricas registradas numa rocha de composição e evolução muito incomuns. Trata-se do albita granito que hospeda o minério de Sn-Nb-Ta (F, ETR, Zr, Hf, U e Th) do depósito Madeira, na mina Pitinga. Neste depósito de classe mundial (Costi 2000), o minério disseminado (164 Mt) ocorre nas duas

subfácies - albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB) – e, adicionalmente, também ocorre, na parte central do AGN, um depósito hidrotermal de criolita maciça (Bastos Neto et al. 2009) com 10 Mt. Este trabalho foi focalizado na frente de lavra norte onde, além de uma grande exposição representativa da passagem das duas subfácies, também ocorrem outras variações do albita granito relacionadas a processos deutéricos. O estudo petrográfico, geoquímico e de inclusões fluidas dos tipos litológicos presentes permitiu contextualizá-los na evolução do sistema albita granito, principalmente no que tange à evolução da tão diversificada e singular paragênese mineral desta rocha/minério.

MATERIAIS E MÉTODOS

Com o objetivo de reconhecer e comparar os diversos tipos litológicos foi realizada a descrição detalhada da frente de lavra na borda norte do Albita Granito onde ocorre uma boa exposição do contato entre o AGN e o AGB. Baseado nas diferenças de cor, mineralogia e textura foram coletadas trinta e oito amostras (Figura 2) e confeccionadas 26 lâminas delgadas no laboratório de laminação da UNISINOS, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. Com a petrografia buscou-se identificar os diversos tipos litológicos, a alteração hidrotermal, detalhar as relações paragenéticas, a sucessão mineral, e realizar a classificação modal dos litotipos. Ainda com base na petrografia foram selecionadas dezessete amostras representativas das principais variações litológicas e alterações para análises geoquímicas em rocha total realizadas pela ACME, *Analytical Laboratories LTD.*, Canadá. Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplada a EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) foram realizadas no Laboratório do Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul buscando em especial caracterizar os minerais não prontamente identificados pela microscopia óptica. O modelo de MEV utilizado EVO 50 da marca Zeiss, possui filamento de tungstênio que opera em tensões de 0,2kV até 30kV e sua resolução nominal é de 3nm operando em 30kV. Duas lâminas bipolidas de quartzo tardio com aspecto de fenocristais e relacionados a processos de alteração hidrotermal (silicificação) tiveram suas inclusões fluidas petrograficamente descritas e analisadas por microtermometria utilizando a platina Linkam THMSG600 acoplada a um microscópio óptico biológico (NIKON 50i), equipado com uma objetiva de 50x. A calibração do aparelho foi realizada com inclusão fluida aquocarbônica sintética (-56,6°C synth.fi's), água desmineralizada (0,0°C) e produtos de ponto de fusão conhecido como nitrato de sódio (308°C) e dicromato de potássio (398°C). A precisão das medidas é de $\pm 0,1^\circ\text{C}$ e a salinidade das inclusões fluidas foi determinada de acordo com Bodnar (2003).

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Geologia Regional

A mina de Pitinga, inserida em um albita granito (Figura 1), está localizada no Cráton Amazônico, que aflora no Escudo das Guianas a norte e no Escudo Guaporé a sul das bacias paleozoicas do Amazonas e Solimões. Na região de Pitinga destaca-se a Suíte Madeira que é composta por três plútons graníticos denominados Europa, Água Boa e Madeira, propriamente dito. Esses granitos são intrusivos em rochas vulcânicas ácidas do

Grupo Iricoumé paleoproterozoico (Lenharo *et al.* 2003). Na Suíte Madeira os granitos Água Boa e Madeira são mineralizados em Sn. Segundo Costi *et al.* (2000), os granitos que representam a Suíte Madeira foram agrupados por apresentarem idades similares em torno de 1822 Ma (Pb-Pb) e pertencerem ao mesmo evento magmático. O granito Europa foi pouco estudado, pois se encontra quase inteiramente em área protegida (reserva indígena), porém Costi *et al.* (2000) o identificaram e classificaram como um granito *hipersolvus* de caráter peralcalino composto por feldspato, biotita, quartzo e riebeckita. O granito Água Boa possui forma elíptica, com orientação do eixo maior NE-SW, e abrange uma área de 350 km². Segundo Lenharo *et al.* (2003), ele é composto por quatro fácies, sendo a mais precoce um anfibólio-biotita-sienogranito, seguido por um biotita sienogranito de textura porfírica, um biotita-granito, e a mais jovem, um topázio-granito porfírico. Geoquimicamente, essas fácies possuem natureza alcalina e são classificadas como granitos do tipo-A, de caráter metaluminoso a peraluminoso (Horbe *et al.* 1991).

Granito Madeira

O granito Madeira é um *stock* alongado com direção geral NE-SW, área aproximada de 60 km² e quatro fácies principais: anfibólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, feldspato alcalino granito *hipersolvus* e albita-granito (Fig. 1B). A fácies anfibólio-biotita sienogranito, a mais antiga, ocorre ao longo do contato das bordas nordeste, noroeste e sudoeste do *stock*; tem sido denominada por vários anos como “granito rapakivi” e possui coloração avermelhada com manchas pretas e verdes. Petrograficamente, é uma rocha de textura equigranular a porfírica, composta por feldspato potássico (~70%), quartzo (~20%) e plagioclásio (~10%), e possui minerais acessórios como clinopiroxênio, zircão, fluorita, titanita e apatita. Algumas de suas texturas indicam níveis crustais rasos e seu caráter é predominantemente metaluminoso (Costi, 2000).

Relações de campo demonstram que o biotita-feldspato alcalino granito é intrusivo no anfibólio-biotita sienogranito. Os contatos com a fácies albita-granito são reativos. Sua coloração é avermelhada com pontuações escuras disseminadas. Possui textura predominantemente equigranular e localmente porfírica, composta por feldspato potássico (~55%), quartzo (~30%), plagioclásio (~10%) e biotita (~5%), contendo ainda acessórios como fluorita, zircão, topázio e anatásio. Geoquimicamente é classificado como metaluminoso a peraluminoso e sua idade é de $1822 \pm 2\text{Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão, Costi 2000).

Outra fácies do granito Madeira é o feldspato alcalino granito *hipersolvus*, que possui textura porfírica, com matriz de granulação fina a média, coloração róseo-avermelhada e cinza claro a cinza rosado, constituída essencialmente por feldspato potássico e quartzo. Os contatos com o albita-granito são transicionais e os processos metassomáticos de albitização e epi-sienitização são frequentes. Foi estabelecida a idade de $1818 \pm 2\text{Ma}$ através do método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões (Costi, 2000).

O albita granito é a fácies mais tardia e ocupa a parte central do granito Madeira apresentando forma alongada com orientação N-S do eixo maior e extensão de 1,8km e 1,5km no eixo menor. Esta fácies é intrusiva em todas as demais do granito Madeira, pode apresentar texturas pegmatíticas. Horbe *et al.* (1991) apontaram diferenças petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas no albita granito que permitiram dividi-lo em subfácies de núcleo (AGN) e de borda (AGB).

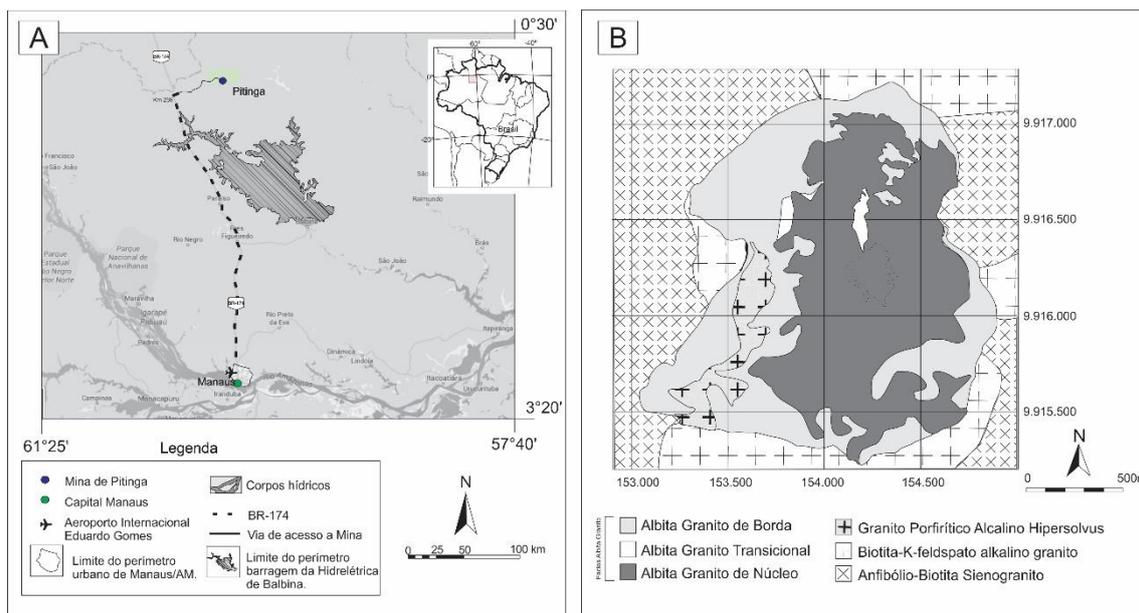


Figura 1. **A.** Mapa de localização da mina de Pitinga; **B.** Mapa geológico do albita granito e encaixantes imediatas (Minuzzi, 2005).

A sucessão mineralógica e paragenética nas diferentes subfácies, tanto AGB, quanto AGN foi delineada em diversos trabalhos anteriores (Costi 2000, Bastos Neto *et al.* 2005, Weber *et al.* 2007, Ronchi *et al.* 2011) estabelecendo fases ortomagmáticas precoces (paragênese dos fenocristais, AGN Cinza) e tardias (paragênese da matriz albitica), fases relacionadas à transição magmático-hidrotermal (textura pegmatítica) e, pelo menos, duas fases hidrotermais principais, uma responsável pelo autometassomatismo da borda, formando o AGB e outras responsáveis pela formação da criolita maciça, argilização, fases diversas de silicificação, oxidação dos minerais ricos em ferro, albitização (AG branco afanítico) e alteração da mica verde do AGN (Bastos Neto *et al.* 2005 e Ronchi *et al.* 2011).

Esse tipo de processo, denominado autometamórfico ou alterações deutéricas por Winter (2001) faz parte do resfriamento ígneo normal e ocorre em temperaturas relativamente moderadas em um ambiente no qual H₂O é liberada (exsolvida) de um líquido silicático residual ou externamente introduzida. O mapeamento e petrografia de detalhe da frente de lavra da borda norte, no contato do AGB e AGN (Figuras 2 e 3), refletiu essa bem estabelecida sucessão mineral e acrescentou algumas novas fases de alteração hidrotermal abaixo discutidas, em especial o AG branco, intrusiva no AGB e AGN (Figura 2B, número 15). Destaca-se também a presença no albita granito de minerais como a xenotima (YPO₄), fluocerita ((Ce,Lu)F₃) (Pires 2010) e processos como columbitização do pirocloro (Minuzzi *et al.* 2006).

Costi (2000) caracteriza uma terceira fase, o albita granito transicional, como uma zona de transição das subfácies AGB e AGN. A mineralogia e petrografia do albita granito transicional é definida pela desestabilização de minerais do grupo do pirocloro, criolita e micas ricas em ferro. Outra característica descrita pelo autor é a pigmentação de uma rocha similar ao AGN por “microgrânulos” opacos vermelhos e escuros. Essa rocha não aparece no contato estudado na borda norte. Conforme Costi *et al.* 2005, a presença de riebeckita no AGN está associada ao caráter peralcalino desta subfácies, diferentemente do AGB que possui caráter peraluminoso a metaluminoso, o que não é compatível com a existência de riebeckita.

