UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente
(Recursos Minerais)

GEOLOGIA E PETROLOGIA DO PLÚTON SAUBINHA E OS DEPÓSITOS DE ESTANHO ASSOCIADOS, RONDÔNIA.

Vanderlei de Farias

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior (orientador)

Rio Claro (SP)
Maio, 2020

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

VANDERLEI DE FARIAS

GEOLOGIA E PETROLOGIA DO PLÚTON SAUBINHA E OS DEPÓSITOS DE ESTANHO ASSOCIADOS, RONDÔNIA.

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências e Meio Ambiente na área de Recursos Minerais.

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente
Orientador: Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Rio Claro - SP

Maio, 2020

F224g

Farias, Vanderlei de
Geologia e petrologia do plúton Saubinha e os depósitos de estanho associados, Rondônia. / Vanderlei de Farias. -- Rio Claro, 2020
152 p. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Washington Barbosa Leite Júnior

1. São Lourenço-Macisa. 2. Biotita granito. 3. Greisen. 4. Cassiterita. 5. Estanho. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

VANDERLEI DE FARIAS

GEOLOGIA E PETROLOGIA DO PLÚTON SAUBINHA E OS DEPÓSITOS DE ESTANHO ASSOCIADOS, RONDÔNIA.

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências e Meio Ambiente na área de Recursos Minerais.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Washington Barbosa Leite Júnior

Prof. Dr. Antenor Zanardo

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

Conceito: Aprovado.
Rio Claro/SP, 06 de maio de 2020.

AGRADECIMENTOS

Aquela ideia já tão conhecida e com tantas variantes que expressa que o mais importante que o término de um ciclo, objetivo, ou neste caso, o mestrado é a própria caminhada em si, me faz refletir o real sentido disso e o tanto que cresci nestes últimos 2 anos. Crescimento pessoal e profissional que sou extremamente grato e devo às incríveis pessoas que tive a oportunidade de conhecer, no mestrado e até mesmo, nos caminhos que percorri nessa vida geólogica. Em face disso, expresso aqui, os meus mais sinceros agradecimentos:

À minha família, mãe Silene de Farias e pai Antonio de Farias, além dos meus irmãos, melhores amigos e amigas, Roberto de Farias, Adriana de Farias e Juliana de Farias. Sou extremamente realizado por tê-los comigo e por me darem todo o suporte e apoio para que pudesse me envolver ao máximo com a geologia. Vocês foram e são incríveis.

À COOGAMPA (Cooperativa de Garimpeiros de Mutum-Paraná), ao apoio e a disponibilidade de toda uma infraestrutura para realização desta dissertação de mestrado.

Aos professores Antenor Zanardo e Jorge Silva Bettencourt, que compuseram a minha banca de defesa e teceram ideias, discussões que muito contribuiram para a evolução da dissertação; e ao meu orientador Washington Barbosa Leite Júnior, a todo o comprometimento e ao exemplo de grande geólogo. Foram muitos anos de trabalho em conjunto (desde 2014) em que a sua seridade com pesquisa e extensão muito me contagiaram. Além destes, aos professores que tive oportunidade de ter enriquecedoras discussões geológicas, em especial, Antonio J. R. Nardy, Antonio Carlos Artur, Cibele Montibeller, Guilhermo Navarro, Rafael Assis, Sebastião Gomes Carvalho e Rosemarie Rohn.

Aos técnicos dos laboratórios de preparação e laminação de amostras do DPM (Departamento de Petrologia e Metalogenia), Adilson Rossini e Nelson P. Lopes Júnior (Bigode) por me auxiliarem nas atividades técnicas e por as tornarem momentos de grande descontração. Aqui destaco também outros funcionários que estavam sempre à disposição para ajudar e que nos acompanhavam em alguns destes momentos de prosa: Lilia Bertini, Alan (topografia), Rogélio, Fatima Almeida e Rosangela Vacelo.

Aos colegas e amigos que conheci no mestrado, Marly Silva, Lucas Inglez, Marcela Aragão e Antonio Lima pelas mais variadas conversas rsrsrs, festas e roles, além é claro das discussões geólogicas kkk.

Aos amigos que me acompanharam e muito me ajudaram nas atividades em Rondônia: Tomas C. Cornetti (Simba); Matheus Ciotta (Chupeta), Renan Flores (Mundrungo) e Paulo H. Camargo (Prosac).

Aos amigos da vida que a geologia me trouxe, Lia N. Garpelli, Tatiana Sitolini (Xena), Giovana Pimentel, Thales Henrique, André Santiago (Biscoito), Raphael Parra, Luiza Mattoso, Luis Gustavo Trettel. Amigos que se fazem presente, incentivam e motivam.

E, aos colegas e amigos de trabalho na Anglo American, Fernando Duarte (Nandin), Jomar Stabili, José Henrique Matos, Katia Rodovalho, Giorgio Sartorato (Duartina), Giuliane Naves, Marcos Peres, Manoel Neto, Sergio Machado, Romero Queiroz, Roque Coelho e Roselaine Tondolo pelos diversos ensinamentos técnicos/ profissionais, assim como, pelo apoio para o término do mestrado. Em especial, ao Giorgio Sartorato pelas discussões valiosas quanto a parte de SIG e modelos 2D/3D do trabalho e ao meu grande amigo Jomar Stabili e sua eposa Vanessa Freire pelas pizzadas, discussões, circos rsrsrs e outros inúmeros momentos inusitados hahaah. Momentos de tamanha importância para levarmos a vida da forma simples, calma e divertida. Agradeço vocês também pela enorme confiança que sempre depositaram em mim, e que me abriu incríveis oportunidades.

Sinto-me extremamente agradecido e sortudo por ter cruzado com pessoas como vocês na vida. Somos um reflexo enorme das mais variadas interações que temos no nosso dia-a-dia, e dentre toda essa incrível experiência que pude ter no mestrado/ últimos 2 anos, digo que levo a personalidade de cada um de vocês comigo. Obrigado!

Parte do presente trabalho foi realizado com apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - Brasil (CNpq) - Código de Financiamento 131593/2018-8.

RESUMO

O plúton Saubinha (1.316 ± 16 Ma.) compõe uma das intrusões graníticas do maciço São Lourenço que em conjunto com outros maciços (Caripunas, Abunã e São Simão) representam as áreas de exposição de rochas graníticas, com ou sem depósitos de estanho associados, pertencentes a Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1.32 – 1.30 Ga.). O núcleo de ocorrência dos depósitos primários de estanho ocorre na forma de um *stock* granítico alongado NW – SE. Constitui-se por biotita-álcali feldspato granitos, cartografados em duas unidades mapeáveis, 1:10.000, e em contatos, aparentemente, transicionais entre si. A Unidade A (UA) que integra tipos heterogranulares a equigranulares de granulação média e, subordinamente porfiríticos de matriz fina; e a Unidade B (UB), restrita a borda leste do plúton, com tipos equigranulares a porfiríticos de matriz fina. Adiciona-se ainda uma lente delgada e não contínua de granito miarolítico a sudeste do plúton e diques de microgranito e aplito que seccionam preferencialmente as rochas da UB. Geoquimicamente são granitos ferrosos, pós-colisionais, tipo A (subtipo A_2), de caráter metaluminoso que permeia entre os campos peralcalino e peraluminoso com alcalinidade álcali-cálcica a cálcio-alcalina. Apresentam características de magmas oriundos de anatexia de protólitos quartzo-feldspáticos, de mais alta temperatura (~827,0ºC), pouco hidratados e que se posicionaram em níveis crustais rasos. A variação dos elementos maiores e traços por SiO_2 sugere um *trend* evolutivo dos tipos porfiríticos (UB) para os heterogranulares (UA), o que aponta também para uma cristalização centrípeta do plúton, ou seja, mais acelerada nas bordas a mais tardia e lenta no centro. Ademais, apresentam valores elevados totais de ETR (Σ=558) e de terras raras leves sobre os pesados (La/Yb: 7,9), que em conjunto com a intensidade das anomalias negativas de Ba, Sr, Ti e Nb, e razões de K/Na, Rb/Sr; apontam características de biotita granitos precursores à mineralização e, portanto, sem vínculo genético com os depósitos polimetálicos, na forma de lentes de greisen e veios de quartzo subverticais, de Sn ± Cu, Pb e Zn descritos no Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa.

Palavras-chave: São Lourenço-Macisa; Biotita granito; Greisen; Cassiterita; Estanho.

ABSTRACT

Saubinha pluton (1.316 ± 16 Ma.) composes one of granitic intrusions of São Lourenço massif, which together with other massifs (Caripunas, Abunã and São Simão) represent the areas of exposure granitic rocks, with or without associated tin deposits, belonging to the evolution of São Lourenço-Caripunas Intrusive Suite (1.32 – 1.30 Ga.). The core of occurrence of primary tin deposits occurs as an NW – SE elongated granitic stock. It consists of biotite-alkali feldspar granites, mapped in two mappable units, in scale 1:10.000, and in apparently transitional contacts. Unit A (UA) that integrates heterogranular to equigranular medium grain types and subordinately porphyritic of fine matrix; and Unit B (UB), restricted to the eastern edge of the pluton, with equigranular to porphyritic fine grain types. In addition, a thin non-continuous lens of miarolitic granite to the southeast of the pluton and dykes of microgranite and aplite that preferentially crosscut the rocks of UB. Geochemically, they are ferrous granites, post-collisional, A-type (subtype A2), of a metaluminous character that permeates between the peralkaline to peraluminous fields with alkali-calcic to calcic-alkali alkalinity. The granites have characteristics of magmas originated from anatexy of quartz-feldspar protoliths, of higher temperature (~827,0ºC), poorly hydrated and positioned in shallow crustal levels. Variation of major and traces elements by SiO_2 suggests an evolutionary trend from porphyritic types (UB) to the heterogranular types (UA), which also points to a centripetal crystallization for the pluton, that is, more accelerated in the edges and later and slower in the center of the Saubinha pluton. Also, the granites have high total values of REE (Σ=558) and of light earth elements over heavy earth elements (La/Yb: 7,9) which together with intensity of negative Ba, Sr, Ti e Nb anomalies, and K/Na, Rb/Sr ratios; indicate characteristics of biotite granites precursors to mineralization and, therefore, without genetic link with the polymetallic (Sn ± Cu, Pb and Zn) deposits, in the form of subvertical greisen lens and quartz veins, described in the São Lourenço-Macisa mining district.

Keywords: São Lourenço-Macisa; Biotite granite; Greisen; Cassiterite; Tin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização, extensão e acesso à área de estudo. Extraído e modificado de DNIT (2013). **20**

Figura 2. Setor São Lourenço, porção Sul do Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa. Fonte primária com a disposição espacial dos furos de sondagem descritos (sigla em branco) e amostrados (sigla em preto), e das amostras de superfície estudadas (amostras arquivos – Farias, 2017). **27**

Figura 3. Diferentes compartimentações da borda SWCA. Os retângulos verticais representam os sete episódios de magmatismo de filiação rapakivi no SWCA (Bettencourt *et al*., 1999), sendo que os três últimos (cor preta) estão associados com a mineralização estanífera na PER. **32**

Figura 4. Mapa geológico simplificado da PER e região adjacente com indicação da área do Distrito Mineiro de São Lourenço – Macisa. Modificado e extraído de Leite Júnior (2002). **32**

Figura 5. Mapa de distribuição dos tipos petrográficos/ faciológicos (1:25.000) no Distrito Mineiro de São Lourenço–Macisa (RO). Compilado e modificado de Cembrani (1985), Leite Jr *et al* (2013) e Farias (2017). Base, fundo cinza, modelo digital de terreno que evidencia os morrotes com as exposições de cada fácies. Destaque para os setores de produção, aluviões trabalhados e fonte primária: Plúton Saubinha. **36**

Figura 6. Mapa geológico simplificado do plúton Saubinha com modelo digital de terreno ao fundo. Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa. (Modificado de Farias, 2017). **38**

Figura 7. Seção geológica A-B do Plúton Saubinha (Serra do Isac). Destaque para acamamento inclinado dos metassedimentos que tende a se horizontalizar conforme se afasta da intrusiva. **39**

Figura 8. Seção geológica C-D do Plúton Saubinha (Serra da Irene). Destaque para lente delgada de granito miarolítico no contato entre a unidade B e os metassedimentos. **39**

Figura 9. Aspectos macroscópicos das fácies da UA. A) Fácies heterogranular de cor rosa-avermelhada; B, C e D) Equigranular cinza, rosa e vermelha, respectivamente; E) Porfíritica rosa-avermelhada. Escala (barra preta) igual a 1 cm. **.....42**

Figura 10. Aspecto macroscópico dos raros miárolos a base de quartzo (Qtz), biotita (Bt) e ou fluorita nas fácies heterogranular e equigranular. A e B) Fácies heterogranular, com destaque em B, para núcleo preenchido por pirita (Py) e calcopirita (Ccp).; C) Fácies equigranular. Escala (barra preta) igual a 1 cm **.....43**

Figura 11. Aspecto macroscópico composicional e textural da UA (amostras tingidas por cobalto nitrito de sódio) com cristais de microclínio (Mc) com bordas, contínuas ou não, de albita (Ab*). A e B) Fácies heterogranular; e C) Fácies Porfirítica. Escala (barra preta) igual a 1 cm **.....43**

Figura 12. Aspectos texturais e mineralógicos dos tipos faciológicos da Unidade A. A e B) Fácies Heterogranular; C e D) Fácies Equigranular; E e F) Fácies porfirítica; G e H) Mineralogia acessória (seção polida). A) Intercrescimento granofírico em textura subidiomórfica heterogranular fina a média; B) Cristal tabular de albita (Ab), com cristais de sericita (Ser) e de microclínio (Mc) sobrecrescidos, em contato irregular com microclínio pertítico-mesopertítico; C) Intercrescimento granofírico em textura subidiomórfica equigranular fina a média; D) Microclínio pertítico-mersopertítico com limites livres de albita em contato retilíneo com biotita com inclusões de monazita (Mzt). Observa-se também cristais de albita ricos em sericita sobrecrescida; E) Textura porfíritica com fenocristais de albita e quartzo em matriz xenomórfica equigranular fina; F) Fenocristal de microclínio pertítico-mesopertítico com limites livres de albita; G e H) Cristal de biotita rico em inclusões de cristais euedrais-subedrais de zircão (Zrn), anedrais de monazita (Mzt), magnetita (Mgt), e lamelares de ilmenita (Ilm). A) Fotomicroscopia com nicois descruzados; C e E, com nicois cruzados. B, D, F a H) (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV). **.....48**

Figura 13. Aspectos macroscópicos das fácies da UB e rochas encaixantes. A e B) Fácies porfirítica de cor cinza e rosa, respectivamente; C) Fácies equigranular cinza e D) Rocha encaixante: metarritmitos, metapelitos da Fm. Mutum Paraná. **.....51**

Figura 14. Aspecto macroscópico composicional e textural da UB (amostras tingidas por cobalto nitrito de sódio) com cristais de microclínio (Mc) com bordas contínuas a não contínuas de albita (Ab*). A e B) Fácies Porfirítica; e C) Fácies Equigranular. Escala (barra preta) igual a 1 cm. **.....51**

Figura 15. Aspectos texturais e mineralógicos dos tipos faciológicos da Unidade B. A e B) Fácies Porfirítica; C e D) Fácies Equigranular; E e F) Mineralogia acessória (seção polida). A) Textura porfíritica com fenocristal de albita (Ab) em matriz localmente granofírica, subidiomórfica, equigranular fina; B) Fenocristal de microclínio (Mc) pertítico-mesopertítico com albita na forma de fios. Observa-se também cristal de albita com inclusões de sericita (Ser); C) Textura equigranular, localmente granofírica subidimórfica de granulação fina a média, a base de quartzo (Qtz), microclínio e albita; D) Cristal de biotita (bt) em contatos esgarçados a ondulados com o quartzo. Destaque para cristal de albita rico em inclusões de seritica e de microclínio; E e F) **.....55**

Figura 16. Aspectos macroscópicos texturais do granito miarolítico. A) Granito miarolítico com miárolos centimétricos a milimétricos em matriz mosqueada, porfirítica fina. B) Detalhe de um miárolo centimétrico com bordas a base de microclínio (Mc) e albita (Ab) e núcleo com quartzo (Qtz), fluorita (Fl) e biotita (Bt). Escala (barra preta) igual a 1 cm. **.....57**

Figura 17. Aspectos texturais do granito miarolítico. A) Textura porfíritica com fenocristais de quartzo (Qtz) e albita (Ab) rica em inclusões de sericita (Ser) em matriz localmente granofírica, equigranular densa a fina. B) Aspecto da porção miarolítica com cristais mais bem desenvolvidos de quartzo (Qtz), albita (Ab) e de aglomerados de biotita (Bt). (Ambas fotomicrografia a nicois cruzados)**.....59**

Figura 18. Aspectos de campo e macroscópicos dos diques de microgranito e aplito. A) Microgranito em contato abrupto com metapelito de cor avermelhada da Fm. Mutum Paraná; B) Aplito em contato abrupto com granito porfíritico pertencente à UB. Escala (barra preta) igual a 1 cm. **.....61**

Figura 19. Aspectos texturais do microgranito. A) Textura microporfíritica com microfenocristais de albita (Ab), microclínio (Mc) e de quartzo (Qtz) em matriz xenomórfica equigranular fina (fotomicrografia com nicois descruzados). B) Cristais bem desenvolvidos de muscovita (Ms) em contatos retilíneos a ondulados com quartzo (Qtz) e albita (Ab). (fotomicrografia com nicois cruzados). **.....62**

Figura 20. Aspectos texturais do granito aplítico. A) Textura granofírica em matriz xenomórfica, equigranular fina, a base de quartzo (Qtz), albita (Ab) e microclínio (Mc); (fotomicrografia com nicois cruzados). B) Cristal de albita (Alb) em contatos irregulares com o microclínio (Mc) e mais ondulados com o quartzo (Qtz). **.....64**

Figura 21. Diagrama multi-elementar com a concentração de elementos maiores e menores nas diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. A) Variação dos elementos nas rochas da UA e UB; B) Variação dos elementos na lente de granito miarolítico e nos diques de microgranito e aplito. Destaque para o forte empobrecimento em MgO e CaO, e do enriquecimento de SiO2 e K2O nas fácies graníticas do plúton Saubinha quando comparadas com a média dos granitos pobres em cálcio de Turekian & Wedepohl (1961)**.....68**

Figura 22. Diagramas de Harker para as diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. Destaque para diminuição de Al_2O_3, MgO, $Fe2O_{3t}$ e CaO com incremento de sílica (mais destacado nas rochas da UA). Nos diagramas de CaO, K_2O e Na_2O, as rochas tendem a apresentar um trend evolutivo com a fácies heterogranular sendo o tipo faciológico mais evoluído. **.....70**

Figura 23. Diagramas de Harker com elementos traços por sílica para as diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. Destaque para correlação positiva de Ce, La e Y com o incremento de sílica; além de valores mais baixos de Cr e Ba o que sugere um trend evolutivo das rochas da UB para a UA. Posiciona-se também nas relações de Rb e Ba x SiO_2 as rochas com maior influência do metassomatismo K+ e Na+ (descalcificação dos plagioclásios – formação pervasiva de Fluorita). **.....71**

Figura 24. Diagrama multi-elementar de elementos traços, normalizados pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995), das diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. A) biotita-álcali feldspato granitos da UA e UB; B) Granito miarolítico e aplítico. Destaque para as similaridades geoquímicas entre as fácies graníticas e as expressivas anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti. **.....72**

Figura 25. Gráfico de área com ênfase nas diferenças das anomalias negativas de Ba/Ba*; Nb/Nb*; Sr/Sr* e Ti/Ti* entre os biotita ± topázio granitos precursores, especializados a mineralizados dos maciços São Lourenço (plúton Saubinha e granito Pascana); maciço Oriente Novo (MON) (LEITE JÚNIOR, 2002); Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Tendência de especialização apresentada pelas menores anomalias negativas de Nb, expressas pelas razões de Nb/Nb* com valores mais próximos a 1,0; e maiores anomalias negativas de Ti/Ti*; Ba/Ba* e Sr/Sr*, em geral, com valores bem baixos, próximos e/ou inferiores a 0,01. **74**

Figura 26. Padrões de abundância dos elementos terras raras nas diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. A) biotita-álcali feldspato granitos da UA e UB; B) Granito miarolítico e aplítico. Os valores apresentados normalizados pelo condrito de Boynton (1984). **76**

Figura 27. Padrões de abundância dos elementos terras raras nos maciços: A) Oriente-Novo (LEITE, JÚNIOR, 2002); B) Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e C) Palanqueta (FOSTER, 2016). **78**

Figura 28. Padrões de abundância dos elementos terras raras nas fácies graníticas do maciço São Lourenço (plúton Saubinha e Pascana). Adiciona-se também, como referência, os granitos com características precursoras, especializadas à mineralizada dos maciços Oriente Novo (LEITE JR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Destaque para maiores similaridade entre os granitos do plúton Saubinha com os mais precursores do maciço Oriente Novo (Unidade Papo Furado: Biotita granito porfíritico), assim como, do Granito Pascana com as fácies de biotita-álcali feldspato granito um pouco mais especializadas do maciço Santa Bárbara e Palanqueta. **80**

Figura 29. Classificação do grau de evolução com base nos diagramas A) ternário Rb-Ba-Sr de Bouseily e Sokkary (1975) e B) K/Rb vs SiO_2 de Blevin (2004). Amostras comparativas das diferentes fácies dos maciços Oriente Novo, Santa Barbará e Palanqueta. ME e FE: Moderadamente e fortemente evoluídos. Plúton Saubinha com amostras fortemente evoluídas. **83**

Figura 30. Diagramas de discriminação tectônica propostos por A e B) Pearce *et al*., (1966); C a F) Whalen *et al*., (1987) e G) Eby (1992). Granitoides do plúton Saubinha incidem no campo pós-colisional, tipo A, subtipo A2. Campos coloridos referem-se aos maciços Palanqueta, Santa Bárbara e Oriente novo, apontados na figura A. **....85**

Figura 31. A e B) Diagramas de FeOt/ (FeOt +MgO) x SiO2 e de (K2O + Na2O) x SiO2 de Frost *et al*., (2001); C) Diagrama de alumina saturação de Shand (1943). Amostras comparativas das diferentes fácies dos maciços Oriente Novo; Santa Barbará e Palanqueta. **.....87**

Figura 32. Gráfico de dispersão das porcentagens dos minerais normativos nas diferentes fácies do plúton Saubinha. Destaque para o elevado índice de diferenciação; ID: quartzo (Q) + albita (Ab) + ortoclásio (Or) com valores próximos a 100%, e da raridade de acmita (Ac) e coríndon (C) normativos. Ressalta-se também os valores mais elevados de anorita (An), em específico, nas fácies heterogranulares da equigranulares da UA, e equigranulares da UB. Amostras identificadas com DDH referentes ao atual trabalho, e as apenas com SLV, ao mapeamento realizado por Farias (2017). Amostras JC-554 e JC-566 de Leite Jr (2013). **.....90**

Figura 33. Diagrama com a estimativa da temperatura do magma por meio da temperatura de saturação do zircão ($T°_{zircão}$). Modelo proposto por Watson & Harrison (1983). **.....93**

Figura 34. Diagramas ternários Q Ab Or normativos A) Ternários minímos (Y) Ptotal= PH2O=0.5; 1; 2; 3; 5; e 10 kbar (Tuttle & Bowen 1958, Luth et. al 1964); ternários minímos anidros (λ) Ptotal= 1; 5 e 10 Kbar (Luth 1969, apud barker et. al 1875) e ternários mínimos a Ptotal = 1Kbar, com excesso de água e com 1, 2 e 4% F (*) (MANNING, 1982) e de temperatura de Luth et. al (1964). B) Tendências de mudanças nas composições normativas de granitos de acordo com os processos pós-magmáticos indicados, segundo Stemprok e Skvor (1974). Amostras comparativas dos maciços Oriente Novo (LEITE JR., 2002), Santa Barbará (SPARRENBERGER, 2003) e Palanqueta (FOSTER, 2016) **.....94**

Figura 35. Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão do biotita-álcali feldspato granito de granulação média a fina e coloração rósea (UA: Fácies heterogranular) (SLV–05) **.....102**

Figura 36. Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão do biotita-álcali feldspato granito de granulação média a fina e coloração rósea (UA: Fácies heterogranular) (SLV–05).Destaque para os locais que foram efetuadas as análises pontuais SHRIMP e respectivas idades obtidas.**.....102**

Figura 37. Diagrama de dispersão com as idades e, respectivos desvios, obtidas nos cristais de zircão do biotita-álcali feldspato granito de granulação média a fina e coloração rósea (UA: Fácies heterogranular) (SLV–05). Campo cinza delimitando maior concentração de idades obtidas, especificamente, entre 1300 e 1330 Ma.**..103**

Figura 38. A e B) Diagrama concórdia para os dados U – Pb em cristais de zircão da amostra SLV – 05 com idade concordante de 1.316 ±12 Ma.; C) Diagrama com variação dos valores de U em ppm para as amostras datadas.**.....104**

Figura 39. Aspectos texturais da alteração potássica tardi-magmática. A e B) Substituição de albita (Ab)-(oligoclásio) por feldspato potássico (Mc). Em A, a substituição se inicia pelas bordas e, em B, pelo centro dos cristais (borda de albita). C) Relictos de cristais de albita em meio à massa de microclínio; D) Cristais de microclínio não pertíticos sobrecrescidos na borda e ou no centro de cristal de albita. (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV). A: fotomicroscopia com nicois descruzados e em B, C: nicois cruzados.**.....107**

Figura 40. Aspectos texturais da alteração potássica pós-magmatica. A) Sobrecrescimento de biotita (Bt) secundária sobre biotita primária e em meio à albita (fotomicroscopia com nicois descruzados). B) Cristais de biotita (Bt) ± de sericita sobrecrescida em cristais de albita com geração conjunta de diminutos cristais anedrais de quartzo (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtidos em MEV). **.....108**

Figura 41. Aspectos texturais da alteração sódica tardi-magmática. A e B) Pertita a mesopertita. Destaque para formação de pertita com bordas de microclínio (Mc). Observam-se também cristais anedrais a subedrais de albita (Ab) rico em inclusões de mica e fluorita (Fl). (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV). **.....109**

Figura 42. Aspectos texturais da alteração sódica pós-magmática. A e B) Cristais de albita (Ab) ricos em inclusões orientadas ou não de fluorita (fl). Os cristais de fluorita, em geral, são diminutos, mas há também cristais mais bem desenvolvidos de até 1,0 mm. A descalcificação do plagioclásio reflete também na formação de cristais anedrais de quartzo e em menor grau, de micas. (fotomicroscopias com nicois descruzados)**.....109**

Figura 43. Aspectos texturais da greisenização pervasiva. A) Cristais de microclínio (Mc) com sobrecrescimento de sericita (Ser). Neste estágio já avançado, a albita (Ab) e a biotita (Bt) já estão totalmente consumidas (fotomicroscopia com nicrois cruzados). B) Cristais de albita (ab) com inclusões de sericita. Observam-se também cristais de biotita (bt) com algum sobrecrescimento de sericita (ser), e também, de forma bem subordinada, o microclínio (mc), (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV). **.....110**

Figura 44. Aspectos texturais da silicificação pervasiva. A) Formação de massas de quartzo (Qtz) em meio aos planos de clivagem, limites dos cristais de microclínio (Mc) e albita (Ab), (fotomicroscopia com nicois cruzados); B) Cristais anédricos a retilíneos de quartzo (Qtz) em meio aos cristais de microclínio, biotita (Bt) e albita, (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV)**.....112**

Figura 45. Aspectos texturais das alterações pós-magmáticas finais: Argílica e Supergênica/superficial. A a C) Alteração argílica representada por cristais de microclínio (Mc) de cor acastanhada e pelo sobrecrescimento, total ou não, de clorita (Chl) mais óxido de ferros (Fe-Ox) nos cristais de biotita. C) Zona venular, confinada, com formação intensa de carbonatos (Carb). A a C: fotomicroscopias com nicois descruzados; D) Alteração supergência evidenciada por cristais de microclínio e albita com intenso sobrecrescimento de hematita (hem), (fotomicroscopia com nicois cruzados)**.....112**

Figura 46. Diagrama de roseta com a distribuição estatística das famílias de veios no plúton Saubinha. Destaque para 3 famílias de veios, sendo uma NEE **.....115**

Figura 47. Aspectos macroscópicos das fácies de greisens no plúton Saubinha. A a C) Quartzo greisens hospedados nas fácies heterogranulares a equigranulares da UA. Greisen de textura porfiroblástica, heterogranoblástica e granoblástica, respectivamente. D e E) Mica-quartzo greisens de textura granoblástica hospedado nas fácies de granito porfíritico da UB. Escala igual a 1 cm. **.....116**

Figura 48. Aspectos microscópicos das fácies de greisens. A e B) Quartzo greisen rico em topázio (toz) ± mica; C e D) Quartzo greisen rico em sericita (ser) ± topázio e fluorita. Destaque para ocorrência em ambas as fácies de cristais anedrais a subedrais de cassiterita em contato com massa de topázio. Em A, B e D: fotomicrografias a nicois descruzados e, em C: nicois cruzados. **.....118**

Figura 49. Aspectos gerais das vênulas de quartzo mineralizadas. A) Vênula essencialmente quartzosa, zonada, com núcleo rico em calcopirita (Ccp), esfalerita (Sph) e galena (Gn). B, C e D) Vênulas de quartzo em meio a zona greisenizada. Os núcleos quartzosos concentram sulfetos de Cu, Zn e Pb. E) Zona mista com mistura de massa quartzosa grossa e greisenizada (topázio (Toz)-mica-quartzo greisen) rica em cristais diminuitos e também mais bem desenvolvidos de cassiterita (Cst). Escala (barra preta) igual a 1 cm. **.....119**

Figura 50. Sulfetos de Cu, Pb e Zn descritos nos veios de quartzo. A) Zona mista, quartzosa e greisenizada a base de topázio (Toz) (fotomicroscopia com nicois descruzados). B, C e D) Relação e dimensões da calcopirita (Ccp), esfalerita (Sph) e galena (Gn) nos veios compostos essencialmente por quartzo em meio ou não às lentes de greisen (luz refletida a nicois descruzados). **.....120**

Figura 51. Modelo geológico esquemático da fonte primária estanífera no distrito mineiro. A) Visão geral do plúton Saubinha e encaixantes. Idades dos corpos graníticos Pascana (amostra JC-264) e Saubinha (SLV 05) apresentadas, respectivamente, por Bettencourt *et al.*, (1999) e Farias (2017). Destaque nas figuras para o forte controle tectônico da intrusão, variação faciológica e da associação dos corpos de greisen, em especial, na fácies heterogranulares e em menor grau, na porfirítica. (Ver também figura 51B e C). **.....133**

Figura 51. Modelo geológico esquemático da fonte primária estanífera no distrito mineiro. B) Seção geológica NW **.....134**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Cronograma das atividades desempenhadas para realização da dissertação. **.....23**

Tabela 2 – Relação dos furos descritos, material amostrado e procedimentos analíticos. **.....25**

Tabela 3 – Relação das amostras arquivos incorporadas e respectivos procedimentos analíticos**.....26**

Tabela 4 – Composição modal (em %) das fácies graníticas da Unidade A.**.....41**

Tabela 5 – Composição modal (em %) das fácies graníticas da Unidade B.**.....49**

Tabela 6 – Composição modal (em %) das fácies de granito miarolítico.**.....56**

Tabela 7 – Composição modal (em %) dos diques de microgranito e aplito. **.....60**

Tabela 8 – Resultados das análises químicas das fácies graníticas do plúton Saubinha. **.....66**

Tabela 8 – Continuação. **.....67**

Tabela 9 – Dados do cálculo da norma CIPW e índice de diferenciação (ID = Q + Or + Ab) para as diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. Abreviações segundo Hutchison (1974): Q = quartzo; C = coríndon; Or = ortoclásio; Ab = albita; An = anortita; Ac = Acmita). **.....89**

Tabela 10 – Temperaturas mínimas, máximas e médias obtidas para as amostras do plúton Saubinha e, comparativa do Granito Pascana por meio da saturação do zircão, apatita e monazita.**.....92**

Tabela 11 – Razões químicas do Plúton Saubinha em proporções molares do óxido[1], em peso de óxidos[2], e em partes por milhão[3]. **.....97**

Tabela 12 – Comparativos dos índices de diferenciação e razões médias de K/ Na, K/Rb; Rb/Sr e Rb/Ba do plúton Saubinha com os granitos precursores[1] e especializados[2] a mineralizados[3] dos maciços São Lourenço, Oriente Novo (LEITE JR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Destaque para as diferenças nas razões químicas entre as fácies graníticas internas a cada distrito (intrasuíte). As setas, assim como as cores mais avermelhadas, indicam a tendência das razões químicas para os tipos mais especializados a mineraliados ( ) em cada maciço. **.....98**

Tabela 13 – Comparativos dos índices de diferenciação e razões médias de K/ Na, K/Rb; Rb/Sr e Rb/Ba do plúton Saubinha com os granitos precursores[1] e especializados[2] a mineralizados[3] dos maciços São Lourenço, Oriente Novo (LEITE JR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Destaque para as diferenças nas razões químicas entre as fácies graníticas comparadas entre todos os distritos (intersuíte). As setas, assim como as cores verde, amarelo e vermelho, indicam, respectivamemente a tendência das razões químicas para os tipos precursores ( ), especializados ( ) e mineralizados ( ) . **.....99**

Tabela 14 – Dados analíticos U-Th-Pb em zircão (SHRIMP) da amostra SLV 05.**.105**

Tabela 15 – Fácies graníticas e as texturas, composições e mineralizações dos greisen associados.**.....117**

LISTA DE QUADROS

Quadro I – Síntese das principais características petrográficas, macroscópicas das fácies de biotita-álcali feldspato granito descristas no plúton Saubinha.**.....40**

Quadro II – Paragênese e distribuição temporal da assembleia mineral magmática, tardi e pós-magmática no plúton Saubinha. **.....121**

SUMÁRIO

CAPÍTULO I - CONTEXTUALIZAÇÃO.....18

I. 1. INTRODUÇÃO 18

I. 1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA E OBJETIVOS DA PESQUISA.....18

I. 1.2. JUSTIFICATIVA DA PESQUISA.....19

I. 1.3. LOCALIZAÇÃO, EXTENSÃO E ACESSO À ÁREA. 20

I. 2. HISTÓRICO DE MINERAÇÃO E EXPLORAÇÃO 21

I. 3. MATERIAIS E MÉTODOS.....22

I. 3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....23

I. 3.2. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM.....24

I. 3.3. AMOSTRAS ARQUIVOS 25

I. 3.4. PETROGRAFIA.....28

I. 3.5. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) 28

I. 3.6 LITOGEOQUÍMICA.....29

I. 3.7 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO (SHRIMP).....30

I. 4. GEOLOGIA REGIONAL.....31

I. 4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO 31

I. 4.2. SUÍTES COM DEPÓSITOS ESTANÍFEROS ASSOCIADOS 32

I. 4.2.1. Suíte intrusiva São Lourenço-Caripunas (1.32-1.30 Ga.) 33

I. 4.2.2. Suíte intrusiva Santa Clara (1.08-1.07 Ga.).....33

I. 4.2.3. Suíte intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (0.99-0.97 Ga.) 34

I. 5. SUÍTE INTRUSIVA SÃO LOURENÇO-CARIPUNAS 35

I. 5.1. GEOLOGIA DO DISTRITO MINEIRO DE SÃO LOURENÇO-MACISA ...35

CAPÍTULO II – GEOLOGIA, PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLÚTON SAUBINHA. 37

II. 1. GEOLOGIA 37

II. 2. PETROGRAFIA....41

II. 2.1. UNIDADE A: ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES HETEROGRANULAR, EQUIGRANULAR E PORFIRÍTICA....41

II. 2.2. UNIDADE B: ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES PORFIRÍTICA E EQUIGRANULAR 49

II. 2.3. GRANITO MIAROLÍTICO....56

II. 2.4. DIQUES DE MICROGRANITO E APLITO 60

II. 2.4.1 Microgranito....61

II. 2.4.2 Granito Aplítico 63

II. 3. LITOGEOQUÍMICA 65

II. 3.1. ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS. 65

II. 3.2. ELEMENTOS TERRAS RARAS 75

II. 3.3. GRAU DE EVOLUÇÃO COMPOSICIONAL....81

II. 3.4. AMBIÊNCIA TECTÔNICA E CLASSIFICAÇÕES TECTONO-MAGMÁTICAS 83

II. 3.5. ASPECTOS GENÉTICOS E EVOLUTIVOS DO MAGMA....91

II. 3.5.1. Temperatura do magma 91

II. 3.5.2. Nível de colocação do magma e processos metassomáticos. 93

II. 3.6. ANÁLISE COMPARATIVA DE FERTILIDADE INTRA E INTERSUÍTES 95

II. 4. GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP) EM CRISTAIS DE ZIRCÃO 100

CAPÍTULO III. ALTERAÇÕES TARDI-MAGMÁTICAS, PÓS-MAGMÁTICAS E TIPOS DE DEPÓSITOS. 106

III. 1. INTRODUÇÃO 106

III. 2. ALTERAÇÕES TARDI E PÓS-MAGMÁTICAS 106

III. 2.1. ALTERAÇÃO POTÁSSICA 106

III. 2.2. ALTERAÇÃO SÓDICA 108

III. 2.3. GREISENIZAÇÃO 110

III. 2.4. SILICIFICAÇÃO 111

III. 2.5. ALTERAÇÃO ARGILÍCA E SUPERGÊNICA 112

III. 3. TIPOS DE DEPÓSITO 114

III. 3.1. LENTES DE GREISEN 115

III. 3.2. VÊNULAS DE QUARTZO 118

III. 4. SÍNTESE EVOLUTIVA DOS PROCESSOS MAGMÁTICOS A PÓS-MAGMÁTICOS NO PLÚTON SAUBINHA. 121

CAPÍTULO IV – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES 122

IV. 1. DISCUSSÃO 122

IV. 1.1. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA 122

IV. 1.2. VARIAÇÃO FACIOLÓGICA 122

IV. 1.3. ASPECTOS COMPOSICIONAIS E TEXTURAIS DAS FÁCIES GRANÍTICAS 123

IV. 1.4. ASPECTOS GEOQUÍMICOS PETROGENÉTICOS E DE FERTILIDADE 125

IV. 1.5. GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP) 127

IV. 1.6. EXSOLUÇÃO DE FLUÍDOS 128

IV. 1.7. FASE TARDI-MAGMÁTICA, PÓS-MAGMÁTICA E FINAL. 129

IV. 1.8. MINERALIZAÇÃO 131

IV. 1.9. MODELO GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO PROPOSTO 133

IV. 2. CONCLUSÃO 135

CAPÍTULO V – REFERÊNCIAS 142

V. 1. BIBLIOGRAFIA 142

V. 2. APÊNDICES 149

APÊNDICE 1 – Análise MEV (EDS) de alguns dos cristais de Albita e dos filmes e manchas de albita (pertita) na associação de fácies heterogranular. 149

APÊNDICE 2 – Análise MEV (EDS) da fase mineral acessória da associação de fácies heterogranular.....150

APÊNDICE 3 – Análise MEV (EDS) de alguns dos cristais de Albita e dos filmes e manchas de albita (pertita) na associação de fácies porfirítica....151

APÊNDICE 4 – Análise MEV (EDS) da fase mineral acessória da associação de fácies porfirítica. 152

CAPÍTULO I - CONTEXTUALIZAÇÃO

I. 1. INTRODUÇÃO

I. 1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA E OBJETIVOS DA PESQUISA

A Província Estanífera de Rondônia (PER), com uma área de 87.000 km², junto com a Província Mapuera (representada, principalmente, pela mina de Pitinga-AM) são as regiões de maior produção de cassiterita do país, com produção média anual de 10.000 e 7.000 t de estanho contido, respectivamente (ANM, 2018). Produção que provém de depósitos primários e secundários espacial e geneticamente associados com rochas graníticas.