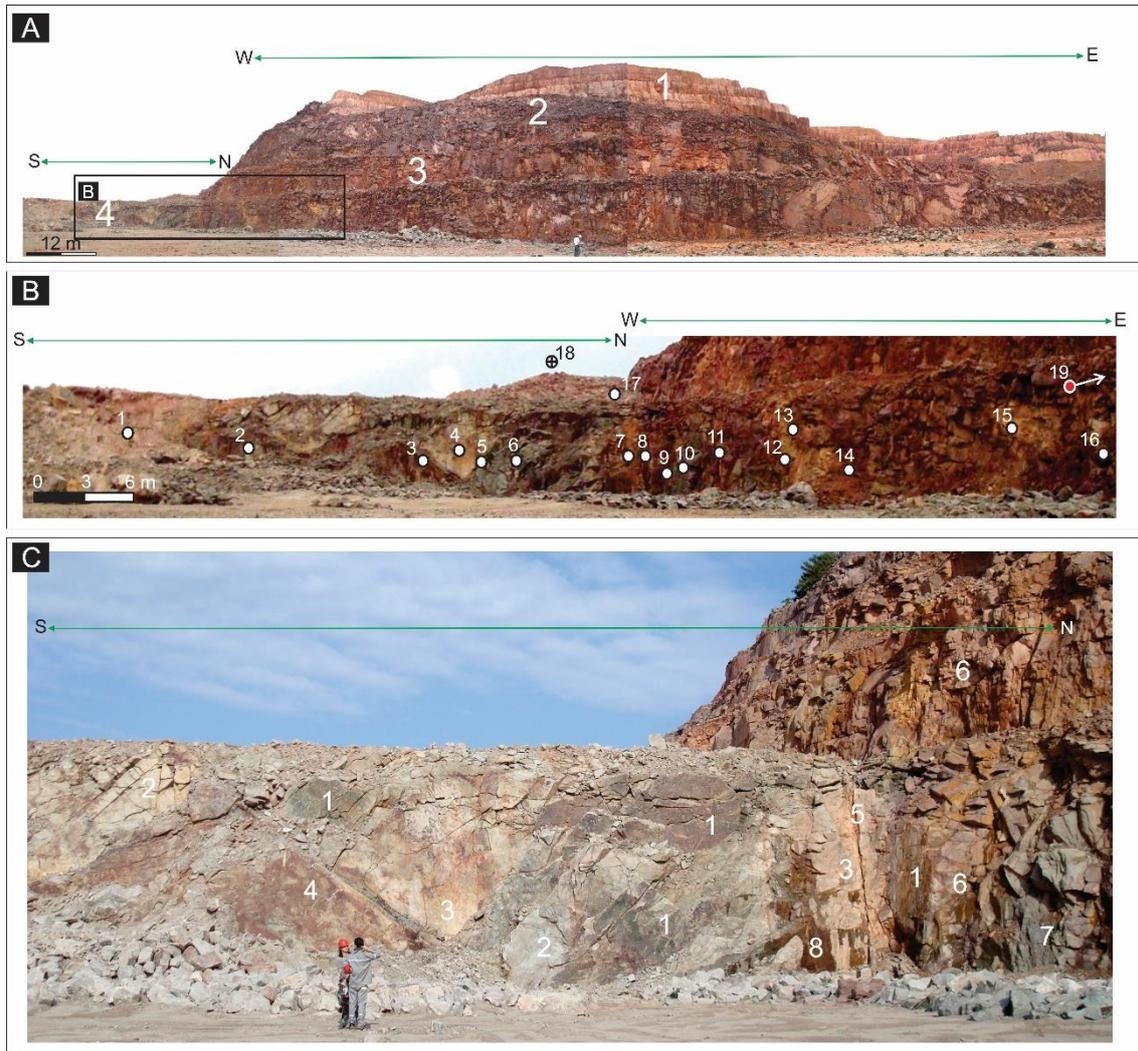


Figura 2. Frente de lavra na borda norte do depósito Madeira. **A.** 1. Biotita-feldspato alcalino granito encaixante, 2. albita granito de borda (AGB) marrom avermelhado, 3. albita granito de borda (AGB) vermelho e em 4 predomina o albita granito cinza (AGN) com porções brancas. As manchas brancas menores tanto no AGB quanto no AGN, correspondem ao AG branco (afanítico). Em campo, a frente de lavra E-W forma claramente um ângulo reto com a parede N-S. **B.** Os números de 1 a 19 correspondem a pontos de coleta de amostras. 18 e 19 estão fora dessa foto. **C.** Detalhe do contato do AGN com o AGB. 1. AGN cinza; 2. AGN branco; 3. AGN amarelo; 4. AGN vermelho; 5. Falha encobrendo parcialmente o contato; 6. AGB escuro com muita fluorita roxa e clorita verde visíveis a olho nu; 7. AGN rico em criolita; 8. Porção mais escura apenas por estar molhada.

RESULTADOS

Relações de Campo

A figura 2A mostra as variações litológicas na borda norte do albita granito, onde 1 é o biotita-feldspato alcalino-granito encaixante, 2 é o AGB marrom avermelhado, 3 é o AGB vermelho e em 4 predomina o albita granito cinza e branco porfíricos (AGN).

Existem porções brancas discordantes tanto no AGB, quanto no AGN, denominadas AG branco (afanítico, figura 3).

O AGN, a rocha menos alterada, possui textura porfirítica a localmente seriada. Macroscopicamente apresenta cor predominantemente cinza e branca com proporções modais muito variáveis e que, conforme Costi (2005), muitas vezes são similares e em torno de 20 a 30% tanto de quartzo, como de feldspato alcalino e albita (Weber *et al.* 2007). Porém, esse AGN, seja nos afloramentos superficiais na porção central da cava a céu aberto ou próximo ao contato com o AGB, mostra uma variação de cores característica refletindo composições mineralógicas diversas. O AGN cinza, 1 na figura 2C, pode se tornar branco, 2 na figura 2C, ou localmente amarelo e/ou friável no entorno de falhas e fraturas, 3 na figura 2C e vermelho, 4 na figura 2C.



Figura 3. Detalhe das variações litológicas na borda norte do albíta granito: **A.** AGN cinza parcialmente substituído por albíta granito branco. **B.** AGB vermelho rico em fluorita roxa disseminada e indicada por setas, notar as manchas brancas sugerindo substituição similar ao AGN da figura A. **C.** Contato do AGN cinza com o AG branco afanítico rico em fluorita roxa macrocristalina indicada pelas setas. **D.** Porção superficialmente amarela em 1 corresponde ao AG branco afanítico cortando o AGB. **E.** Blocos soltos mostrando à direita o contato do AGN cinza com o AGN branco fanerítico sem fluorita, comparado com o AGB vermelho. Notar a mancha de oxidação dos minerais ricos em ferro no contato; **F.** Raro afloramento de enclave de AGN rico em criolita dentro do AGB.

Por sua vez, o AGB, hidrotermalmente alterado, também possui textura porfirítica e proporções modais de quartzo, feldspato alcalino e albíta similares ao AGN, porém sua cor pode ser marrom avermelhada ou vermelha (Figura 2A), devido a uma fina poeira vermelha de óxidos de ferro, pervasiva em toda a rocha ou concentrada em fraturas irregulares muito finas. Dispersa no AGB ocorrem manchas de uma rocha escura composta por uma associação de fluorita roxa com clorita, visíveis a olho nu. Essa associação é similar ao localmente observado em lâminas delgadas quando da alteração mica verde (tetraferífera, Costi 2000) no AGN e AGB.

As variações mais importantes de cores e mineralogia do albíta granito são mostradas com mais detalhe na figura 3. Na borda norte destaca-se a passagem do AGN cinza para o AGN branco, ambos porfiríticos, iniciando com pequenas manchas brancas de albíta (figura 3A), eventualmente associadas a fraturas, e que podem se tornar a feição dominante. Além dessa transição, foram observados corpos irregulares tardios superficialmente amarelos, mas brancos no interior, aqui denominados AG branco, com textura equigranular afanítica, discordantes e recortando todo o afloramento do AGB (*e.g.* pontos 13 e 15 na Figura 2B). Corpos equivalentes também cortam o AGN cinza (2 na Figuras 2C, 3C e 3E). No AGN, a fluorita roxa pode estar associada com essa fase AG branco afanítica e no AGB a fluorita está associada com a fase avermelhada (Figura 3B e 3C).

A difratometria de raios X identificou illita e caulinita nas porções amareladas do AGN (3 na figura 2C) e as manchas vermelhas parecem resultado de oxidação de minerais ricos em ferro (4 na Figura 2C) tanto em falhas e fraturas (3 e 5 na figura 2C), como no contato com o AG branco (afanítico Figura 3E). Esse fenômeno de oxidação de minerais ricos em ferro no AGB é considerado como resultado de um processo de autometassomatismo (Costi, 2000).

Finalmente outra feição importante observada em campo corresponde ao AGN cinza, muito rico em criolita (9%), que chega a ser visível a olho nu (Figura 3F), localizado em meio ao AGB com contatos não intrusivos e aparentemente gradacionais (7 na figura 2C). Toda essa variação de cores, mineralogia e litologia foi estudada em lâminas delgadas e a figura 2B apresenta a localização das amostras coletadas.

Classificação e composição modal IUGS (QAPM)

Os afloramentos e amostras de AGN cinza e branco porfiríticos aqui estudados ocorrem como manchas irregulares e em proporções variadas entre os pontos 1 e 6 na figura 2B. A porção cinza é caracterizada por uma maior presença de minerais acessórios escuros da paragênese dos fenocristais, como mica verde rica em ferro (tetraferífera), mica rica em lítio (polilitionita), anfibólio azul (riebeckita), cassiterita, xenotima, gagarinita-(Y) e criolita magmática (Figuras 4A e B), associados aos fenocristais de quartzo e feldspato (Figuras 4C e D).

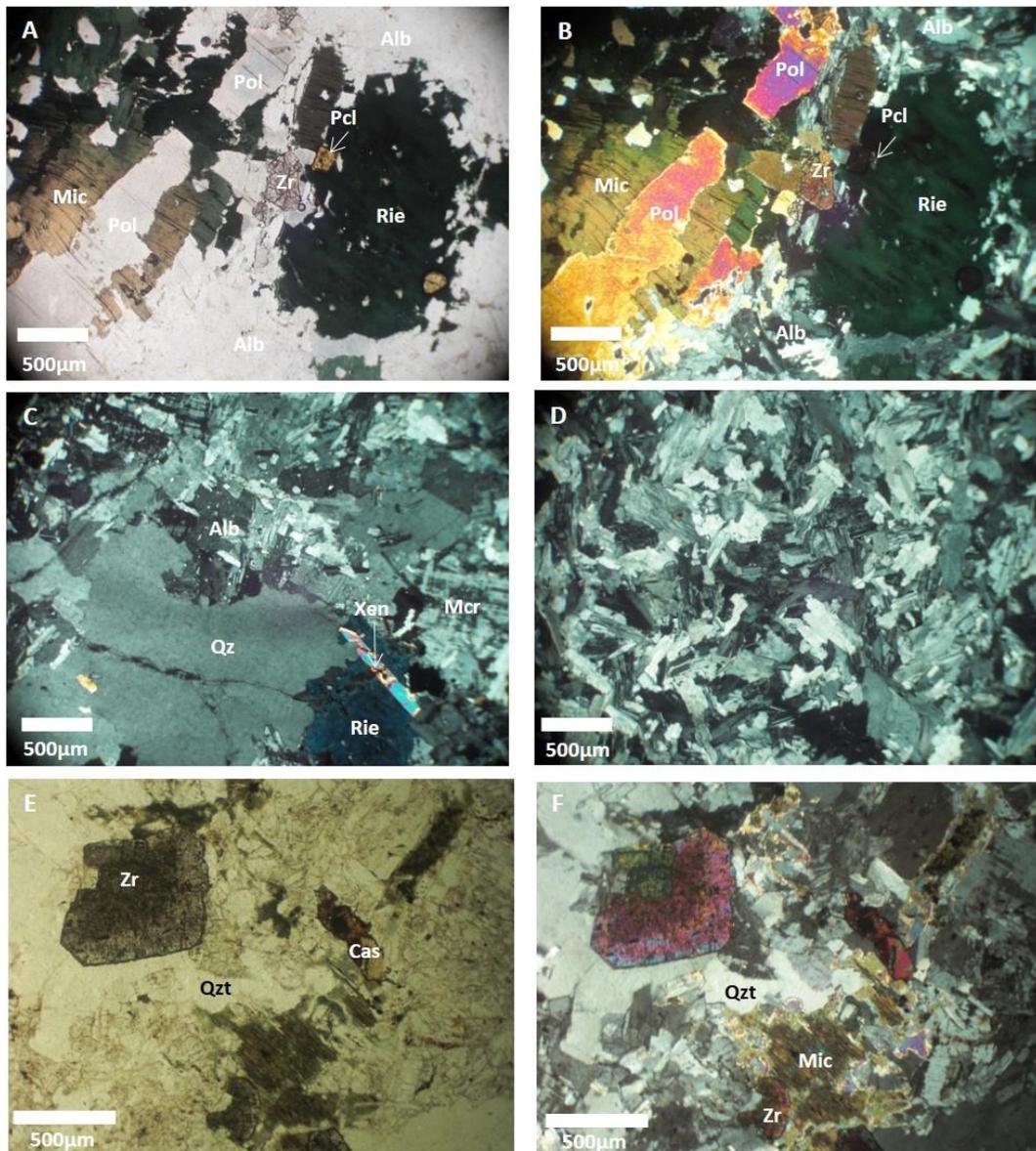


Figura 4. Minerais e texturas do AGN cinza e branco e AGB vermelho **A.** Paragênese dos fenocristais LPNA. **B.** idem em LPA, note os contatos corrosivos da matriz com os fenocristais. **C.** Fenocristal de quartzo corroído pela matriz albítica com microclínio e quartzo. LPA. Note a xenotima associada aos fenocristais. **D.** Albitização branca com quartzo e albita que corta o AGB (amostra AGM 24). **E.** AGB marrom avermelhado, note a poeira fina de óxidos de ferro que conferem a cor vermelha à rocha LPNA. **F.** Idem, note o quartzo límpido tardio (Qtz) e o zircão zonado. LPA (lâmina 26B) Alb = matriz albítica com quartzo; Col = pirocloro columbitizado; Crio = criolita, Mic = Mica com pleocroísmo verde a marrom, Mcr = microclínio, Pol = Polilitionita, Qz = Quartzo, Qtz = quartzo tardio, Rie = Riebeckita, Xen = xenotima, Zr = Zircão. LPNA = Luz polarizada não analisada; LPA = Luz polarizada analisada

Alguns minerais, como zircão e pirocloro, estão majoritariamente associados com a paragênese dos fenocristais, mas eventualmente ocorrem associados com a alteração hidrotermal. Na porção do AGN branco, também porfírica, predomina a matriz albítica, com quartzo e pouco feldspato alcalino e criolita. A alteração hidrotermal e/ou metassomática do AGN produziu alterou o U-Pb-pirocloro magmático, formando,

sucessivamente, U-pirocloro e columbita, com fluocerita associada, além de illita, caulinita, silicificação e fluorita, além do AG branco afanítico.

O contato entre os minerais magmáticos da paragênese dos fenocristais e da matriz em geral é corrosivo, porém localmente é possível observar que o contato entre o AGN cinza e branco é marcado por uma faixa de óxidos de ferro marrom avermelhada (Figura 3E). Ao microscópio nesta faixa de contato, tanto os minerais da matriz como os fenocristais são cortados por fraturas muito finas e irregulares preenchidas por óxidos de ferro. Eventualmente o AGN cinza apresenta-se avermelhado. Nesse caso, fraturas radiais finas, preenchidas por óxidos de ferro no entorno de zircão e thorita, oxidação do ferro das micas verdes ou minerais opacos conferem essa cor à rocha (Figura 6E). O AGN amarelo possui a paragênese de fenocristais e matriz corroídos por uma argila amarela identificada por difratometria de raios X como illita e caulinita. Eventualmente observa-se fluorita roxa em fraturas e também corroída pelas argilas. Trata-se de um processo de alteração hidrotermal produzindo argilas. Esse processo é mais evidente no AGB.

O AGB, cujas amostras foram coletadas entre os pontos 8 e 19 na figura 2B, possui uma cor em geral marrom avermelhada principalmente em sua porção superior (2 na figura 2A) devido à presença de óxidos de ferro em fraturas e disseminados em toda a rocha (Figura 4E e F). Localmente nas porções mais inferiores (3 na Figura 2A) o AGB possui uma cor vermelha mais clara, também relacionada aos óxidos de ferro. A mica verde, comum no AGN e AGB marrom avermelhado, desaparece no AGB vermelho, tendo sido substituída por clorita e fluorita. Nesse contexto, a presença de argila amarela também é significativa. Acessoriamente o AGB é constituído por cassiterita, hematita, thorita, pirocloro, columbita e xenotima em contatos retos com a paragênese dos fenocristais. Tanto no AGB, como no AGN, uma fase de quartzo mais límpido e tardio, que pode corroer tanto os fenocristais como a matriz avermelhada, eventualmente se apresenta como se fosse um fenocristal acomodado entre os cristais da matriz e entre os fenocristais propriamente ditos (Figura 4F). Esse quartzo tardio teve suas inclusões fluidas aquosas estudadas e os resultados aparecem no item 4.6 abaixo.

É notável a ausência da riebeckita no AGB. O AGN possui caráter peralcalino (Figura 8), compatível com a observada presença de riebeckita, ao passo que o AGB possui caráter peraluminoso a metaluminoso (Costi 2000), o que exclui a possibilidade de presença de riebeckita (Winter 2001, Costi *et al.* 2005).

A análise modal (Streckeisen, 1967) em vinte e seis lâminas delgadas buscou separar os minerais magmáticos, que podem aparecer como fenocristais ou matriz, dos minerais secundários, tais como, o quartzo tardio e plagioclásio do AG branco. As variações mineralógicas essenciais nas subfácies AGN e AGB possuem *trend* evolutivo similar (Figura 5), variando de monzogranito a tonalito, podendo inclusive chegar a granitoide rico em quartzo. Na figura 5 os pontos foram plotados com base na contagem modal de minerais essenciais aparentemente magmáticos. Porém, se forem incluídos os minerais secundários, como quartzo tardio e albita, apesar de haver um pequeno deslocamento dos pontos, a classificação ainda se mantém dentro dos limites do mesmo campo, com exceção de duas amostras correspondentes ao AG branco (albitização AGM 24 e AGM 27B), onde não ocorrem fenocristais.

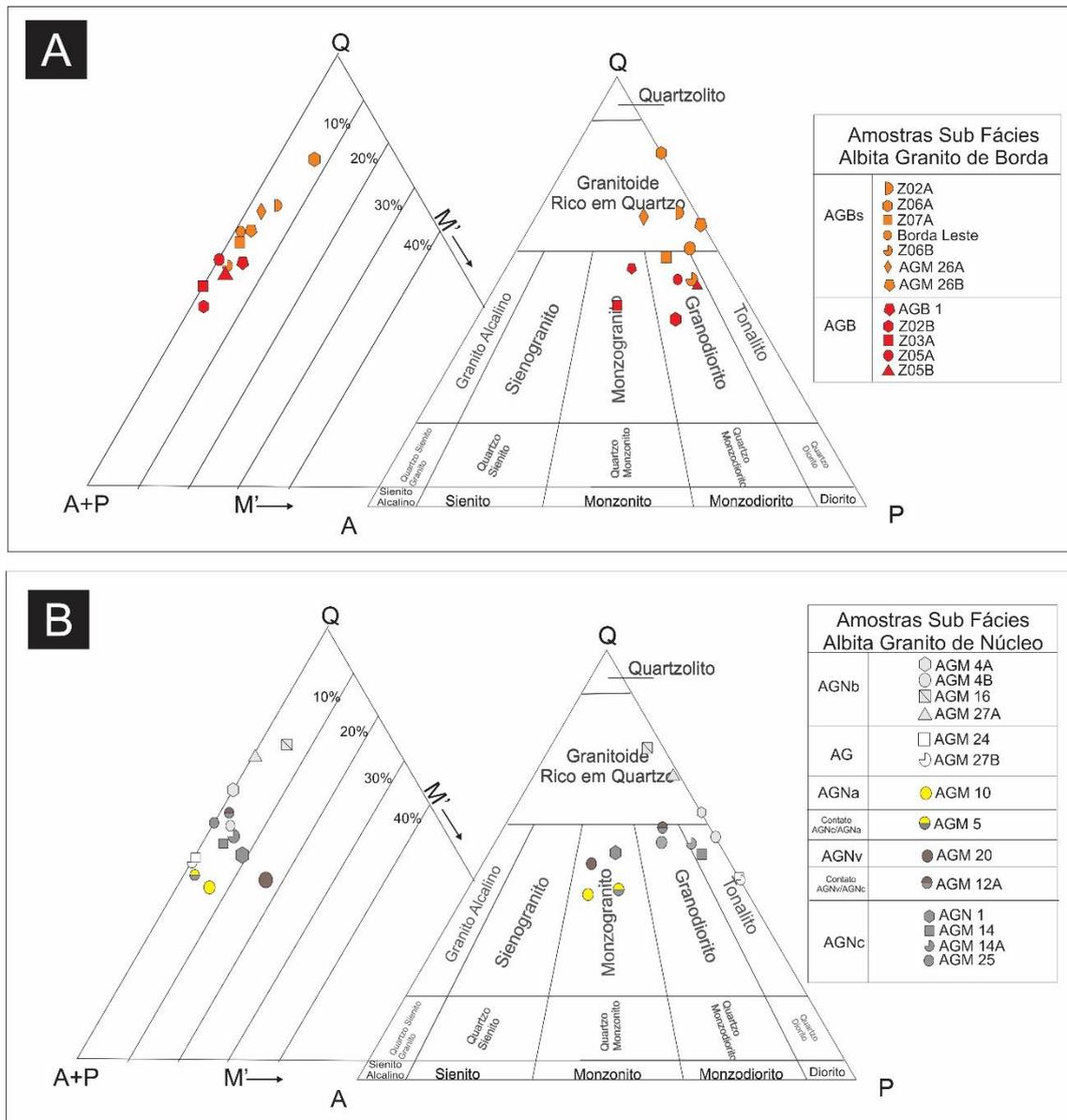


Figura 5. Diagramas QAP e QAPM de minerais essenciais (Q- Quartzo, A- Feldspatos Alcalinos, P- Plagioclásios, M- Máficos) das subfácies AGB e AGN. **A.** Albite granito de borda. AGBs = subfácies albita granito de borda silicificado, AGB =albita granito de borda. **B.** Albite granito de núcleo. AGNb = subfácies albita granito de núcleo branco, AG = subfácies albita granito branco, AGNa = lbita granito de núcleo amarelo, AGNv = albita granito de núcleo vermelho e AGNc = albita granito de núcleo cinza.

Isto significa que, de maneira geral, nas rochas estudadas, se a classificação for efetuada contando, ou não, os minerais de alteração hidrotermal, sejam quartzo (silicificação) ou albita (albitização), o resultado não muda substancialmente. Por outro lado, se nota duas tendências nas amostras mais alteradas que são o enriquecimento em albita resultando na classificação de algumas amostras de AG branco (afanítico) como tonalito e o enriquecimento em quartzo, resultando em granitoide rico em quartzo. Os máficos em geral não ultrapassam 10% da contagem modal total, típicos de rochas hololeucocráticas, estão ausentes na fase AG branco (afanítica) e são mais abundantes no AGN cinza do que no AGN branco (porfirítico). No AGB existe uma correlação positiva entre máficos e quartzo enquanto que no AGN essa correlação se inverte; ao diminuir a proporção de quartzo, aumenta a de máficos (Figura 5A e B).