Na PER, no sudoeste do Cráton Amazônico, são descritos majoritariamente biotita e topázio granitos de 1.0 Ga. vinculados às mineralizações estaníferas. Representam os corpos graníticos com os principais e mais bem conhecidos depósitos de Sn na PER (Bom Futuro, Santa Bárbara e Oriente Novo) associados com a evolução da Província Sunsas Aguapei (1.20 – 0.95 Ga) (BETTENCOURT *et al.,* 1999, 2010 & 2016; TEIXEIRA *et al*., 2010.).

No oeste da PER, em contraste com estes depósitos, ocorrem biotita granitos de 1.3 Ga. que também se associam a mineralização polimetálica de Sn ± W e metais base (FARIAS, 2017). Entretanto, apresentam evolução temporal distinta, associando-se com o desenvolvimento de outra província, a Rondoniana-San Ignácio (1.56 – 1.30 Ga) (BETTENCOURT *et al.,* 2010).

Os depósitos a oeste da PER, que se inserem no Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa, constituem-se de fontes primária cujos aspectos metalogenéticos (petrogenéticos e evolutivos) ainda não são bem entendidos. Cita-se, como histórico do seu entendimento, a primazia importância que se deu a fonte secundária de mais fácil extração em detrimento da primária e as dificuldades no acesso a área.

Dessa forma, o objetivo principal desta pesquisa, que se origina da continuidade de trabalhos de iniciação científica e de conclusão de curso, é apresentar aspectos de campo, petrológicos (texturais e mineralógicos), litogeoquímicos e geocronológicos do plúton Saubinha que auxiliem no entendimento metalogenético da mineralização primária de estanho e metais associados.

Os resultados deste trabalho, baseado em partes na comparação de parâmetros de fertilidade em termos petrográficos, texturais e litogeoquímicos com

de outros depósitos na PER, auxiliará na criação de novos modelos exploratórios no Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa. Assim como, em uma possível reavaliação do potencial estanífero em terrenos associados com a evolução da Província Rondoniana-San Ignácio.

I. 1.2. JUSTIFICATIVA DA PESQUISA

O Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa é o único distrito na Provìncia Estanífera de Rondônia, até então conhecido, com mineralização de Sn e metais base hospedada em granitos de 1.3 Ga (BETTENCOURT *et al.,* 1999; BETTENCOURT *et al.,* 2016; FARIAS, 2017).

Mineralização que pode estar associada à evolução da província geocronológica Rondoniana-San Ignácio (1.56 – 1.30 Ga), o que distoa dos depósitos e ocorrências mais conhecidas e exploradas atualmente na PER: Província Sunsàs-Aguapeí (1.20 – 0.95 Ga) com granitos mineralizados em 1.082 a 974 Ma (BETTENCOURT *et al.,* 2016).

Neste sentido, o estudo dos aspectos petrológicos e litogeoquímicos deste plúton, além de apresentar a geologia de um importante distrito mineiro, avaliará aspectos de campo, texturais e químicos de fertilidade do plutón granítico que hospeda a mineralização.

Esta avaliação poderá indicar a relação genética ou não do plúton com a mineralização, o que pode refletir em novos modelos exploratórios, não apenas no Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa como também em regiões que apresentam características geológicas similares na PER.

Por fim, soma-se também a grande perspectiva que tem se dado ao entendimento das ocorrências primárias de estanho na PER. Vide o exaurimento ou a baixa rentabilidade, com a medida do tempo, de ricas reservas secundárias de estanho. Assim como, o crescente valor do estanho no mercado atual, o potencial destes corpos primários em comportar também mineralizações de Ti e Terras Raras e o histórico de produção rudimentar da fonte primária.

I. 1.3. LOCALIZAÇÃO, EXTENSÃO E ACESSO À ÁREA.

O Distrito Mineiro de São Lourenço–Macisa localiza-se no noroeste de Rondônia com parte do distrito (Setor Macisa) inserido no Estado do Amazonas, e próximo à divisa internacional com a Bolívia. Todo o distrito é limitado pelo Parque Nacional Mapinguari. A área de estudo, com 9.600 m², insere-se a sul do Distrito, nas áreas da Vila de São Lourenço e engloba a porção limítrofe sudeste da Folha Serrania do Candomblé (SC–20–V–C–II), limitada a sul pela Folha de Abunã (SC–20–V– C-V) (BGDEX, 2018).

O acesso à área, exclusivo por meio de balsa, é controlado pela Cooperativa de Garimpeiros de Mutum Paraná (COOGAMPA). Se faz pela BR – 364, que com boa pavimentação percorre-se 172 km, no sentido sudoeste, de Porto Velho (RO) ao distrito de Mutum Paraná. Depois, por estradas não pavimentadas/vicinais percorre-se 9 km até a margem direita do Rio Madeira. Neste ponto, com horários estipulados (09h,12h e 16h), cruza-se com balsa o Rio Madeira (cerca de 1 km) com permissão da COOGAMPA. Ao alcançar a margem esquerda do rio, percorre-se mais 14 km, até a Vila Mineira de São Lourenço (Fig. 1).

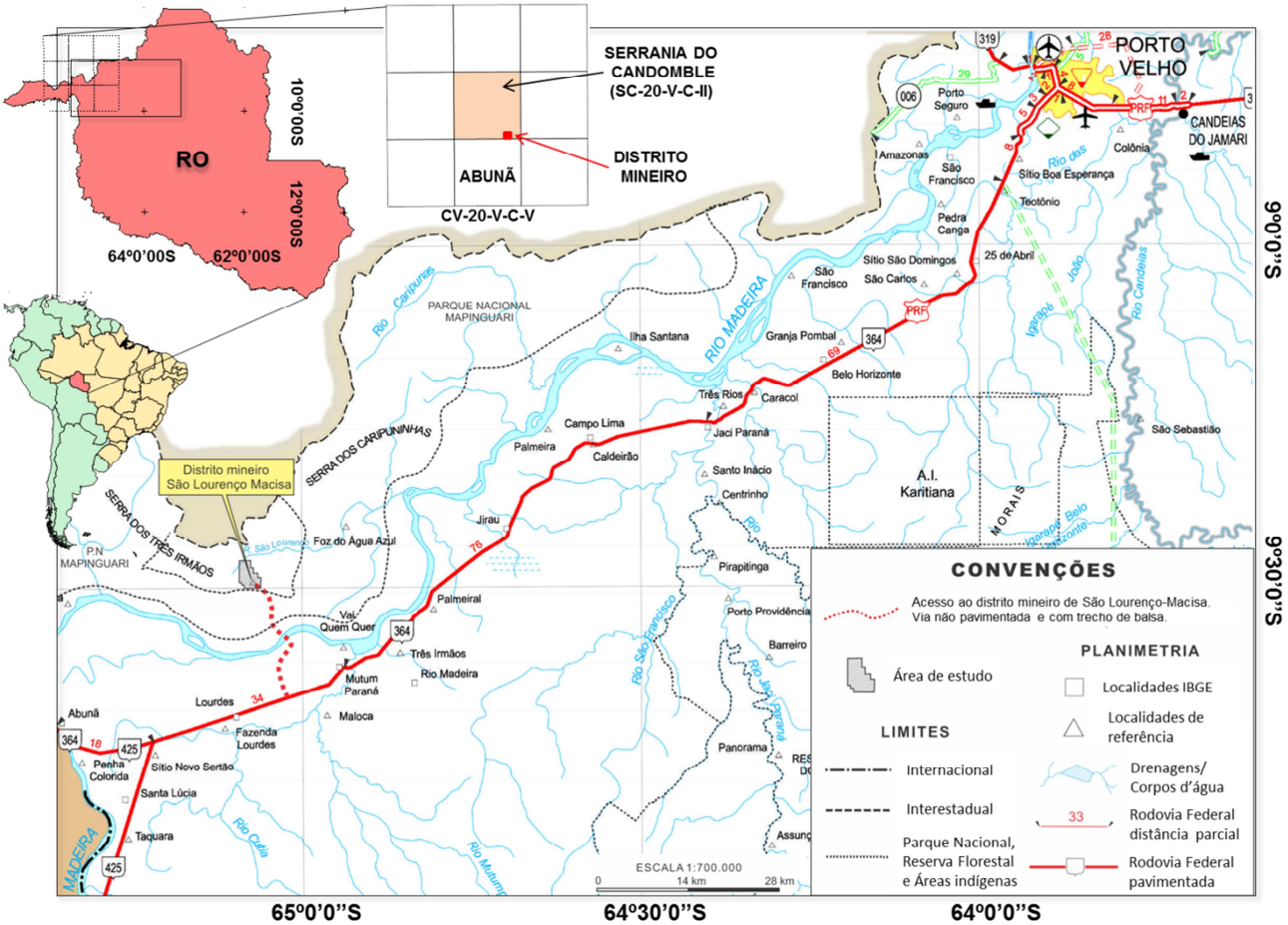


Figura 1. Localização, extensão e acesso à área de estudo. Extraído e modificado de DNIT (2013).

I. 2. HISTÓRICO DE MINERAÇÃO E EXPLORAÇÃO

A mineração em São Lourenço-Macisa (RO) surgiu com a criação de uma mina de estanho nos anos 1970-1980 pela Mineração Oriente Novo. Esta explorava os depósitos secundários (aluvionares, eluvionares e coluvionares) de cassiterita proveniente de rochas graníticas da região, em São Lourenço, mais precisamente nas Serras do Isac e da Irene. Neste período houve um grande aumento na exploração e mineração de estanho do Brasil.

O Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa produzia aproximadamente 1200 toneladas por ano de cassiterita de *placers* de grande escala com teores médios de 70% de estanho. Contudo, com o colapso do preço do minério em 1985, os investimentos diminuíram, os depósitos foram exauridos e/ou tornaram-se inviáveis economicamente, o que efetivou a desativação da Mineradora Oriente Novo.

As áreas outrora exploradas pela mineradora ficaram à mercê de garimpeiros que trabalhavam tanto nos depósitos secundários como nos primários. Entre 1995 e 2008, a atividade garimpeira retirou cerca de 40 toneladas de cassiterita por mês, porém, com valores extremamente baixos de cerca de R$ 7,00 a R$ 10,00 o quilo de cassiterita (MOACIR, 2017 informação verbal).

No início da década de 1990, foi criada a COOGAMPA (Cooperativa de Garimpeiros de Mutum Paraná) com o intuito de regularizar e organizar a atividade mineradora. A COOGAMPA, por meio dos seus vários produtores, extrai cerca de 30 toneladas por mês de Cassiterita – nos meses de dezembro e janeiro são retiradas cerca de 15 toneladas - e os preços pagos pelos seus principais compradores (indústrias paulistas, ou pequenos compradores na região de Ariquemes, RO) por volta de R$ 30,00 o quilo de cassiterita. Cada produtor paga uma taxa de 13% de sua produção para a COOGAMPA, a qual é encarregada da venda, manutenção do acesso ao distrito, recuperação ambiental das áreas, além de realizar e propor melhorias na extração.

Com a crescente alta no preço do estanho, que passou dos U$$ 4.000 a tonelada no começo dos anos 2000 para U$$ 16.000/t em 2008 (LME, 2019), cresceu-se o interesse pelas fontes primárias pouco trabalhadas por garimpeiros e cooperativas na região.

A perspectiva de melhora de mercado futuro adicionada aos valores crescentes do Sn, com variação atual em torno de U$$ 20.000/t (LME, 2019), fez

com que empresas *Juniors* entrassem com campanhas de exploração (em associação com as cooperativas detentoras dos direitos minerários locais) em alguns depósitos na Província Estanífera de Rondônia.

No Distrito de São Lourenço-Macisa, entre os anos de 2009-2012, os depósitos primários foram sondados. No período realizaram-se inúmeras amostragens de canal nas vênulas de quartzo e lentes de greisens, além de 24 furos de sondagem diamantada. Furos rasos, entre 30 a até 136 metros de profundidade.

Os relatórios de pesquisa enviados a COOGAMPA apresentam teores interessantes nos testemunhos de sondagem (4.10m contendo 1.51% Sn), e nas amostragens de canal (2.0m contendo 0.70% Sn), por vezes, acompanhados de valores anômalados de sulfetos de Pb, Zn, Cu, Fe +/- Ag (Ag com valores de até 17 g/t) (TRIUNFO MINERAÇAO, 2012).

A aparente mineralização espaçada e entendida até àquele momento como inexpressiva em profundidade, ou até mesmo, como já erodida, restando algumas pequenas zonas mineralizadas, acarretou no fim da campanha exploratória no Distrito. Soma-se é claro, possíveis questões contratuais e de interesse corporativos.

Atualmente, no distrito mineiro apenas os produtores ligados à COOGAMPA trabalham na exploração de cassiterita nas ocorrências secundárias, e em menor grau, bem subordinadamente e de forma rudimentar, na fonte primária.

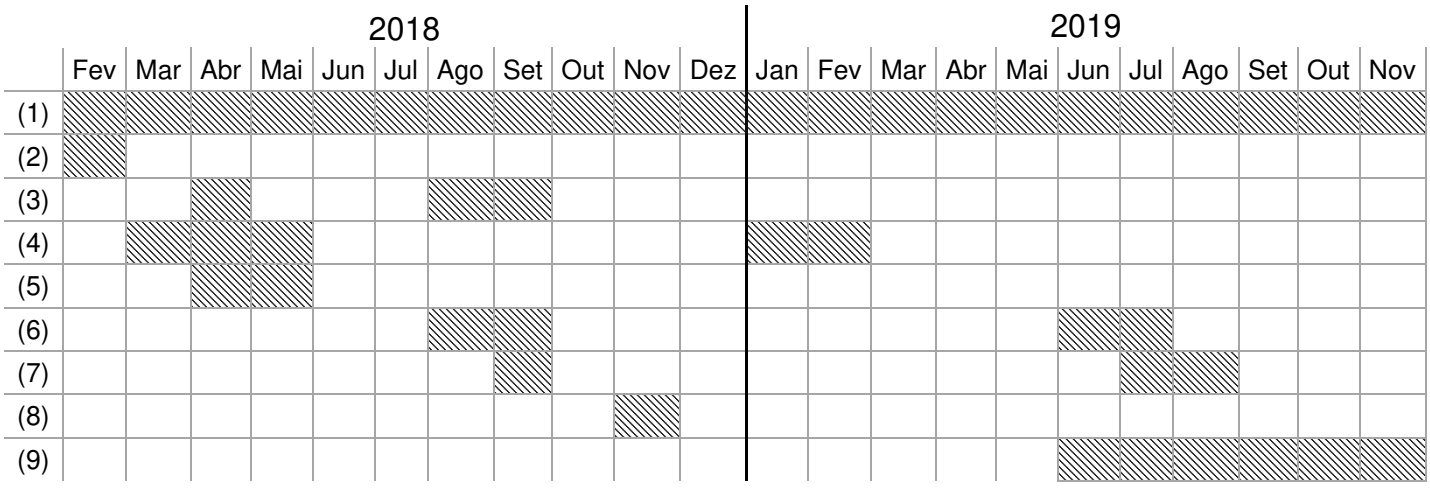
I. 3. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste trabalho se dá como continuidade das atividades desempenhadas em iniciações científicas (2015 e 2016) e de conclusão de curso (2017) do autor. Parte do material de estudo aqui tratado refere-se às atividades de mapeamento realizadas na vila de São Lourenço (RO) em um período de 15 dias no mês de Fevereiro de 2016. Materiais aos quais os critérios de mapeamento, coleta, preparação e análise são apresentados por Farias (2017). Enquanto, os demais materiais estudados nesta dissertação se referem às atividades de campo realizadas em 2018, nas áreas da COOGAMPA. Estas serão, junto com as etapas conceituais, laboratoriais e de escritório, apresentadas abaixo.

A dissertação teve como cronograma geral de atividades: uma etapa **conceitual:** (1) Revisão Bibliográfica acerca de granitos estaníferos: Trabalhos recentes que apresentam atributos geológicos de importantes depósitos e novos modelos exploratórios, além de trabalhos para análise comparativa de fertilidade

ígnea na própria PER; uma etapa de **campo:** (2) Descrição de testemunhos de sondagem do distrito mineiro de São Lourenço-Macisa com coleta de amostras, e (3) Separação de amostras arquivos da área de trabalho para novas análises; **laboratorial:** (4) Petrografia, (5) Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e (6) Litogeoquímica; e de **escritório:** (7) Atualização do mapa geológico, na escala 1:10.000, da fonte primária e dos dados de geocronologia; (8) Apresentação dos resultados parciais no XII Encontro do Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente da UNESP e, (9) Elaboração e montagem da dissertação de mestrado.

Tabela 1 - Cronograma das atividades desempenhadas para realização da dissertação.



I. 3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica teve como enfoque trabalhos recentes publicados em revistas nacionais e internacionais que apresentam atributos geológicos de diferentes depósitos estaníferos no mundo, assim como, de novos modelos genéticos como guias para exploração.

Têm-se como destaque os trabalhos na região sudeste da China, como discutidos por Zhout *et al.* (2016) que apresentam atributos geológicos na zona mineralizada de Baiganhu; e por Peng Liu *et al.* (2018), que apresentam um novo modelo genético a partir da datação da mineralização estanífera no depósito de Xiling.

No Brasil, como destaque, tem-se o trabalho de reavaliação da Província Estanífera de Rondônia realizado pela CPRM (2019), além dos trabalhos elaborados

por Bettencourt *et al.* (2010; 2016) com a síntese regional dos depósitos estaníferos em Rondônia.

Cabe destacar também, os trabalhos que serviram de comparação entre os granitos aqui apresentados com os de outros importantes depósitos de estanho na Província Estanífera de Rondônia. Suite Intrusiva Santa Clara (1.08 – 1.07 Ga): maciço Oriente Novo (LEITE JÚNIOR, 2002); Suíte Granitos Últimos de Rondônia (1.0 – 0.97 Ga): maciço Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e maciço Palanqueta (FOSTER, 2016).

I. 3.2. DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM

Entre os dias 04 a 10 de Fevereiro de 2018 foram descritos os testemunhos de rocha referentes a todos os 19 furos de sondagem diamantada, que estão armazenados no galpão da COOGAMPA na cidade de Porto Velho (RO).

Os furos descritos, identificados pela sigla TSLD, cortam o granito que hospeda a mineralização em direção perpendicular as vênulas de quartzo e lentes de greisen mineralizados, com inclinações entre 45 e 50º. Citam-se também furos com mesma inclinação e direção, mais periféricos, que se iniciam na encaixante cortando-a até entrar alguns metros no granito, nas vênulas de quartzo e nas lentes de greisen.

Com objetivo de se ter uma melhor representação do corpo granítico, das zonas hidrotermalizadas e dos minerais de minério procurou-se realizar uma amostragem espaçada das diferentes fácies graníticas, de greisens e encaixantes descritas nos furos.

Dessa forma, dos 19 furos com testemunhos descritos, 8 tiveram partes amostradas para análise petrográfica, MEV e litogeoquímica. As amostras foram identificadas com a sigla DDH (*Diamond Drill Hole*), seguida do número do furo, sigla do projeto (SLV) e do número de amostragem.

A relação e os dados dos furos descritos, da amostragem e procedimento analítico a qual as amostras foram enviadas, constam na tabela abaixo:

Tabela 2 – Relação dos furos descritos, material amostrado e procedimentos analíticos.

ID_FURO	DADOS GERAIS (M)		DESCRIÇÃO	ID_AMOSTRA	AMOSTRAGEM (m)		ANÁLISES:		
	COTA	PROFUND.			DE:	PARA:	Petrografia	MEV	Litogeoquímica
TSLD01	242	70.15	OK						
TSLD02	224	75.95	OK						
TSLD03	203	101.1	OK						
TSLD04	248	103.85	OK	DDH04_SLV22	67.82	68.1	OK	-	-
TSLD05	157	100.05	OK	DDH05_SLV01	16.85	17	OK	-	-
			OK	DDH05_SLV03	18.5	18.65	OK	-	-
			OK	DDH05_SLV08	30	30.15	OK	-	-
			OK	DDH05_SLV12	47.5	47.65	OK	-	OK
TSLD06	254	136.4	OK						
TSLD07	221	97.8	OK	DDH07_SLV04	27.6	27.75	OK	-	OK
TSLD08	262	30.2	OK	DDH08_SLV01	1.07	1.28	OK	-	OK
			OK	DDH08_SLV02	25.73	25.9	OK	-	OK
TSLD09	264	30.5	OK						
TSLD10	263	30.95	OK						
TSLD11	132	35.2	OK	DDH11_SLV01	13.4	13.75	OK	OK	OK
TSLD12	229	20.65	OK						
TSLD13	232	40.5	OK						
TSLD14	213	18	OK						
TSLD15	230	24.6	OK						
TSLD16	209	40.5	OK	DDH16_SLV01	21.17	21.4	OK	OK	OK
			OK	DDH16_SLV02	19.4	19.52	OK	-	-
			OK	DDH16_SLV04	23.15	23.25	OK	-	-
			OK	DDH16_SLV05	23.95	24.25	OK		OK
			OK	DDH16_SLV06	25.3	25.45	OK	-	-
			OK	DDH16_SLV07	25.7	25.9	OK	-	OK
TSLD22	234	82.65	OK	DDH22_SLV07	36.28	36.5	OK	-	OK
TSLD23	218	101.55	OK						
TSLD24	224	73.5	OK						

I. 3.3. AMOSTRAS ARQUIVOS

Para integração dos resultados do mapeamento de superfície (FARIAS, 2017) com os obtidos nos testemunhos de sondagem foram selecionadas 8 das 54 amostras arquivo referentes aos trabalhos realizados, em Fevereiro de 2016, no Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa.

As amostras arquivo selecionadas, identificadas apenas com a sigla do projeto SLV e número de coleta, já haviam sido analisadas por microscopia optica e por litogeoquímica. Neste caso, com o pacote de litogeoquímica limitado apenas

para elementos maiores e menores. Destaca-se que 1 das 8 amostras havia sido analisada também para estudos geocronológicos, a qual é novamente apresentada aqui vide o novo trabalho estatístico realizado.

As outras 06 amostras incorporadas foram, portanto, analisadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e por litogeoquímica, que assim como nas demais amostras, com pacote de análise completo. O que inclui a análise de elementos traços e terras-raras.

A relação das amostras arquivos incorporadas, assim como os procedimentos analíticos a qual foram encaminhadas, segue na tabela abaixo:

Tabela 3 – Relação das amostras arquivos incorporadas e respectivos procedimentos analíticos

ID_AMOSTRA	**ANÁLISES:**			
	Petrografia (FARIAS, 2017)	MEV	Litogeoquímica	Geocronologia (FARIAS, 2017)
SLV03	OK	OK	-	-
SLV05	OK	-	-	OK
SLV13	OK	-	OK	-
SLV17	OK	-	OK	-
SLV30	OK	-	OK	-
SLV41	OK	OK	-	-
SLV42	OK	OK	-	-
SLV90	OK	OK	OK	-

Com o objetivo de também identificar a fase de minerais acessórios, traços pesada por meio de MEV, parte das amostras arquivos não utilizadas para petrografia e litogeoquímica foram moídas.

Tendo em vista as duas principais fácies que ocorrem em unidade mapeável (1:10.000) no plúton, separou-se 6 kg de material da fácies heterogranular fina a média e 3 kg da fácies porfíritica de matriz fina.

Foram confeccionadas, portanto, 4 seções polidas, cada qual com minerais pesados magnéticos e pesados não magnéticos das duas distintas e principais fácies.

Os furos de sondagem descritos e amostrados, assim como as amostras arquivo estudadas são apresentadas espacialmente abaixo (Fig. 2).

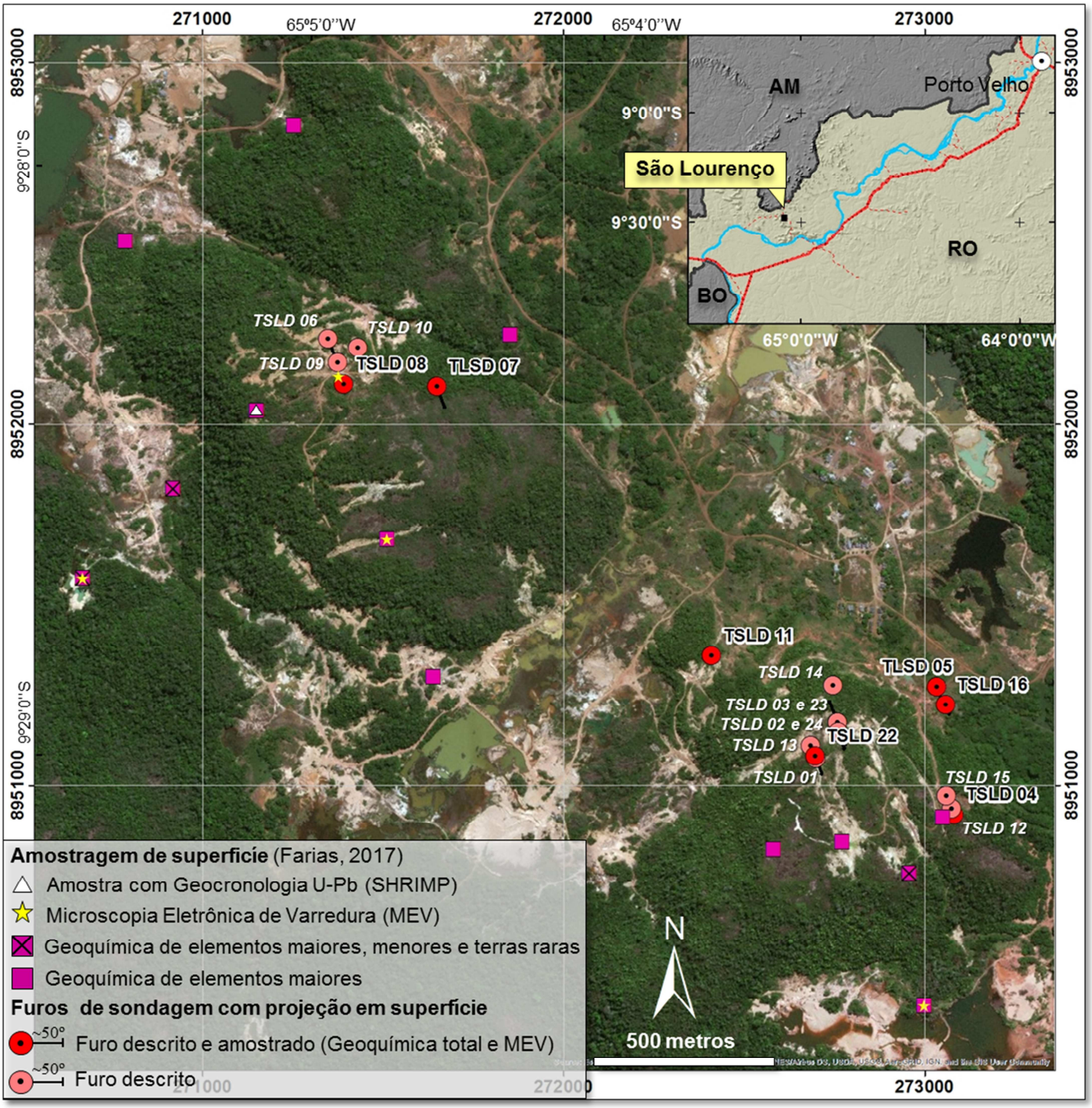


Figura 2. Setor São Lourenço, porção Sul do Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa. Fonte primária com a disposição espacial dos furos de sondagem descritos (sigla em branco) e amostrados (sigla em preto), e das amostras de superfície estudadas (amostras arquivos – Farias, 2017).

I. 3.4. PETROGRAFIA

As 16 amostras coletadas nos testemunhos de sondagem foram encaminhadas para confecção de lâminas polidas no Laboratório de Preparação de amostras e de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP (DPM/ IGCE – UNESP).

As lâminas polidas com dimensões de 4,0 x 2,0 cm e espessura de 0,03 mm foram descritas por meio de microscópio binocular de luz polarizada marca ZEISS modelo Axioskop 40 com objetivas de 2.5; 5; 10; 20; 50 e 100x, do DPM - IGCE. As fotomicrografias foram obtidas por uma máquina fotográfica CANON modelo EOS 5D MARK II, com zoom de 4x acoplada ao microscópio.

O estudo quantitativo envolveu, para as rochas de granulação média, o método de tingimento com cobalto nitrito de sódio. A análise modal para estas rochas foi feita por meio de uma malha de 50 mm x 1,0 mm, o que resultou em cerca de 1000 pontos de determinação.

Para rochas de granulação fina; o método empregado foi da contagem modal em microscópio optico. Neste caso, utilizou-se o charriot para movimentação lateral da lâmina com número de determinação para definição da moda, também próximo a 1000 pontos.

I. 3.5. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Foram encaminhadas 06 amostras com lâminas polidas e 02 com seções polidas para o MEV. Neste último, cada amostra apresentava 2 seções, uma com minerais pesados não magnéticos e outra com minerais pesados magnéticos.

As amostras com as seções polidas foram confeccionadas no laboratório de preparação de amostras do DPM/ IGCE – UNESP.

As lâminas e seções polidas foram cobertas por película de carbono (metalizadas), em equipamento da marca FEI, modelo Quanta 650FEG, equipado com detector EDS Quantax, da Bruker.

Posteriormente, todas as amostras, um total de 6 lâminas e 4 seções polidas, foram analisadas pelo autor no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do DPM/ IGCE – UNESP.

As análises foram realizadas em alto vácuo, com voltagem de aceleração em 20 kV, corrente de 100 nA e spot com 6 µm.

I. 3.6 LITOGEOQUÍMICA

Todas as 13 amostras enviadas para litogeoquímica foram preparadas no Laboratório de Preparação de amostras do DPM/ IGCE – UNESP.

Nas etapas de preparação, têm-se como destaque a cominuição do material com marreta e a pulverização do material moído realizado tanto em moinho de tungstênio como em ágata. Este procedimento gerou duas frações para uma mesma amostra.

A fração pulverizada em tungstênio foi encaminhada para análise dos elementos maiores e menores por meio de espectrometria de fluorescência de raios X. Determinação realizada por meio de fusão por tetraborato de lítio (LiB_4O_7) no Laboratório de Geoquímica e de Fluorescência de Raios X do DPM/ IGCE – UNESP.

A fração pulverizada em ágata foi encaminhada para análise dos elementos menores e traços por meio de ICP-OES (I*nductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry)* e terras raras, por meio de ICP-MS (*inductively coupled plasma mass* spectrometry).

No primeiro, a determinação foi realizada por meio de disgestão multi-ácida, enquanto no último, por fusão com metaborato de lítio. Ambas as análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica da Geosol, em Vespasiano (MG).

Os resultados das análises geoquímicas expressos em porcentagens em peso, partes por milhão, proporções moleculares, cátions e normas foram tratados com auxílio dos programas Microsoft Excel 2013, GCDkit 4.1 e IoGas-64 7.1.

I. 3.7 GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO (SHRIMP)

Para a determinação da Idade de cristalização do plúton granítico por meio do método convencional U-Pb (SHRIMP) foi amostrado material granítico (cerca de 2,5 kg), no centro do corpo (considerado o atual nível de erosão), mais precisamente, topo da Serra do Isac (amostra SLV – 05).