Embora as proporções de quartzo e feldspato nessas rochas indiquem uma nomenclatura de monzogranito a granodiorito para o AGB e AGN e de tonalito para o AG branco afanítico, o sistema de classificação de rochas ígneas da IUGS (*International Union of Geological Sciences*) permite incluir feições mineralógicas no nome da rocha, tal como albita granito, o que é amplamente feito para rochas tais como o albita granito de Pitinga. Adicionalmente, esse tipo de granito hololeucocrático a leucocrático, rico em metais raros e associado a granitos com texturas pegmatíticas, é um caso particular tradicionalmente denominado de albita granito (Helba *et al.* 1997). Se a contagem de pontos do AG branco afanítico for plotada no diagrama de classificação de rochas vulcânicas, seria um dacito. Como se trata de uma alteração sódica, optou-se pela denominação AG branco.

Paragênese e sucessão mineral

As composições e relações mineralógicas do AGB marrom avermelhado e vermelho, AGN cinza e branco e AG branco (afanítico) revelam pelo menos duas paragêneses magmáticas e diversos processos hidrotermais precoces e tardios. O critério para determinar a textura porfirítica foi a distribuição bimodal de tamanho dos minerais. Entretanto, principalmente no AGB, parte importante dos cristais grandes de quartzo são tardios, límpidos, intersticiais entre os minerais precoces e possuem inclusões fluidas bifásicas aquosas, tal como descritas no item 4.6 abaixo. Esse quartzo pode representar um importante evento tardio resultante da circulação de fluidos da transição magmático-hidrotermal. A paragênese magmática precoce é representada pelos minerais em equilíbrio textural com os fenocristais e a tardia corresponde aos minerais da matriz em contato reativo com a paragênese precoce. As paragêneses hidrotermais correspondem aos processos de criolitização, silicificação, oxidação do ferro, cloritização, fluoritização, argilização e albitização. O feldspato alcalino é quase totalmente substituído por albita, em um processo de albitização que cria a albita *chessboard*.

Os cristais de **quartzo** do AGB e AGN ocorrem como fenocristais com tamanhos de 0,5 a 2mm e na matriz possuem tamanho médio de 50µm. Ambos variam de anédricos a subédricos. No AGN a textura *snowball* é comum e muitas vezes ocorrem microfaturas restritas ao quartzo e que não cortam ou cortam apenas parcialmente os minerais vizinhos. Tanto no AGB como no AGN, a proporção de quartzo como fenocristal, na rocha como um todo, varia de 20 a 40%, enquanto que o quartzo da matriz do AGN ocupa de 10 a 20% e, no caso do AGB, de 15 a 35%. A soma dos dois, no AGN e AGB, atinge de 40 a 60%. No AG branco os teores de quartzo estão em torno de 45%.

A **albita** é em geral euédrica a subédrica e raramente possui maclas polissintéticas bem definidas. Principalmente no AGB, mas também no AGN, ela é comumente associada à substituição parcial dos microclínios, criando a macla de tabuleiro de xadrez (*chessboard albite*). Análises ao MEV indicaram a ausência de Ca. Os cristais de albita possuem contatos retilíneos entre si e com os cristais de quartzo da matriz, entretanto, com os fenocristais de quartzo, seu contato é corrosivo. No AGN ocorre como fenocristal com tamanhos em torno de 1mm e em proporções de até 10%. No AGB não é comum encontrar fenocristais de albita, enquanto que na matriz as suas porcentagens variam de 20 a 35% no AGN e AGB. Em ambas as subfácies, na soma total, a albita ocupa de 20 a 35% do volume da rocha. Nas amostras AG branco, equigranular fino, os teores de albita estão por volta de 50%, e os seus tamanhos variam de 100 a 200µm.

O **feldspato alcalino** pode ser microclínio ou ortoclásio, euédricos a subédricos, com tamanhos em média de 0,1 a 0,5 mm. Os fenocristais de feldspato alcalino podem estar ausentes ou ocupar até 10% do volume do AGN e AGB, ao passo que na matriz

também podem estar ausentes ou variar de 10 a 20% no AGN e até 15% no AGB. No AG branco os feldspatos potássicos estão ausentes.

A **mica tetraferífera**, preta em amostra de mão do AGN, é verde ao microscópio com variação de pleocroísmo de forte a moderado, em tons de verde escuro a marrom esverdeado e apresenta cristais tabulares a subédricos. Possui tamanhos variáveis de 50 até 500µme, pode ter suas clivagens deformadas. Com frequência ela apresenta sinais de alteração para clorita ou óxidos de ferro que preenchem suas clivagens. Quando em contato com a matriz albítica, ela mostra-se corroída e com bordas denteadas. É comum estar associada com a polilitionita, com a qual possui contatos retilíneos. A **polilitionita** possui tamanho e clivagem similares à mica verde, porém apresenta pleocroísmo de azul claro a branco e cores de interferência altas. Normalmente não apresenta os mesmos sinais de alteração descritos na mica verde. No AGB marrom existem poucos cristais de mica verde, cujos tamanhos são em torno de 700 µm, é muito alterada e é mais comum a ocorrência de polilitionita com tamanhos de 500 a 700 µm. No AGB vermelho, a mica verde desaparece restando a clorita, associada com a fluorita e/ou argila amarela.

A **riebeckita** é comum no AGN e não é encontrada no AGB. Possui cor azul escuro, com pleocroísmo de azul a marrom, ocorre como cristais prismáticos, em certos casos fibrosos e até anédricos, podem alcançar tamanho de 2,5 mm. Pode estar associada a criolita e polilitionita, formando agregados que preenchem cavidades possivelmente miarolíticas, as quais indicam uma fase de cristalização magmática tardia.

A **cassiterita** ocorre disseminada em ambas subfácies, e pode estar associada aos fenocristais ou à matriz, mas, em geral, é encontrada com a criolita, zircão, riebeckita e polilitionita. Na subfácies AGB é comum a presença de cassiterita associada a óxidos que preenchem interstícios da matriz.

A **thorita**, identificada por sua composição ao MEV, foi observada em quantidades traço, principalmente na matriz albítica do AGN, com tamanhos menores do que 0,5mm, por vezes hidrotermalmente alterada, conforme sugere um envelope de óxidos de ferro também presentes em fraturas radiais (Figura 6F).

A **fluorita** é pouco evidente no AGN, onde ocorre em tons variando de roxo a incolor, muitas vezes incolor com pontuações roxas, ao passo que no AGB é comum sua presença em agregados de cristais ou em cristais anédricos intersticiais incolores ou em tons de cor roxa. Os cristais observados com hábito anédrico estão associados ao preenchimento dos interstícios da matriz ou fraturas, porém, também é comum a ocorrência de cristais que apresentam contatos intensamente corrosivos com a paragênese dos fenocristais e com os minerais da matriz. A fluorita parece substituir a mica verde rica em ferro ao longo dos planos de clivagem e progredindo até a completa desestabilização do cristal primário, que, no estágio final, é transformado em um agregado composto por fluorita, clorita e opacos. Ao MEV, essa clorita apresentou Zn em sua composição o que equivaleria ao mineral baileychlore. Por sua vez, a fluorita é corroída por minerais amarelos, sem consistência argilosa, aspecto fosco que, ao microscópio, possuem hábitos micáceos finos, cores de interferência de segunda ordem, e que foram identificados por difratometria de raios X como **ilita e caulinita**.

A **criolita** é encontrada apenas no AGN. Pode ser magmática, como demonstrado pelos contatos retos com os minerais magmáticos e hidrotermal com contatos corrosivos (Bastos Neto *et al.* 2009), da mesma maneira que o quartzo tardio, com proporções modais variáveis até chegar a ser o mineral mais importante (Figura 3F) e formar bolsões. A criolita de origem hidrotermal apresenta inclusões fluidas bifásicas aquosas primárias (Ronchi *et al.* 2011).

O **zircão** está associado com a fase magmática, com a qual possui contatos não reativos e é corroído pela matriz quartzo-feldspática. Pode apresentar tamanhos muito

variados até milimétricos e, nos maiores, um núcleo mais escuro e bordas mais claras com cores de interferência marcadamente diferentes (Figura 4E e F). Apresenta muitas inclusões de albita, feldspato potássico, cassiterita, quartzo e óxidos de ferro, identificados ao MEV, que lhe conferem uma textura em peneira, e evidenciam seu caráter intermediário a tardio na paragênese magmática..

O **pirocloro** é acessório, possui tamanhos que variam de 100 a 200 μ m, e ocorre nos interstícios da albita, eventualmente com contatos retilíneos e circundado pelo quartzo e plagioclásio. É comum a presença de columbita e fluocerita associadas ao pirocloro. A **columbita** possui tamanhos que variam de 100 a 200 μ m e mantém o hábito semelhante ao do pirocloro próximo ao seu contato. Na subfácies AGB, o pirocloro não é tão evidente, ocorre com menor frequência, mas seus aspectos texturais não diferem dos observados no AGN. Os cristais de pirocloro possuem cor amarelada e estão associados a columbita que é opaca, ao microscópio óptico este contato é corrosivo (Figura 6A), entretanto em imagens obtidas por MEV na porção opaca, não é possível definir o tipo de contato, visto que o pirocloro parece possuir contatos com a columbita, que são marcados pelo processo de substituição do mineral, da mesma forma ocorre entre os contatos da columbita com a fluocerita (Figura 6B). A **fluocerita** ocorre nos limites das bordas dos grãos de columbita e preenche interstícios do pirocloro e da matriz. O processo de columbitização é proveniente do aumento na vacância do sítio A do pirocloro, resultando na sua desestabilização e transformação para columbita, que tem assinaturas geoquímicas de Sn e U herdadas do pirocloro (Minuzzi *et al.* 2006). No pirocloro, paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe (Minuzzi *et al.* 2006).