A preparação de amostra para geocronologia U-Pb foi realizada no Laboratório de Preparação de amostras do DPM/IGCE – UNESP e no centro de pesquisas geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo - USP).

A preparação no laboratório do DPM/IGCE – UNESP envolveu: a) britagem da amostra SLV-05 (~ 2,5 kg de material) com marreta e triturador de mandíbulas; b) separação granulométrica com uso de peneira de mão e agitador de peneiras até a granulometria entre 100 a 250 mesh; c) concentração dos minerais pesados por bateamento; d) separação magnética com intensidade do campo eletro-magnético 0,5 A a 1,5 A com inclinação frontal de 20º e lateral de 10º - com variações para 8º, 6º e, por último, e) concentração por bromoformio (densidade próxima a 2,89 g/cm³) para aumentar o grau de pureza no concentrado de cristais de zircão.

A preparação no centro de pesquisas geocronológicas da USP envolveu a separação dos cristais de zircão em lupa binocular (em laboratório super limpo, a fim de se evitar a contaminação de Pb laboratorial), o que resultou na escolha de cristais de zircão livres de inclusões e ou isentos ou com poucas fraturas; Confecção dos mounts: em recipiente de epox com dimensões padrão de 2,5 cm de diâmetro, os cristais de zircão são seccionados, polidos e cobertos com uma película de carbono para imageamento por catodoluminescência – CL. Após imageamento, há o recobrimento com ouro das seções. Com auxílio da catodoluminescência os cristais de zircão são analisados pontualmente no *Sensitive High Resolution Ion Microprobe* (SHRIMP), do CPGeo da USP.

O material amostrado representa a fácies de maior expressão em área do plúton. A amostra preparada resultou em uma seção com 77 cristais de zircão. Destes foram investigados 18 e realizados um total de 19 análises, dezessete análises de borda e duas de núcleo. Todas utilizadas para geocronologia do plúton.

Foram realizadas 4 leituras de amostras padrão (Temora II), com 1 leitura a cada 4 análises em cristais de zircão do plúton Saubinha. Os resultados foram tratados para 2 σ em tabelas e gráficos por meio do software Microsoft Excel.

I. 4. GEOLOGIA REGIONAL

I. **4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO**

Os depósitos estaníferos de Rondônia, englobados por Isotta *et al.* (1978) na Província Estanífera de Rondônia, ocorrem na porção sudoeste do Cráton Amazônico (SWCA). Porção a qual o cráton é compartimentado de forma geral, vide várias propostas: Susczynksi (1970), Amaral (1974), Cordani *et al.,* (1979), Tassinari e Macambira (1999, 2004), Santos (2003), Cordani & Teixeira (2007); Santos *et al.,*(2008), em um sistema de faixas paralelas NW – SE diferenciadas em sua constituição litológica e características evolucionais.

No modelo adotado por Tassinari e Macambira (1999), reiterado por Cordani & Teixeira (2007 e 2009) com algumas atualizações de idades e constantemente empregado no estudo da granitogênese e metalogênese à SW do Cráton amazônico (BETTENCOURT *et al.,* 2009, 2010a, 2010b, 2016; DIAS *et al*., 2013; LEITE JR *et al*., 2014), são descritas três províncias geocronológicas: Rio Negro-Juruena (1.80 – 1.56 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.56 – 1.30 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1.20 – 0.95 Ga).

Nestas províncias ocorrem sete episódios de magmatismo tipo A com filiação Rapakivi (BETTENCOURT *et al*., 1999; 2016), sumarizados nas suítes de granitos: Serra da Providência (1.57 – 1.53 Ga.); Santo Antônio (ca. 1,37 Ga); Teotônio (1.38 – 1.37 Ga.); Alto Candeias (1.36 – 1.34 Ga.); São Lourenço-Caripunas (1.32 – 1.30 Ga.); Santa Clara (1.08 – 1.07 Ga.) e Granitos Últimos de Rondônia (0.99 – 0.97 Ga.).

Destes eventos de magmatismo de filiação rapakivi, os três últimos episódios são àqueles que se relacionam com as mineralizações primárias de estanho descritas na PER. Episódios que se associam a eventos pós colisionais, extensionais vinculados à fase final de relaxamento dos orógenos Rondoniano-San Ignácio (1,56-1,30 Ga) e Sunsàs-Aguapeí (1,20-0,95 Ga) (BETTENCOURT *et al*., 2010a; TEIXEIRA *et al*., 2010) (Fig. 3).

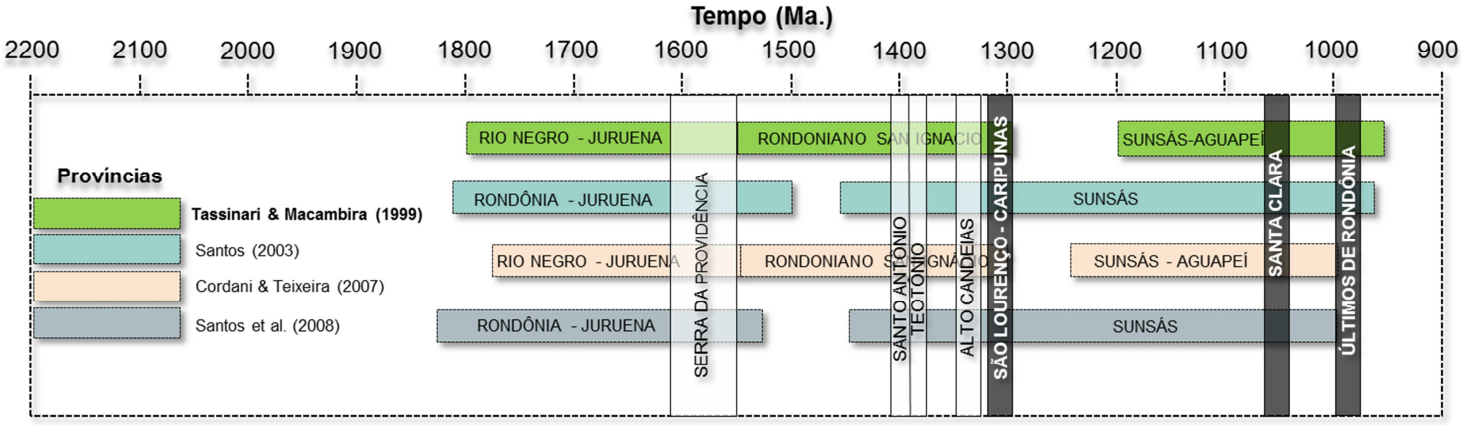


Figura 3. Diferentes compartimentações da borda SWCA. Os retângulos verticais representam os sete episódios de magmatismo de filiação rapakivi no SWCA (Bettencourt *et al*., 1999), sendo que os três últimos (cor preta) estão associados com a mineralização estanífera na PER.

I. 4.2. SUÍTES INTRUSIVAS COM DEPÓSITOS ESTANÍFEROS ASSOCIADOS

As suítes intrusivas com depósitos estaníferos associados ocorrem, de forma geral, espaçadas entre si na PER. A suíte intrusiva, mais antiga, São Lourenço-Caripunas apresenta afloramentos no noroeste de Rondônia, na margem esquerda do rio Madeira. Enquanto, a suíte intrusiva Santa Clara ocorre na porção central da PER entre os rios Machado a leste e Jamari a oeste. Por último, a suíte intrusiva, mais nova, Granitos Últimos de Rondônia com exposições na porção central da PER próximas e ao longo do Rio Jamari (Fig. 4).

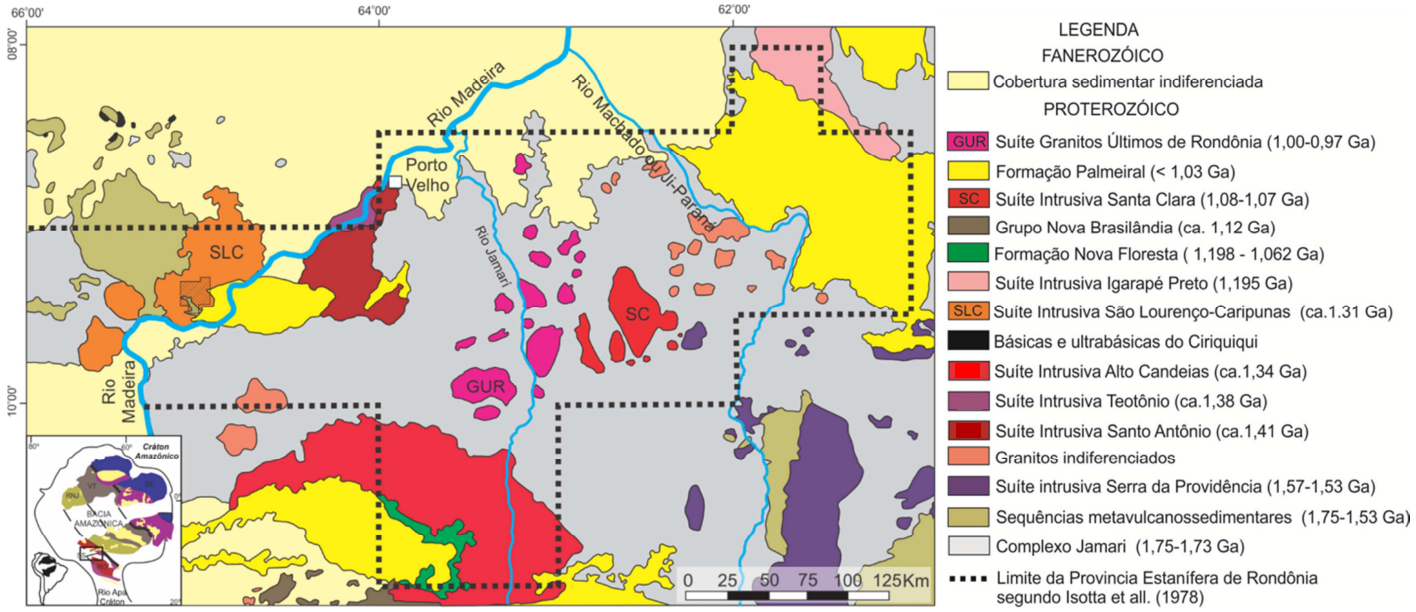


Figura 4. Mapa geológico simplificado da PER e região adjacente com indicação da área do Distrito Mineiro de São Lourenço – Macisa. Modificado e extraído de Leite Júnior (2002).

I. 4.2.1. Suíte intrusiva São Lourenço-Caripunas (1.32-1.30 Ga.)

A Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (SISLC) relaciona-se com uma granitogênese tardi a pós-colisional do tipo A (orogenia Rondoniana) com contribuição de magmas juvenis e derivados da crosta continental (BETTENCOURT *et al*., 2016).

O maciço São Lourenço-Caripunas, em conjunto com outros maciços nas proximidades (Abunã, São Simão) representam a Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas. A suíte constitui-se de um sistema subvulcanico-plutônico com rochas subalcalinas, metaluminosas a levemente peraluminosas, cálcio-alcalinas a álcali-calcicas (LEITE JR et al., 2013; FARIAS *et al*., 2017) com idades de 1314 ±13 Ma (BETTENCOURT *et al*., 1999). Apresenta litotipos equigranulares, heterogranulares, porfiriticos que variam composicionalmente de sienogranito a álcali feldspato granito, além de riólito pórfiro e gabro (BETTENCOURT *et al*., 1999; LEITE JÚNIOR, 2013; FARIAS, 2017).

As mineralizações primárias de cassiterita e em menor grau de volframita e sulfetos de Cu-Zn-Pb-Fe ocorrem associadas a lentes subverticais de greisens e veios de quartzo hospedados preferencialmente em biotita granito fracamente peraluminoso no Distrito Mineiro de São Lourenço (BETTENCOURT *et al*., 1999, 2016).

I. 4.2.2. Suíte intrusiva Santa Clara (1.08-1.07 Ga.)

A suíte intrusiva Santa Clara (SISC) é representada pelo maciço Santa Clara, bem como por outros batólitos e *stocks* menores (maciços Oriente Velho, Oriente Novo, Manteiga-Sul, Manteiga-Norte, Jararaca, Carmelo, Primavera e das Antas) (LEITE JÚNIOR, 2002), com origem relacionada à fase colisional do orógeno Sunsas (TEIXEIRA *et al*., 2010).

Os maciços constituem-se de sistemas subvulcânico-plutônico com presença de subsuítes precoces e dominantes em área, constituídas por biotita e/ou hornblenda granito porfirítico a equigranulares metaluminosos, seguidos por subsuítes tardias e pouco expressivas em área, uma de natureza peralcalina e outra peraluminosa (BETTENCOURT *et al*., 1999; LEITE JR *et al*., 2000; LEITE JÚNIOR, 2002). Apresenta idades de 1074 ±8 Ma (BETTENCOURT *et al*., 1999).

Nas subsuítes tardias peraluminosas ocorrem mineralizações polimetáticas de Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu, Zn de origem magmática e disseminadas no topázio-álcali feldspato granito, no Li-mica-álcali feldspato granito, e pós-magmáticos em bolsões, veios e lentes de greisen e vênulas de quartzo com cassiterita e sulfetos (LEITE JÚNIOR, 2002).

I. 4.2.3. Suíte intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (0.99-0.97 Ga.)

A suíte intrusiva dos Granitos Últimos de Rondônia (GUR) tem seu desenvolvimento relacionada à granitogênese pós-colisional do tipo A (Orogenia Sunsás) (TEIXEIRA *et al*., 2010) com contribuições de materiais que provém da base da crosta e de origem mantélica (BETTENCOURT et al., 2016).

A suíte é composta pelos maciços graníticos Ariquemes, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Santa Bárbara e Jacundá. Datações realizadas por Bettencourt *et al*. (1999) nos maciços Pedra Branca; São Carlos e Massangana apresentaram idades, respectivamente, de 995 ±5 Ma; 995 ±73 Ma; 991 ±14 Ma.

A GUR apresenta grandes semelhanças com a Suíte Intrusiva Santa Clara, ao qual contém suítes precoces dominantes em área álcali-calcica e levemente peraluminosa; e tardias, de menor expressão, com caráter alcalino/peracalina a álcali-calcica/ peraluminosa. A subsuíte tardia peraluminosa constituída de biotita granito e álcali feldspato granito, Li-Mica ± topázio-álcali feldspato granito e riólito equigranulares a porfíriticos, associam-se à mineralização magmática e disseminada de metais raros e base (BETTENCOURT *et al*., 2016; FOSTER, 2016)

As melhores representações das mineralizações polimetálicas na subsuíte tardia peraluminosa ocorrem na Mina Bom Futuro, por meio do topázio granito e topázio riólito aflorantes no Morro Bom Futuro e Morro Palanqueta (FOSTER, 2016).

I. 5. SUÍTE INTRUSIVA SÃO LOURENÇO-CARIPUNAS

I. 5.1. GEOLOGIA DO DISTRITO MINEIRO DE SÃO LOURENÇO-MACISA

O Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa é a principal área com afloramentos da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1.32 – 1.30 Ga). No local a suíte se faz representar pelo maciço São Lourenço que em conjunto com outros maciços nas proximidades representam as áreas de exposição de rochas graníticas, com ou sem depósitos de estanho associados.

No distrito, conforme Cembrani (1985), são descritas seis fácies graníticas, em unidade mapeável (1:25.000), que ocorrem encaixadas em metassedimentos de 1.751 Ma. (QUADROS & RIZZOTO, 2007) pertencentes a Fm. Mutum-Paraná de Lobato *et al.* (1966). As fácies constituem-se de biotita-hornblenda-quartzo sienito porfíritico, hornblenda-biotita sienogranito porfíritico, sienogranito equigranular, biotita sienogranito heterogranular a porfiríticos e álcali feldspato granito equigranular, além de gabros e riólitos pórfiros (CEMBRANI, 1985; LEITE JR *et al*., 2013). (Fig. 5).

Geoquimicamente, as fácies graníticas apresentam um quimismo de granitos ferrosos, tipo A, em que as tipologias com hornblenda são metaluminosos e álcali-calcicos, enquanto os tipos com biotita, espacialmente associados com os depósitos primários de estanho, são levementes peraluminosos/álcali-cálcico (LEITE JÚNIOR *et al*., 2013). Leite Júnor *et al*. (2013) apontam uma evolução geoquímica dos tipos com hornblenda para aqueles com biotita, e o envolvimento de fontes crustais na formação dos magmas.

No mapeamento faciológico de detalhe, na escala 1.10.000, do plúton associado à mineralização (Plúton Saubinha), são descritos biotita granitos de 1.316 ±12 Ma, com granulações que variam de fina a média e texturas equigranulares a porfiríticas (FARIAS, 2017). Os biotita granitos representam uma intrusão granítica altamente diferenciada com características de granitos tipo A_2, álcali-cálcico e metaluminoso a peraluminoso (FARIAS, 2017). No distrito, o plúton Saubinha é o corpo granítico que hospeda os veios de quartzo e lentes de greisen subverticais mineralizados em Sn e sulfetos de Cu, Zn e Pb.

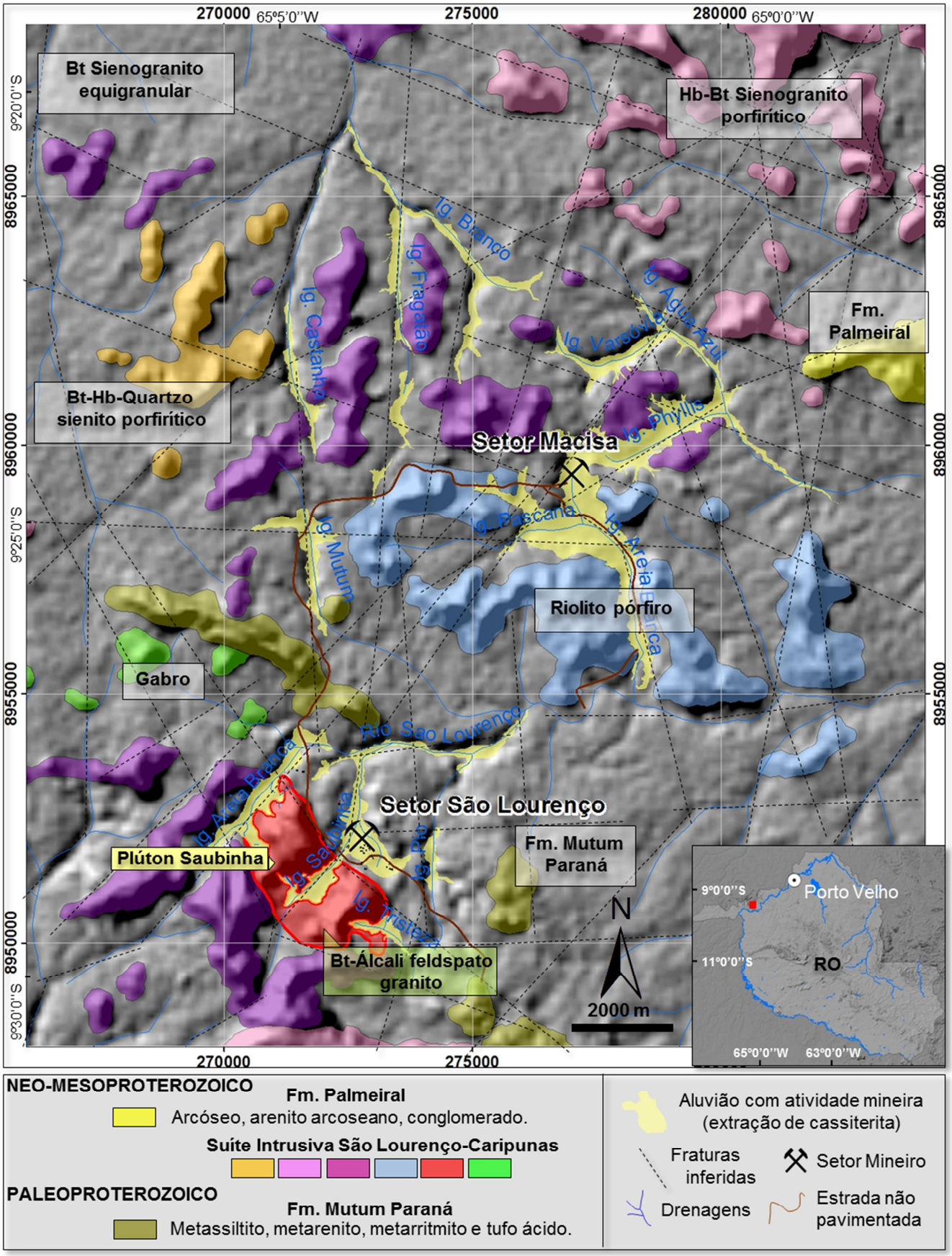


Figura 5. Mapa de distribuição dos tipos petrográficos/ faciológicos (1:25.000) no Distrito Mineiro de São Lourenço–Macisa (RO). Compilado e modificado de Cembrani (1985), Leite Jr *et al* (2013) e Farias (2017). Base, fundo cinza, modelo digital de terreno que evidencia os morrotes com as exposições de cada fácies. Destaque para os setores de produção, aluviões trabalhados e fonte primária: Plúton Saubinha.

CAPÍTULO II – GEOLOGIA, PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO PLÚTON SAUBINHA.

II. 1. GEOLOGIA

O plúton Saubinha perfaz parte do maciço São Lourenço, possui contornos irregulares e forma alongada com maior comprimento, paralelo a lineamentos regionais, segundo a direção NW – SE. O plúton apresenta em sua maior extensão 3.5 km e, em sua maior largura 1.8 km, o que perfaz uma área de ocorrência aproximada de 6.5 km².

O corpo ígneo estabelece na sua porção leste contato intrusivo com metarrimitos, metapelitos e metarenitos da sequência metassedimentar Formação Mutum Paraná (1.7 Ga) e a oeste com biotita sienogranito equigranular – granito Pascana de Kloosterman (1966). Coberturas aluvionares, relacionadas às drenagens encaixadas em alinhamentos NE – SW, o recobrem a norte e a sul, respectivamente, Igarapés Areia Branca e Tristeza. Além também de dividi-lo ao meio, em duas serras (Serra do Isac a norte e Serra da Irene a sul), por meio dos aluviões de mesma direção do Ig. Saubinha.

O plúton Saubinha é composto por biotita-álcali feldspato granitos que podem ser agrupados em duas unidades mapeáveis na escala 1:10.000. A **unidade A** (**UA**) com maior expressividade no plúton (cerca de 75% em área) e que reúne litotipos heterogranulares, equigranulares e porfiríticos. A **Unidade B (UB),** de menor expressão (cerca de 25% em área) e que limita parte do corpo a leste por meio de contato intrusivo com os metassedimentos da Fm. Mutum Paraná, com tipos faciológicos porfiríticos e equigranulares.

O plúton apresenta também: **(3) granito miarolítico**, biotita-álcali feldspato granito miarolítico, que ocorre como uma lente delgada irregular (< 5 metros) entre a fácies porfirítica da **UB** e os metassedimentos à sudeste do plúton. E por último, **(4) diques de microgranito e aplito**, os quais também são constítudos modalmente por biotita-álcali feldspato granito e, mais bem observados encaixados na **UB** e nos metassedimentos (Fig. 6 a 8); (Quadro 1). Os contatos entre as fácies graníticas da **UA** e **UB** não foram observados nas atividades de mapeamento e de descrição de testemunhos de sondagem, com exceção do granito miarolítico e dos diques de microgranito e aplito, aos quais apresentam contatos bruscos.

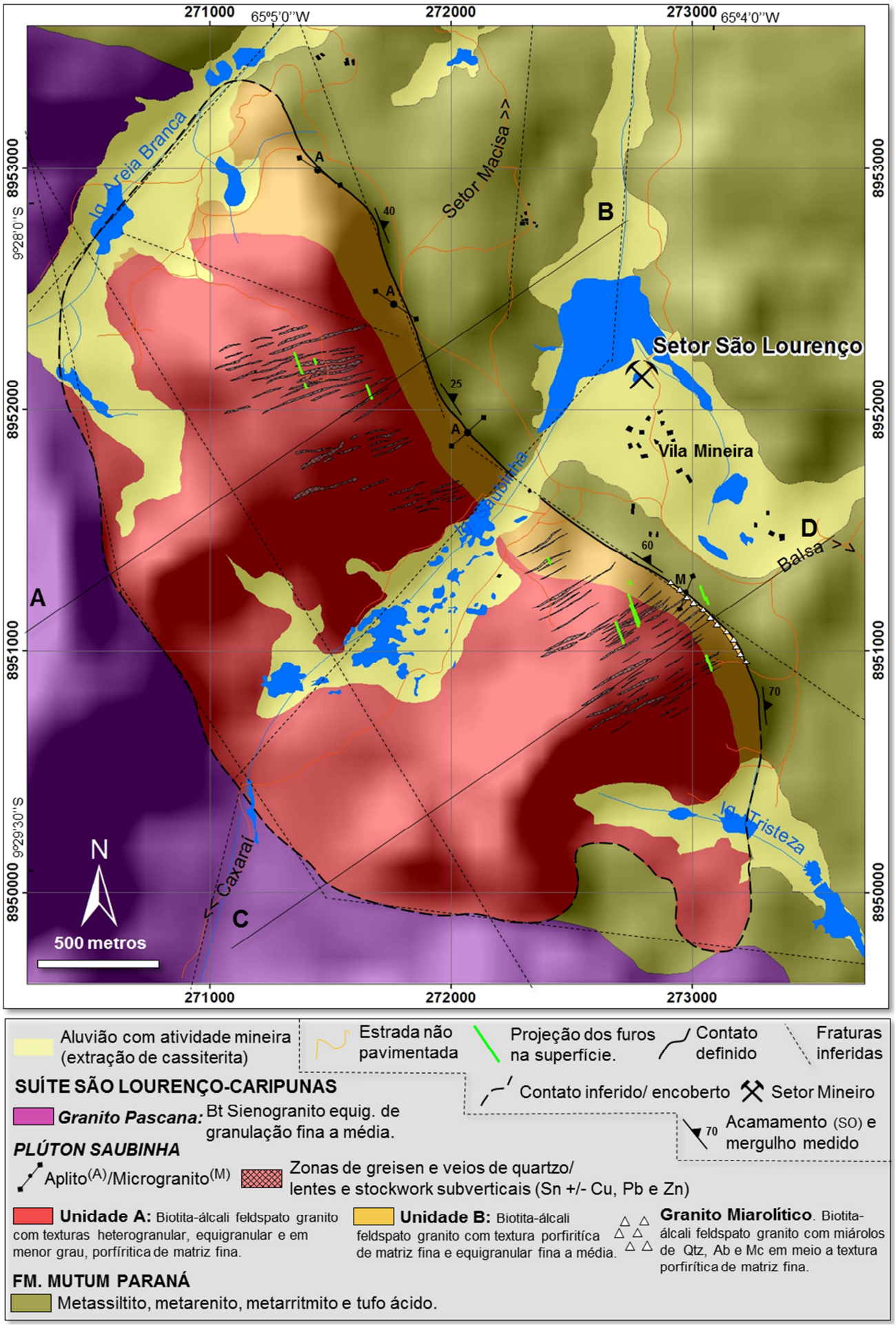


Figura 6. Mapa geológico simplificado do plúton Saubinha com modelo digital de terreno ao fundo. Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa. (Modificado de Farias, 2017).

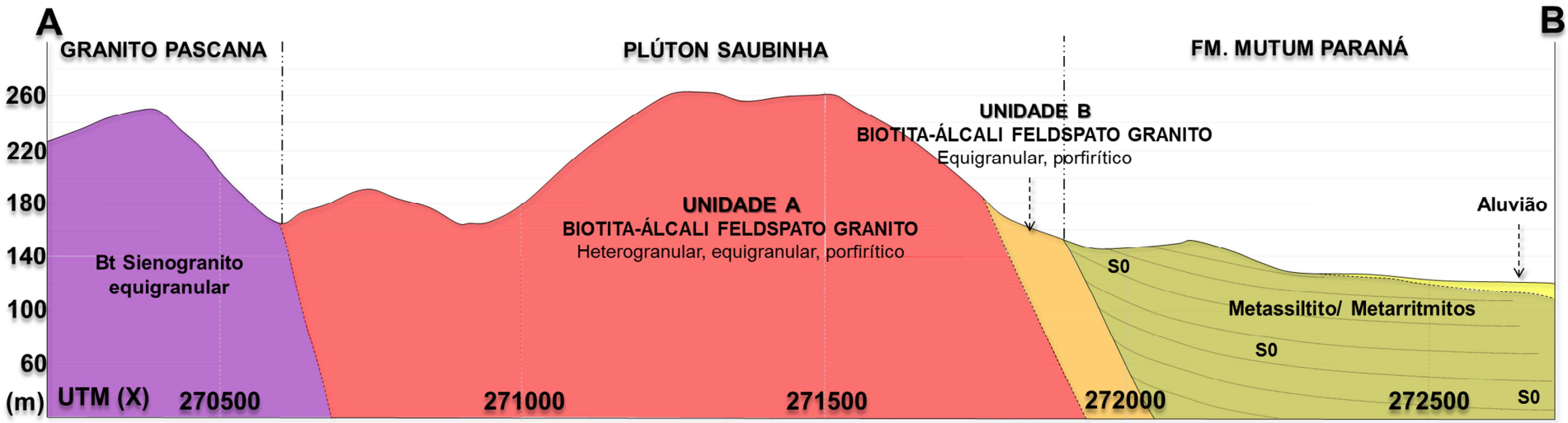


Figura 7. Seção geológica A-B do Plúton Saubinha (Serra do Isac). Destaque para acamamento inclinado dos metassedimentos que tende a se horizontalizar conforme se afasta da intrusiva.

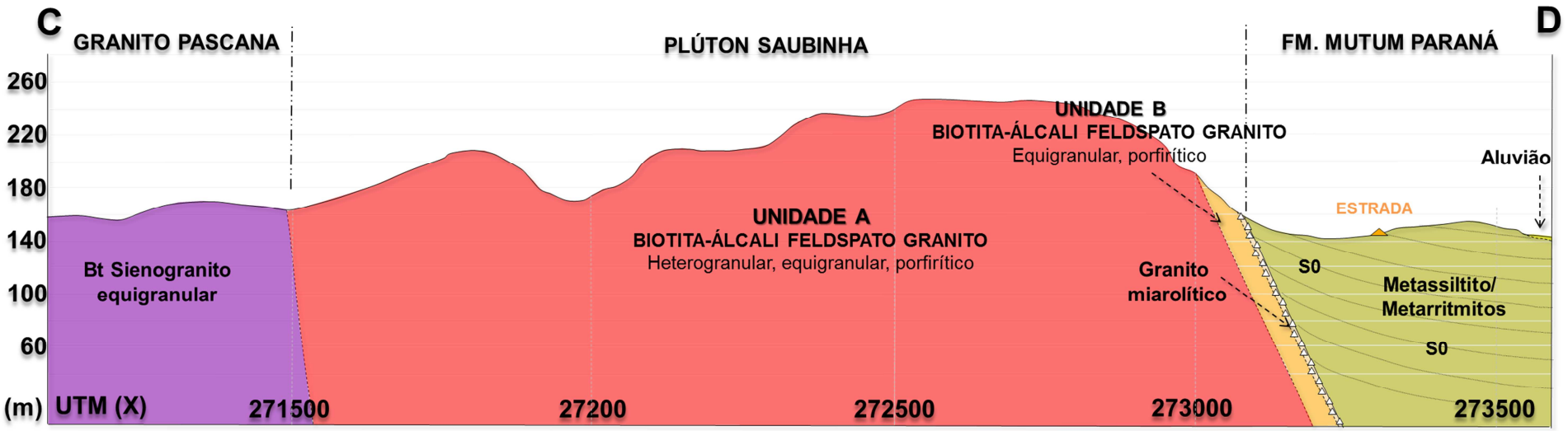


Figura 8. Seção geológica C-D do Plúton Saubinha (Serra da Irene). Destaque para lente delgada de granito miarolítico no contato entre a unidade B e os metassedimentos.

Quadro I – Síntese das principais características petrográficas, macroscópicas das fácies de biotita-álcali feldspato granito descristas no plúton Saubinha.

***Plúton* Saubinha** *Álcali feldspato granito*	**TEXTURA**		**FENOCRISTAL**							**MATRIZ**				**VARIABILIDADE**
	Descrição	**Ind. de cor**	**Tipo**	**Cor**	**Forma**		**Freq (%)**	**Tamanho (mm)**		**Forma dos cristais**	**Granul.** (mm)	**Minerais Fe-Mg** (pleocroísmo)	**Minerais acessórios e de alteração**	
								Max.	**Med.**					
(UA) Fácies Heterogranular (branco, rosa e vermelho)	Subidiomórfica, granofírica (raro), pertítica-mesopertítica. Raros cristas de Mc com borda de albita (B.ab)	5%	----	----	----	----	----	----	----	Sub.Aned	Fina a média 0,5 a 8,0	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Comum nas porções centrais e apicais do *stock*. Associam-se com raros miárolos
(UA) Fácies Equigranular (cinza, rosa e vermelho)	Subidiomórfica, granofírica, pertítica-mesopertítica.	4%	----	----	----	----	----	----	----	Sub.Aned	Fina a média 0,5 a 4,0	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Mais comum próximo ao limite com a UB. Associam-se com raros miárolos
(UA) Fácies Porfirítica (rosa e vermelho)	Xenomórfica, equigranular, granofírica (abudante), pertítica-mesopertítica.	3%	Mc Qtz Ab Mc-(B.ab)	Róseo Cinza Branco Róseo	Tabular Globular Arredond. Tabular	Eu. Sub Anedral Anedral Eu. Sub	~25% ~4% ~2% <1%	10 5 2 10	7 3 1 7	Anedral	Fina 0,3 a 0,6	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Ocorrência restrita em meio a UA.
(UB) Fácies Porfírtica (cinza e rosa)	Xenomórfica, equigranular, granofírica (abudante), pertítica-mesopertítica.	4%	Mc Qtz Ab Mc-(B.ab)	Róseo Cinza Branco Róseo	Tabular Globular Arredond. Tabular	Eu. Sub Anedral Anedral Eu. Sub	~30% ~2% ~1% <1%	5 5 2 5	3 3 1 3	Anedral	Fina 0,2	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Fácies de borda. Associam-se com aplitos e lente de granito miarolítico
(UB) Fácies Equigranular (cinza)	Subidiomórfica, granofírica, pertítica-mesopertítica.	4%	----	----	----	----	----	----	----	Sub.Aned	Fina a média 0,5 a 4,0	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Ocorrência mais restrita. Associam-se com aplitos e lente de granito miarolítico
(3) GRANITO MIÁROLÍTICO (cinza-rosado)	Porfirítica, xenomórfica, equigranular, granofírica (abund.), pertítica-mesopertítica.	4%	Mc Qtz	Róseo Cinza	Tabular Globular	Eu. Sub Anedral	~20% ~1%	3 4	2 3	Anedral	Densa a fina <0,1 - 2,0	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Lente descontínua entre a UB e os metassedimentos
(4) Dique de microgranito (creme)	Microporfirítico, xenomórfica, equigranular, granofírica (abund.), pertítica-mesopertítica.	5%	Mc Qtz Ab	Róseo Cinza Branco	Tabular Arredond, Arredond.	Eu. Sub Anedral Anedral	~22% ~6% ~2%	2,5 2,5 1	1,5 1 0,7	Anedral	Densa a fina ~0,1	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Encaixados na UB e nos metas-sedimentos
(4) Dique de aplito (cinza-rosado)	Xenomórfica, equigranular, granofírica (abund.), pertítica-mesopertítica.	3%	----	----	----	----	----	----	----	Anedral	Densa a fina <0,1 - 1,0	Biotita (Vd. Escuro - Vd. Amarelado)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Encaixados na UB e nos metas-sedimentos

II. 2. PETROGRAFIA

II. 2.1. UNIDADE A: ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES HETEROGRANULAR, EQUIGRANULAR E PORFIRÍTICA.

As rochas da unidade A são representadas modalmente por biotita-alcáli feldspato granito de granulação média a fina que variam de heterogranular com coloração branca, rosa e vermelho; equigranular com coloração cinza, rosa e vermelha; e porfíritica de cor vermelha (Tab. 4; Fig. 9A a E).

Tabela 4 – Composição modal (em %) das fácies graníticas da Unidade A.

UNIDADE A *Álcali-feldspato granito*	**Minerais Essenciais (% Modal)**	**Minerais varietais (% Modal)**	**Minerais acessórios e de alteração**	**Composição modal (%) média** Essencias e varietais
Fácies Heterogranular (branco, rosa e vermelho)	Mc (53.19 - 61.0%) Qtz (28.0 - 32.28%) Ab (7.0 - 9.64%)	Bt (3.0 - 4.87%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Mc (57.72%) Qtz (29.88%) Ab (8.13%) Bt (4.03%)
Fácies Equigranular (cinza, rosa e vermelho)	Mc (55.26 - 63.0%) Qtz (29.0 - 35.81%) Ab (4.78 - 7.17%)	Bt (1 - 4.09%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Mc (58.81%) Qtz (31.81%) Ab (5.94%) Bt (3.41%)
Fácies Porfirítica (rosa e vermelho)	Mc (59.78%) Qtz (32.17%) Ab (5.19%)	Bt (3.22%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Mc (59.78%) Qtz (32.17%) Ab (5.19%) Bt (3.22%)

Abreviações: Mc (microclínio); Qtz (quartzo); Ab (albita); Bt (biotita); Ap (apatita); Mag (Magnetita); Ilm (ilmenita); Mzt (monazita); Zrn (zircão); Rt (Rutilo); Fl (fluorita); Ser (sericita); Chl (clorita); tr. (minerais traços).

No atual nível de erosão, a fácies heterogranular é predominante, tendo as melhores exposições nas porções mais centrais do corpo granítico. A fácies porfíritica, de ocorrência subordinada, apresenta raras ocorrências em meio às fácies heterogranular e equigranular.

A fácies porfíritica da UA equipara-se com o da UB, as principais diferenças estão relacionadas apenas com as tonalidades mais avermelhadas na primeira, assim como, em fenocristais e cristais na matriz com maiores dimensões.

A fácies equigranulares da UA são também semelhantes quando comparadas com o da UB. As amostras divergem apenas na variação das tonalidades. Na UA observam-se tipos equigranulares de cor cinza, rosa e vermelho, já na UB descreve-se majoritariamente fácies equigranulares de cor cinza.

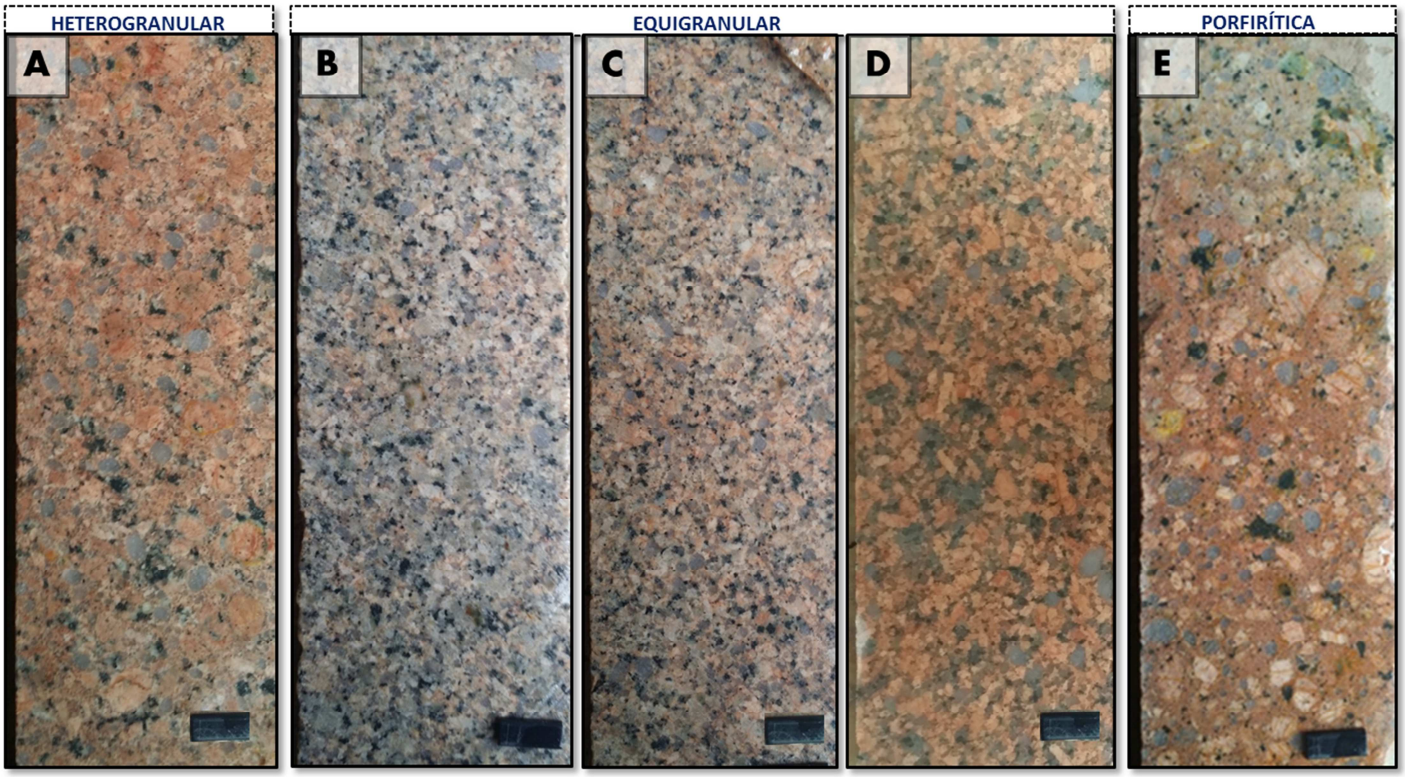


Figura 9. Aspectos macroscópicos das fácies da UA. A) Fácies heterogranular de cor rosa-avermelhada; B, C e D) Equigranular cinza, rosa e vermelha, respectivamente; E) Porfíritica rosa-avermelhada. Escala (barra preta) igual a 1 cm.

Nos testemunhos de sondagem observou-se nas fácies heterogranular e equigranular, a profundidades próximas e ou acima de 40 metros, raros miárolos com formatos arredondados a até mais elipsoidais com diâmetros próximos a 1,5 cm.

Os miárolos, no geral, apresentam borda de quartzo, albita-oligoclásio e núcleo com aglomerados de fluorita e biotita. Alguns poucos miárolos apresentam ainda núcleos preenchidos por pirita e calcopirita (Fig.10A a C).

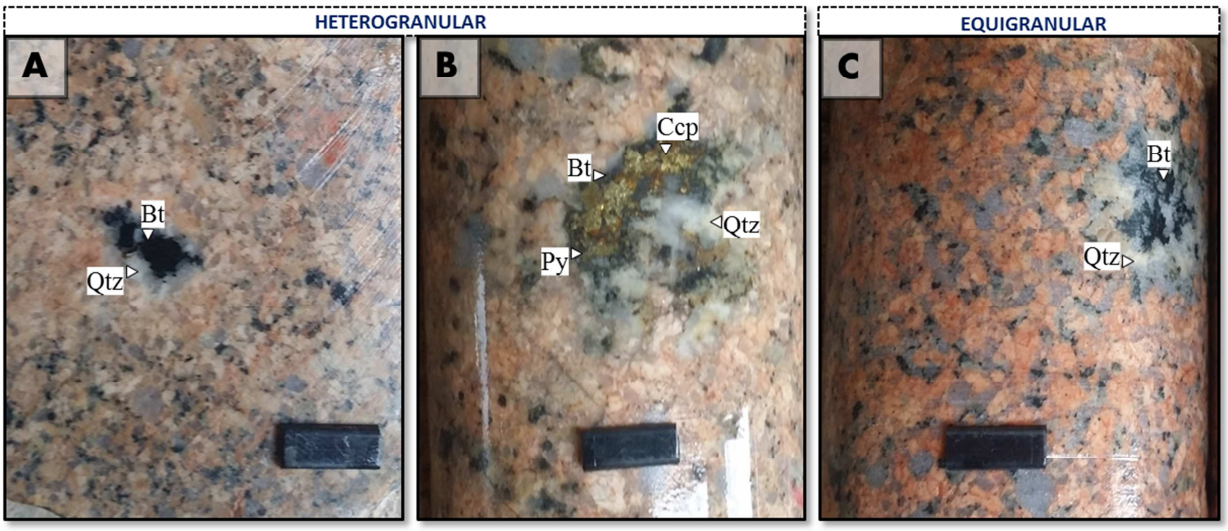


Figura 10. Aspecto macroscópico dos raros miárolos a base de quartzo (Qtz), biotita (Bt) e ou fluorita nas fácies heterogranular e equigranular. A e B) Fácies heterogranular, com destaque em B, para núcleo preenchido por pirita (Py) e calcopirita (Ccp).; C) Fácies equigranular. Escala (barra preta) igual a 1 cm.

Como minerais essenciais, as fácies apresentam microclínio com textura pertítica a mesopertítica, com albita na forma de filmes e em manchas. Estes mesmos cristais de microclínio apresentam bordas delgadas contínuas, límpidas e livres de albita. O microclínio exibe também cristais mais bem desenvolvidos com bordas, contínuas ou não, milimétricas a submilimétricas (< 0,2 mm) de albita (Fig. 11A a C).

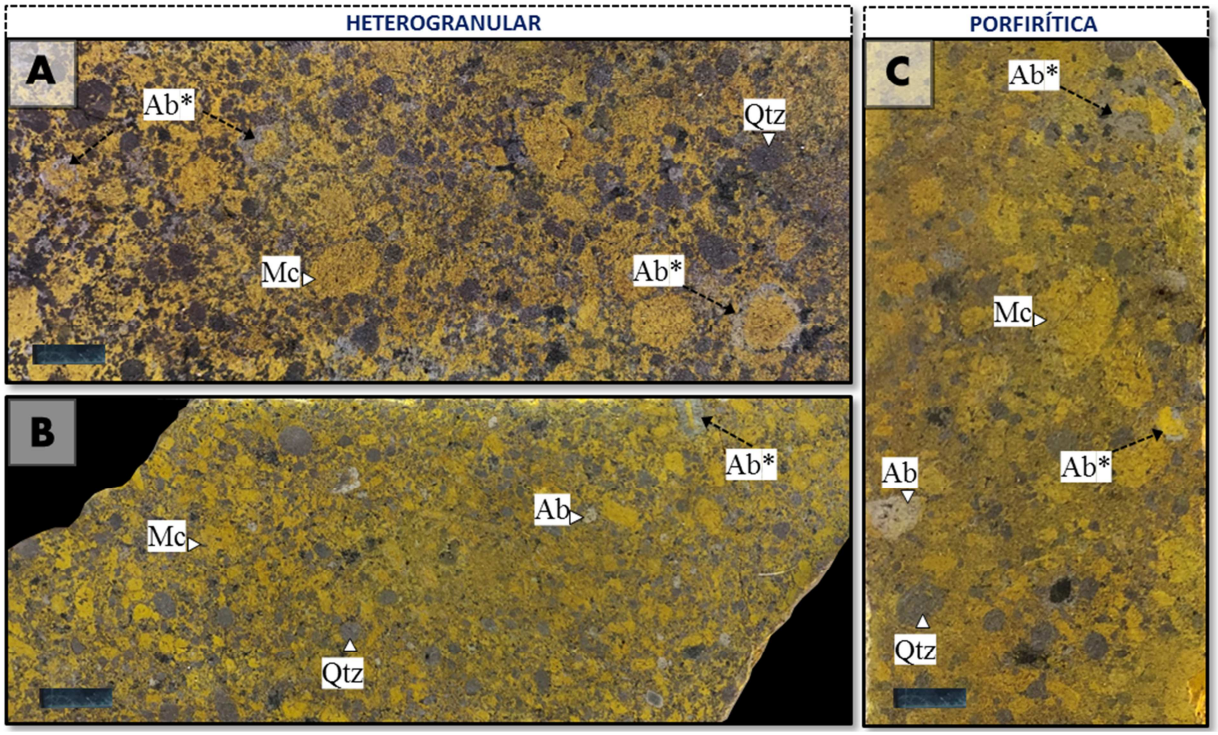


Figura 11. Aspecto macroscópico composicional e textural da UA (amostras tingidas por cobalto nitrito de sódio) com cristais de microclínio (Mc) com bordas, contínuas ou não, de albita (Ab*). A e B) Fácies heterogranular; e C) Fácies Porfirítica. Escala (barra preta) igual a 1 cm.

Têm-se ainda como minerais essenciais, cristais globulares de quartzo e tabulares a arredondados de albita com intenso sobrecrescimento de sericita e, em menor grau, fluorita. Os cristais de albita fortemente sericitizados e ricos em inclusões de fluorita apontam tratar-se de um plagioclásio com composição pretérita de albita-oligoclásio.

A fase mineral ferro-magnesiana destas fácies é representada, exclusivamente, por biotita com pleocroísmo que varia do verde escuro para o verde amarelado comportando também inclusões de fluorita, monazita e zircão. Como fase acessória, citam-se ainda cristais de apatita, rutilo, ilmenita e magnetita (apêndice 1 e 2).

- Fácies Heterogranular

A fácies Heterogranular é representada por biotita-álcali feldspato granito de **estrutura** isotrópica, hololeucocrática de coloração branca, rosa-avermelhada a vermelho e **textura** heterogranular, localmente granofírica, subidiomórfica de granulação fina a média (Fig. 12A). A fácies apresenta também raros cristais mais bem desenvolvidos de microclínio com bordas, contínuas ou não, submilimétricas (< 0,2 mm) de albita.

A textura heterogranular subidiomórfica é constituída por **microclínio** pertitíco a mesopertitíco (mais intenso ainda nas fácies de cor branca) com albita na forma de fios e manchas. Destaca-se aqui duas ocorrências de microclínio. A mais comum como cristais mesopertíticos com bordas delgadas contínuas livres de albita (Fig. 12B). E em raros cristais mais bem desenvolvidos, com bordas, contínuas ou não, submilimétricas (< 0,2 mm) de albita.

O microclínio ocorre sob a forma de cristais anedrais arredondados a subedrais, tabulares intensamente manchados “sujos” (marrom-acastanhado). A observação da geminação é dificultada vide o aspecto manchado dos cristais. O microclínio apresenta extinção ondulante e dimensões gerais entre 1 a 4 mm, tendo alguns cristais de dimensões maiores, tabulares de até 8 mm. Estabelece contatos mais retilíneos entre si a ondulados com quartzo, retilíneos a lobulares com a albita e esgarçados com a biotita.

- Fácies Equigranular

A fácies Equigranular é representada por biotita-álcali feldspato granito de **estrutura** isotrópica, hololeucocrática de coloração cinza, rosa e vermelho, com **textura** equigranular, localmente granofírica, subidiomórfica de granulação fina a média (Fig. 12C).

A textura equigranular subidiomórfica é constituída por **microclínio** pertitico a mesopertítico com albita na foma de fios e manchas que se limitam ao centro dos cristais. As bordas dos cristais de pertita-mesopertita são contínuas, delgadas e livres de albita (Fig. 12D).

O microclínio ocorre sob a forma de cristais subedrais, tabulares inteiros ou parcialmente manchados “sujo” (marrom-acastanhado). Quando parcialmente, o aspecto manchado é mais evidente nas bordas. Observa-se em alguns cristais com a presença de geminação Carlsbad, mas predominam cristais sem geminação ou de difícil identificação vide o aspecto manchado. O microclínio apresenta extinção ondulante e dimensões gerais entre 1 a 4 mm x 0,5 a 2 mm. Estabelece contatos mais retilíneos entre si a ondulados com quartzo, retilíneos a lobulares com a albita e esgarçados com a biotita.

- Fácies Porfirítica

A fácies Porfirítica é representada por biotita-álcali feldspato granito de **estrutura** isotrópica, hololeucocrática de coloração rósea avermelhada e **textura** porfíritica serial com fenocristais arredondados, globulares cinza de quartzo (4%), tabulares a arredondados róseos de microclínio pertítico a mesopertítico (26%) e arredondados cinza esbranquiçado de albita (2%) em matriz xenomórfica, localmente granofírica, equigranular de granulação fina (Fig. 12E e F).

Os fenocristais de quartzo exibem dimensões entre 2 e 5 mm, enquanto os fenocristais de microclínio dimensões entre 5 a 10 mm por 2 a 5 mm, e os de albita, dimensões próximas a 2 mm. Em poucos fenocristais de microclínio (1%) é possível observar bordas, contínuas ou não, submilimétricas (< 0,2 mm) de albita, e nos fenocristais de albita, núcleos de coloração mais cinza-esverdeada.

- *Aspectos texturais gerais.*

Na análise geral das fácies heterogranular, equigranular e porfíritica da UA, os tipos faciológicos apresentam características texturais similiares entre si quanto aos demais minerais essenciais (quartzo e albita), varietais e acessórios.

As principais diferenças, nesta escala, estão restritas as dimensões dos minerais, e a maior predominância ou não de texturas de sobrecrescimento. Abaixo são sumarizadas as relações destes minerais entre si.

O quartzo ocorre sob a forma de cristais anedrais de aspecto límpido. Apresenta-se com extinção ondulante e dimensões um pouco inferiores a 0,5 mm a até 6 mm, em geral, próximas a 3 mm nos tipos heterogranulares, e a 2 mm nos tipos equigranulares. Nas fácies porfiríticas os cristais tem dimensões máximas de 0,5 mm, em geral, restritos a 0,1 mm. Os cristais bem mais desenvolvidos, em formas globulares, exibem limites em contatos lobulares a ondulados, sem reentrâncias pontiagudas. Ocorrem também como pequenas inclusões na albita e em meio ao microclínio e, às vezes, como microvênulas descontínuas a contínuas que cortam ambos os cristais. Estabelece contatos ondulados entre si e retilíneos a ondulados com os demais cristais.

A albita ocorre na forma de cristais anedrais a subedrais retangulares com geminação polissintética ((Lei da Albita)), mascarada muitas vezes pela ocorrência de diminutos cristais de sericita, quartzo e biotita que se desenvolvem por todo o cristal, e, às vezes, concentrados nas porções mais centrais. Os cristais de sericita e biotita apresentam-se como finas inclusões de dimensões inferiores a 0,1 mm (ver Fig. 12B e D). Os cristais de albita, no tipo heterogranular, ocorrem com dimensões entre 0,5 e 2 mm, com raros cristais que alcançam até 4 mm. Na fácies equigranular e porfirítica, os cristais de albita exibem dimensões entre 1,0 - 2,0 mm e 0,3 – 0,6 mm; respectivamente. Comumente, nos cristais de albita observa-se bordas, limites e, às vezes, quase que cristais inteiros com sobrecrescimento de microclínio de aspecto manchado. Os cristais de albita apresentam contatos ondulados a lobulares com o microclínio e o quartzo, e esgarçados com a biotita.

A biotita ocorre isolada como massas disformes de dimensões inferiores a 0,4 mm, em geral, próximas a 0,2 mm ou, de modo mais comum, formando pequenos glômeros de vários indivíduos com dimensões de 1 até 2 mm. No tipo porfíritico, os cristais são ainda menores com dimensões inferiores a 0,2 mm com

glômeros de até 1,0 mm. Os cristais exibem pleocroísmos que variam de verde escuro para o verde amarelado. Apresenta-se também como microvênulas descontinuas de biotita microcristalina que cortam o microclínio e a albita. Estabelece contatos esgarçados com os demais minerais, além de possuir bordas, planos de clivagem e, comumente, cristais inteiros cloritizados. Estes cristais de clorita exibem pleocroísmo em tonalidades claras de verde e birrefringência baixa. Observam-se também cristais finissimos de biotita que se desenvolvem no contato entre cristais de quartzo, microclínio e albita, além de microvênulas contínuas e descontínuas de biotita que cortam a rocha.

A fluorita ocorre na forma de cristais anedrais inferiores a 0,1 mm e também com dimensões entre 0,1 a 0,3 mm. Apresenta-se como cristais incolores com porções levemente roxeadas associando-se, frequentemente, com os cristais de biotita as quais estabelecem contatos engrenados. Observam-se também os cristais de fluorita isolados em meio aos cristais de albita em contatos lobulares a engrenados com estes.

Como fase acessória e ou mesmo de alteração sobrecrescido em outros minerais, têm-se **apatita, magnetita, ilmenita, monazita, zircão e rutilo** que se apresentam associados ou até mesmo inclusos nos cristais de biotita, com dimensões próximas e ou inferiores a 0,1 mm (Fig. 12G e H). A **apatita** ocorre como cristais anedrais e euedrais, na forma de bastonetes; A **magnetita** e **ilmenita** ocorrem na forma de cristais subedrais, tendo às vezes a ilmenita, feições de exsoluções na biotita. Os cristais de **zircão** são euedrais, prismáticos com terminações pontiagudas e dimensões entre 0,1 e 0,5 mm.

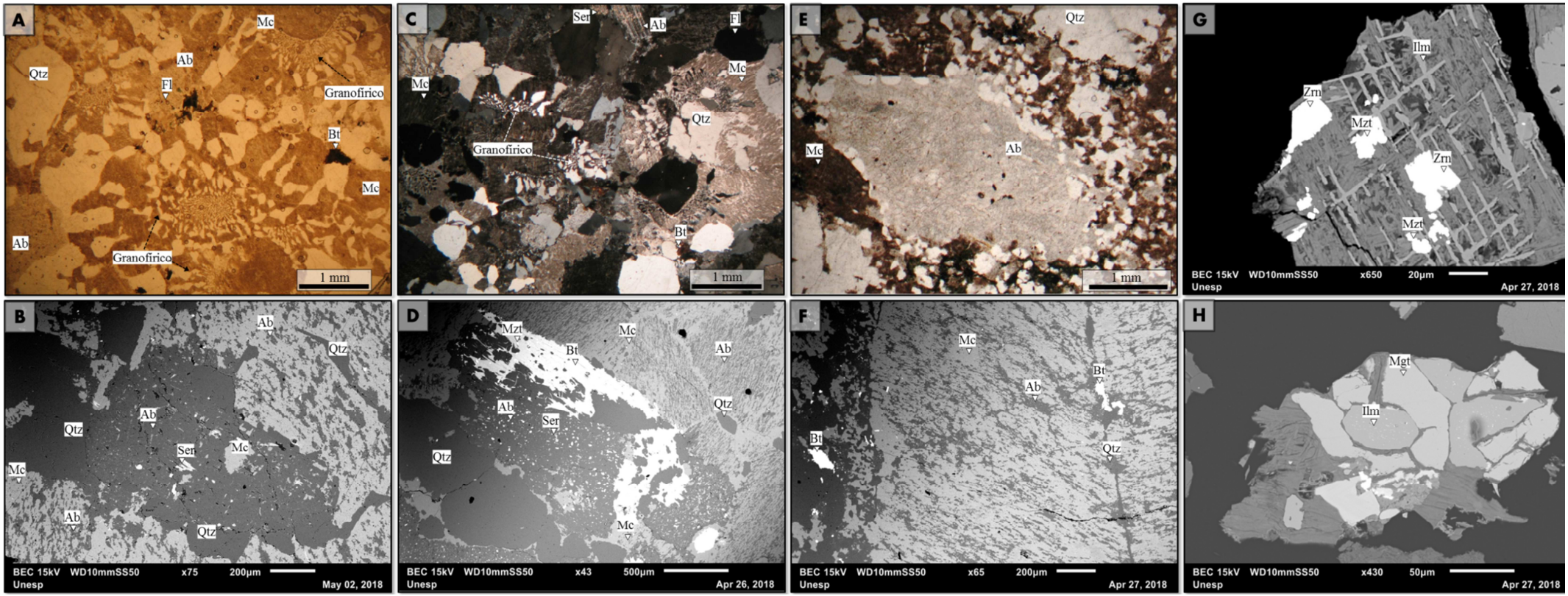


Figura 12. Aspectos texturais e mineralógicos dos tipos faciológicos da **Unidade A.** A e B) Fácies Heterogranular; C e D) Fácies Equigranular; E e F) Fácies porfirítica; G e H) Mineralogia acessória (seção polida). A) Intercrescimento granofírico em textura subidiomórfica heterogranular fina a média; B) Cristal tabular de albita (Ab), com cristais de sericita (Ser) e de microclínio (Mc) sobrecrescidos, em contato irregular com microclínio pertítico-mesopertítico; C) Intercrescimento granofírico em textura subidiomórfica equigranular fina a média; D) Microclínio pertítico-mersopertítico com limites livres de albita em contato retilíneo com biotita com inclusões de monazita (Mzt). Observa-se também cristais de albita ricos em sericita sobrecrescida; E) Textura porfíritica com fenocristais de albita e quartzo em matriz xenomórfica equigranular fina; F) Fenocristal de microclínio pertítico-mesopertítico com limites livres de albita; G e H) Cristal de biotita rico em inclusões de cristais euedrais-subedrais de zircão (Zrn), anedrais de monazita (Mzt), magnetita (Mgt), e lamelares de ilmenita (Ilm). A) Fotomicroscopia com nicois descruzados; C e E, com nicois cruzados. B, D, F a H) (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV).

II. 2.2. UNIDADE B: ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES PORFIRÍTICA E EQUIGRANULAR

As rochas da unidade B são representadas modalmente por biotita-álcali feldspato granito porfíritico com variação de cor cinza a rosa, e equigranular de coloração cinza (Tab. 5).

Tabela 5 – Composição modal (em %) das fácies graníticas da Unidade B.

Unidade B *Álcali-feldspato granito*	**Minerais Essenciais (% Modal)**	**Minerais varietais (% Modal)**	**Minerais acessórios e de alteração**	**Composição modal (%) média** Essencias e varietais
Fácies Porfirítica (cinza e rosa)	Mc (50.0 - 59.78%) Qtz (29.55 - 36.0%) Ab (5.10 - 13.0%)	Bt (1.0 - 3.69%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Mc (56.21%) Qtz (32.57%) Ab (8.62%) Bt (2.56%)
Fácies Equigranular (cinza)	Mc (56.52 - 63.0%) Qtz (30.38 - 33.19%) Ab (6.94 - 7.12%)	Bt (1 - 3.65%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.	Mc (59.23%) Qtz (31.05%) Ab (7.03%) Bt (2.66%)

Abreviações: Mc (microclínio); Qtz (quartzo); Ab (albita); Bt (biotita); Ap (apatita); Mag (magnetita); Ilm (ilmenita); Mzt (monazita); Zrn (zircão); Rt (Rutilo); Fl (fluorita); Ser (sericita); Chl (clorita); tr. (minerais traço).

No atual nível de erosão, a fácies porfíritica é predominante ao longo de toda borda leste do plúton Saubinha. A fácies apresenta fenocristais arredondados, globulares cinzas de quartzo, tabulares róseos de microclínio mesopertítico e arredondados cinza esbranquiçados de albita em matriz equigranular, localmente granofírica, de granulação fina.

Apresenta como principal diferença quando comparado à fácies porfírtica da UA, fenocristais e cristais da matriz, em geral, menos desenvolvidos, além de apenas litotipos de cor cinza e rosa, não sendo observadas fácies porfiríticas avermelhadas.

A fácies equigranular, contendo também microclínio mesopertítico, ocorre com menor expressão e mais próxima as fácies da UA, ou seja, mais afastado da zona de contato com a encaixante metassedimentar (Fig. 13A a D).

A fácies equigranular da UB se assemelha muito ao da UA, tendo como principal diferença apenas a variação de tonalidade. Na UA observa-se tipos róseos a avermelhados, sendo que na UB, majoritariamente, tipos equigranulares de cor cinza.

Como minerais essenciais, as fácies apresentam microclínio com textura pertítica a mesopertítica com albita na forma de filmes e em manchas. Estes mesmos cristais de microclínio apresentam também, por vezes, bordas delgadas livres de albita.

Nos cristais mais desenvolvidos de microclínio, o mineral exibe bordas, contínuas ou não, milimétricas a submilimétricas (< 0,2 mm) de albita (Fig. 14A a C).

Têm-se ainda como minerais essenciais, cristais globulares de quartzo e tabulares a arredondados de albita com intenso sobrecrescimento de sericita e, em menor grau, fluorita.

Assim como nos tipos faciológicos da UA, os cristais de albita fortemente sericitizados e ricos em inclusões de fluorita apontam tratar-se de uma albita com composição inicial mais cálcica (oligoclásio).

A fase mineral ferro-magnesiana destas fácies é representada, exclusivamente, por biotita com pleocroísmo do verde escuro para o verde amarelado comportando também inclusões de fluorita, monazita e zircão. Como fase acessória, citam-se ainda cristais de apatita, rutilo, magnetita e ilmenita (apêndice 3 e 4).

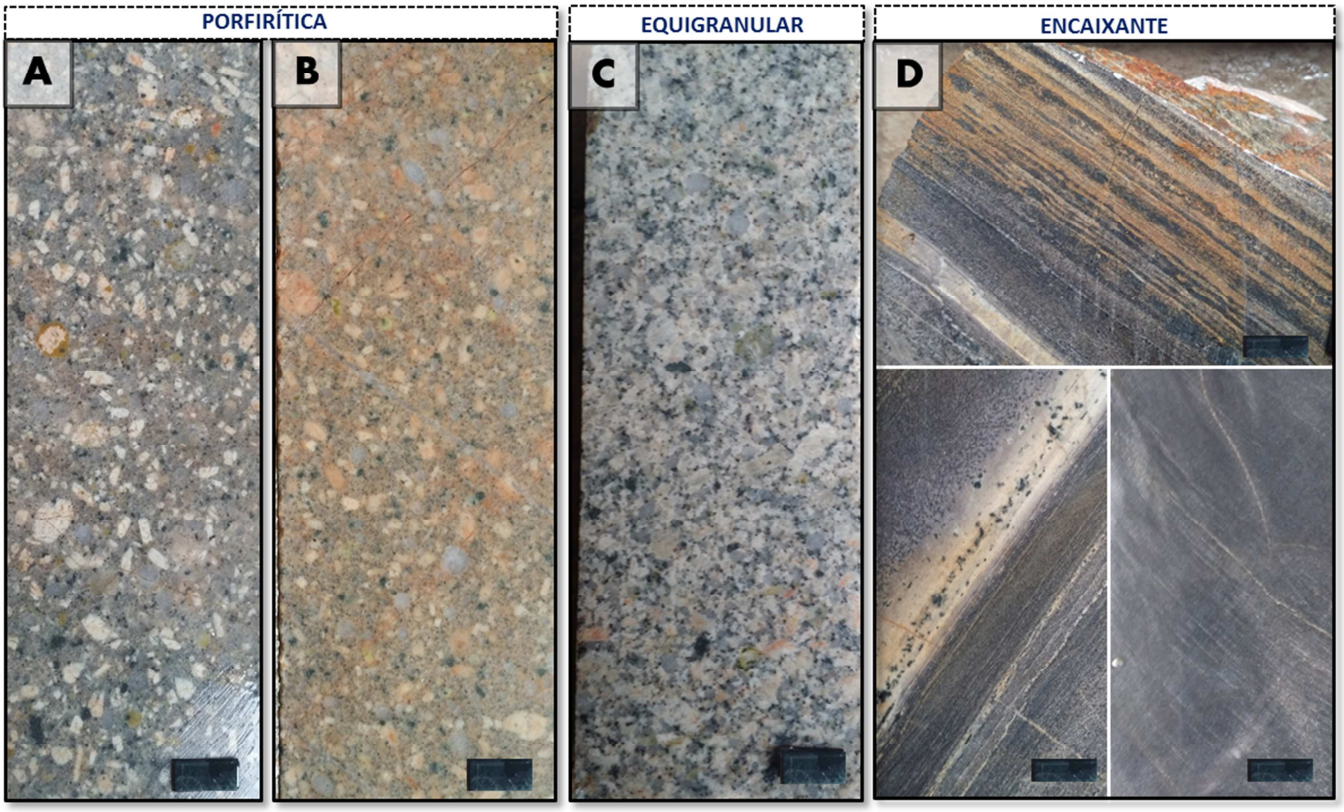


Figura 13. Aspectos macroscópicos das fácies da UB e rochas encaixantes. A e B) Fácies porfirítica de cor cinza e rosa, respectivamente; C) Fácies equigranular cinza e D) Rocha encaixante: metarritmitos, metapelitos da Fm. Mutum Paraná.

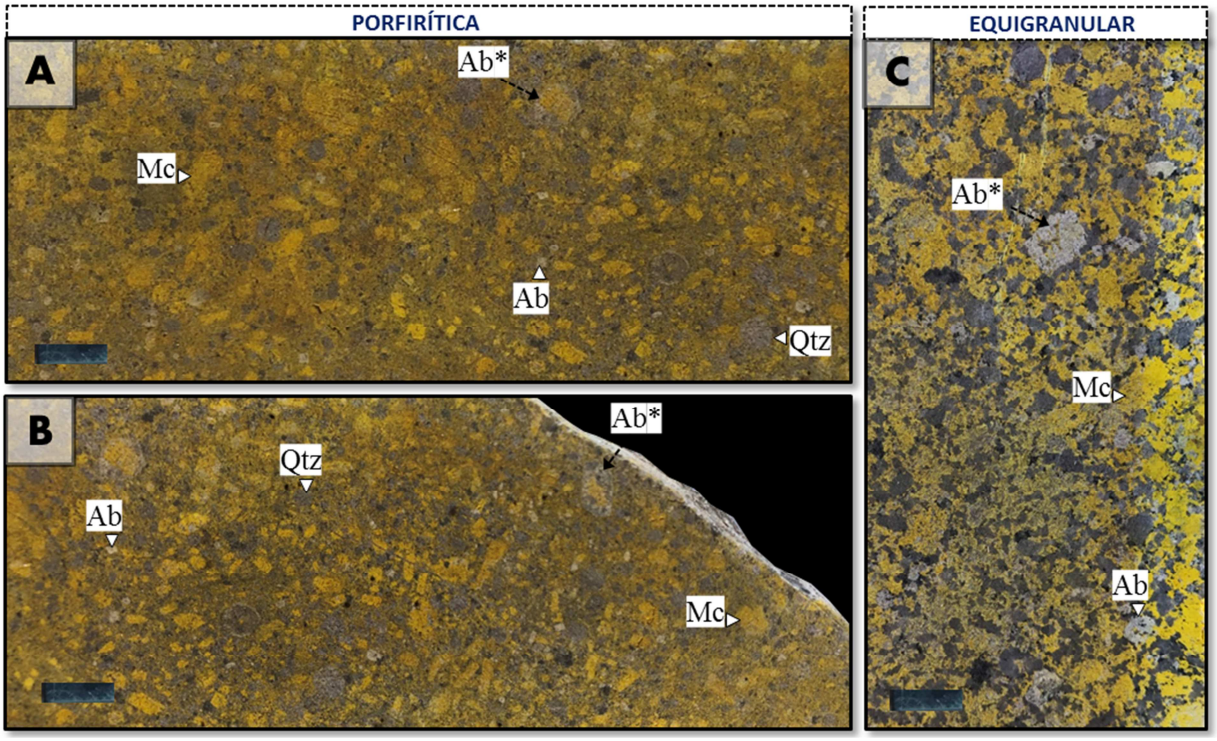


Figura 14. Aspecto macroscópico composicional e textural da UB (amostras tingidas por cobalto nitrito de sódio) com cristais de microclínio (Mc) com bordas contínuas a não contínuas de albita (Ab*). A e B) Fácies Porfirítica; e C) Fácies Equigranular. Escala (barra preta) igual a 1 cm.