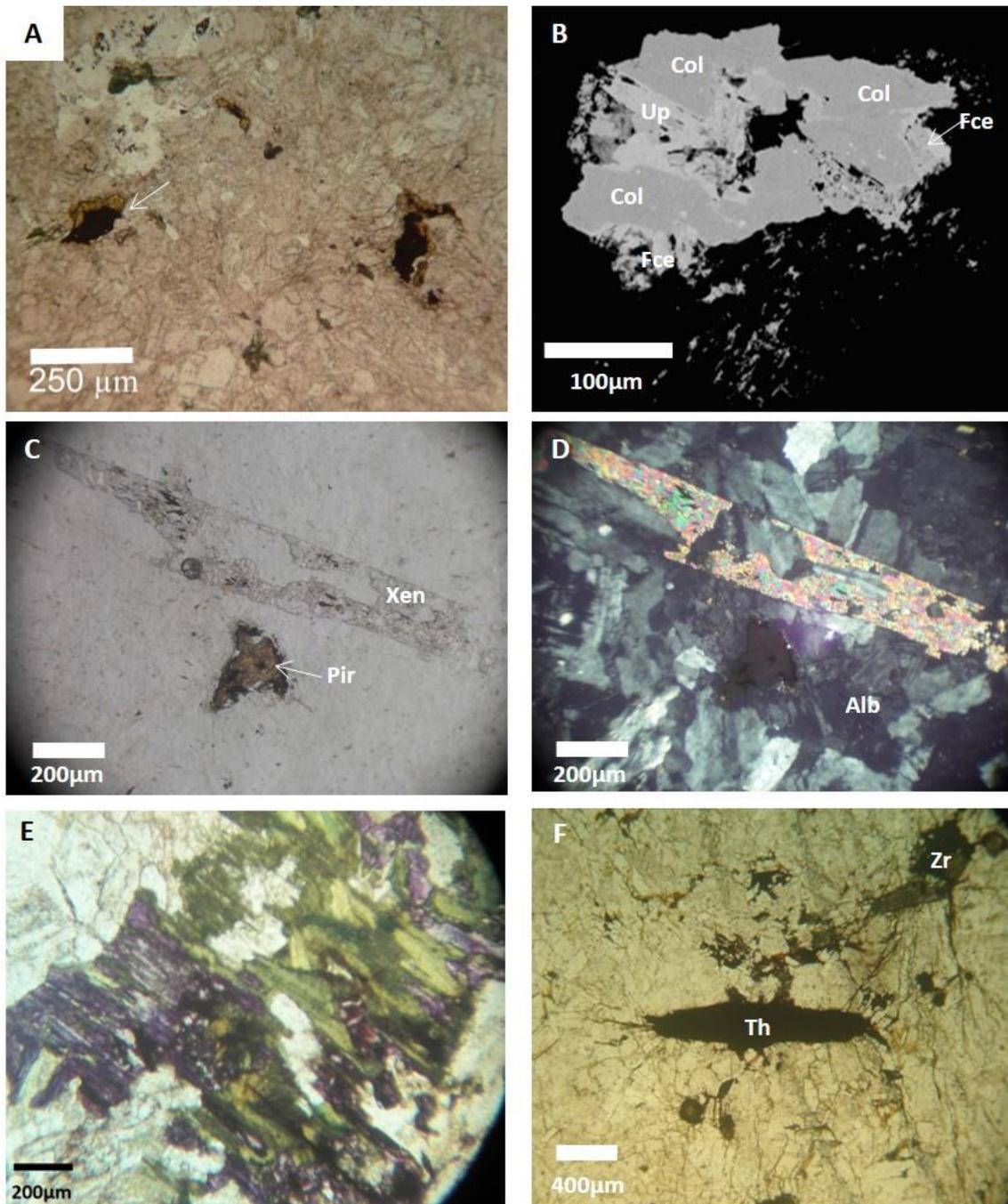
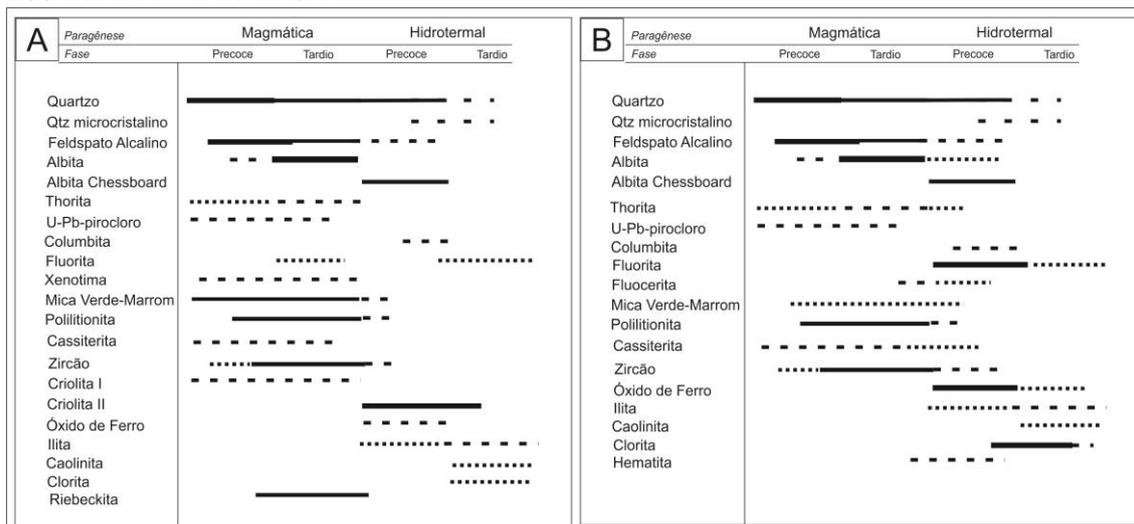


Figura 6. Minerais com Elementos Terras Raras no albite granito. A. A seta indica o cristal de U-Pb pirocloro alterado conforme imagem MEV em B, LPNA. (Amostra AGB 2). B. Imagem MEV de U-Pb pirocloro alterado para fluocerita e columbita. Col = pirocloro columbitizado, Fce = Fluocerita, Up = U-Pb Pirocloro. C. Xenotima e pirocloro corroídos pela matriz albítica do AGN cinza (amostra AGN 1), LPNA. D. idem, LPA. E. Fluorita roxa e clorita substituindo a mica verde no AGB (amostra AGB 1), F. AGN localmente avermelhado com thorita com fraturas radiais preenchidas por óxidos de ferro relacionados à alteração hidrotermal (AGM4B). Alb = matriz albítica com quartzo, Pir = Pirocloro, Th = thorita, Zr = zircão. LPNA = Luz polarizada não analisada; LPA = Luz polarizada analisada.

Tabela 1. Paragênese e sucessão mineral. A) subfácies albíta granito de núcleo; B) subfácies albíta granito de borda. Modificada de Bastos Neto *et al.* 2009, Weber *et al.* 2007 e Ronchi *et al.* 2011.



Geoquímica

Os resultados analíticos de dezessete amostras de AGN e AGB com diferentes graus de alteração hidrotermal, analisadas para elementos maiores, menores e traço, incluindo elementos terras raras, são apresentados na tabela 2.

Apesar das alterações hidrotermais registradas em proporções muito variadas, o que cria uma grande dispersão de pontos nos diagramas (Fig. 7), as amostras estudadas do AGN mantêm seu caráter peralcalino, relativamente deficiente em alumina e com excesso de álcalis, compatível com a observada presença de riebeckita, ao passo que o AGB possui caráter mais rico em alumínio do que sódio e potássio, isto é, peraluminoso a metaluminoso (Figuras 7 e 8) e é caracterizado pela presença de mica verde rica em ferro e polilitionita. O AGB marrom avermelhado, menos alterado e com restos de mica verde oxidada, apresenta teores menores de ferro do que o AGN cinza, com proporções maiores de minerais máficos e do que o AGB vermelho com clorita e fluorita, mais alterado do que o marrom. Os teores de sódio grosseiramente parecem diminuir do AGN cinza para o AGB e aumentam significativamente no AG branco, ao passo que o potássio aumenta do AGN o AGB. Da mesma maneira, a diminuição em sódio (do AGN para o AGB) e o aumento em potássio correspondem a um aumento em sílica. Os teores de cálcio e magnésio são caracteristicamente muito baixos (Fig. 7). As amostras cujas análises apresentam elementos com teores abaixo do nível de detecção, em especial o magnésio, foram apenas registradas nos diagramas e aparecem sobre o eixo horizontal com valor zero.

Tabela 2. Resultados das análises químicas da fácies albita granito.

Amostras	Albita Granito de Borda Silicificado (AGBs)					Albita Granito de Borda (AGB)				Albita Granito de Nucleo Vermelho (AGNv)	Albita Granito de Nucleo Cinza (AGNc)		Contato Albita Granito de Nucleo Cinza (AGNc) e Amarelo (AGNa)	Albita Granito de Nucleo Amarelo (AGNa)		Albita Granito Branco (AG)		
	Z-06A	Z-06B	Z-07A	Z-BDLE	AGM-26A	Z-02A	Z-02B	Z-03A	Z-05B	AGM-20	AGM-14	AGM-25	AGM-5	AGM-10	AGM-16	AGM-4B	AGM-24	
% peso																		
SiO ₂	73,68	68,40	72,33	76,50	72,68	72,48	72,06	71,56	70,43	73,81	70,64	71,14	72,37	68,39	68,92	72,00	67,98	
TiO ₂	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	<0,01	
Al ₂ O ₃	12,76	14,16	12,67	11,08	13,60	12,21	13,96	12,53	13,10	12,62	12,83	15,25	12,07	14,99	12,65	13,14	18,77	
Fe ₂ O ₃	2,38	1,98	2,57	2,37	2,38	3,34	2,36	1,07	0,62	2,42	2,17	1,21	2,29	0,99	2,02	1,41	0,85	
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	<0,01	
MgO	<0,01	0,05	0,03	0,10	<0,01	<0,01	0,04	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,05	0,01	<0,01	
CaO	0,42	2,98	0,26	0,20	0,20	0,31	0,17	1,63	0,12	0,60	<0,01	0,03	0,17	<0,01	4,30	0,14	0,17	
Na ₂ O	4,00	3,75	2,96	3,49	4,71	2,85	4,53	2,97	4,27	4,08	5,65	5,22	4,89	7,74	2,45	5,38	11,48	
K ₂ O	4,90	3,69	6,39	4,20	5,01	5,14	5,02	6,05	5,30	4,74	4,40	5,78	4,25	4,18	4,08	4,20	0,05	
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	<0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	
Total	98,20	95,08	97,29	98,01	98,65	96,42	98,21	95,92	93,87	98,37	95,76	98,67	96,15	96,34	94,54	96,35	99,31	
(ppm)																		
Pb	674,6	145,2	839,3	62,1	329,1	131,7	256,0	96,3	8,0	253,0	353,8	85,1	425,8	483,8	163,2	411,0	222,5	
Zn	124	70	1537	20	164	293	97	63	4	51	528	21	700	891	81	1685	10	
Ni	0,3	1,4	1,0	1,0	1,6	0,7	2,1	1,4	5,0	3,2	2,3	3,4	1,6	2,1	1,0	1,8	1,2	
Sc	2	2	2	1	<1	2	<1	3	<1	<1	1	<1	2	<1	1	2	<1	
Be	14	17	16	8	16	23	23	13	12	18	32	14	28	18	27	25	20	
Co	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	
Cs	13,0	26,5	14,3	5,2	15,1	61,0	32,7	13,2	11,5	17,5	89,3	13,4	106,5	49,6	36,7	74,8	0,2	
Cu	1,6	0,8	4,9	1,9	1,0	0,5	1,5	3,0	2,6	1,6	1,3	1,9	0,8	1,4	0,5	1,4	1,3	
Ga	62,1	67,9	65,8	51,8	70,1	59,4	70,1	60,8	63,1	60,3	66,6	79,1	58,0	78,6	58,7	63,5	104,6	
Hf	253,7	221,3	480,5	335,0	230,0	285,2	156,0	398,5	181,8	212,9	302,4	272,5	333,4	99,0	295,1	289,1	11,0	
Nb	1288,4	1396,7	1285,4	1110,2	1499,5	1093,2	1566,1	1822,2	1298,6	1336,8	1290,5	1378,9	1446,4	1231,6	1345,3	1315,7	3,6	
Rb	3760,3	5268,5	4199,6	1087,8	4260,7	6977,0	4025,6	3958,7	3646,8	4295,4	6247,6	3808,0	6475,8	5634,8	4775,3	5825,3	7,0	
As	<0,5	1,9	0,6	1,0	<0,5	1,1	1,9	1,6	1,0	0,6	<0,5	3,5	0,9	0,7	1,1	1,1	<0,5	
Ba	31	42	27	67	22	35	29	68	29	24	6	24	6	12	26	8	3	
Sr	3,4	62,5	3,1	4,8	3,3	58,8	5,2	6,7	2,9	5,7	1,7	3,3	30,4	29,5	33,9	31,6	2,4	
Ta	151,8	178,3	168,7	129,5	183,6	126,4	180,6	228,1	177,9	155,7	153,4	237,7	175,5	138,3	154,4	155,6	0,6	
Tl	0,6	2,7	0,4	0,2	0,2	1,8	0,3	1,4	0,1	0,8	3,0	0,1	2,3	3,0	2,7	2,3	<0,1	
Bi	5,8	18,1	7,4	3,7	6,5	4,6	12,2	4,2	0,3	27,2	6,9	0,6	8,5	34,5	11,3	7,1	8,0	
Th	308,0	563,1	336,3	196,1	94,7	649,5	371,8	239,1	47,8	388,1	553,7	126,6	874,1	159,8	215,3	669,7	2,0	
U	307,5	191,9	233,9	278,2	322,7	376,3	371,0	264,2	43,6	366,5	380,9	253,2	404,9	272,6	404,6	428,9	4,6	
V	12	<8	9	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	
W	11,6	5,5	15,9	16,9	22,4	6,2	10,6	18,3	10,3	8,8	7,5	16,8	7,6	10,4	7,4	4,9	0,8	
Zr	4053,6	2145,6	5527,8	5535,5	2780,7	4614,7	1806,4	4627,7	2601,3	2950,2	4559,9	3210,1	5347,4	1110,2	5499,0	4246,3	125,9	
Y	105,2	122,0	158,9	198,3	54,9	68,3	58,3	263,1	17,8	62,8	69,3	46,4	98,6	91,8	57,8	76,5	14,4	
Sn	312	1786	3449	161	1151	995	429	2549	19	867	1287	48	1899	585	1026	1215	2	
Sb	0,2	0,8	0,2	0,2	<0,1	0,8	0,1	0,2	<0,1	0,2	1,8	0,1	1,6	2,6	1,0	1,8	<0,1	
F	2690	>10000	1340	1490	650	>10000	1100	>10000	1000	2500	>10000	90	>10000	>10000	>10000	9270	490	
La	14,7	24,3	27,2	76,8	31,9	14,3	16,3	21,7	7,4	18,0	16,0	25,5	26,8	16,9	18,9	24,1	0,3	
Ce	0,42	2,98	0,26	0,20	0,20	0,31	0,17	1,63	0,12	0,60	<0,01	0,03	0,17	<0,01	4,30	0,14	0,17	
Pr	6,93	8,16	11,97	21,03	12,05	7,56	6,86	9,03	3,11	7,72	8,03	9,36	11,07	7,72	10,20	10,14	0,19	
Nd	18,9	25,2	30,8	64,8	29,5	20,0	17,0	24,7	7,1	19,2	21,6	23,4	31,2	20,5	25,6	26,6	1,1	
Sm	9,70	11,17	13,71	18,80	10,39	9,01	6,90	12,79	1,98	7,75	9,13	8,69	12,97	8,74	7,94	11,24	0,46	
Eu	0,21	0,37	0,30	0,48	0,19	0,16	0,12	0,29	0,03	0,14	0,17	0,17	0,24	0,17	0,15	0,20	<0,02	
Gd	9,83	11,30	12,45	15,42	8,04	7,20	5,73	15,15	1,31	6,68	7,55	6,69	11,91	8,18	5,70	9,84	0,70	
Tb	4,38	4,74	5,51	4,69	3,40	3,22	2,64	6,85	0,74	3,22	3,28	2,75	5,26	4,08	2,48	4,27	0,30	
Dy	40,63	40,54	47,61	37,59	24,76	29,50	24,75	59,32	7,66	28,73	28,20	19,18	50,03	37,86	22,16	38,74	2,39	
Ho	10,45	9,19	10,65	8,57	4,78	7,68	6,20	14,28	2,01	7,25	7,29	3,80	14,28	9,73	5,94	10,98	0,51	
Er	41,76	33,29	41,58	33,10	16,83	31,69	25,29	52,65	8,76	29,20	30,71	14,18	60,33	39,44	27,06	46,05	1,73	
Tm	8,25	6,01	8,38	6,68	3,33	6,33	4,83	9,94	2,03	5,68	6,39	3,04	11,18	7,99	5,83	8,59	0,33	
Yb	64,08	44,14	70,05	55,09	25,63	51,80	38,17	76,89	17,53	44,63	53,50	25,70	84,40	61,72	50,42	64,38	2,07	
Lu	9,34	5,97	10,19	8,29	3,86	7,62	5,42	11,13	2,88	6,43	8,03	3,93	12,12	7,96	7,63	9,51	0,27	