- Fácies Porfirítica

A fácies Porfirítica é representada por biotita-álcali feldspato granito de **estrutura** isotrópica, hololeucocrática de coloração rósea e **textura** porfíritica serial com fenocristais arredondados, globulares cinza de quartzo (2%), tabulares róseos de microclínio pertítico (30%) e arredondados cinza esbranquiçado de albita (1%) em matriz equigranular xenomórfica, localmente granofírica, de granulação fina (Fig. 15A).

Os fenocristais de quartzo exibem dimensões próximas a 3 mm, enquanto os fenocristais de microclínio, dimensões entre 5 mm x 2 mm, e os de albita, dimensões próximas a 2 mm. Em poucos fenocristais de microclínio (1%) é possível observar uma borda, contínua ou não, submilimétrica de albita, e nos fenocristais de albita núcleos e, por vezes, cristais inteiros fortemente sericitizados. Observa-se também texturas de intercrescimento granofírico, as quais se destacam vermes e símbolos cuneiformes de quartzo no microclínio na matriz e, também, de forma mais abundante como borda externa aos fenocristais mais euedrais de microclínio.

A textura porfíritica serial é constituída por **microclínio** pertítico a mesopertítico com albita na foma de fios e manchas (Fig. 15B). Observa-se em alguns fenocristais de microclínio, bordas contínuas a não contínuas (< 0,2 mm) de albita. Na matriz têm-se destaque cristais de microclínio mesopertíticos com bordas delgadas, contínuas, livres de albita. O microclínio ocorre sob a forma de cristais subedrais a euedrais bem desenvolvidos (fenocristais) de dimensões entre 2 a 5 mm x 0,5 a 2 mm, e na forma de cristais anedrais, de dimensões próximas e ou inferiores a 0,2 mm (matriz). Os cristais apresentam aspecto manchado “sujo” (marrom acastanhado). Nos fenocristais, frequentemente, observa-se intercrescimento granofírico nas bordas dos cristais euedrais, enquanto na matriz, o intercrescimento granofírico se dá pela formação de vermes, símbolos cuneiformes de quartzo no microclínio que, por vezes, apresentam uma disposição radial na forma de bastões e vermes de quartzo isorientados. Os cristais de microclínio da matriz apresentam contatos mais retilíneos entre si, lobulares com o quartzo e com a albita e esgarçados com a biotita. Destaca-se em alguns fenocristais microvênulas descontínuas a contínuas de quartzo.

- Fácies Equigranular

A fácies Equigranular é representada por biotita-álcali feldspato granito (Microclínio granito) de **estrutura** isotrópica hololeucocrática, e de **textura** equigranular, granofírica, subidiomórfica de granulação fina a média (Fig. 15C).

A textura equigranular granofírica é constituída por **microclínio** pertítico a mesopertítico com albita na foma de fios e manchas. O microclínio ocorre sob a forma de cristais subedrais, tabulares inteiros ou parcialmente manchados "sujo" (marrom-acastanhado). Quando parcialmente, o aspecto manchado é mais evidente nas bordas. Observa-se em alguns cristais geminação Carlsbad, mas predominam cristais sem geminação ou de difícil identificação vide o aspecto manchado. O microclínio apresenta extinção ondulante e dimensões gerais entre 1 a 4 mm por 0,5 a 2 mm. Estabelece contatos mais retilíneos entre si a ondulados com quartzo, retilíneos a lobulares com a albita e esgarçados com a biotita (Fig. 15D).

- *Aspectos texturais gerais.*

Os tipos faciológicos da UB, como descrito acima, apresentam características similares com os de fácies idênticas da UA. As variações nas tonalidades e a matriz mais fina nos primeiros representam as principais diferenças entre as rochas de ambas unidades.

Assim como para as rochas da UA, os tipos porfíritico e equigranular da UB apresentam características texturais similiares entre si quanto aos demais minerais essenciais (quartzo e albita), varietais e acessórios.

As principais diferenças, nesta escala, estão restritas as dimensões dos minerais, e a maior predominância ou não de texturas de sobrecrescimento. Abaixo são sumarizadas as relações destes minerais entre si.

O quartzo ocorre sob a forma de cristais anedrais globulares mais bem desenvolvidos de dimensões entre 1 e 4 mm (fenocristais) e na forma de cristais anedrais de dimensões próximas e ou inferiroes a 0,2 mm. Ambos os cristais apresentam extinção ondulante e aspecto mais límpido. Estabelecem contatos levemente ondulados entre si e com o microclínio. Nos cristais globulares observam-se contatos bem angulosos, sem reentrâncias mais pontiagudas. Apresenta-se também na forma de pequenas inclusões na albita e, às vezes, crescendo nos planos de clivagem deste e do microclínio.

A albita ocorre na forma de cristais anedrais, arredondados mais bem desenvolvidos (1,5 a 3 mm) e subedrais, tabulares, de dimensões inferiores a 0,2 mm. Ambos se apresentam com geminação polissintética mascarada pela ocorrência de diminutos cristais de sericita, quartzo e biotita que se desenvolvem no núcleo, por vezes, por todo o cristal de albita. Os cristais de sericita se desenvolvem tanto na matriz como nos fenocristais, alcançam raramente até 0,1 mm (ver Fig. 15D). Há cristais mais límpidos com a geminação polissintética (Lei da Albita) mais evidente, porém destacam-se aqueles ricos em inclusões/ sobrecrescimetno de filossilicatos sendo não mais visível sua geminação.

A biotita ocorre isolada como massas disformes de dimensões próximas a 0,2 mm ou formando pequenos glômeros de vários indivíduos com dimensões próximas a 1,0 mm. Os cristais exibem pleocroísmo que varia de verde escuro para o verde amarelado. Estabelece contatos esgarçados com os demais minerais, além de possuir bordas, planos de clivagem e, comumente, cristais inteiros cloritizados. Estas com tonalidades claras de verde e baixa birrefringência.

A fluorita ocorre na forma de cristais anedrais inferiores a 0,1 mm e também com dimensões entre 0,1 a 0,3 mm. Apresenta-se como cristais incolores com porções levemente roxeadas associando-se, frequentemente, com os cristais de biotita as quais estabelecem contatos engrenados. Observam-se também cristais de fluorita isolados em meio aos cristais de albita em contatos lobulares a engrenados com estes.

A mineralogia acessória e ou de alteração na associação de fácies porfíritica, idêntica a associação de fácies heterogranular, é representada por **apatita, magnetita, ilmenita, monazita, zircão e rutilo** que se apresentam associados ou até mesmo inclusos nos cristais de biotita e com dimensões, em geral, inferiores a 0,1 mm (Fig. 15E e F). A **apatita** ocorre na forma de cristais anedrais e euedrais na forma de bastonetes; A **magnetita** e **ilmenita** ocorrem na forma de cristais subedrais, tendo às vezes, a ilmenita feições de exsoluções na biotita. Os cristais de zircão apresentam formatos euedrais, prismáticos com terminações pontiagudas e dimensões entre 0,1 e 0,5 mm.

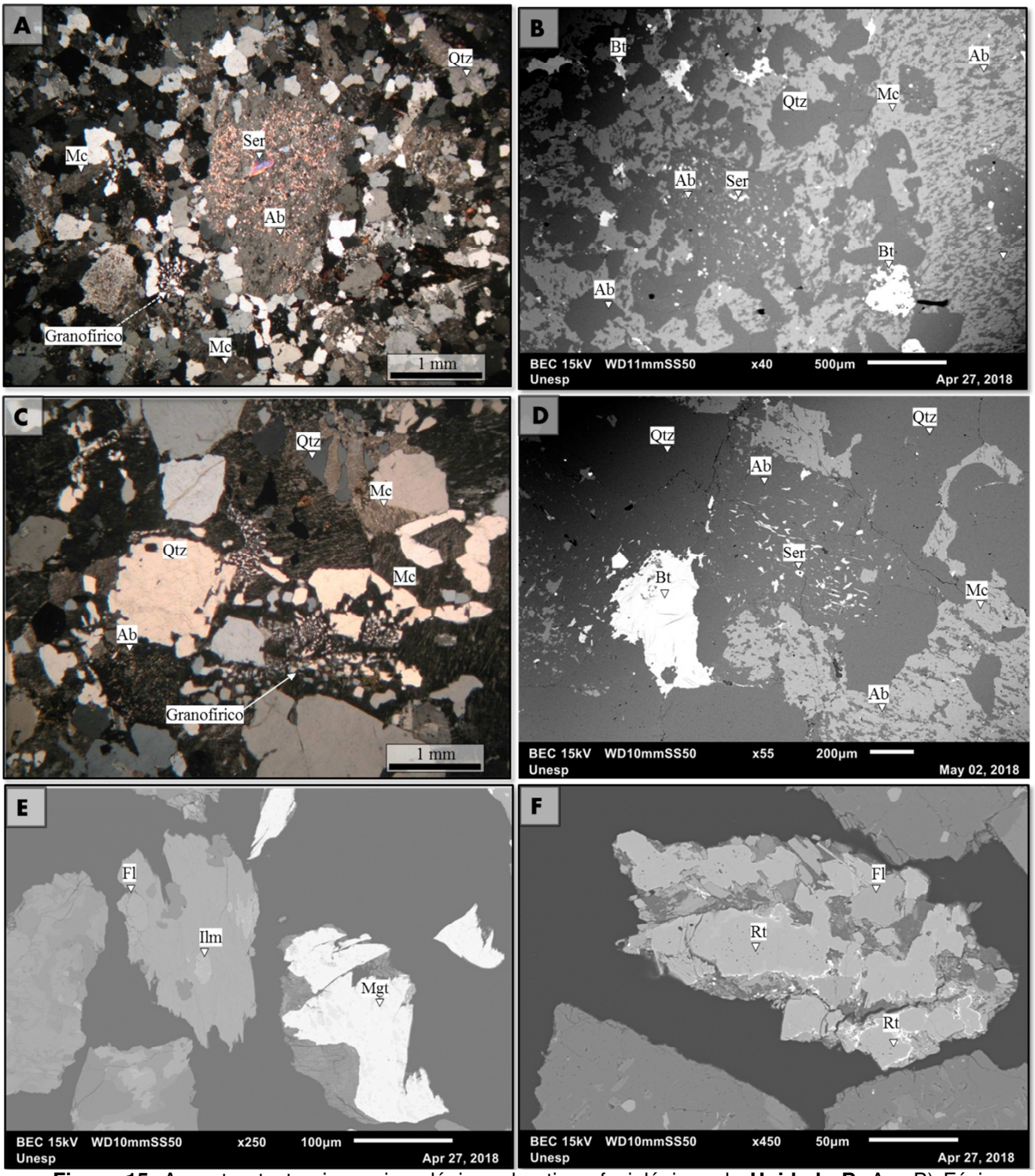


Figura 15. Aspectos texturais e mineralógicos dos tipos faciológicos da **Unidade B.** A e B) Fácies Porfirítica; C e D) Fácies Equigranular; E e F) Mineralogia acessória (seção polida). A) Textura porfíritica com fenocristal de albita (Ab) em matriz localmente granofírica, subidiomórfica, equigranular fina; B) Fenocristal de microclínio (Mc) pertítico-mesopertítico com albita na forma de fios. Observa-se também cristal de albita com inclusões de sericita (Ser); C) Textura equigranular, localmente granofírica subidimórfica de granulação fina a média, a base de quartzo (Qtz), microclínio e albita; D) Cristal de biotita (bt) em contatos esgarçados a ondulados com o quartzo. Destaque para cristal de albita rico em inclusões de seritica e de microclínio; E e F) Cristal de biotita rico em inclusões de cristais subedrais de ilmenita (Ilm), subedrais de fluorita (Fl) e anedrais de magnetita (Mgt); A e C) Fotomicroscopia com nicois cruzados; B, D a F) (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV).

II. 2.3. GRANITO MIAROLÍTICO

O Granito Miarolítico é representado modalmente por biotita-álcali feldspato granito (Tab. 6). Ocorre na borda sudeste do plúton Saubinha como uma lente delgada, não continua, em contato abrupto com a fácies porfíritica da UB e com os metarritmitos da Fm. Mutum Parana.

Tabela 6 – Composição modal (em %) das fácies de granito miarolítico.

	Minerais Essenciais (% Modal)	**Minerais varietais (% Modal)**	**Minerais acessórios e de alteração**	**Composição modal (%) média** Essencias e varietais
Granito Miarolítico (Alcali-feldspato granito)	Mc (61.2%) Qtz (29.4%) Ab (5.10%)	Bt (4.22%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Mc (61.2%) Qtz (29.4%) Ab (5.10%) Bt (4.22%)

Abreviações: Mc (microclínio); Qtz (quartzo); Ab (albita); Bt (biotita); Ap (apatita); Mag (magnetita); Ilm (ilmenita); Mzt (monazita); Zrn (zircão); Rt (rutilo); Fl (fluorita); Ser (sericita); Chl (clorita); tr. (minerais traço).

Os miárolos nesta fácies são abundantes (5 a 30%). Exibem formas mais desenvolvidas arredondadas a elipsoidais de até 3cm, e majoritariamente, formatos arredondados próximos ou inferiores a 1,0 cm.

Os miárolos mais bem desenvolvidos tendem a apresentar bordas delgadas, milimétricas de albita e microclínio subedrais, com núcleos anedricos a base de quartzo, fluorita ± biotita. Já os menores, próximos e ou inferiores a 1,0 cm, tendem a concentrar aglomerados finos anedricos de biotita e fluorita ± quartzo (Fig. 16).

Apesar de apresentarem uma distribuição homogênea na rocha, há uma tendência da presença de miárolos mais bem desenvolvidos (até 3,0 cm) nas porções mais centrais da lente, conforme se afasta da zona de contato com o metassedimento.

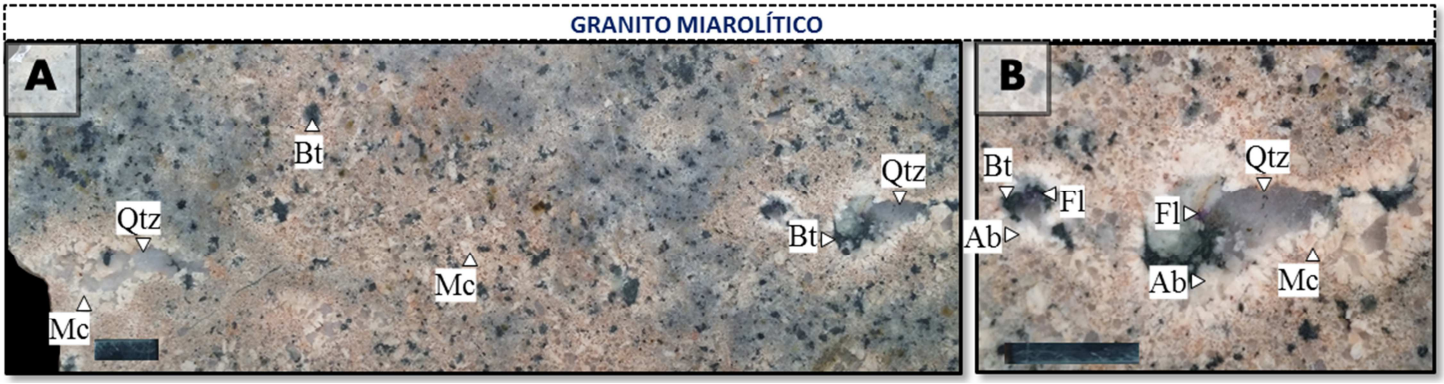


Figura 16. Aspectos macroscópicos texturais do granito miarolítico. A) Granito miarolítico com miárolos centimétricos a milimétricos em matriz mosqueada, porfirítica fina. B) Detalhe de um miárolo centimétrico com bordas a base de microclínio (Mc) e albita (Ab) e núcleo com quartzo (Qtz), fluorita (Fl) e biotita (Bt). Escala (barra preta) igual a 1 cm.

O Granito Miarolítico exibe **estrutura** isotrópica de coloração rósea e índice de coloração hololeucocrático. Apresenta **textura** porfíritica com fenocristais subedrais, tabulares róseos de microclínio (1 mm x 3 mm) e anedrais, globulares de quartzo (4 mm) em meio a uma matriz mosqueada com glômeros de biotita, localmente granofírica e aproximadamente equigranular, xenomórfica, densa a fina.

O granito apresenta também alguns miárolos de dimensões variadas (1 a 3 cm), preenchidos por cristais mais bem desenvolvidos anedrais de quartzo de até 10 mm; de albita com dimensões entre 2 e 5 mm e de glomêros de biotita e fluorita com dimensões próximas a 2 mm, além de cristais menores de microclínio e em menor grau de albita com dimensões próximas a 1 mm que constituem a borda dos miárolos.

A textura porfíritica com miárolos constitui-se de **microclínio** que ocorre sob a forma de cristais anedrais a subedrais, inteiros ou parcialmente manchados “sujo” (marrom-acastanhado) e com extinção ondulante. Quando parcialmente, o aspecto manchado é mais evidente nas bordas. O intenso aspecto manchado dificulta a identificação de geminação nos cristais (Fig. 17A e B).

Na matriz, predominam cristais anedrais de microclínio com dimensões um pouco inferiores a 0,1 mm e, mais comumente, até 2 mm. Nestes, localmente são observados vermes e símbolos de quartzo cuneiforme isorientados ou não no microclínio (Intercrescimento granofírico). Destaca-se também o crescimento de pequenos cristais de microclínio (~0,1 mm) intersticialmente aos cristais mais bem desenvolvidos, globulares de quartzo.

Os cristais de microclínio estabelecem contatos mais retilíneos a levemente ondulados entre si e com o quartzo, a mais ondulados com a albita e esgarçados com a biotita.

O quartzo ocorre sob a forma de cristais anedrais de aspecto límpido. Apresenta-se com dimensões um pouco inferiores a 0,1 mm até 2 mm e até cristais mais bem desenvolvidos, globulares, de dimensões próximas a 4 mm. Os cristais globulares apresentam limites mais ondulados, sem muitas reentrâncias. Observa-se também microvênulas de quartzo que tendem a cortar de forma contínua a descontínua a matriz e os fenocristais. Exibe contatos ondulados a lobulares entre si e esgarçados com a biotita.

A albita ocorre na forma de cristais anedrais com geminação polissintética (Lei da Albita), mascarada comumente pela ocorrência de diminutos cristais de sericita, quartzo e biotita que se desenvolvem por todo o cristal e, às vezes, nas porções mais centrais. Apresentam, preferencialmente, bordas e às vezes cristais quase que inteiros com sobrecrescimento de feldspato potássico de aspecto manchado. Os cristais de sericita e biotita apresentam-se como finas inclusões de dimensões inferiores a 0,1 mm. Os cristais de plagioclásio ocorrem com dimensões entre 1,0 e 2,0 mm. Os cristais apresentam contatos ondulados a lobulares com o feldspato e o quartzo e esgarçados com a biotita.

A biotita ocorre isolada como massas disformes de dimensões inferiores a 0,5 mm, em geral, próximas a 1,0 mm ou formando pequenos glômeros de vários indivíduos com dimensões próximas a 1,0 mm. Os cristais exibem pleocroísmo que variam de verde escuro para o verde amarelado. Estabelece contatos esgarçados com os demais minerais, além de possuir bordas, planos de clivagem e, comumente, cristais inteiros cloritizados. Estes cristais de clorita apresentam tonalidades claras de verde e birrefringência baixa. Nos miárolos, os cristais de biotita apresentam-se intersticialmente aos cristais de quartzo e plagioclásio; Os cristais são mais bem desenvolvidos, constituindo-se agregados radiais de dimensões de até 2 mm.

A fluorita ocorre na forma de cristais anedrais inferiores a 0,1 mm e também com dimensões entre 0,1 a 0,3 mm. Apresenta-se como cristais incolores com porções levemente roxeadas associando-se, frequentemente, com os cristais de biotita as quais estabelecem contatos engrenados. Observa-se também os cristais de fluorita isolados em meio aos cristais de plagioclásio em contatos lobulares a engrenados com estes. Nos miárolos, os cristais de fluorita tendem a ser mais bem desenvolvidos com dimensões de até 0,6 mm.

Envolvendo as demais fases acessórias ocorrem os cristais euedrais de **zircão** de dimensões próximas a 0,1 mm, euedrais de **magnetita** e **ilmenita** com dimensões próximas a 0.1 mm e de **monazita** e **apatita**, inferiores a 0,1 mm, comumente observados próximos e ou inclusos nas biotitas.

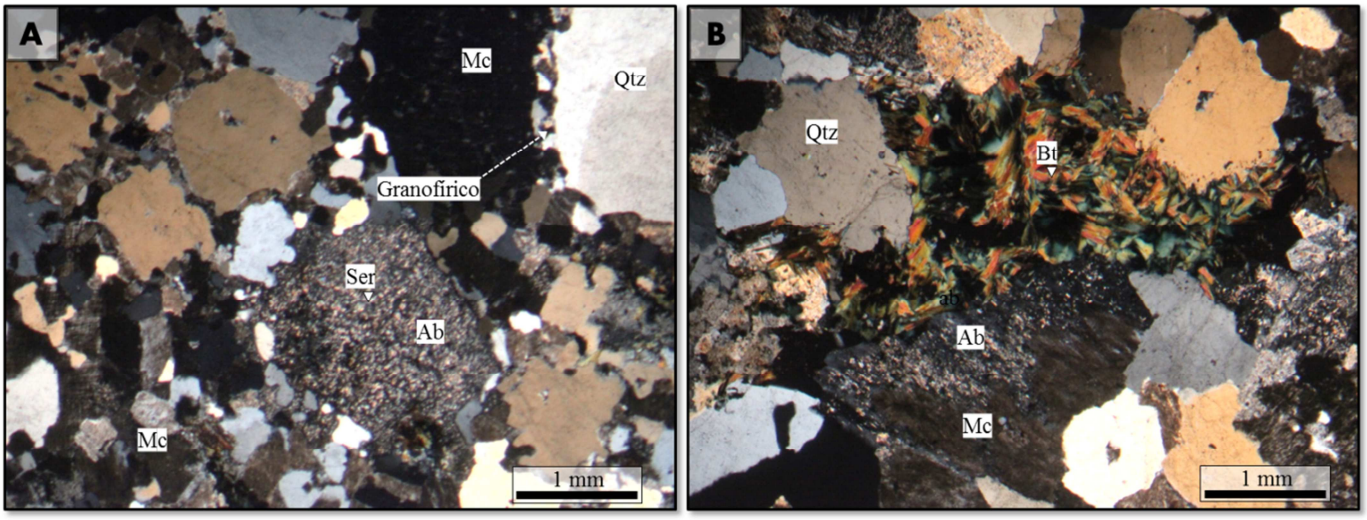


Figura 17. Aspectos texturais do granito miarolítico. A) Textura porfíritica com fenocristais de quartzo (Qtz) e albita (Ab) rica em inclusões de sericita (Ser) em matriz localmente granofírica, equigranular densa a fina. B) Aspecto da porção miarolítica com cristais mais bem desenvolvidos de quartzo (Qtz), albita (Ab) e de aglomerados de biotita (Bt). (Ambas fotomicrografia a nicois cruzados).

II. 2.4. DIQUES DE MICROGRANITO E APLITO

Os diques são representados modalmente por biotita-álcali feldspato granito de cor creme, granulação fina a média, e textura microporfirítica em matriz xenomórfica (microgranito); e por biotita-álcali feldspato granito de cor rósea, granulação densa a fina, e textura xenomórfica aplítica, granofírica equigranular (Aplito) (Tab. 7; Fig. 18A e B). Tendo como principal diferença entre ambos, a textura microporfirítica observada no primeiro e a textura equigranular, no último.

Tabela 7 – Composição modal (em %) dos diques de microgranito e aplito.

Diques *Álcali feldspato granito*	**Minerais Essenciais (% Modal)**	**Minerais varietais (% Modal)**	**Minerais acessórios e de alteração**	**Composição modal (%) média** Essencias e varietais
Microgranito	Mc (59.25%) Qtz (27.78%) Ab (7.6%)	Bt (5.34%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.)	Mc (59.25%) Qtz (27.78%) Ab (7.6%) Bt (5.34%)
Aplito	Mc (64.12%) Qtz (28.79%) Ab (3.21%)	Bt (3.43%)	Ap; Mag; Ilm; Mzt; Zrn e Rt (tr.), Fl; Ser; Chl (tr.	Mc (64.12%) Qtz (28.79%) Ab (3.21%) Bt (3.43%)

Abreviações: Mc (microclínio); Qtz (quartzo); Ab (albita); Bt (biotita); Ap (apatita); Mag (Magnetita); Ilm (ilmenita); Mzt (monazita); Zrn (zircão); Rt (Rutilo); Fl (fluorita); Ser (sericita); Chl (clorita).

No atual nível de erosão, o microgranito apresenta mais exposições do que o aplito. Ocorre hospedado em contatos abruptos nas rochas da UB e nas encaixantes metassedimentares. O aplito com exposição subordinada foi apenas observado em contatos abruptos e subverticais nas fácies porfírticas da UB.

O microgranito, assim como o granito aplítico, tem como mineralogia essencial cristais tabulares de microclínio pertítico-mesopertítico, globulares cinza de quartzo, e cristais de albita com inclusões de mica e fluorita (características que apontam tratar-se de um plagioclásio com composição inicial mais cálcica).

A mineralogia acessória é representada por magnetita, ilmenita, apatita, monazita, zircão e rutilo que ocorrem, em geral, associados ou até mesmo inclusos na biotita.

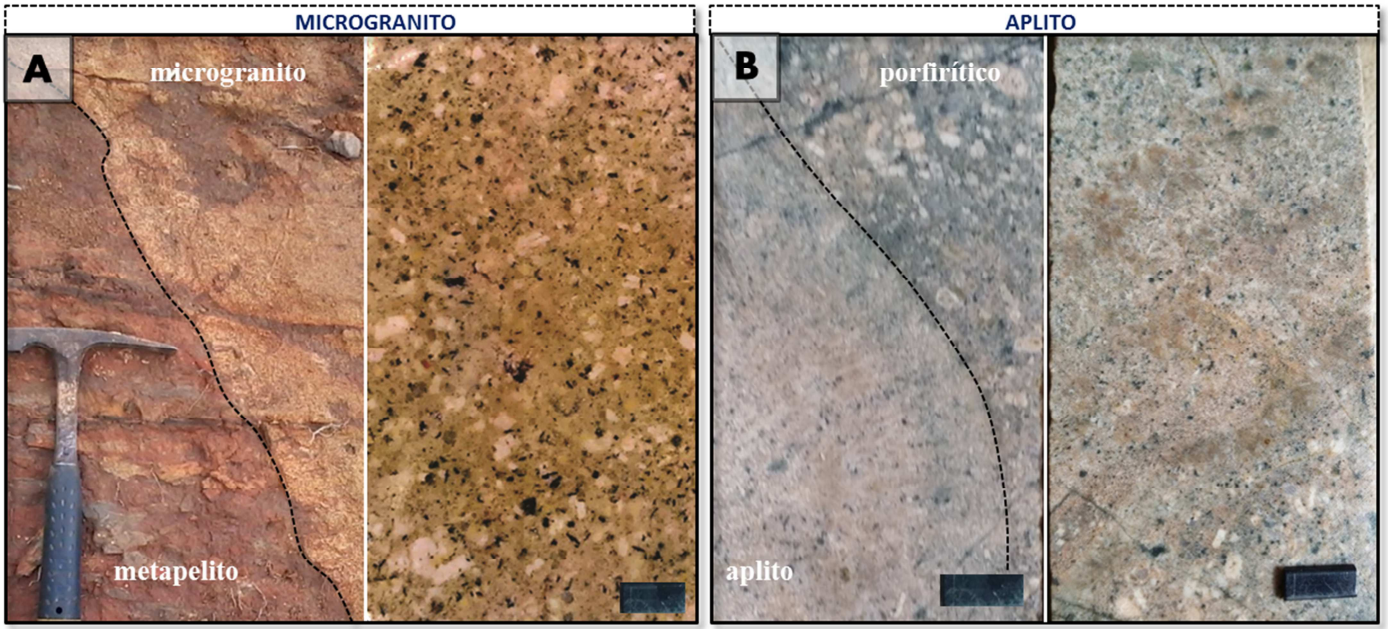


Figura 18. Aspectos de campo e macroscópicos dos diques de microgranito e aplito. A) Microgranito em contato abrupto com metapelito de cor avermelhada da Fm. Mutum Paraná; B) Aplito em contato abrupto com granito porfíritico pertencente à UB. Escala (barra preta) igual a 1 cm.

II. 2.4.1 Microgranito

O microgranito constitui-se de biotita-álcali feldspato granito de **estrutura** isotrópica, leucocrática, e **textura** microporfíritica com fenocristais arrendondados a angulosos de quartzo, arredondados a levemente tabulares de plagioclásio e tabulares de microclínio pertítico em matriz equigranular fina. Os microfenocristais de quartzo exibem dimensões entre 0,8 e 2,5 mm; albita próximos a 1,0 mm e de microclínio entre 0,5 e 2,5 mm. A matriz fina exibe textura xenomórfica.

A textura xenomórfica, microporfirítica é representada por **microclínio** que ocorre sob a forma de cristais anedrais com aspecto manchado “sujo” (marrom-acastanhado) pertítico com albita na forma de manchas. Os fenocristais anedrais a subedrais, tabulares exibem dimensões entre 0,5 e 2,5 mm, sendo que na matriz apresentam dimensões próximas a 0,1 mm. Os microfenocristais estabelecem contatos retilíneos, enquanto os da matriz em contatos preferencialmente engrenados com os demais minerais. Em partes apresenta-se sobrecescido nos plagioclásios, invadindo-os pelas bordas restando núcleos de albita em meio ao microclínio (Fig. 19A e B).

O quartzo ocorre sob a forma de cristais anedrais de aspecto límpido com microfenocristais arredondados a angulosos de dimensões entre 0,8 e 2,5 mm e na matriz, cristais com dimensões próximas a 0,1 mm. Exibe contatos lobulares com os demais minerais, destacando os engrenados na matriz. Os microfenocristais apresentam também bordas com leves reentrâncias e formação, ao longo do

contato, de diminuitos cristais anedrais/ameboides de quartzo.

A albita ocorre na forma de cristais anedrais com incipiente geminação polissintética mascarada pela ocorrência de diminutos cristais de sericita, quartzo e biotita, que se desenvolvem sobre todo o cristal de albita. Os microfenocristais estabelecem contatos retilíneos a lobulares e apresentam dimensões entre 0,5 e 1 mm. Na matriz, a albita estabelece contatos engrenados e tamanhos próximos a 0,1 mm.

A biotita apresenta pleocroísmo verde – verde amarelado com cristais que ocorrem isolados com dimensões de 0,4 mm e, às vezes, unidos formando glômeros de até 1 mm associando-se frequentemente com **magnetita, ilmenita.** Os cristais de biotita exibem, às vezes, bordas e ou até mesmo cristais inteiros cloritizados. A biotita estabelece contatos preferencialmente esgarçados com os demais minerais.

A muscovita exibe cristais subedrais a anedrais com dimensões entre 0,1 e 0,5 mm, que se apresentam preferencialmente como cristais isolados em contatos mais retilíneos com o quartzo e mais esgarçados com o microclínio. Quando observado com a biotita exibe contatos esgarçados desenvolvendo-se, principalmente nas suas bordas.

As fases acessórias são representadas por cristais euedrais de **zircão** e **magnetita** e **ilmenita** com dimensões próximas a 0.1 mm e de **monazita** e **apatita**, inferiores a 0,1 mm, comumente observados próximos e ou inclusos na biotita.

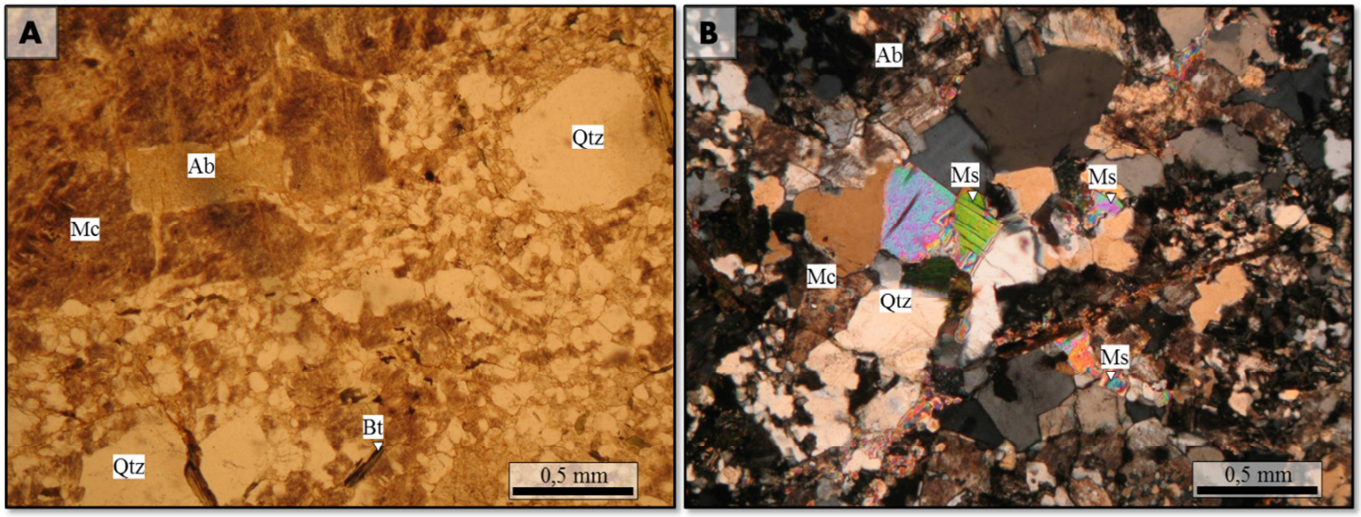


Figura 19. Aspectos texturais do microgranito. A) Textura microporfíritica com microfenocristais de albita (Ab), microclínio (Mc) e de quartzo (Qtz) em matriz xenomórfica equigranular fina (fotomicrografia com nicois descruzados). B) Cristais bem desenvolvidos de muscovita (Ms) em contatos retilíneos a ondulados com quartzo (Qtz) e albita (Ab). (fotomicrografia com nicois cruzados).

II. 2.4.2 Granito Aplítico

O Aplito constitui-se de biotita-álcali feldspato granito (Microclínio granito) de **estrutura** isotrópica, hololeucocrática e textura xenomórfica, granofírica equigranular de granulação fina a densa**.**

A textura xenomórfica, localmente granofírica é representada por **microclínio** que ocorre sob a forma de cristais anedrais, inteiros ou parcialmente manchados "sujo" (marrom-acastanhado). Quando parcialmente, o aspecto manchado é mais evidente nas bordas. Observa-se em alguns cristais geminação Carlsbad, mas predominam cristais sem geminação ou de difícil identificação vide o aspecto manchado. O microclínio apresenta extinção ondulante e dimensões entre 0,1 mm até 1,0 mm. Estabelece contatos mais retilíneos entre si a ondulados com quartzo, retilíneos a lobulares com o plagioclásio e esgarçados com a biotita (Fig. 20A e B).