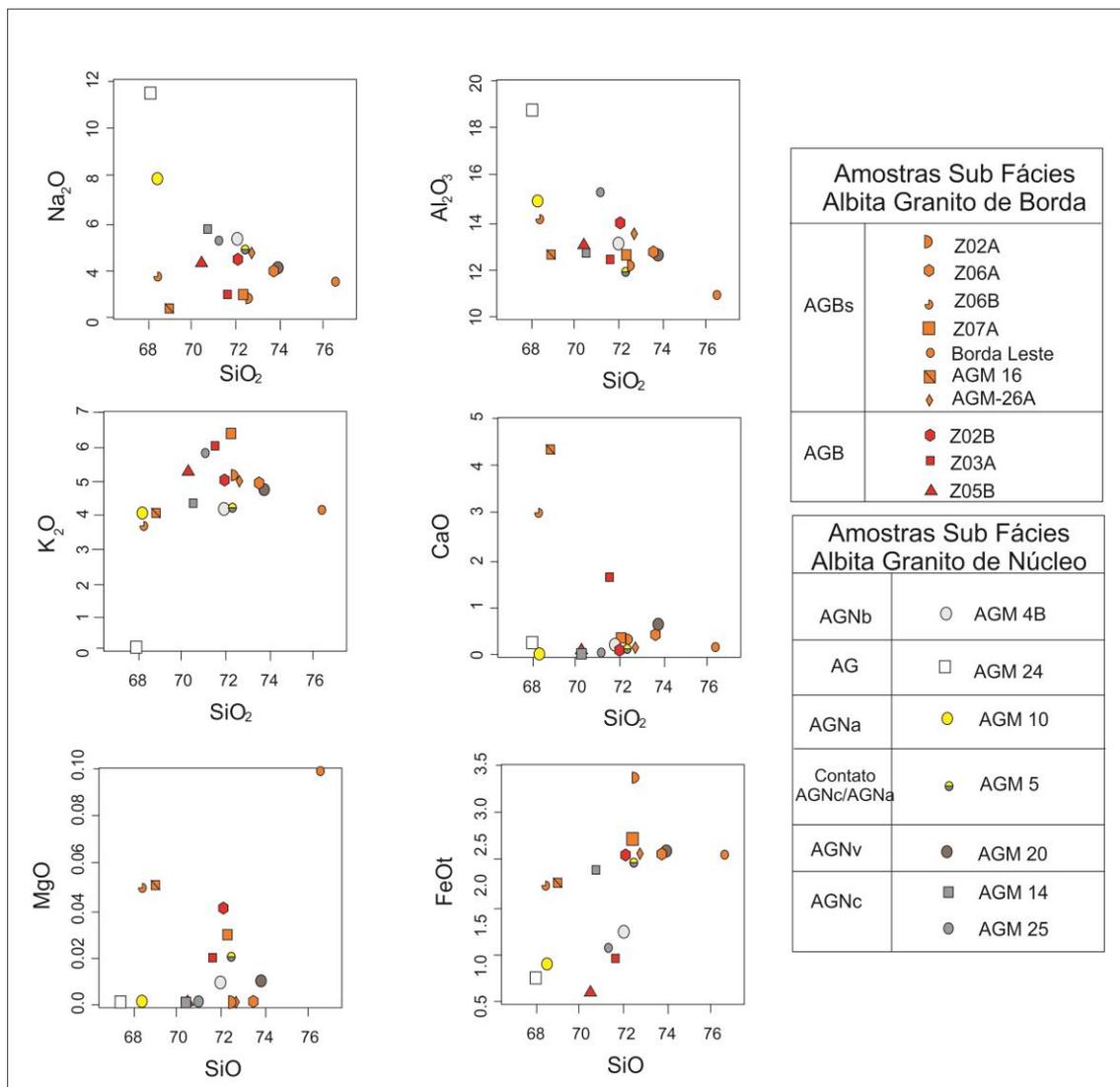


Figura 7. Diagrama bivalente aplicado às subfácies albita granito de borda e albita granito de núcleo. AGBs = subfácies albita granito de borda silicificado, AGB = albita granito de borda tradicional, AGNb = albita granito de núcleo branco, AG = albita granito branco, AGNa = albita granito de núcleo amarelo, AGNv = albita granito de núcleo vermelho e AGNc = albita granito de núcleo cinza, seta avermelhada representa as variações composicionais do AGB e AGBs, seta preta representa as variações composicionais do AGNb, AG, AGNa, AGNv e AGNc.

Os padrões de distribuição dos ETR nos diagramas normalizados ao condrito (Macdonough e Sun 1995) para o AGN e o AGB indicam enriquecimento em ETRP, visto que a razão La/Yb nas amostras representativas, possuem média igual a 0,5 ppm para ambas as subfácies, ou seja, em proporções há concentração em dobro de ETRP em relação a ETRL.

A subfácies AGN apresenta valores médios de 260ppm um pouco menores do que a média do AGB com 297ppm de ETR_{total}. Ao passo que o valor ETR_{total} do AG branco (albitização) é nitidamente menor com 10,5 ppm.

A anomalia negativa de Eu é bem pronunciada, sendo a média da razão $Eu^{(AGN)}/Eu^{(AGB)}$ igual a 0,68, neste caso a dispersão no diagrama de distribuição dos ETR é considerável, sendo que o AGN possui uma anomalia de Eu maior em relação ao AGB.

Comparando os padrões de distribuição dos ETR (Figura 9), observa-se que AGB forma um conjunto caracterizado pelo enriquecimento relativo em ETRL, enquanto no AGN observa-se o enriquecido em ETRP conferindo um padrão levemente crescente.

O flúor concentra-se principalmente nas subfácies AGB, AGNc e AGNa.

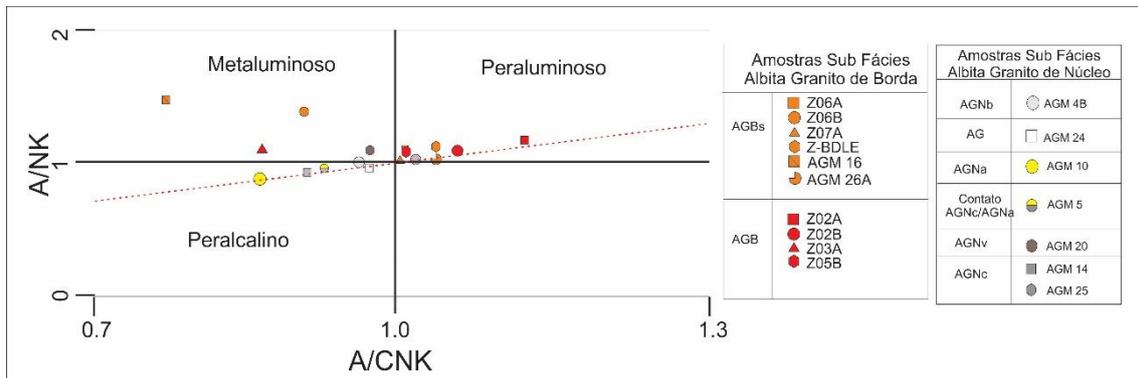


Figura 8. Diagrama A/NK vs A/CNK aplicado às variações das subfácies albita granito de borda e albita granito de núcleo (Shand, 1943). AGBs, = subfácies albita granito de borda silicificado, AGB = albita granito de borda tradicional, AGNb = albita granito de núcleo branco, AG = albita granito branco, AGNa = albita granito de núcleo amarelo, AGNv = albita granito de núcleo vermelho e AGNc = albita granito de núcleo cinza.

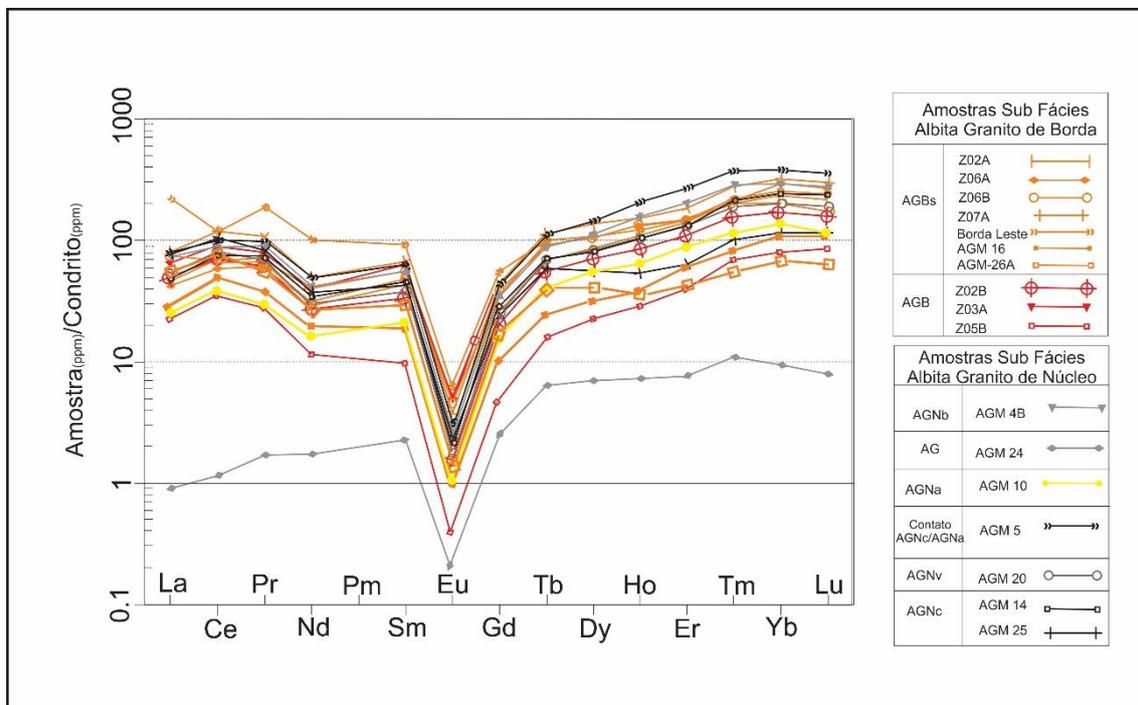


Figura 9. Padrão ETR das variações das subfácies albita granito de borda e albita granito de núcleo. AGBs, corresponde à subfácies albita granito de borda silicificado, AGB à albita granito de borda tradicional, AGNb à albita granito de núcleo branco, AG à albita granito branco, AGNa à albita granito de núcleo amarelo, AGNv à albita granito de núcleo vermelho e AGNc que corresponde à albita granito de núcleo cinza.