O quartzo ocorre sob a forma de cristais anedrais de aspecto límpido. Apresenta-se com dimensões um pouco inferiores a 0,1 mm a até quase 1 mm, em geral, próximas a 0,4 mm. Ocorre também como pequenas inclusões sobre os cristais de albita e em meio ao feldspato potássico. Estabelece contatos ondulados entre si e retilíneos a ondulados com os demais cristais. Destaca-se comumente nos cristais de feldspato, o crescimento de vermes e símbolos cuneiformes de quarzto, comumente isorientados (textura de intercrescimento granofírico).

A albita ocorre na forma de cristais anedrais com geminação polissintética (Lei da Albita), mascarada comumente pela ocorrência de diminutos cristais de sericita, quartzo e biotita que se desenvolvem, muitas vezes, por todo o cristal e, em menor proporção, nas porções mais centrais. Os cristais de albita apresentam bordas e, às vezes, cristais quase que inteiros com sobrecrescimento de feldspato potássico de aspecto manchado. Os cristais de sericita e biotita apresentam-se como finas inclusões de dimensões inferiores a 0,1 mm. Os cristais de plagioclásio ocorrem com dimensões entre 0,1 e 1,0 mm. Os cristais apresentam contatos ondulados a lobulares com o feldspato potássico e o quartzo, e esgarçados com a biotita.

A biotita ocorre isolada como massas disformes de dimensões inferiores a 0,5 mm, em geral, próximas a 0,1 mm ou, de modo menos comum, formando pequenos glômeros de vários indivíduos com dimensões de até 0,5 mm. Os cristais exibem pleocroísmo que variam de verde escuro para o verde amarelado. Estabelece contatos esgarçados com os demais minerais, além de possuir bordas, planos de clivagem e, comumente, cristais inteiros cloritizados. Estes cristais de clorita apresentam tonalidades de verde claro e birrefringência baixa.

As fases acessórias são representadas por cristais euedrais de **zircão** de dimensões próximas a 0,1 mm, euedrais de **magnetita** e **ilmenita** com dimensões próximas a 0.1 mm e de **monazita** e **apatita**, inferiores a 0,1 mm, comumente observados próximos e ou inclusas nas biotitas.

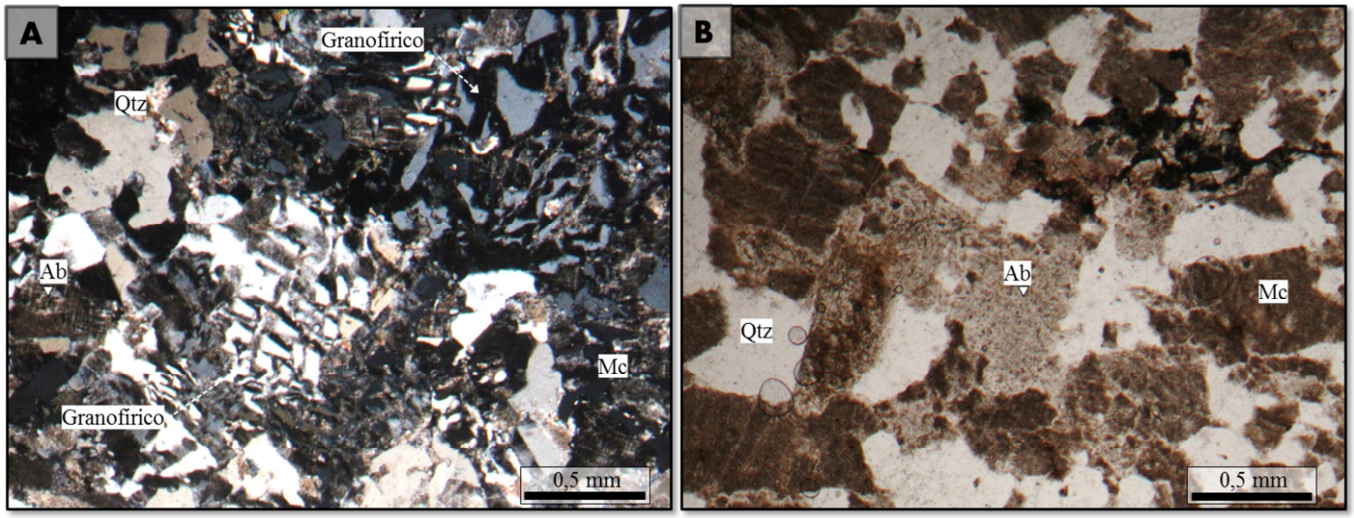


Figura 20. Aspectos texturais do granito aplítico. A) Textura granofírica em matriz xenomórfica, equigranular fina, a base de quartzo (Qtz), albita (Ab) e microclínio (Mc); (fotomicrografia com nicois cruzados). B) Cristal de albita (Alb) em contatos irregulares com o microclínio (Mc) e mais ondulados com o quartzo (Qtz).

II. 3. LITOGEOQUÍMICA

Na caracterização litogeoquímica do plúton Saubinha foram selecionadas 24 amostras representativas das diferentes fácies graníticas identificadas. 11 delas referentes a trabalhos realizados em 2016 (FARIAS, 2017) e, outras 13, a trabalhos em 2018.

As amostras se distribuem entre as diferentes unidades mapeadas e corpos graníticos associados, sendo: **14** referentes à **Unidade A** (Associação de Fácies Heterogranular), distribuídas entre as fácies heterogranular (10), equigranular (02) e porfirítica (02); **7** referentes a **Unidade B** (Associação de Fácies Porfirítica), distribuídas entre as fácies porfirítica (04) e equigranular (02). Complementando, têm-se ainda **01** amostra representativa da lente de **granito miarolítico**, **01** do dique de **microgranito** e **01** do dique de **granito aplítico.**

II. 3.1. ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS.

As análises químicas para os elementos maiores, menores, traços e terras raras das amostras correspondentes às diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha estão expostas na tabela 8. As análises revelam composições químicas bem próximas entre os granitos das unidades A e B, e o granito miarolítico, tendo certa disparidade com as rochas de dique.

Os biotita-álcali feldspato granitos da UA e UB apresentam conteúdos elevados de SiO2 (75,64% - 77,23%), K_2O (5,24% - 5,99%) e mais baixos de Al_2O_3 (11,22% - 12,19%), Fe_2O_{3T} (1,24% - 2,23%), MgO (0,03% - 0.27%), CaO (0,15% - 0.66%), Na_2O (2,51% - 3,41%), TiO_2 (0,13% - 0,24%), P_2O5 (0,02% - 0,05%) e MnO (0,02% - 0.04%) que a média dos granitos pobres em cálcio de Turekian & Wedepohl (1961) (Fig. 21A).

O granito miarolítico e os diques de microgranito e aplito exibem resultados bem próximos à média daqueles obtidos nos granitos da UA e UB. As principais diferenças são observadas apenas nos diques de microgranito e aplito. No primeiro observa-se os maiores valores de Al_2O_3 (13.64%) e P_2O_5 (0,06%) e os mais baixos de CaO (0,11) e, no último, os mais baixos valores de TiO_2 (0,13%) (Fig. 21B).

Descreve-se ainda no microgranito, o maior valor de perda ao fogo (P.F – 1.35%), estando bem acima da média (0.57%) e dos demais valores observados (0,39 – 0,82%) nas amostras selecionadas do plúton Saubinha.

Tabela 8 – Resultados das análises químicas das fácies graníticas do plúton Saubinha.

Rocha	Bt-Álcali feldspato granito						
Ocorrência	UNIDADE A						
Fácies	HETEROGRANULAR			EQUIGRANULAR		PORFIRÍTICO	
Amostra nº	SLV-30	SLV-90	DDH08-SLV01	DDH22-SLV07	DDH07-SLV04	SLV 17	DDH08 SLV-02
SiO_2 (%)	76.61	76.45	77.02	76.3	76.54	76.42	76.13
TiO_2	0.18	0.18	0.19	0.24	0.21	0.23	0.17
Al_2O_3	11.44	11.57	11.48	11.5	11.41	11.57	11.55
FeOT	1.74	1.74	1.76	2.23	2.06	1.90	1.81
MnO	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02
MgO	0.08	0.06	0.03	0.18	0.09	0.17	0.05
CaO	0.62	0.62	0.59	0.52	0.57	0.40	0.66
Na_2O	3.15	3.41	3.00	2.71	3.05	3.01	3.02
K_2O	5.58	5.52	5.24	5.81	5.56	5.65	5.99
P_2O_5	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
P.F	0.52	0.42	0.7	0.58	0.62	0.57	0.64
Soma	100	100	100	100	100	100	100
Rb (ppm)	365	342	351	336	299	298	325
Ba	164	99	230	183	199	256	263
Sr	8	11	13	15	9	19	18
Ga	22	21	21	22	22	20	22
Th	32.7	34.5	28.7	29.6	*	28.8	23.4
U	13.75	12.25	9.57	10.89	*	12.9	7.68
Nb	21	21	23	26	33	18	18
Pb	61	29	30	18	*	30	34
Y	118.82	94.36	69.94	80.18	88	120.04	62.06
Zr	276	260	265	283	298	287	261
La (ppm)	121.3	86.7	78.1	78.7	89	109.5	55.9
Ce	228.7	166	154	161	157	176.9	112.5
Pr	28.34	18.44	16.59	17.29	*	23.31	12.6
Nd	103.8	67.6	61.6	64.5	*	88.2	48.1
Sm	19.1	13.2	10.9	11.7	*	15.4	8.8
Eu	0.38	0.26	0.31	0.33	*	0.64	0.39
Gd	14.46	12.97	8.92	9.94	*	13.93	7.23
Tb	2.12	2.18	1.52	1.81	*	2.48	1.31
Dy	14.44	13.58	11.04	12.26	*	16.87	8.92
Ho	2.84	2.6	2.27	2.49	*	3.45	1.86
Er	9.48	7.68	7.41	8.22	*	11.38	6.2
Tm	2.04	1.41	1.66	1.65	*	2.04	1.73
Yb	10.3	8.3	7.6	8.4	*	11.9	6.4
Lu	1.46	1.15	1.06	1.2	*	1.7	0.94
Σ REE (ppm)	558.76	402.07	362.98	379.49	*	477.7	272.88

Tabela 8 – Continuação.

Rocha	Bt-Álcali feldspato granito					
Ocorrência	UNIDADE B			LENTE	ROCHAS DE DIQUE	
Fácies	PORFIRÍTICO		EQUIGRAN.	MIAROLÍTICO	MICROGRAN.	APLITO
Amostra nº	DDH11-SLV01	DDH16-SLV01	DDH05-SLV12	DDH16-SLV05	SLV-13	DDH16-SLV07
SiO_2 (%)	76.75	76.58	76.52	76.32	74.85	76.89
TiO	0.17	0.18	0.18	0.19	0.16	0.13
Al_2O_3	11.45	11.41	11.38	11.52	13.15	11.64
FeOT	1.73	1.96	1.86	1.95	1.49	1.24
MnO	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.07	0.07	0.08	0.08	0.12	0.08
CaO	0.58	0.63	0.58	0.58	0.11	0.39
Na_2O	3.22	3.05	3.16	3.11	2.85	2.63
K_2O	5.44	5.44	5.52	5.71	5.86	6.44
P_2O_5	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.03
P.F	0.62	0.7	0.66	0.66	1.35	0.51
Soma	100	100	100	100	100	100
Rb (ppm)	342	358	325	261	437	387
Ba	135	166	145	218	229	252
Sr	9	15	12	20	24	11
Ga	23	22	23	22	21	22
Th	31.4	27.8	32.2	35.6	*	36.8
U	11.37	10.41	11.54	10.47	*	6.9
Nb	26	22	26	40	13	17
Pb	36	30	35	36	*	31
Y	87.38	80.97	88.07	83.29	116	56.4
Zr	258	257	262	347	164	156
La (ppm)	74	73.4	80	101.7	95	120.6
Ce	151.3	151.5	162.7	215.2	138	247.4
Pr	16.75	16.7	17.9	23.49	*	26.87
Nd	63	62.9	66	86	*	99.1
Sm	11	11.1	12.5	14.4	*	15
Eu	0.21	0.25	0.28	0.45	*	0.48
Gd	9.69	9.78	10.41	11.66	*	10.83
Tb	1.81	1.79	1.85	1.88	*	1.6
Dy	12.37	12.02	12.55	12.73	*	9.95
Ho	2.65	2.62	2.65	2.66	*	1.92
Er	8.27	8.01	8.77	8.42	*	5.94
Tm	1.94	1.9	1.56	1.92	*	1.21
Yb	9.4	8.8	8.9	9.2	*	5.7
Lu	1.31	1.26	1.32	1.24	*	0.85
Σ REE (ppm)	363.7	362.03	387.39	490.95	*	547.45

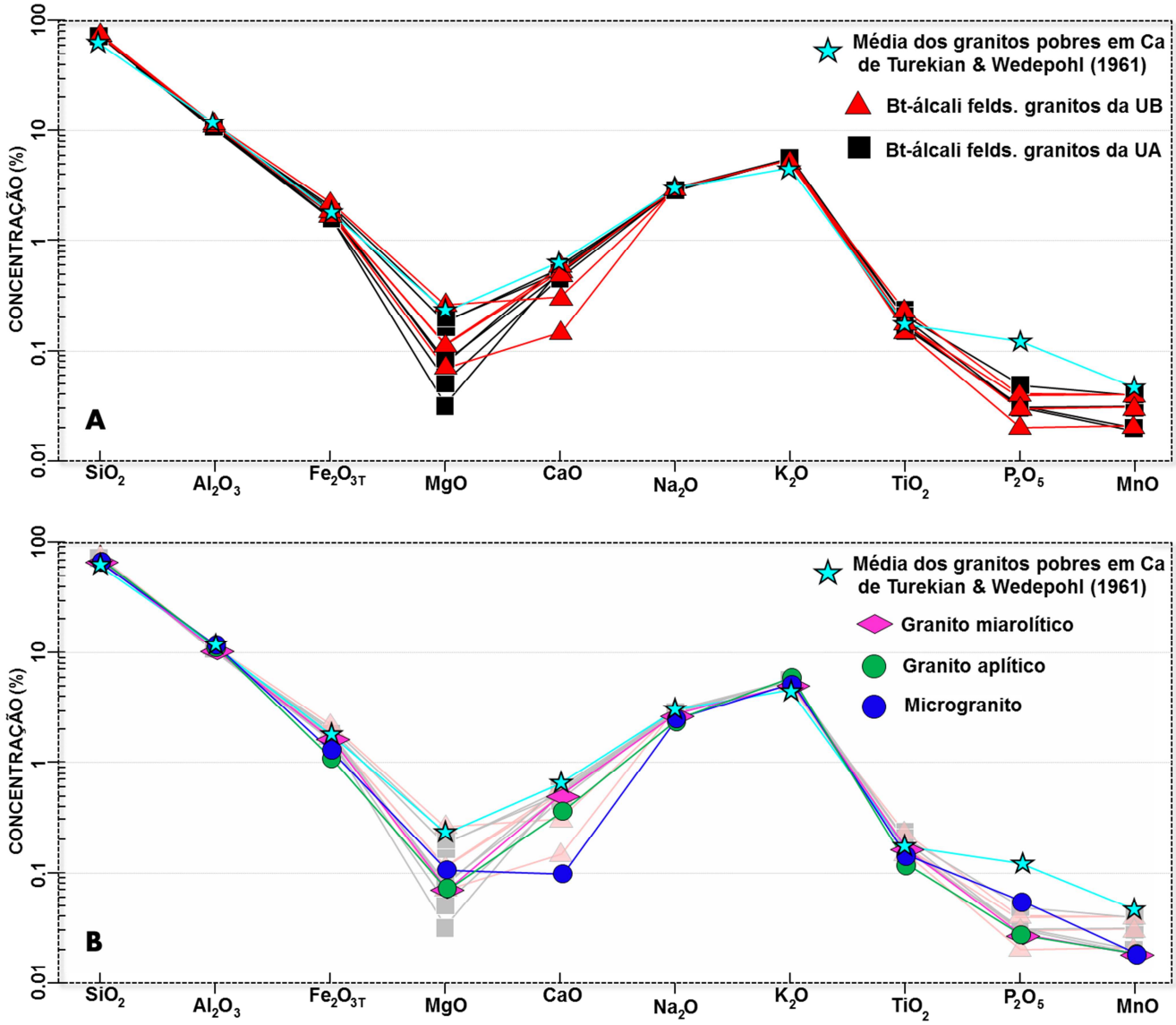


Figura 21. Diagrama multi-elementar com a concentração de elementos maiores e menores nas diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. A) Variação dos elementos nas rochas da UA e UB; B) Variação dos elementos na lente de granito miarolítico e nos diques de microgranito e aplito. Destaque para o forte empobrecimento em MgO e CaO, e do enriquecimento de SiO2 e K2O nas fácies graníticas do plúton Saubinha quando comparadas com a média dos granitos pobres em cálcio de Turekian & Wedepohl (1961).

As diferenças observadas entre os granitos aqui comparados refletem o alto grau de evolução do biotita-álcali feldspato granito do plúton Saubinha. O empobrecimento em Al_2O_3, Fe_2O_3t, MgO e CaO com consequente enriquecimento de SiO_2 e K_2O sugere o decréscimo na formação de oligoclásio e aumento da formação de feldspato potássico e quartzo.

Discorre-se ainda, como possíveis responsáveis nas variações químicas descritas, a formação de fluorita com a respectiva descalcificação do plagioclásio, e os demais processos tardi e pós-magmáticos que, apesar de não serem muito expressivos, ocorrem de forma generalizada no plúton.

Nos diagramas de variação de Harker com os elementos maiores pela SiO_2 pode-se observar melhor a característica altamente evoluída do plúton Saubinha e o caráter pouco expressivo das alterações tardi e pós-magmáticas.

Os diagramas apresentam rochas com valores restritos de SiO_2, em geral, entre 76 e 77%, assim como de elementos maiores (Al_2O_3, MgO, Fe_2O_{3T}, CaO, K_2O e Na_2O) e traços (Ce, La, Y, Cr, Ba, Rb). Os elementos maiores exibem variações em porcentagem de peso de até 0,8%; enquanto os traços, variações inferiores a 200 ppm.

Características que refletem no agrupamento das diferentes rochas analisadas, e na dificuldade de se traçar com exatidão um trend evolutivo entre as unidades mapeadas. Algumas amostras com valores mais discrepantes, em geral, associam-se com um aspecto textural de um cristal de fluorita, feldspato e ou até mesmo de biotita levemente mais desenvolvido em um litotipo do que em outro.

Nos diagramas de Harker, apesar da semelhança nos valores químicos, pode-se observar uma discreta discrepância entre as duas unidades cartografadas. De forma geral, as rochas da unidade A, com o incremento de sílica, tendem a apresentarem maiores valores de Na_2O e os menores de Fe_2O_3, Al_2O_3 e MgO; com as relações de CaO e K_2O próximas e misturadas com as das rochas da Unidade B (Fig. 22). Estas correlações sugerem um *trend* evolutivo das rochas porfiríticas de borda (UB) para àquelas heterogranulares no centro do corpo (UA).

A mesma relação é observada nos diagramas de variação de Harker de elementos-traço pela sílica. As rochas da UA com a adição de sílica tendem a enriquecerem em elementos incompatíveis de raio grande: Ce, La e Y; ao mesmo passo que empobrecem em Cr.

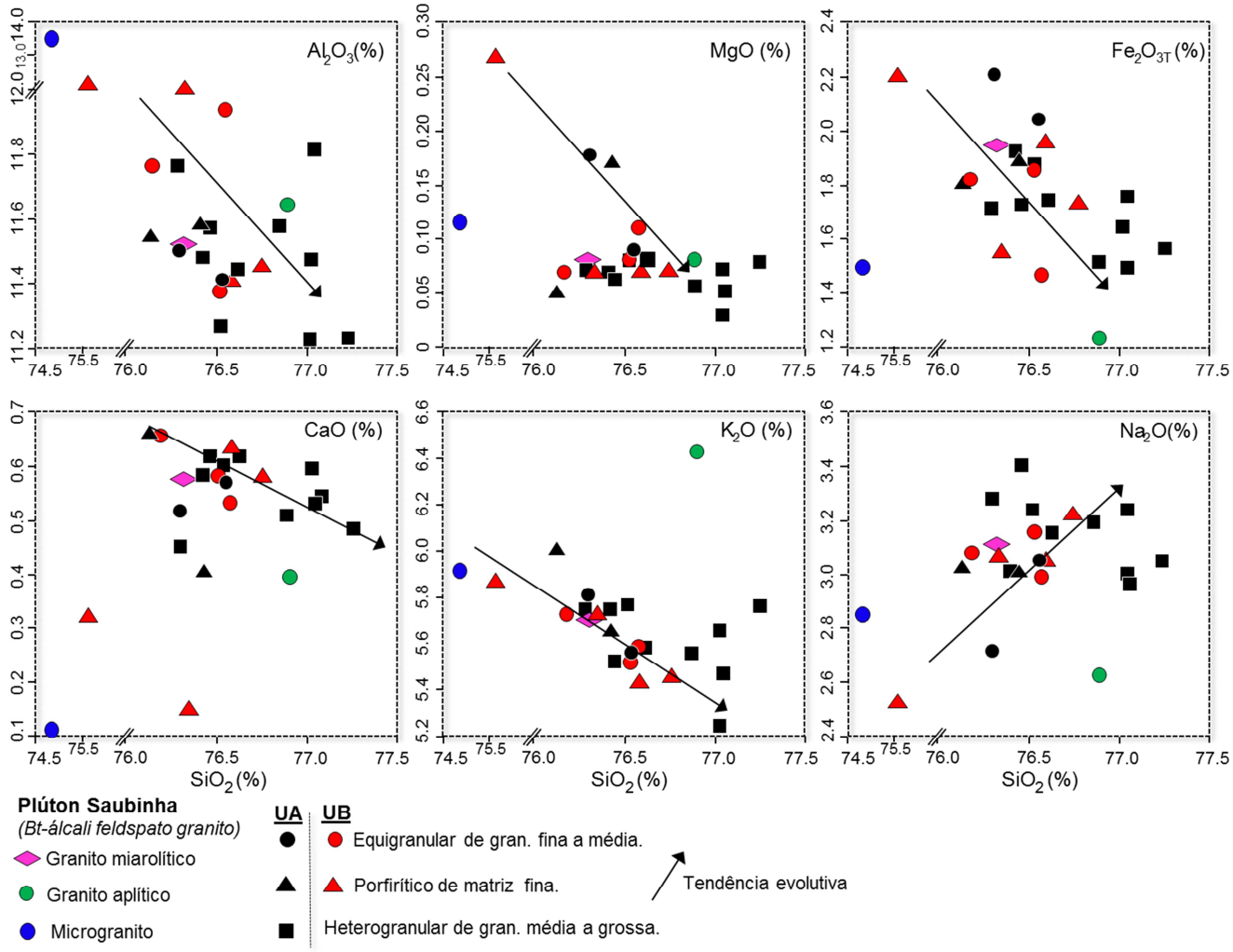


Figura 22. Diagramas de Harker para as diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. Destaque para diminuição de Al_2O_3, MgO, $Fe2O_{3t}$ e CaO com incremento de sílica (mais destacado nas rochas da UA). Nos diagramas de CaO, K_2O e Na_2O, as rochas tendem a apresentar um trend evolutivo com a fácies heterogranular sendo o tipo faciológico mais evoluído.

Estas razões podem ser explicadas tanto por processos magmáticos, como tardi a pós-magmáticos que favorecem a cristalização de monazita. Caracteríticas que podem reforçar uma maior atuação de uma fase tardi-magmática na unidade levemente mais evoluída (UA), como também, a processos metassomáticos que, apesar de pervasivos e não expressivos, podem estar levemente mais restritos às fácies graníticas da UA.

Na análise das variações de Rb e Ba por sílica não se observa um *trend* característico de cristalização fracionada. As rochas com o incremento de sílica apresentam os mais altos valores de Ba e os menores de Rb. Aspectos que reforçam no maior ou menor desenvolvimento de fluorita nos difererentes litotipos do plúton e que refletem na maior influência de íons Ca (fluorita), em detrimento do K (Fig. 23).

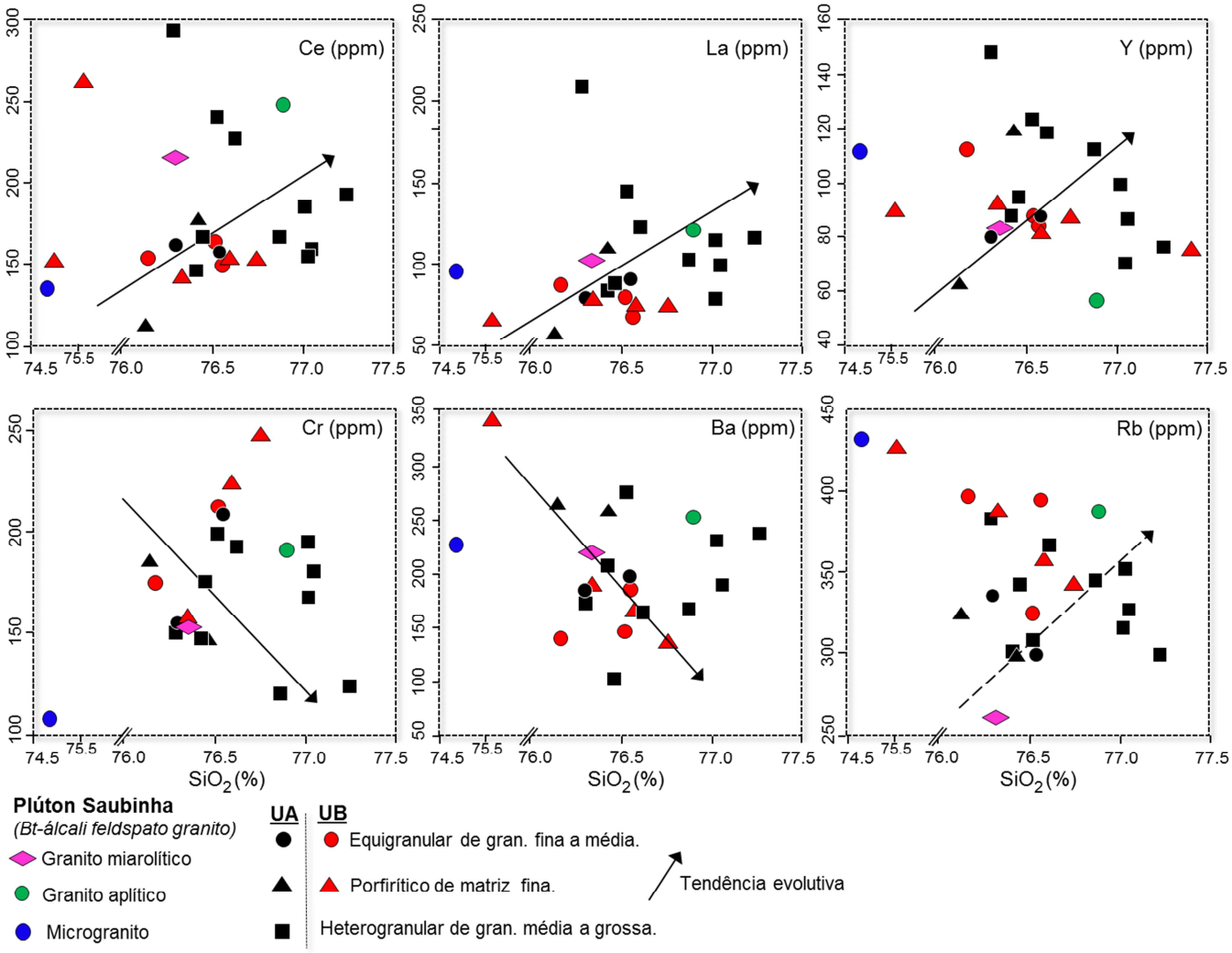


Figura 23. Diagramas de Harker com elementos traços por sílica para as diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. Destaque para correlação positiva de Ce, La e Y com o incremento de sílica; além de valores mais baixos de Cr e Ba o que sugere um trend evolutivo das rochas da UB para a UA. Posiciona-se também nas relações de Rb e Ba x SiO_2 as rochas com maior influência do metassomatismo K+ e Na+ (descalcificação dos plagioclásios – formação pervasiva de Fluorita).

Na análise dos elementos traços, por meio do diagrama multi-elementar normalizado pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995), observa-se concentrações químicas bem próximas/similares entre as diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha.

No diagrama, os biotita-álcali feldspato granitos da UA e UB, assim como, a lente de granito miarolítico e diques de microgranito e aplito exibem anomalias positivas de Rb (261 – 437 ppm), Th (23 – 37 ppm), U (5,3 – 13,75 ppm) e Pb (18 – 61 ppm). Tendo o granito miarolítico, valores comparativos menores de Rb (261 ppm), e o aplito, os maiores de Th (36,8 ppm).

As fácies graníticas apresentam também, quando comparadas com o manto primitivo de McDonough & Sun (1995), anomalias negativas expressivas de Ba (Ba/Ba*: 0,03 – 010), Nb (Nb/Nb*: 0,07 – 0,18); Sr (Sr/Sr*: 0,01 – 0,03) e Ti (Ti/Ti*: 0,07 – 012), sendo as de Nb levemente mais acentuadas no granito miarolítico e, a de Ti, no granito aplítico (Fig. 24A e B).

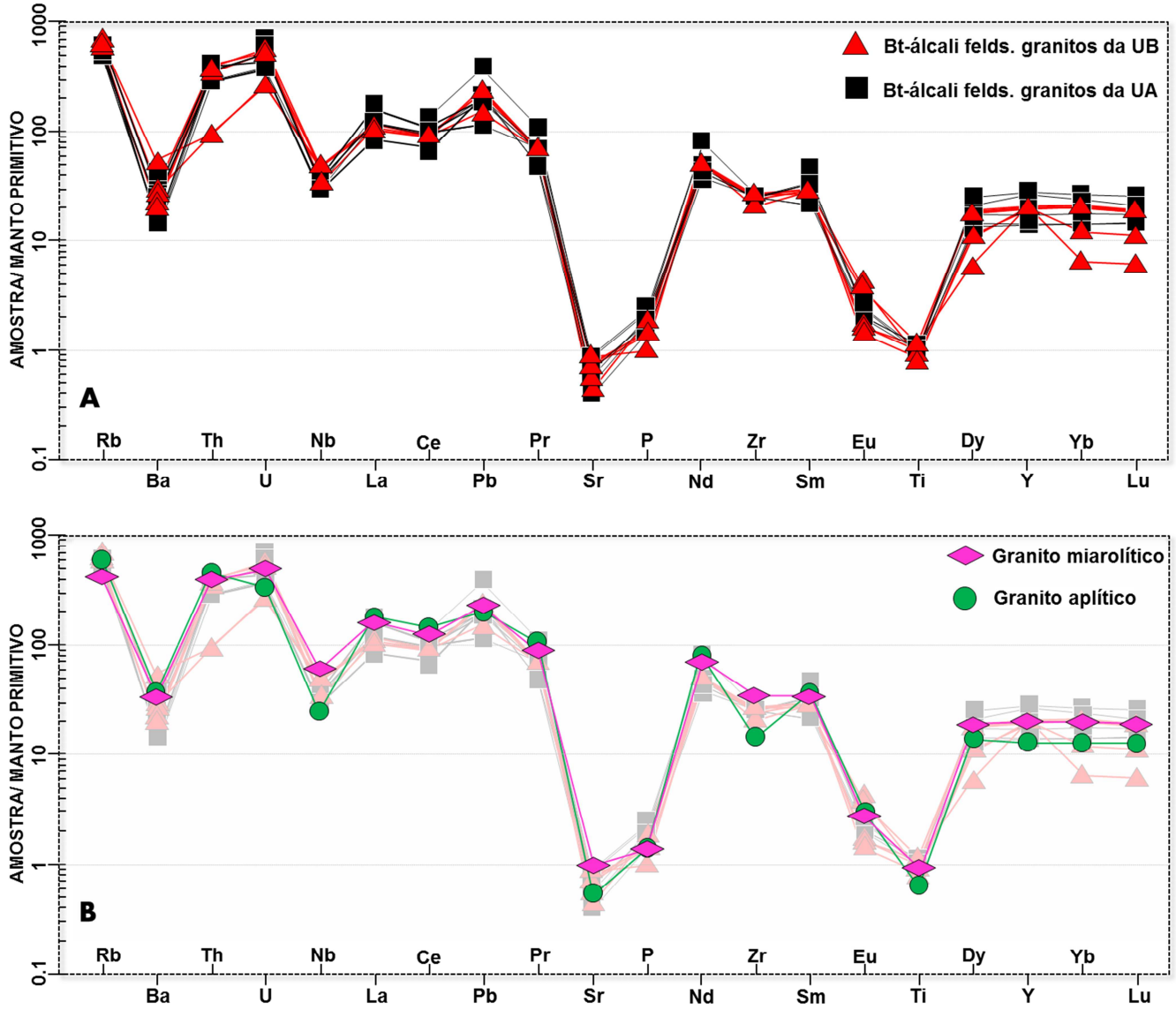


Figura 24. Diagrama multi-elementar de elementos traços, normalizados pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995), das diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. A) biotita-álcali feldspato granitos da UA e UB; B) Granito miarolítico e aplítico. Destaque para as similaridades geoquímicas entre as fácies graníticas e as expressivas anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti.

Não se observa diferenças nas anomalias negativas entre as fácies da UA e da UB. No geral, as rochas exibem comportamentos químicos similares com as fácies da UA apresentando os maiores e também os menores valores anômalos.

As anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti, na Província Estanífera de Rondônia, são também observadas nas fácies graníticas do maciços Oriente Novo (LEITE JR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e Palanqueta (FOSTER, 2016).

O primeiro maciço associa-se à evolução da Suíte Intrusiva Santa Clara e, os dois últimos, com a evolução da Suíte Granitos Últimos de Rondônia. Todos estes associados espacial e geneticamente com mineralizações primárias de estanho

Quando comparadas as anomalias negativas entre estes diferentes maciços, os biotita granitos precursores à mineralização tendem a apresentar as menores anomalias negativas de Ba, Ti e Sr, e as maiores de Nb com razões Nb/Nb* bem inferiores a 1 (~0,12). Enquanto que os corpos de topázio granitos especializados à mineralizados, a relação é inversa, com forte diminuição na anomalia negativa de Nb, a qual tende a se aproximar de 1 (Fig. 25).

As fácies graníticas do plúton Saubinha apresentam anomalias negativas próximas às fácies de biotita granitos porfiríticos a equigranulares precursores à mineralização das unidades: Papo Furado e Barranco do maciço Oriente-Novo (LEITE JR, 2002); Serra Azul do maciço Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e do biotita granito que ocorre na borda do morro Palanqueta (FOSTER, 2016)

As fácies de topázio granitos com as maiores anomalias negativas de Ba, Ti e Sr, e as menores de Nb, não são observadas no plúton Saubinha, assim como no distrito Mineiro (Setor São Lourenço). A estas fácies, recorrente em todos os depósitos aqui comparados, associa-se geneticamente a mineralização primária de estanho.

Os valores elevados de Rb, Th e U, assim como, as anomalias negativas de Ba, Nb, Sr e Ti refletem a característica fortemente evoluída dos granitos estaníferos. As fácies mais evoluídas tendem a cristalizar mais feldspato potássico e monazita em detrimento da formação de plagioclásio Ca e demais minerais varietais e acessórios (biotita, ilmenita), enriquecendo a rocha em Rb, Th e depletando-a em Ba, Sr, Ti.

As anomalias negativas de Nb observadas, menos destacadas nas fácies de topázio granitos, podem refletir processos magmáticos altamente especializantes, os quais não são observados no plúton Saubinha e no respectivo distrito mineiro.

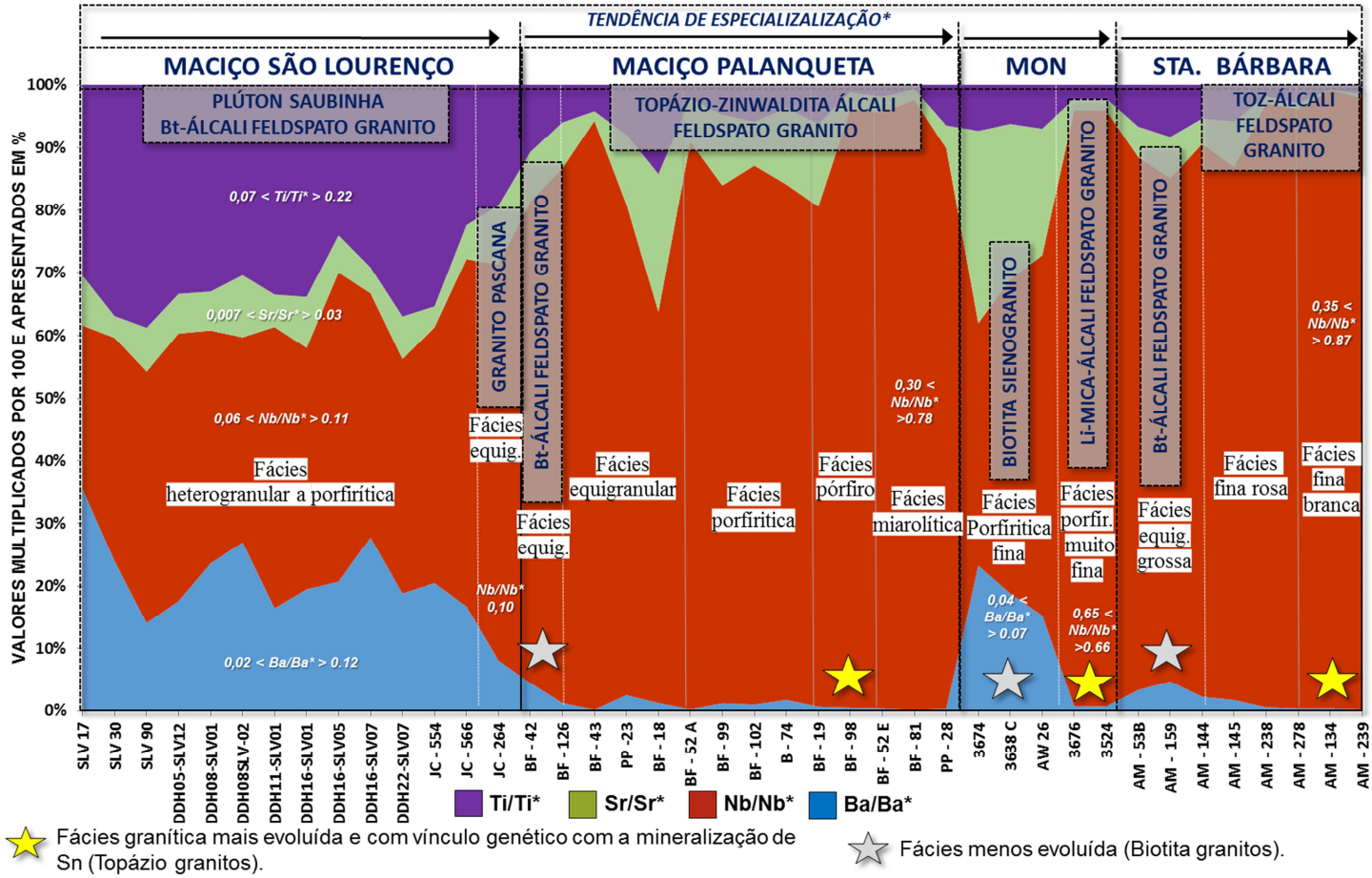


Figura 25. Gráfico de área com ênfase nas diferenças das anomalias negativas de Ba/Ba*; Nb/Nb*; Sr/Sr* e Ti/Ti* entre os biotita ± topázio granitos precursores, especializados a mineralizados dos maciços São Lourenço (plúton Saubinha e granito Pascana); maciço Oriente Novo (MON) (LEITE JÚNIOR, 2002); Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Tendência de especialização apresentada pelas menores anomalias negativas de Nb, expressas pelas razões de Nb/Nb* com valores mais próximos a 1,0; e maiores anomalias negativas de Ti/Ti*; Ba/Ba* e Sr/Sr*, em geral, com valores bem baixos, próximos e/ou inferiores a 0,01.

II. 3.2. ELEMENTOS TERRAS RARAS

A concentração dos elementos terras raras (ETR) apresenta algumas sútis diferenças entre as fácies graníticas no plúton Saubinha. No geral, as rochas da Unidade A exibem maiores valores totais de ETRs (558,76 ppm) do que as rochas da Unidade B (363,7 – 387,3 ppm).

Os tipos heterogranulares da UA, quando normalizados pelo condrito de Boynton (1984), exibem também as maiores e menores razões de ETRs leves sobre os intermediários (La/Sm: 3,99 - 4,51, média de 4,22); e os maiores valores nas razões de ETRs leves sobre os pesados (La/Yb: 7,94) e dos intermediários sobre os pesados (Gd/ Yb: 1,26).

Os tipos porfiríticos, em ambas as unidades, apresentam razões próximas de La/Sm (4,0 – 4,47) e os menores valores para as mesmas razões de La/Yb (5,31 – 6,2) e de Gd/ Yb (0,83 – 0,945) do que os obtidos nas fácies heterogranulares da UA.

Características que tipificam uma distribuição do padrão de ETRs mais inclinada para os tipo heterogranulares e equigranulares e levemente mais horizontalizada para os tipos porfíritico de ambas unidades cartografadas. (Fig. 26A).

A lente de granito miarolítico apresenta uma distribuição de terras raras próxima a dos granitos da UA com a soma dos ETRs (490,95) e valores de (La/Sm: 4,44); (La/Yb: 7,45); (Gd/ Yb: 1,02), em geral, acima ou no entorno da média obtida nos tipos heterogranulares: ΣETRs: 441,27; La/Sm: 4,21; La/Yb: 7,30 e Gd/ Yb1,11.

O dique de granito aplítico ocorre com os valores mais distoantes quando comparado com as demais fácies do plúton. Exibe maiores valores totais de ETRs (547,45) do que a média obtida nos tipos heterogranulares, além de um acentuado e o maior enriquecimento em terras raras leves sobre os pesados (La/Yb: 14,2), (Fig. 26B).

Todas as rochas no plúton Saubinha exibem também uma destacada anomalia negativa de Eu. Na quantificação destas anomalias não se observa nenhuma diferença marcante entre as fácies. No geral, as fácies exibem valores Eu/Eu* bem próximos, entre 0,06 e 0,150.

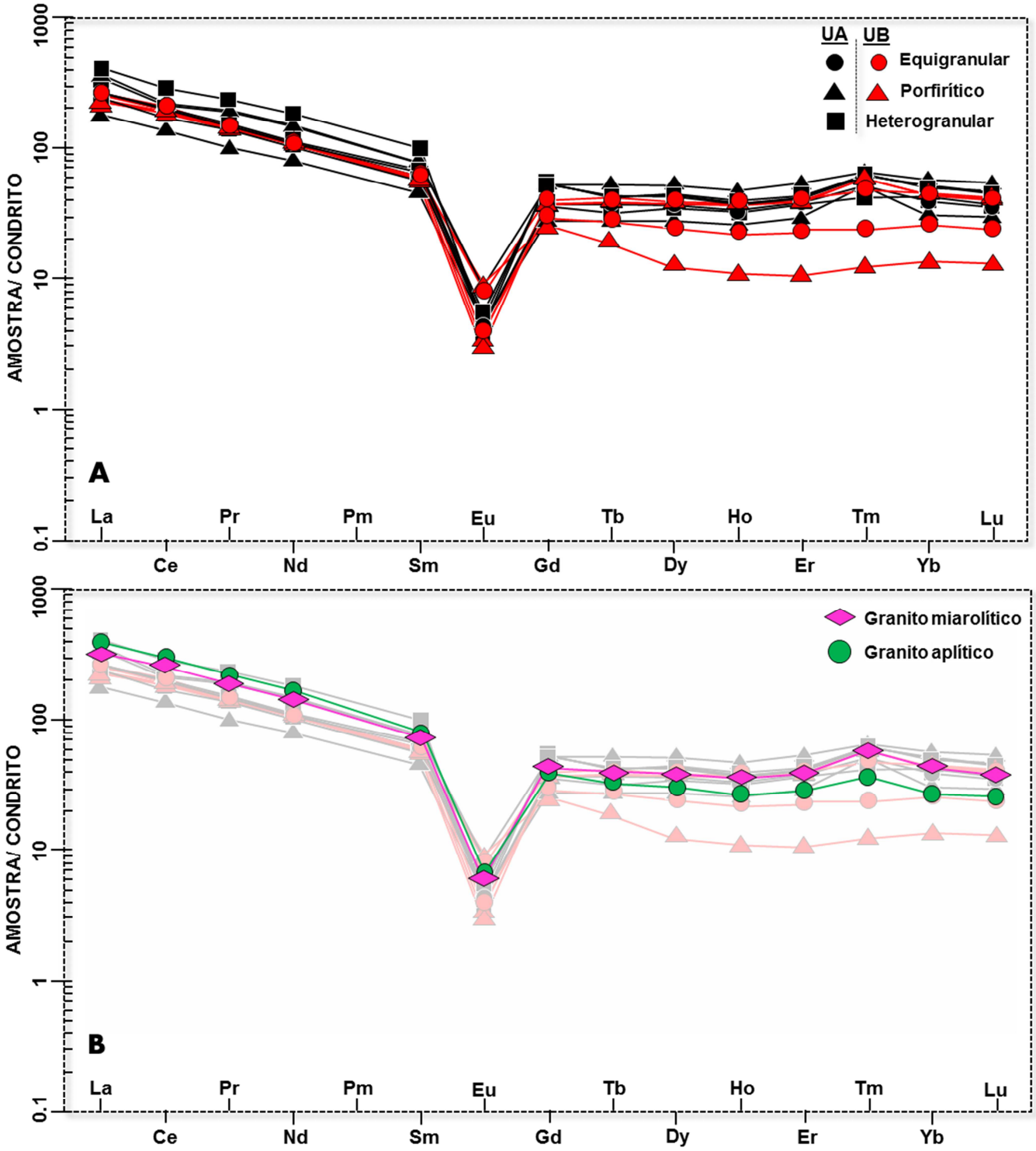


Figura 26. Padrões de abundância dos elementos terras raras nas diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. A) biotita-álcali feldspato granitos da UA e UB; B) Granito miarolítico e aplítico. Os valores apresentados normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

As diferenças aqui observadas internamente às fácies do plúton Saubinha estão representadas, sobretudo, nas fácies heterogranulares e nos diques de aplito. O maior enriquecimento em terras raras leves, sobre os pesados e, os maiores valores totais de ETRs nestas rochas sugere que, quando analisado os biotita granitos, as fácies heterogranulares, assim como os diques aplíticos que cortam a unidade B, sejam levemente mais evoluídas do que as fácies porfiríticas de borda (UB).

A anomalia destacada de Eu/Eu* reflete, assim como as outras características, o elevado grau de evolução das fácies graníticas do plúton Saubinha com destaque para a formação de feldspato potássico em detrimento de plagioclásio Ca.

A grande diferença na distribuição dos padrões de terras raras pode ser observado na análise comparativa com os granitos precursores, especializados à mineralizados de outras suítes.

Novamente, têm-se como referência as fácies graníticas adjacentes do plúton Saubinha (ex: Granito Pascana) e as cartografadas nos maciços Oriente Novo (LEITE JÚNIOR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e Palanqueta (FOSTER, 2016).

No geral, em todos os maciços aqui comparados, as fácies de biotita granito apresentam menores anomalias negativas de Eu do que as fácies mais especializadas, de topázio granitos. Têm-se como destaque a elevada anomalia negativa de Eu no maciço Palanqueta (Eu/Eu*: ~0,079) e no maciço Santa Bárbara (~0,072). As rochas no maciço Oriente Novo, assim como, do maciço São Lourenço apresentam valores próximos e ou acima da média obtida, no plúton Saubinha (Eu/Eu*: 0,11).

Na análise comparativa observa-se também, nas fácies mais evoluídas uma suavização na relação da concentração de terras raras leves sobre os pesados. A suavização, por vezes, reflete também em um relativo enriquecimento de terras raras pesados em relação aos leves como observado no maciço Palanqueta (~La/Yb: 0,78) e, em menor grau, no maciço Santa Bárbara (~La/ Yb: 3,58) (Fig. 27A a C).

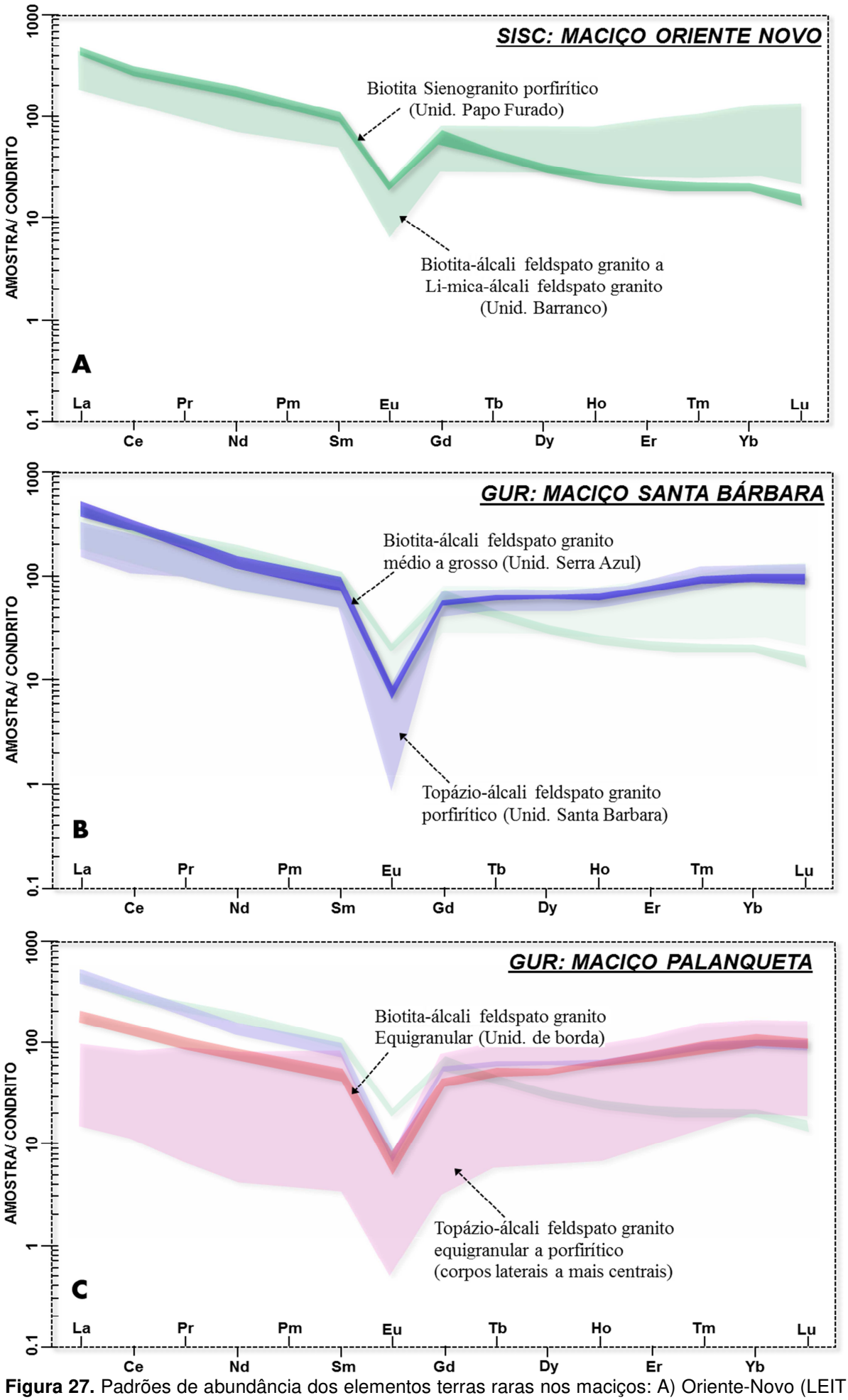


Figura 27. Padrões de abundância dos elementos terras raras nos maciços: A) Oriente-Novo (LEITE, JÚNIOR, 2002); B) Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e C) Palanqueta (FOSTER, 2016).

As fácies de biotita granito da unidade Papo Furado e Barranco do maciço Oriente Novo, mais uma vez, posicionam-se com valores bem próximos a das fácies do plúton Saubinha. Tendo valores de La/Yb médios de 8,09, comparáveis aos obtidos no plúton Saubinha, com média geral de La/ Yb: 7,92.

Como destaque, têm-se o granito Pascana que limita o plúton Saubinha a oeste. O biotita granito equigranular exibe padrão de distribuição de terras raras semelhantes aos descritos no maciço Palanqueta com valores baixos de La/Yb: 1,11 com um discreto e relativo enriquecimento de terras raras pesados sobre os leves.

As fácies mais especializadas, sobretudo, de topázio granitos, em todos os depósitos tendem apresentar também os menores valores totais de ETRs. A exemplo têm-se os biotita granitos do maciço Palanqueta com valores totais de ETRs iguais a 391,30 ppm; enquanto os topázio granitos, médios de 136,5 ppm.

No plúton Saubinha, os valores médios totais de ETRs = 405,46 ppm; aproxima-se aos observados no maciço Oriente Novo (406,79 ppm), e no maciço Santa Bárbara (424,57 ppm). E como apresentado acima, com valores próximos ao biotita granito de borda no maciço Palanqueta e bem distoantes dos topázio granitos especializados a mineralizados do maciço (Fig.28).

Na análise intersuíte, a qual engloba as demais suítes e depósitos associados, têm-se grandes disparidades na distribuição dos ETRs. Em geral, o relativo enriquecimento em terras raras pesados, com a consequente diminuição na soma totais dos ETRs (por vezes, entre 10 e 100x a média dos condritos de Boynton, 1984), atesta o caráter fortemente evoluído e especializado à mineralizado das suítes geneticamente associadas com a mineralização.

No caso, a formação de topázio granitos, essencialmente a base de quartzo, feldspato potássico, albita e topázio com poucos minerais varietais e mica refletem na diminuição da concentração dos terras raras, sobretudo, dos terras raras leves.

A formação de rochas ultrafracionadas implica que todos estes minerais varietais e micáceos ricos em elementos incompatíveis, terras raras tendem a se concentrar nas suítes menos evoluídas, precursoras a mineralização. Caracteristica bem retratada e observada nas fácies de biotita granito em todos os depósitos aqui comparados. Nestes, os biotita granitos tido como precursores apresentam valores elevados da soma total de ETRs, além de elevadas razões de ETRs leves sobre os pesados (La/Yb).

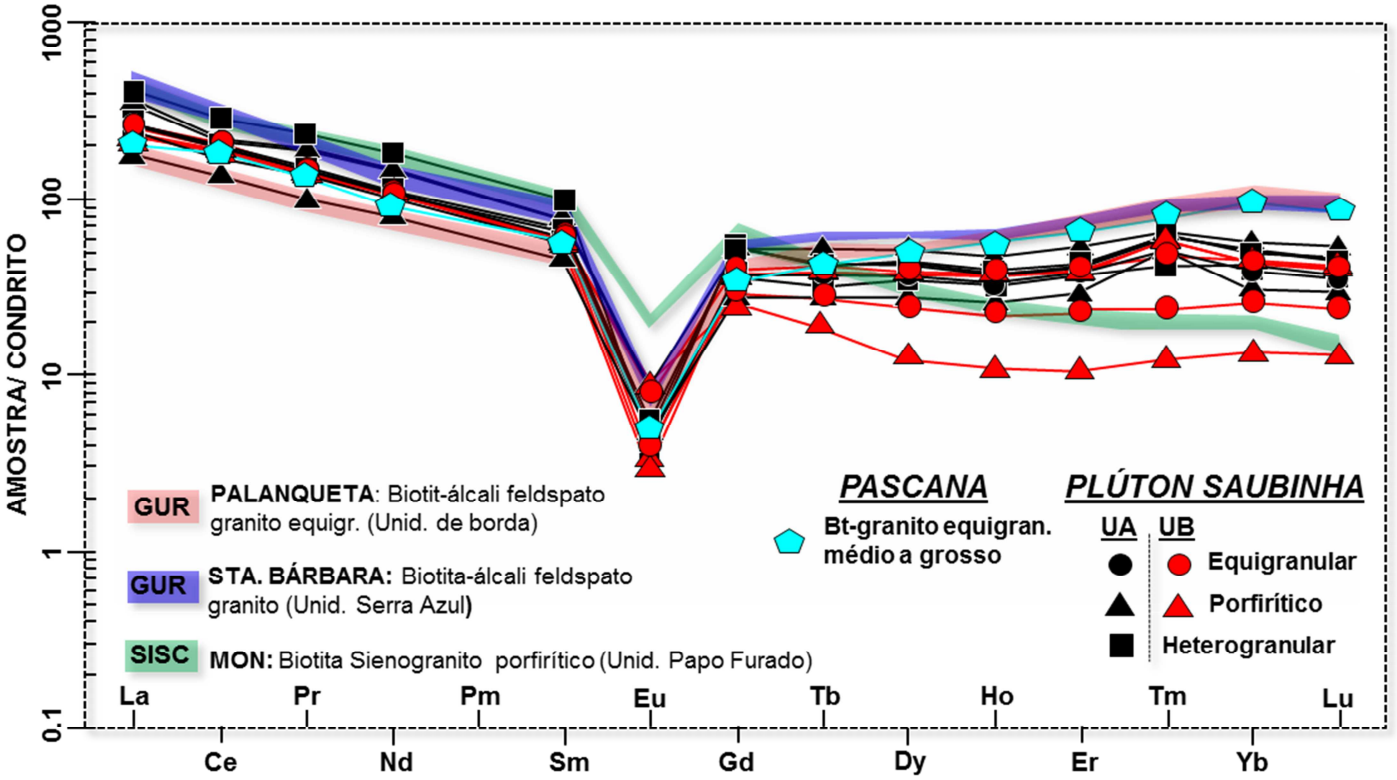


Figura 28. Padrões de abundância dos elementos terras raras nas fácies graníticas do maciço São Lourenço (plúton Saubinha e Pascana). Adiciona-se também, como referência, os granitos com características precursoras, especializadas à mineralizada dos maciços Oriente Novo (LEITE JR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Destaque para maiores similaridade entre os granitos do plúton Saubinha com os mais precursores do maciço Oriente Novo (Unidade Papo Furado: Biotita granito porfíritico), assim como, do Granito Pascana com as fácies de biotita-álcali feldspato granito um pouco mais especializadas do maciço Santa Bárbara e Palanqueta.

Razões e aspectos similares ao observado no plúton Saubinha, mas com grande diferença em relação ao granito adjacente (Granito Pascana). Este apresenta características, relativamente, mais férteis com menores valores totais de ETRs (375,59) que a observada no plúton Saubinha (405,46). Ademais, com relativo enriquecimento em terras raras pesados sobre os leves, o que reflete em relações de La/Yb (1,11) próximas a média obtida nos topázio granitos do maciço Palanqueta (0,78) e Santa Bárbara (3,58), e bem distoantes com a descrita no Saubinha (La/Yb: 7.92).

II. 3.3. GRAU DE EVOLUÇÃO COMPOSICIONAL

Na análise do grau de evolução composional, comparam-se aqui as fácies graníticas do plúton Saubinha com as demais internas ao distrito mineiro de São Lourenço-Macisa (análise intrasuite) e também com aquelas de outros depósitos na PER (análise intersuíte). Têm-se mais uma vez, a comparação com os biotita granitos e topázio granitos dos maciços Oriente Novo (LEITE JR., 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e Palanqueta (FOSTER, 2016).

Na análise intrasuíte, a partir dos valores de Rb, Sr e Ba e das razões K/Rb e Rb/Sr em função da sílica observa-se que todas as fácies do plúton Saubinha plotam no campo de rochas fortemente evoluídas.

As rochas da UA tendem a apresentar valores semelhantes aos da UB, entretanto, exibem grupos de rochas com valores de Rb (298 < Rb < 382 ppm) um pouco inferiores e de razões de K/Rb (123.9 < K/Rb < 159.9), levemente superiores, aos da UB (325 < Rb < 427 ppm) - (114.04 < K/Rb < 140.9).

Características que sugerem que as fácies da UA sejam, relativamente, menos evoluídas do que às fácies da UB. Contudo, quando analisado as razões de K/Rb por sílica, destaca-se o observado nos diagramas Harker.

As rochas da UA com os maiores valores de SiO2, porém os menores de Rb com consequente elevada razão K/Rb. O inverso do esperado para uma cristalização fracionada. O que mostra a dificuldade de se obter por estes elementos móveis e mais susceptíveis a alterações metassomáticas, o grau de evolução entre as duas unidades.

O granito miarolítico, aplito e microgranito apresentam valores próximos aos granitos da UA. Entre eles, o granito miarolítico posiciona-se como o menos evoluído com os menores valores de Rb (261 ppm) e as maiores razoes de K/Rb (181), seguido do granito aplítico (Rb: 387 ppm – K/Rb: 138.14). Por último, o microgranito com os maiores valores de Rb: 437 ppm e as menores razoes de K/Rb: 111.31.

As demais rochas do maciço São Lourenço ocorrem no campo dos granitos normais, moderadamente evoluídos com o riolito pórfiro tendo valores moderado a fortemente evoluído (280 < Rb > 290 ppm – 135.9 < K/Rb > 162.4). Como exceção, têm-se apenas o biotita granito Pascana que ocorre com as razões mais fortemente evoluídos observadas no distrito. O granito pascana exibe os maiores valores de Rb

(960 ppm) e as menores razões de K/Rb (37.52), bem discrepantes às observadas nas fácies do plúton Saubinha.

Na análise intersuítes, observa-se que áqueles granitos especializados à mineralizados ocorrem no extremo Rb do diagrama ternário de Bouseily e Sokkary (1975), e os precursores com os menores valores de Rb e mais acentuados de Ba mais próximos ao campo dos granitos normais.

Cita-se o posicionamento próximo das amostras do plúton Saubinha com àquelas da unidade Barranco do maciço Oriente Novo (biotita álcali-feldspato equigranular de granulação média com raros megacristais euédricos de FK e mais anédricos, arredondados de quartzo (LEITE, JÚNIOR, 2002)). E as amostras mais ricas em Rb do plúton Saubinha, abaixo, porém próximas à fácies de biotita granito de granulação média do maciço Palanqueta.

O biotita granito pascana, além de apresentar os valores mais distoantes para o distrito, coincide com as fácies mais especializadas à mineralizadas das outras suítes, sobretudo, com as fácies de topázio granito dos maciços Palanqueta (321 < Rb > 629 ppm) e da fácies fina branca do maciço Santa Bárbara (855 < Rb > 1070 ppm). (Fig. 29A).

Já no diagrama de Blevin (2004), de forma semelhante com o ternário, as amostras do plúton Saubinha só se apresentam mais fracionadas do que os granitos precursores da Unidade Papo Furado do MON (biotita sienogranito porfíritico – 90.9 < K/Rb > 115.2).

As amostras do plúton Saubinha coincidem com àquelas do maciço Oriente Novo (Unidade Barranco - biotita álcali-feldspato equigranular de granulação média), com valores um pouco menores de K/Rb e bem próximos de sílica. Em especial, o granito pascana apresenta características fortemente evoluídas, similiares com o com li-mica e topázio-álcali feldspato granito, respectivamente, das unidades Barranco (maciço Oriente Novo) e Santa Barbará Fina (maciço Santa Barbára). Estas unidades ocorrem como ápice evolutivo intersuítes e com as menores razões de K/Rb, respectivamente, de 36.4 e 57.08 (Fig. 29B).

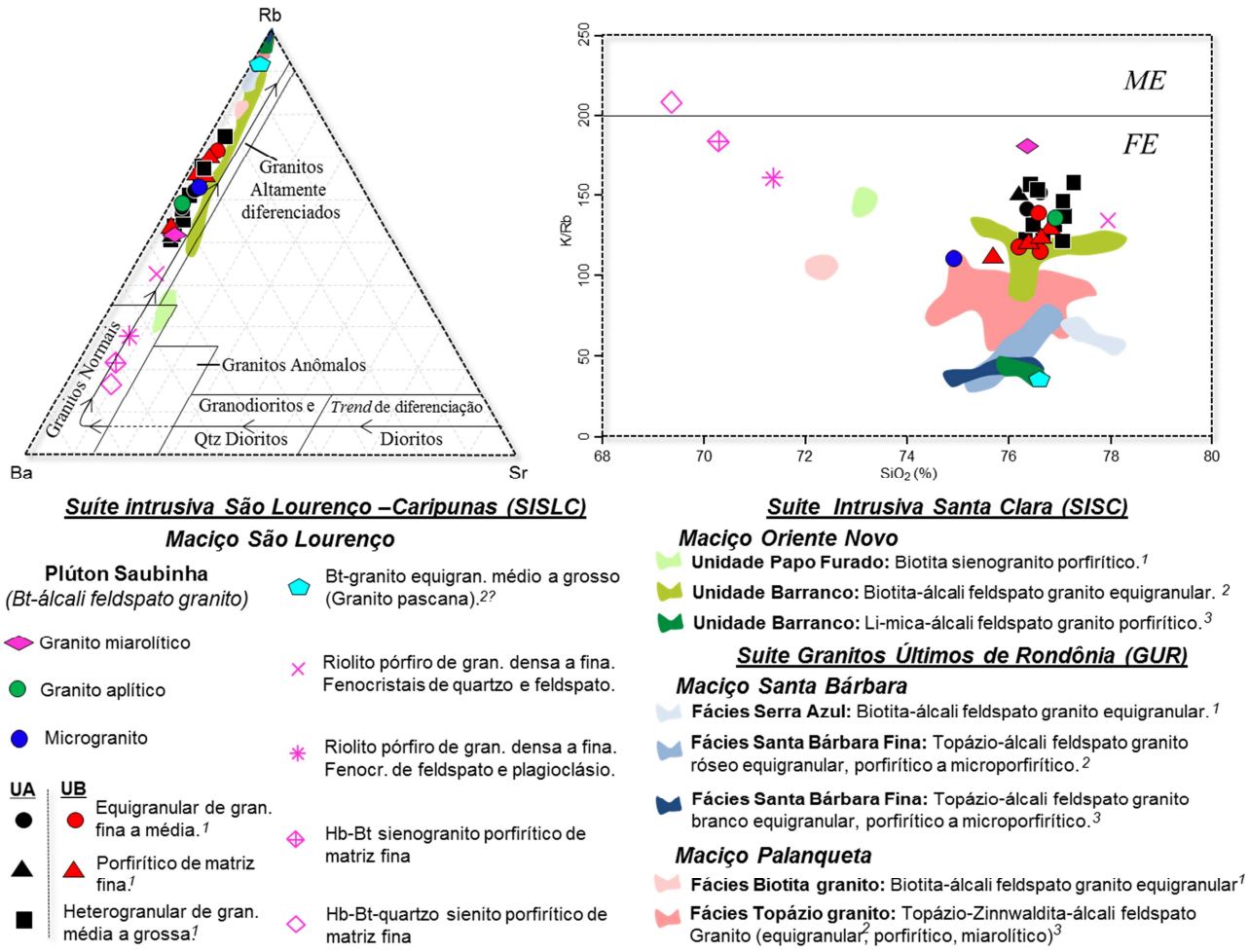


Figura 29. Classificação do grau de evolução com base nos diagramas A) ternário Rb-Ba-Sr de Bouseily e Sokkary (1975) e B) K/Rb vs SiO_2 de Blevin (2004). Amostras comparativas das diferentes fácies dos maciços Oriente Novo, Santa Barbará e Palanqueta. ME e FE: Moderadamente e fortemente evoluídos. Plúton Saubinha com amostras fortemente evoluídas.

II. 3.4. AMBIÊNCIA TECTÔNICA E CLASSIFICAÇÕES TECTONO-MAGMÁTICAS

No diagrama de discriminação geotectônica de Pearce *et al.,* (1984) as diferentes fácies do maciço São Lourenço situam-se entre o campo dos granitoides intraplaca e pós-colisionais, e no de Whalen *et al*., (1987), no campo dos granitos Tipo A (Fig. 30A a F).

Quando plotados no diagrama ternário de YxNbx3Ga de Eby (1992) a totalidade das amostras enquadra-se no subtipo A_2 (Fig. 30G). Subtipo que corresponde a litotipos com destacada contaminação crustal, o que diverge do subtipo A_1 que é representado por rochas derivadas de um manto diferenciado com maior ou menor grau de contaminação crustal (EBY, 1992).

O subtipo A_1 representa um grupo de rochas geradas em ambientes intra-placa, ilha oceânica e de zonas de rifteamento como plumas mantélicas; enquanto o subtipo A_2, grupo de rochas geradas em margens continentais ativas, geralmente, como produto do relaxamento final dos orógenos.

Neste sentido, o subtipo A_2 é também relacionado por Bonin (2007) como o grupo de rochas mais comumente compatíveis com os granitos tipo A, pós-colisionais com relações em ppm de Y/ Nb > 1,2.

Internamente ao maciço São Lourenço, as fácies graníticas do plúton Saubinha apresentam valores menos elevados de Nb e Ga e maiores de Y e Rb do que os observados nos Bi ±Hb granitos e riólitos do maciço. Têm-se apenas como exceção o biotita granito Pascana com os maiores valores de Rb, o que o posiciona no campo dos granitoides sin-colisionais (Fig. 30B).

Quando comparados com os demais maciços na PER (Oriente Novo, Santa Bárbara e Palanqueta), estas exibem no geral valores mais elevados de Nb, Rb e Ga do que as fácies do maciço São Lourenço. As maiores similaridades nos valores destes elementos ocorrem mais entre as rochas dos maciços São Lourenco e Oriente Novo.

Na análise de $Fe_2O/(Fe_2O_T + MgO)$ e de (K_2O+Na_2O) x SiO_2 de Frost et. al., (2001) as fácies graníticas do plúton Saubinha plotam todas, de forma homogênea, no campo dos granitos ferrosos com razões em peso de óxido de $Fe_2O/(Fe_2O_T+$ MgO) entre 0,88 e 0,99. Apresentam também características químicas álcali-cálcicas a cálcio-alcalinas com a relação dos álcalis, em peso de óxido, de K2O+Na2O–CaO entre 7,65 – 8,68.

A partir dos critérios de Shand (1943), a totalidade das amostras apresenta razões em proporções moleculares de A/CNK entre 0,89 e 1,10; e A/NK entre 0,93 e 1,13. Razões que caracterizam rochas marginalmente metaluminosas que permeiam entre o campo peralcalino a peraluminoso, ou até mesmo, subaluminosas com valores de Na_2O+K_2O+CaO próximos e ou iguais aos de Al_2O_3.

No geral, as rochas da UA e UB ocorrem sobrepostas em todos os campos, porém as fácies da UB tendem a apresentar uma leve tendência peraluminosa (0,93 < A/CNK > 1.10), enquanto as rochas da UA ficam mais restritas ao campo metaluminoso a peralcalino (0,89 < A/CNK > 1,00 e 0,93 < A/NK > 1.05.).