Inclusões Fluidas

Os fenocristais de quartzo com tamanhos variados de 1,8 a 4 mm possuem três situações onde são encontradas inclusões fluidas (Figura 10). A primeira, eventualmente em forma piramidal, marcando linhas de crescimento do quartzo com inclusões primárias (Figura 10A - 1), bifásicas aquosas, tamanhos de 5 a 25 μ m, e inclusões monofásicas escuras gasosas associadas em menor frequência. A segunda situação é em trilhas de inclusões com aspecto arborescente, pseudo-secundárias, também bifásicas aquosas associadas com monofásicas escuras gasosas, com tamanhos em torno de 5 μ m (Figura 10B - 2). E, por último, em trilhas de inclusões secundárias, monofásicas claras aquosas com distribuição radial em torno de um mineral opaco (Figura 10A - 2).

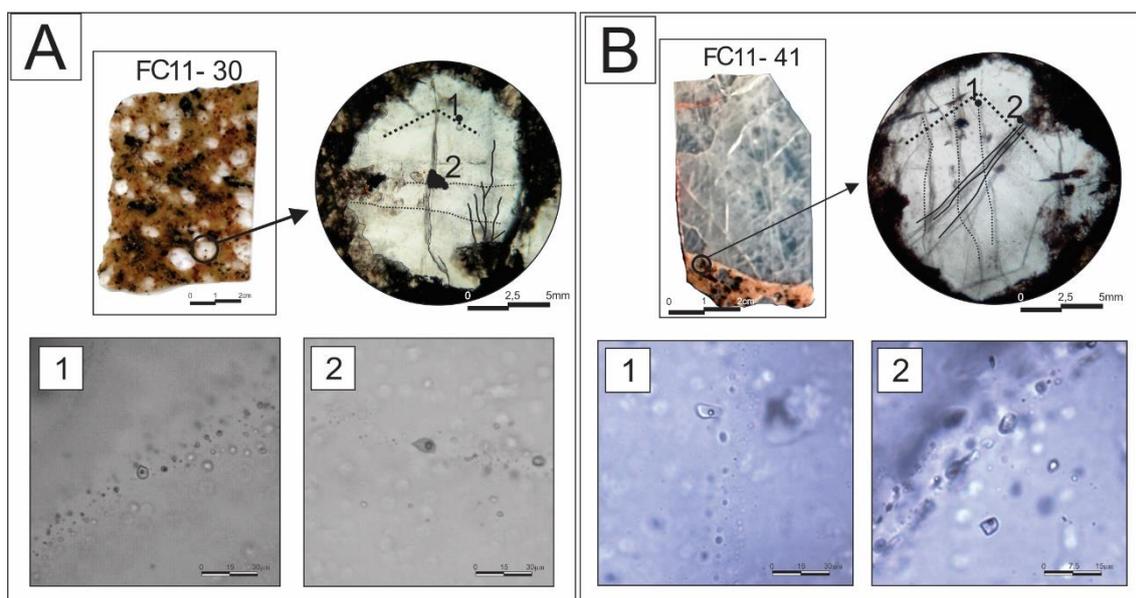


Figura 10. A) Foto da lâmina bipolida e fotomicrografia de inclusões fluidas do AGN. 1. Inclusões fluidas em linhas de crescimento do quartzo tardio com aspecto de fenocristal. 2. Inclusões fluidas em trilhas cortando mineral opaco. B) Foto da lâmina bipolida e fotomicrografia de inclusões fluidas do AGN em cristal de quartzo com aspecto de fenocristal próximo ao contato com o veio de quartzo. 1. Inclusões fluidas secundárias. 2. Inclusões fluidas pseudo-secundárias em trilhas arborescentes.

O veio de quartzo possui uma porção de cor branca e outra hialina, ambas aleatoriamente distribuídas na amostra. As inclusões encontradas na porção hialina são predominantemente primárias, bifásicas aquosas, com tamanhos de 5 a 15 μ m, e marcam a linha de crescimento do mineral. Na porção de cor branca as inclusões também são predominantemente primárias, bifásicas aquosas e por vezes ocorrem inclusões primárias, trifásicas de alta salinidade. Com menor frequência em relação às inclusões primárias, foram observadas inclusões secundárias em ambas as porções, bifásicas aquosas, com tamanhos de 10 a 20 μ m, e marcam o preenchimento de fraturas no mineral.

As temperaturas de homogeneização total do fluido aquoso das inclusões fluidas primárias, secundárias e pseudo-secundárias, observadas nas amostras de fenocristais e veio de quartzo, são similares e variam de 98 a 295°C, enquanto as temperaturas de fusão variam de -1 a -22°C, divididas em três grupos principais de salinidade, um com valores entre 0,5 a 5% peso eq. NaCl, outro entre 10 e 14% peso eq. NaCl, e o terceiro entre 16 e 23% peso eq. NaCl (Figuras 11 e 12). Além disso, foi possível observar inclusões fluidas primárias trifásicas (sólido halita + líquido + gás) com salinidade de 26% peso eq. NaCl.

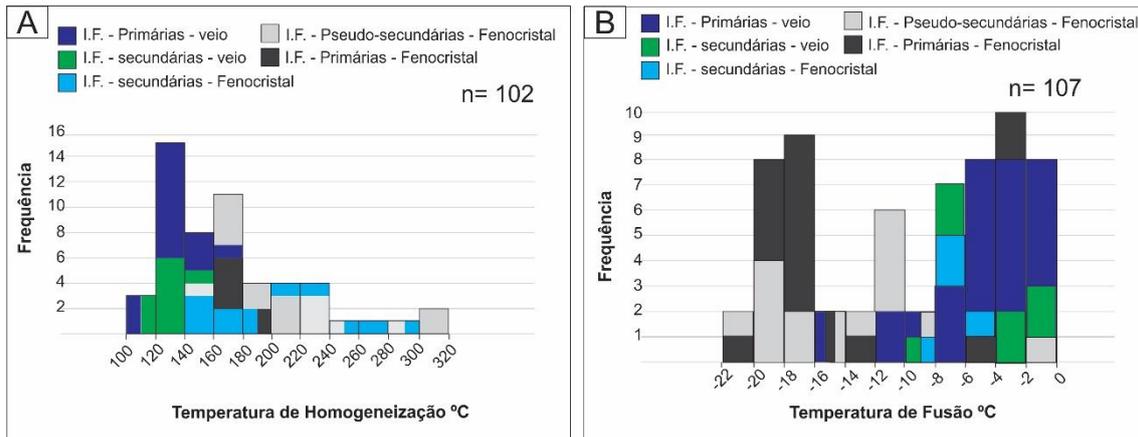


Figura 11. Histogramas. As colunas de menor espessura representam a mesma frequência de inclusões fluidas de diversos tipos. A letra (n) representa o total de medidas realizadas. A. variação de temperatura de homogeneização e B. fusão final do gelo de inclusões fluidas do quartzo tardio.

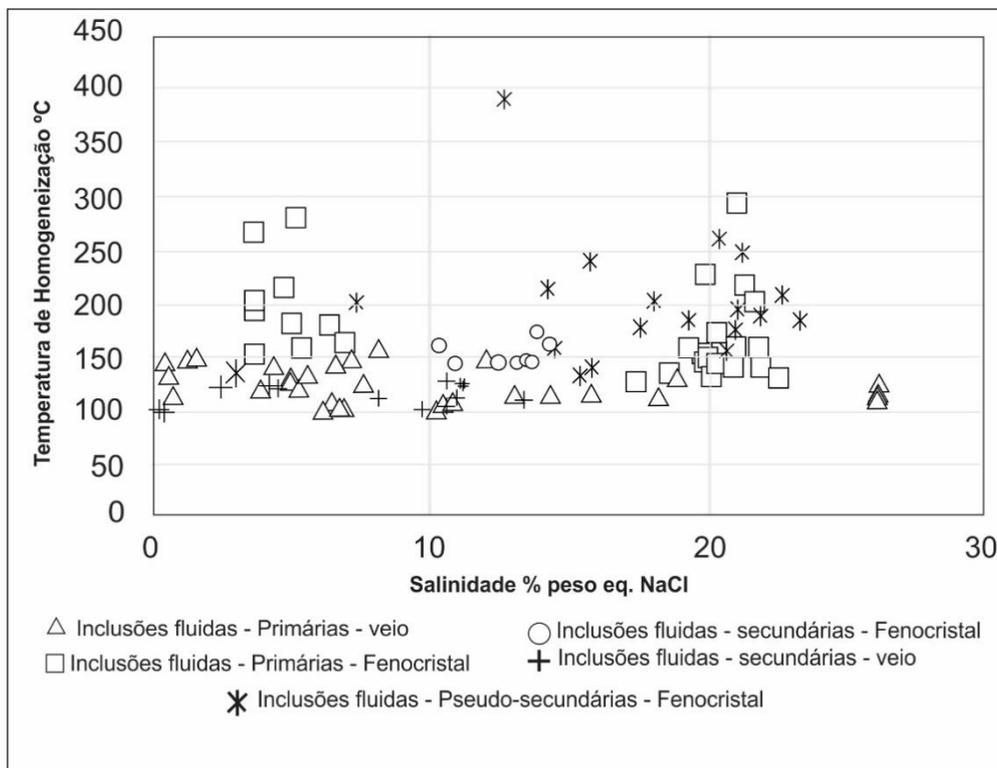


Figura 12. Variação da temperatura de homogeneização e salinidade dos diversos tipos de inclusões fluidas encontradas no quartzo tardio com aspecto de fenocristal e também em veio.

A correlação horizontal grosseira da temperatura de homogeneização e salinidade das inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias do quartzo tardio, tanto no veio, quanto naquele com aspecto de fenocristal, corresponde ao descrito por Bastos Neto *et al.* (2009) para as inclusões fluidas primárias na criolita, indicando tratar-se do mesmo fluido mineralizante para as duas fases minerais. A ampla variação de salinidade até valores de 26% peso eq. NaCl, indicados pela presença de pequeno cristal de saturação de halita, sugere fluido magmático.

DISCUSSÃO

As variações mineralógicas e petrográficas descritas no AGB e AGN correspondem a fenômenos descritos na bibliografia especializada e sintetizados na introdução. Em síntese, as diferenças petrográficas, mineralógicas e de cor entre as subfácies AGB (marrom avermelhado e vermelho) e AGN (cinza e branco) estão intimamente relacionadas à interação entre minerais da fase ortomagmática com fluidos hidrotermais, possivelmente deutéricos, que criaram as fases silicificadas (quartzo tardio), albitizadas (*chessboard*), argilizadas, fluoritizadas, cloritizadas ou criolitizadas do AGN e AGB, além de afetar os minerais magmáticos primários ricos em ETR.

O AGN cinza, não alterado, é caracterizado por uma paragênese magmática precoce quartzo-feldspática com até 10% de minerais máficos, notavelmente uma mica verde rica em ferro, o anfibólio riebeckita que é compatível com seu caráter peralcalino, zircão e a politionita, entre outros. Essa paragênese porfirítica precoce é corroída por uma matriz magmática branca tardia essencialmente composta por quartzo, albita e feldspato potássico, preservando os fenocristais. Tanto o AGB marrom avermelhado, como o vermelho, apresentam essa mesma associação de minerais magmáticos, sem riebeckita devido ao seu caráter metaluminoso a peraluminoso. Porém, pseudomorfos da mica verde rica em ferro, substituída ora por óxidos de ferro, na porção marrom avermelhada, ora por fluorita e clorita ou argila amarela nas porções vermelhas e texturas como golfos de corrosão, sugerem processos de alteração hidrotermal deutérica ou, conforme Costi (2000), autometassomática.

Tanto o AGN, quanto o AGB, são cortados ou corroídos por uma fase afanítica branca tardia composta essencialmente por albita, quartzo e traços de criolita ou fluorita, sem feldspato potássico e sem indícios da presença de minerais da fase magmática precoce, exceto alguns cristais corroídos de zircão. Essa fase, aqui denominada AG branco afanítico, é resultado de um processo de albitização, difere da matriz albítica do AGN pelo conteúdo total menor em terras raras e ausência de feldspato potássico. A albita *chessboard*, considerada como resultado de albitização, ocorre apenas na matriz do AGN cinza, indicando seu caráter parcialmente hidrotermal/metassomático.

Quando há o predomínio de quartzo como fenocristal no AGB e AGN, as proporções modais de quartzo são maiores do que a soma de albita e microclínio e tendem a migrar de campos de classificação do monzogranito a granitoides ricos em quartzo, porém com amostras onde predominam a matriz albítica a composição dos granitos tende a migrar de monzogranitos a tonalitos. Embora menos evidente, devido à dispersão dos pontos, mas de maneira coerente, o aumento de SiO₂ correspondente à silicificação do AGB ocorre paralelamente a uma diminuição em Na₂O e aumento de K₂O (Fig. 7).

O estudo de inclusões fluidas descritas em fenocristais e veio de quartzo da subfácies AGN permitiu caracterizar o fluido hidrotermal deutérico exsolvido durante o processo de transição magmático-hidrotermal (Bastos Neto *et al.* 2009). Os fenocristais de quartzo que caracterizam a textura porfirítica do albita granito são de origem magmática, porém alguns destes fenocristais de quartzo apresentam inclusões fluidas aquosas primárias e pseudo-secundárias de temperatura relativamente baixa (<250°C) e salinidade até 26% peso eq. NaCl.

Aparentemente, a presença de quartzo ou albita tardios afetaria a classificação modal das amostras, entretanto, pode-se observar que quando há o enriquecimento de quartzo nas amostras, também há enriquecimento de plagioclásio, mantendo proporções similares. Assim, quando classificados pelo sistema IUGS (Streckeisen, 1967), as amostras pouco variaram em seus respectivos campos de classificação. O que indica que mesmo com um possível enriquecimento de quartzo e de albita, provenientes dos

processos de silicificação e albitização, o AGB e o AGN não sofreram grandes variações em sua composição mineralógica essencial.

O processo hidrotermal precoce é representado pela formação da fluocerita a partir da alteração do U-Pb-pirocloro, a qual preenche interstícios da matriz localizados no entorno da columbita.

O albita granito (AGN e AGB) tem composição distinta das demais fácies do granito Madeira, o que é bem expressivo na análise dos elementos menores e traços, como o Nb, Ta, Pb, Sn, Th, U, Zr, Y e ETR (Costi 2000). A comparação do AGN com o AGB possibilitou concluir que existem muitos elementos com comportamento similar, porém ocorrem diferenças significativas principalmente nos teores de Na e F menores no AGB e nos conteúdos de Y e ETRP, também relativamente menores no AGB. A maior parte dos padrões de distribuição dos ETR nas diferentes fácies apresentam sempre uma significativa anomalia negativa de Eu, em duas amostras do AGB o Ce tem anomalia positiva. A possibilidade de o flúor ser o único responsável pela complexação do Ce e causar esta anomalia deve ser cautelosamente avaliada, pois, embora o conteúdo médio de F no AGN seja quase o dobro que no AGB, não existe correlação entre estes elementos nestas subfácies. Isso significa que a complexação dos ETR pode ter relação com o flúor, visto a presença de minerais como a fluocerita e o pirocloro ambos associados a columbita no AGB, mas certamente há outro fator desconhecido que promove as concentrações de ETR no AGB, pois estes minerais que quimicamente possuem ETR em suas estruturas cristalinas, encontrados em lâminas delgadas, são acessórios e não indicam grandes concentrações, o que corrobora o entendimento de que estes estão concentrados em zonas ou em fenocristais disseminados heterogeneamente na fácies albita granito.

CONCLUSÕES

Embora a evolução do albita granito seja muito complexa, os dados gerados pelo presente estudo permitem inferir, em linhas gerais, os principais processos de formação das rochas e das alterações acima descritas. Estes se relacionam à transição magmático-hidrotermal representada pelas fases magmáticas precoce e tardia e hidrotermais precoce e tardia.

A câmara magmática sofreu um resfriamento de fora para dentro criando inicialmente o AGB. Com o prosseguimento do processo, no início da fase hidrotermal precoce, uma exsolução de fluidos deutéricos menos densos ascendeu e provocou o processo de autometassomatismo marcado pela oxidação do ferro visível em minerais como a mica verde e criando o AGB marrom avermelhado.

Em estágio seguinte ocorreu a cristalização do AGN cinza e possivelmente de uma esponja de minerais (*crystal mush*). O processo de pressão filtrante (*filter pressing*) permitiu a expulsão da parte magmática líquida presente dentro do *crystal mush* que possui relações de contato intrusivas com o AGN cinza e o AGB marrom avermelhado, já resfriados. Principalmente no AGN, mas também localmente no AGB, essa fase branca substituiu gradativamente a rocha original, porém mantendo a textura porfirítica em uma matriz albitica fina e branca, que corresponde ao AGN branco porfirítico. Essa seria a fase magmática tardia.

Subsequentemente, o líquido magmático expelido pelo *filter pressing* resfriou rapidamente e forma o AG branco afanítico, que pode ter fluorita ou criolita. Paralelamente, novas fases de fluidos aquosos deutéricos, correspondentes ao final da fase hidrotermal precoce, são expelidos provocando as diversas alterações hidrotermais

que transformam o AGB marrom avermelhado em vermelho, com as respectivas fases associadas de silicificação (quartzo tardio), que também afetaram o AGN cinza.

Finalmente, uma fase hidrotermal tardia é caracterizada pela cloritização, fluoritização e/ou argilização principalmente no AGB, mas também no AGN. Os minerais ricos em Fe do AGN localmente desaparecem dando lugar a óxidos de ferro, criando manchas avermelhadas eventualmente no entorno de fraturas.

Referências bibliográficas

- Audétat, A., Thomas Pettke, T., Heinrich, C.A., Bodnar, R. J. (2008) The Composition of Magmatic-Hydrothermal Fluids in Barren and Mineralized Intrusions. *Economic Geology*, 103, p. 877-908.
- Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F., Ferron, J.M., Minuzzi, O., Ronchi, L.H., Flores, J.A.A., Frantz, J.C., Pires, A.C., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N.F., Rolim, S.B.A., Rocha, F.N.F. & U Imann, L. (2005): A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília: DNPM/FINEP/ADIMB. p. 481-552.
- Bastos Neto A.C., Pereira, V. P., Lima, E. F.; Frantz, J. C., Ronchi, L. H. (2009). The world class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite deposit associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas State, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 47, p. 1329-1357.
- Bates, R. L. & Jackson, J. A. (1987). Glossary of Geology. American Geological Institute, Alexandria, USA. Third Edition. p. 788.
- Bodnar, R. J. (2003). Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (eds). Fluid Inclusions – Analysis and Interpretation. Vancouver, *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 32, 81 – 100.
- Burnham, C. W. (1997). Magmas and hydrothermal fluids. In: H. L. Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Third Edition), p. 63 – 123.
- Cathelineau, M., Marignac, C., Dubessy, J., Poty, B., Weisbrod, A., Ramboz, C. Leroy, J. (1988). Fluids in granitic environment. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, vol. 43-42, p. 263-274
- Costi, H. T. (2000) *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albite-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese (Doutorado em Geociências), Belém: Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Brasil, p. 345.
- Costi, H. T., Dall’Agnoll, R., Moura, C. A. V. (2000). Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*, 4, p.832-849.
- Costi, H. T., Régis, R.M.K, Dall’Agnoll, R. (2005). Depósitos de estanho da Mina Pitinga, Estado do Amazonas. *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília: DNPM/FINEP/ADIMB. p. 414.
- Helba, H., Trumbull, R.B., Morteani, G., Khalil, S.O.E. & Arslan, A. (1997). Geochemical and Petrographic Studies of Ta Mineralization in the Nuweibe Albite Granite Complex, Egypt. *Mineralium Deposita*, 32, p. 164-179.
- Hekinian, R. (1982). Deuteric Alteration. In: R. Hekinian (ed.) *Petrology of the ocean floor*. Elsevier, Oceanography Series. Vol. 33, Chapter 11, p. 329-331.

Hildreth, W. & Wilson, C. J. N. (2007). Compositional Zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, 48, (5), p. 951–999.

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 *Journal of Geochemical Exploration Review*. 40, p. 227-249.

Lenharo, S. L. R., Pollard, P. J., Born, H. (2003). Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos* 66, p. 37– 61.

Minuzzi, O. R. R.(2005). *Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albita granito de núcleo, mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, p. 182.

Minuzzi, O. R. R., Bastos Neto, A. C., Flores, J. A. A., Pereira, V. P., Ferron, J. T. M. M. (2006). O Depósito Criolítico Maciço e o minério disseminado de criolita associado à fácies albita granito do granito Madeira na Mina Pitinga (Amazonas). *Revista Brasileira de Geociências*, 36, p. 104-123.

Pires, A.C. (2010). *Xenotima, gagarinita, fluocerita e waimirita da mina Pitinga (AM): mineralogia e avaliação preliminar do potencial do albita granito para exploração de elementos terras raras e úrio*. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, p. 57-138.

Pires A. C.; Bastos Neto, A. C.; Pereira, V. P.; Botelho, N. F.; Minuzzi, O. R.R. (2006) Gagarinita-(Y) com polimorfo de fluocerita: provável caso de formação de um novomineral por exsolução de ETRL a partir de fluoreto de ETRP (Mina de Pitinga – AM). *Revista Brasileira de Geociência*, 36, n. 1, p. 155-164.

Ronchi, L. H.; Bastos Neto, A. C.; Minuzzi, O. R. R.; Althoff, F. J.; Weber, M. L.; Gedoz, S. C. (2005). Caracterização Físico-Química de fluidos mineralizantes da criolita de Pitinga - AM. In: *X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Porto de Galinhas*.

Ronchi, L.H., Bastos Neto, A. C., Samuel, C. G, S.C., Weber, M.L., PEREIRA, V. P., ANDREK, M. (2011). A Transição Magmático-Hidrotermal Registrada por Inclusões Fluidas no Albita-Granito de Núcleo, Mina Pitinga, Amazonas. In *Contribuições à Metalogenia do Brasil* Org. José Carlos Frantz; Juliana Chão Marques; Hardy Jost. – Porto Alegre: UFRGS/ Instituto de Geociências, p. 215.

Shand S.J. (1943). *Eruptive rocks. their genesis, composition, classification, and their relation to oredeposits with a chapter on meteorite*. New York.

Streckeisen, A. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, p. 144–204.

Weber, M. L.; Gedoz, S. C.; Benetti, F.; Petry, A. C.; Ronchi, L. H.; Bastos Neto, A.; Pereira, V. P.; Althoff, F. J. (2007). Variações mineralógicas e petrográficas na porção central do albita-granito Madeira, Pitinga, AM. *Gaea (Unisinos)*, 3, p. 9-17.

Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Upper Saddle River, NJ, Prentice Hall, p. 697.