A lente miarolítica, assim como o dique de aplito, correlaciona-se com as rochas da UA, permeando o campo metaluminoso a percalino. A lente miarolítica exibe valores de A/CNK: 0,93 e A/NK: 0,97 e o granito aplítico, valores de A/CNK: 0,97 e A/NK: 1,00. Destoando-se deste grupo, há apenas o microgranito que se posiciona no campo fortemente peraluminoso com A/CNK: 1.17.

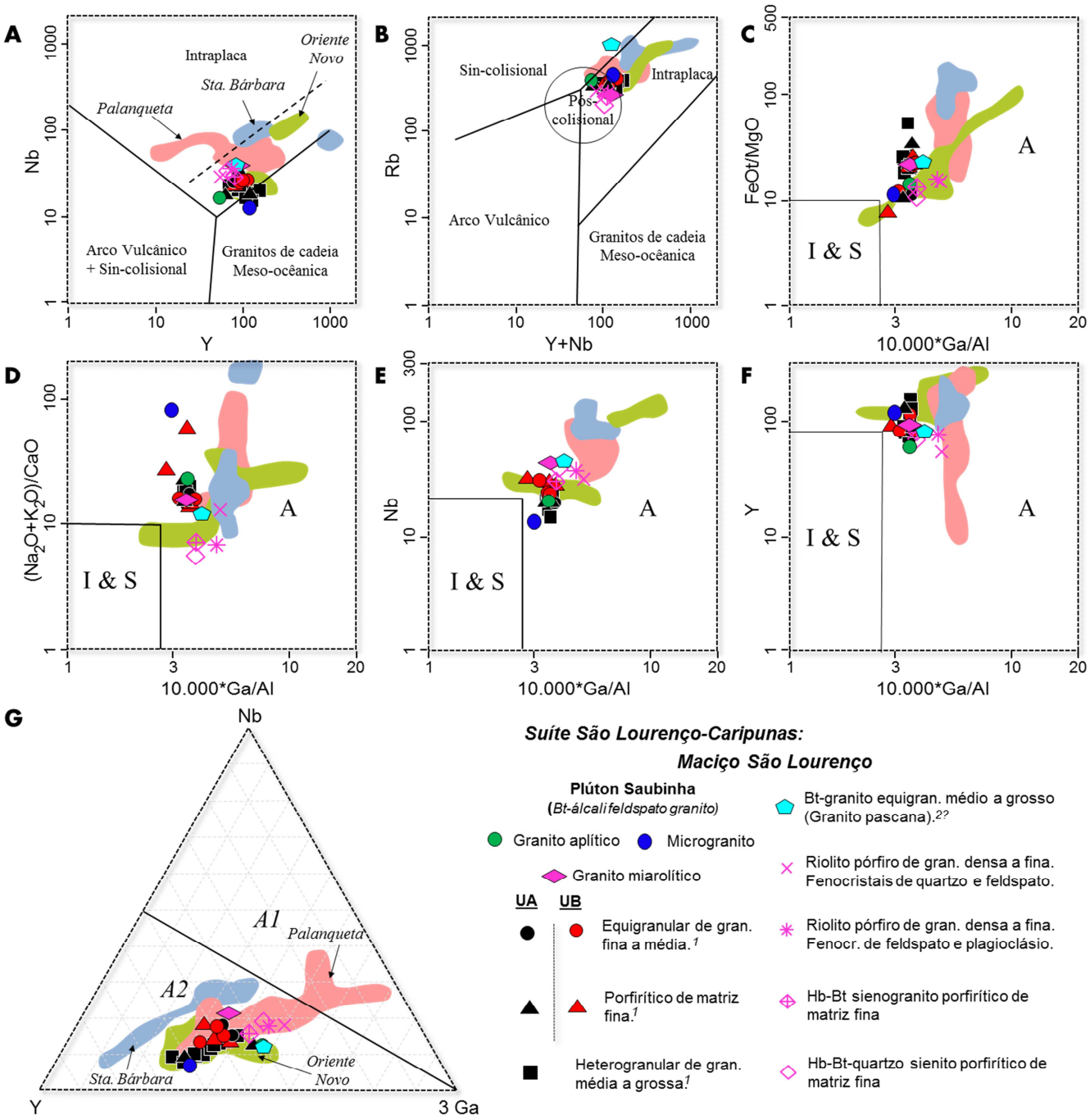


Figura 30. Diagramas de discriminação tectônica propostos por A e B) Pearce *et al.*, (1966); C a F) Whalen *et al.*, (1987) e G) Eby (1992). Granitoides do plúton Saubinha incidem no campo pós-colisional, tipo A, subtipo A2. Campos coloridos referem-se aos maciços Palanqueta, Santa Bárbara e Oriente novo, apontados na figura A.

Comparados com as demais fácies do maciço São Lourenço, e de acordo com Leite Jr *et al.*, (2013), os litotipos com hornblenda e menos evoluídos são metaluminosos (1,03 < A/NK > 1,25) e álcali-cálcicos, enquanto os biotita granitos, fortemente evoluídos são marginalmente metaluminosos, álcali-cálcicos a cálcio-alcalinos. Como exceção no distrito, têm-se o granito Pascana com os mais altos

valores de A/CNK (1,18) e A/NK (1,25). O que reflete em um caráter fortemente peraluminoso e um quimismo cálcio-alcálino a cálcico (K2O+Na2O-CaO: 6,79).

Na análise intersuítes, observa-se de forma geral, granitos fortemente ferrosos (FeOt/FeOt+MgO ~ 1) em que as fácies precursoras, especializadas à mineralizadas ocorrem todas no campo dos granitos fraca a fortemente peraluminosos. Tendo os tipos menos evoluídos um quimismo alcáli-cálcico e os mais evoluídos, a base de topázio e associados geneticamente com a mineralização, álcali-cálcico a cálcio-alcalino.

No geral, são mais ferrosos que os granitos do maciço São Lourenço, tendo as maiores similaridades no quimismo álcali-cálcico a cálcio-alcalino. As maiores disparidades estão relacionadas ao aspecto fortemente peraluminoso das outras suítes com razões de A/CNK ~1,1, e máximas de 1,30. Razões não observadas no plúton Saubinha, porém próximas as descritas no granito Pascana, a exceção deste ter um quimismo cálcico, enquanto as demais suítes tendem a ser essencialmente cálcio-alcalinas (Fig. 31A a C).

As razões entre álcalis aqui descritas destaca a forte atuação dos íons Ca na química das rochas do maciço São Lourenço, em especial, no plúton Saubinha e Pascana.

O aumento relativo de Na_2O, K_2O e CaO em detrimento do Al_2O_3 pode ser um reflexo da transformação do plagioclásio (oligoclásio-albita) para albita rica inclusões de fluorita. Característica que acarreta em razões baixas de A/CNK e A/NK, além de um quimismo mais cálcio-alcalino a cálcico para as rochas mais evoluídas e, portanto, mais afetadas por processos tardi a pós-magmáticos.

A partir das análises modais, dados das normas expostos na tabela 9 (amostras restritas a este trabalho) e na figura 32 (compilado deste e de trabalhos pretéritos), pode-se observar também as variações químicas no maciço São Lourenço.

O aspecto marginalmente metaluminoso (subaluminoso) é evidenciado pela raridade de rochas com Acmita (Ac) e/ou Corindon (C) normativo. Conforme Ragland, (1989), o campo peralcalino é representado por rochas com Ac, Diopsídio (Di) e Ortoclásio (Or)/Albita (Ab) normativa; enquanto que o campo peraluminoso, por Anortita (An), C e Or/Ab; sendo o metaluminoso representado, essencialmente, por Di, An e Or/Ab.

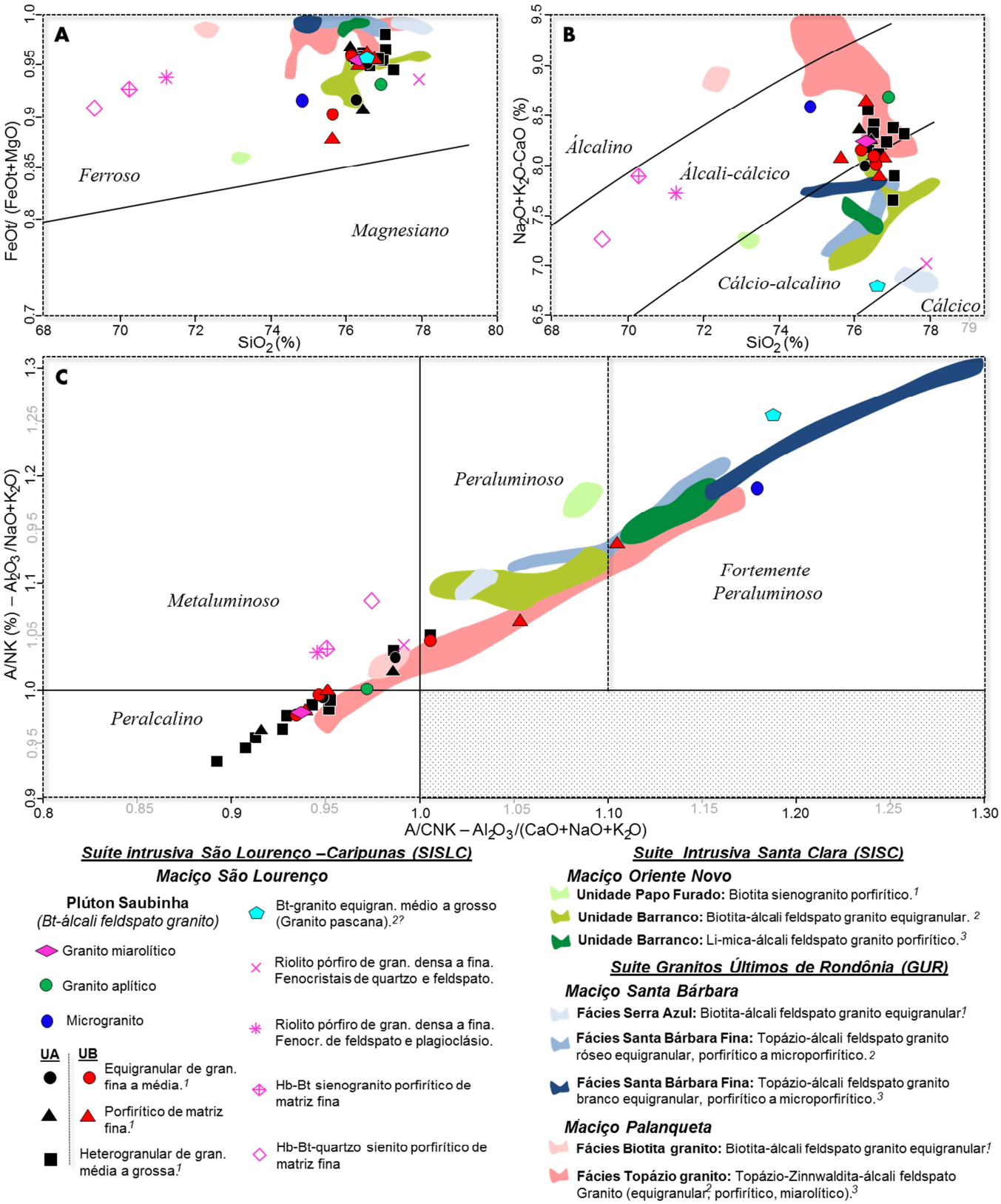


Figura 31. A e B) Diagramas de FeOt/ (FeOt +MgO) x SiO2 e de (K2O + Na2O) x SiO2 de Frost *et al.*, (2001); C) Diagrama de alumina saturação de Shand (1943). Amostras comparativas das diferentes fácies dos maciços Oriente Novo; Santa Barbará e Palanqueta.

Neste sentido, de acordo com a composição normativa, as rochas do maciço São-Lourenço tendem a apresentar valores normativos muito mais elevados para anortita (An) do que para diopsídio (Di). Razões que enquadram, apesar dos processos metassomáticos, as rochas do plúton Saubinha mais no campo essencialmente metaluminoso do que o peracalino.

Considerando ainda estas razões, no gráfico de dispersão das porcentagens dos minerais normativos (Fig. 32), é possível observar que as fácies heterogranulares da UA, e as equigranulares da UA e a UB, tendem a apresentar os maiores valores normativos de anortita.

Neste caso, as fácies mais centrais da UA tendem a ter características mais metaluminosas do que as fácies porfiríticas sem coríndon normativo da UB.

Ainda de acordo com a norma, o plúton Saubinha é composto por rochas, essencialmente, a base de quartzo (Q), feldspato potássico (Or) e albita (Ab) normativa. Características que tipificam rochas altamente evoluídas com índices de diferenciação (ID: Q+Ab+Or) elevados, próximos a 100%. (93,5 < ID > 96.6) (ver Fig. 32).

Valores acima dos observados para o quartzo sienito (ID: 86.2), sienogranito porfíritico (ID: 88,87), riolito pórfiro (89,5 < ID > 93.9) e para o biotita granito (Pascana – ID: 92,357) do maciço São Lourenço.

Estes valores de ID são, em geral, também acima dos descritos nos maciços Oriente Novo: (89,5 < ID > 95,7) e Santa Bárbara (92,1 < ID > 95,2). Tendo maiores similaridades com os observados no maciço Palanqueta (93,53 < ID > 98.5).

No caso da comparação com rochas ultrafracionadas a base de topázio e Mica-Li, os conteúdos de Al_2O_3 destes minerais citados, tendem a entrar na norma do coríndon, o que rebaixa o ID. Reforça assim, a necessidade da comparação do ID em fácies de mineralogia semelhante, além de se considerar também possíveis efeitos metassomáticos (abertura do sistema).

Corroborando o aspecto evoluído do granito Pascana, descrevem-se nele os maiores valores de coríndon normativo (2,079) do maciço São Lourenço. Valores também acima dos observados nas fácies mais especializadas à mineralizadas nos maciços Oriente Novo (C: 1,71), Santa Bárbara (C: 1,83) e no Palanqueta (C: 1,89). No maciço Santa Bárbara, abaixo apenas da amostra (AM-134) de topázio-álcali feldspato granito porfíritico de matriz fina e coloração branca (C: 3,08).

Tabela 9 – Dados do cálculo da norma CIPW e índice de diferenciação (ID = Q + Or + Ab) para as diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha. Abreviações segundo Hutchison (1974): Q = quartzo; C = coríndon; Or = ortoclásio; Ab = albita; An = anortita; Ac = Acmita).

Rocha	Bt-Álcali feldspato granito												
Ocorrência	UNIDADE A							UNIDADE B			LENTE	ROCHAS DE DIQUE	
Fácies	HETEROGRANULAR			EQUIGRANULAR		PORFIRÍTICO		PORFIRÍTICO		EQUIG.	MIAROL.	MICROG.	APLITO
Amostra nº	SLV-30	SLV-90	DDH08-SLV01	DDH22-SLV07	DDH07-SLV04	SLV 17	DDH08 SLV-02	DDH11-SLV01	DDH16-SLV01	DDH05-SLV12	DDH16-SLV05	SLV-13	DDH16-SLV07
Q	36.085	34.83	38.389	37.096	36.619	36.389	34.864	36.384	37.008	36.216	35.555	35.608	36.257
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.062	0
Or	32.976	32.622	30.967	34.335	32.858	33.39	35.399	32.149	32.149	32.622	33.744	34.631	38.059
Ab	26.654	28.778	25.385	22.931	25.808	25.47	25.554	27.247	25.808	26.739	26.316	24.116	22.254
An	0.595	0	2.381	2.054	1.021	1.371	0.267	0.721	1.375	0.563	0.608	0.154	0.934
Ac	0	0.018	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DI	0.43	0.322	0	0	0.484	0	0.269	0.376	0.376	0.43	0.43	0	0.335
ID	95.715	96.23	94.741	94.362	95.285	95.249	95.817	95.78	94.965	95.577	95.615	94.355	96.57

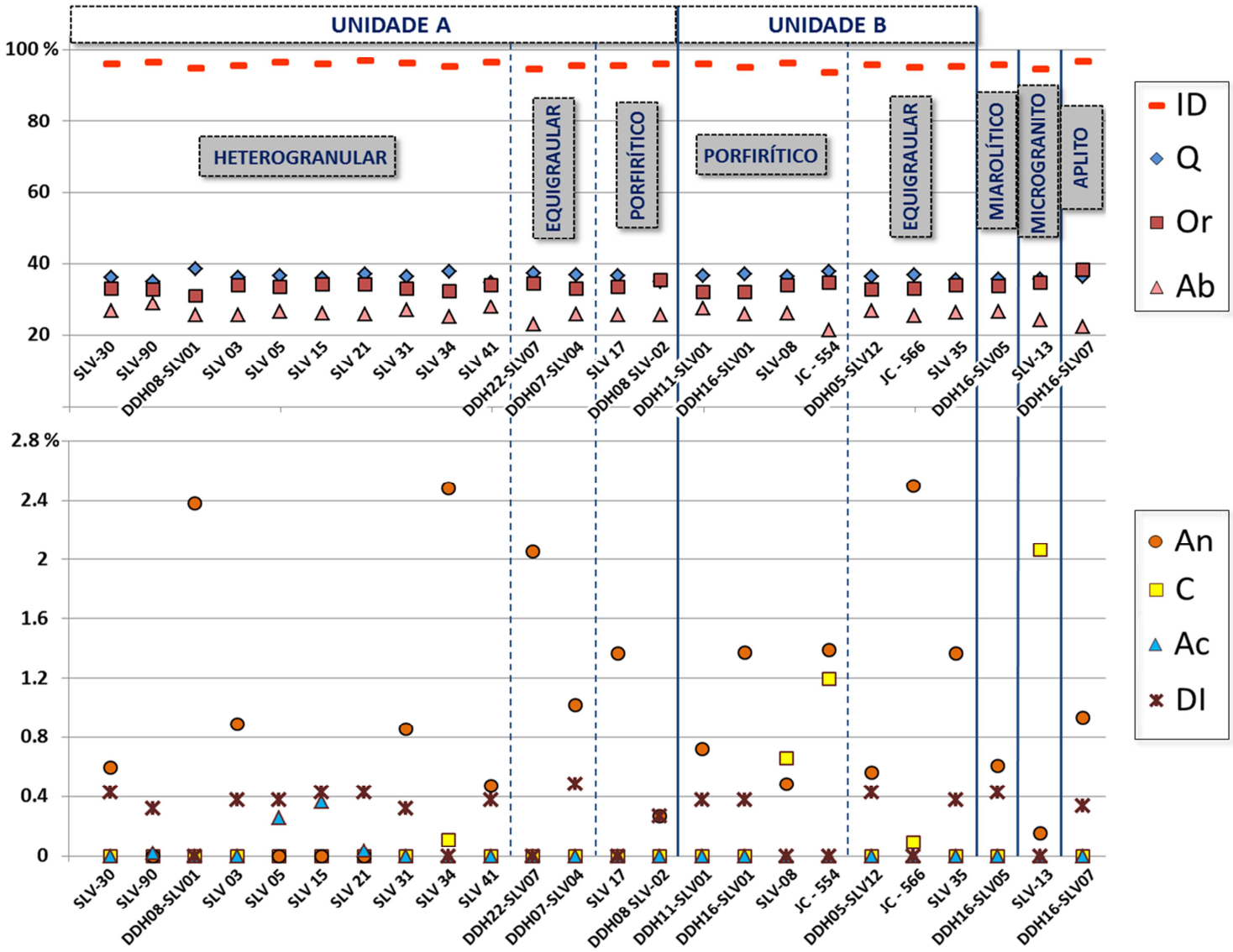


Figura 32. Gráfico de dispersão das porcentagens dos minerais normativos nas diferentes fácies do plúton Saubinha. Destaque para o elevado índice de diferenciação; ID: quartzo (Q) + albita (Ab) + ortoclásio (Or) com valores próximos a 100%, e da raridade de acmita (Ac) e coríndon (C) normativos. Ressalta-se também os valores mais elevados de anorita (An), em específico, nas fácies heterogranulares da equigranulares da UA, e equigranulares da UB. Amostras identificadas com DDH referentes ao atual trabalho, e as apenas com SLV, ao mapeamento realizado por Farias (2017). Amostras JC-554 e JC-566 de Leite Jr (2013).

II. 3.5. ASPECTOS GENÉTICOS E EVOLUTIVOS DO MAGMA.

II. 3.5.1. Temperatura do magma

A temperatura do magma foi estimada com base nas temperaturas de saturação do **zircão**, da **apatita** (WATSON & HARRISON, 1984); e **monazita** (MONTEL, 1993). Fases minerais acessórias descritas nos biotita granitos do plúton Saubinha e Pascana.

No cálculo da temperatura de saturação do **zircão** ($T°_{zircão}$) foi empregado os valores molares de Na, K, Ca, Al, Si, expressos pela razão M: (Na+K+2Ca/(Al.Si)) e as concentrações em ppm de Zr para representação da composição do fundido.

As $T°_{zircão}$ calculadas para o plúton Saubinha são semelhantes entre as diferentes fácies da UA e UB, compreendidas entre $813,3 < T°_{zircão} > 848,6ºC$ com valores médios de 827,09ºC. Estas temperaturas diferem-se, contudo, para os diques de microgranito e aplito, os quais apresentam as temperaturas mais baixas para o plúton Saubinha, respectivamente de 803,1ºC e 782,4ºC; e para a lente de granito miarolítico com os valores mais altos: 850,6ºC.

No geral, as rochas do plúton Saubinha exibem valores de $T°_{zircão}$ mais elevados do que àqueles obtidos no granito Pascana, com $T°_{zircão:}$ 786,8ºC.

A temperatura de saturação da **apatita** ($T°_{apatita}$) foi calculada de forma semelhante. Neste caso, foram obtidos valores médios de $T°_{apatita}$ ainda mais altos para as rochas do plúton Saubinha, compreendidos entre 824,3 e 899,7ºC (média de 871.21ºC).

A temperatura para os diques foram mais divergentes com valores mais altos para o microgranito (901,8º) e para o aplito (859,9ºC). A lente de granito miarolítico, assim como o granito Pascana, apresentou valores semelhantes aos obtidos com a $T°_{zircão}$ respectivamente de 854,8ºC e 772,8ºC.

No cálculo da temperatura de saturação da **monazita** ($Tº_{monazita}$), além da soma dos elementos terras raras (Σ ETRs), foi calculado os valores molares de Na, K, Li, Ca, Al, e Si, expressos pela razão D: (Na+K+Li+2Ca)/2Al+Al.Si). A relação entre estes índices apresentou temperaturas mais próximas àquelas identificadas no cálculo da $T°_{zircão.}$

As $Tº_{monazita}$ para as fácies da UA e UB do plúton Saubinha compreenderam valores entre 799,8 e 873,3ºC (média de 846,1ºC); e para o granito miarolítico

$T^{\circ}_{monazita}$ 862,4ºC. Os valores mais discrepantes foram descritos para o aplito (888,0ºC) e para granito Pascana (892,2ºC).

Nos modelos de solubilidades de **zircão** e da **apatita** propostos por Watson & harrison (1984); e de **monazita** por Montel (1993) a solubidade/ concentração de Zr, P_2O_5, e de terras raras tendem a aumentar com a elevação da temperatura no magma.

Entretanto, os valores de temperatura obtidos por meio da saturação da apatita e monazita foram, em geral, acima das descritas pela saturação do zircão, tendo também os maiores desvios padrões (Tabela 10).

Tabela 10 – Temperaturas mínimas, máximas e médias obtidas para as amostras do plúton Saubinha e, comparativa do Granito Pascana por meio da saturação do zircão, apatita e monazita.

		N*	$T^{\circ}_{zircão.}$	$T^{\circ}_{apatita}$	$T^{\circ}_{monazita}$
SAUBINHA	**UA E UB:** Bitotita-álcali feldspato granito	23	813,3 - 848,6ºC (média 827,1ºC ±5.7)	824,3 - 899,7ºC (média 871,2ºC ±8.7)	799,8 - 873,3ºC (média 846,1ºC ±7.6)
	Granito Miarolítico	1	850,6	854,8	862,4
	Dique de microgranito	1	803,1	901,8	*
	Dique aplítico	1	782,4	859,9	888,088
Biotita Granito **(PASCANA)**		1	786,8	772,8	892,2

N*: Número de amostras

Segundo Yang *et al.*, (2008) estas variações podem ser reflexo, no caso da saturação da apatita, de outras fases minerais portadoras de P_2O_5 (a exemplo a monazita). De forma semelhante, a Tº de saturação de monazita com outras fases minerais portadoras de terras raras (a exemplo a apatita).

Neste sentido, as temperaturas de saturação do zircão para o plúton Saubinha (803,1 < $T^{\circ}_{zircão}$ > 850,6ºC – média de 827,0ºC) são as mais coerentes. Têm-se com isso o zircão como a principal fase mineral sequestradora de Zr, sendo os valores de $T^{\circ}_{zircão}$, de fato, os representantes das máximas temperaturas de saturação do zircão no magma (Fig. 33).

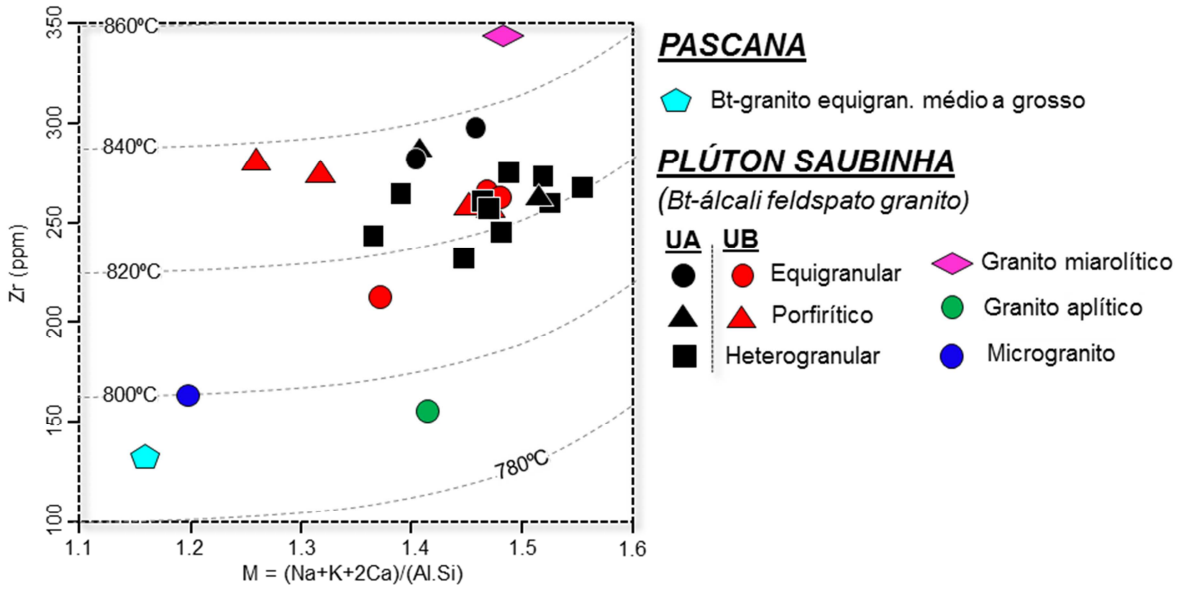


Figura 33. Diagrama com a estimativa da temperatura do magma por meio da temperatura de saturação do zircão ($T°_{zircão}$). Modelo proposto por Watson & Harrison (1983).

II. 3.5.2. Nível de colocação do magma e processos metassomáticos.

No diagramas Q Ab Or normativo, as fácies do plúton Saubinha plotam, de forma bem homogênea, entre o *trend* dos ternários minímos a P_{H2O}=0 de Luth (1969, apud Barker *et al.*, 1975) em pressões próximas a 1 kbar, e daqueles saturados em água de Tuttle e Bowen (1958) e Luth et. al (1964) a pressões de 0,5 kbar e 0% de F. Com valores mais próximos deste último. Os resultados sugerem rochas pouco hidratadas que se alojaram em profundidades próximas a 3.6 km, de caráter essencialmente epizonal (Fig. 34A).

Ademais, as amostras incidem próximas ao centro do diagrama e, aparentemente não revelam nenhuma tendência para o lado Q-Or ou Ab-Or (Fig. 49B). Neste sentido, sugerem-se processos metassomáticos de caráter geral, pervasivo, visto que alterações potássicas, sódicas associadas às fraturas tendem a apresentar uma tendência bem definida com disparidades nos valores, visto a variação da intensidade da alteração (BETTENCOURT, 1992).

Na análise intrasuíte, o granito Pascana junto com o riolito pórfiro ocorre próximo aos ternários saturados a 0,5 kbar, com uma leve tendência para processos de silicificação e greisenização. Quando comparados com as outras suítes da Província, os maciços Oriente Novo e Santa Barbará apresentam-se próximo aos ternários minímos saturados a pressões entre 0,5 e 1 kbar a 0% de F, enquanto o maciço Palanqueta com amostras desde 1 a 5 kbar, com até 2% de F. Sendo as fácies do plúton Saubinha, mais compatíveis com as rochas do maciços Oriente Novo e Santa Bárbara do que com os do maciço Palanqueta.

No diagrama de processos metassomáticos de Stemprok (1979), as fácies dos maciços Oriente Novo e Santa Barbará plotam mais homogeneamente próximo ao centro com uma leve tendência para silicificação e greisenização. As fácies do maciço Palanqueta, de forma bem heterogênea, apresentam destacada tendência para o limite Ab do diagrama ternário. Destaca-se, contudo, a homogeneidade das fácies do plúton Saubinha que se apresentam muitas vezes, sobrepostas, e próximas ao centro do diagrama sem destaque para as pequenas tendências observadas nas diferentes fácies das outras suítes (Fig. 34A e B).

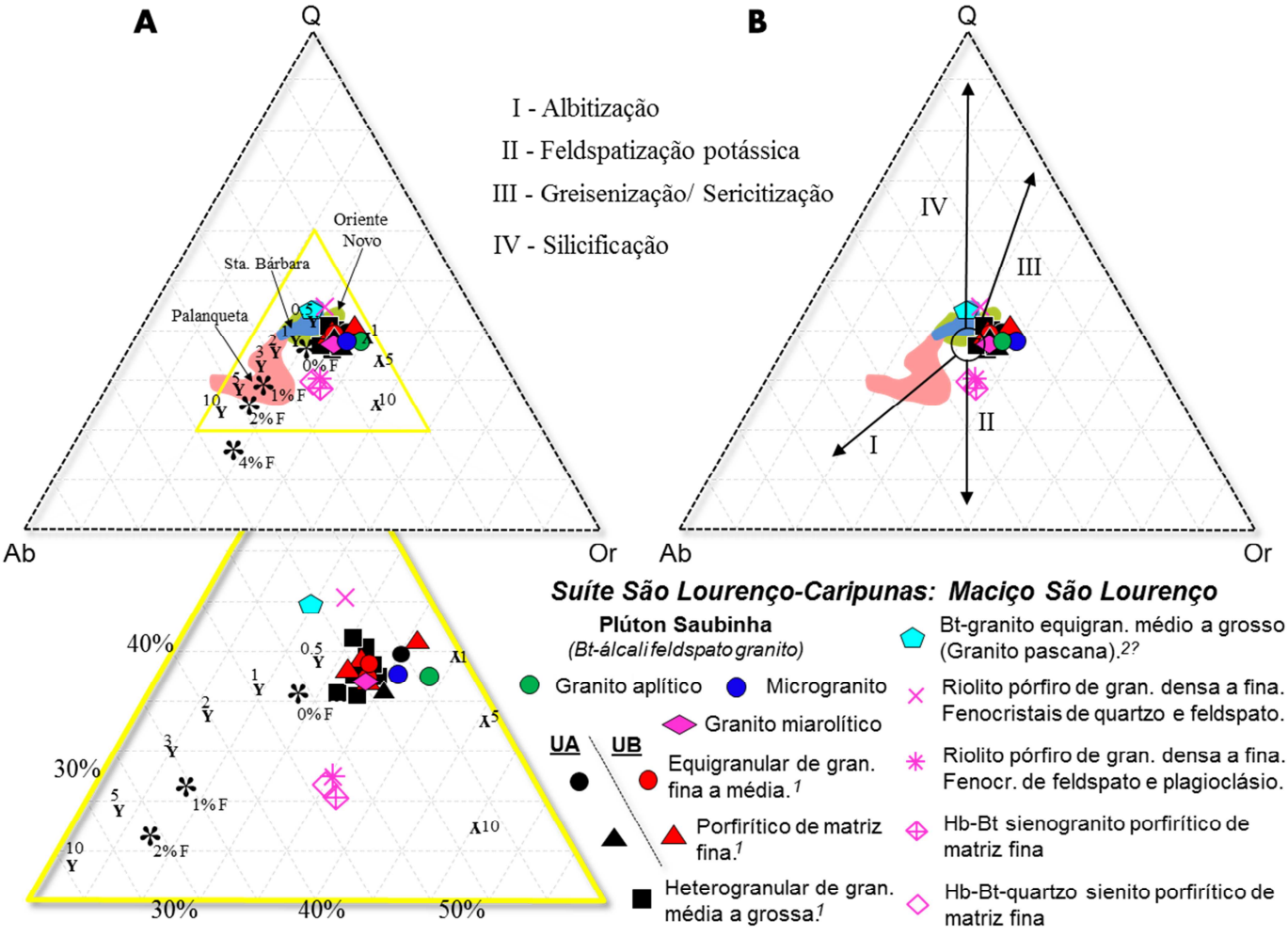


Figura 34. Diagramas ternários Q Ab Or normativos A) Ternários minímos (Y) Ptotal= PH2O=0.5; 1; 2; 3; 5; e 10 kbar (Tuttle & Bowen 1958, Luth et. al 1964); ternários minímos anidros (λ) Ptotal= 1; 5 e 10 Kbar (Luth 1969, apud barker et. al 1875) e ternários mínimos a Ptotal = 1Kbar, com excesso de água e com 1, 2 e 4% F (*) (MANNING, 1982) e de temperatura de Luth et. al (1964). B) Tendências de mudanças nas composições normativas de granitos de acordo com os processos pós-magmáticos indicados, segundo Stemprok e Skvor (1974). Amostras comparativas dos maciços Oriente Novo (LEITE JR., 2002), Santa Barbará (SPARRENBERGER, 2003) e Palanqueta (FOSTER, 2016).

II. 3.6. ANÁLISE COMPARATIVA DE FERTILIDADE INTRA E INTERSUÍTES

Na análise litogeoquímica geral do plúton Saubinha foi possível compará-lo internamente entre as diferentes fácies que o compõem, avaliá-lo na escala do distrito e do maciço São Lourenço, além de correlacioná-lo com outros maciços na PER.

Na escala da PER utilizou-se os depósitos primários de estanho como referência da Suíte Santa Clara: maciço Oriente-Novo (LEITE JÚNIOR, 2002), e dos Últimos de Rondônia: maciços Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e Palanqueta (FOSTER, 2016).

Numa análise geral, observa-se que os granitos ultrafracionados especializados à mineralizados em Sn nestes depósitos apresentam características fortemente peraluminosas evidenciadas pelos valores de A/CNK e A/NK > 1.1, além do aspecto fortemente ferroso com razões FeO_T/ (FeO_T+MgO) próximas a 1,0.

A característica fortemente evoluída, a base de quartzo, albita e feldspato potássico ± topázio, observada nestes granitos reflete também nos elevados valores nas razões de K/Ba, Rb/Ba; Rb/Sr.

Ademais, o aspecto fortemente especializado destes granitos é responsável, em suas fases finais, pela inversão da ordem de cristalização. Ou seja, há aumento dos valores de Al_2O_3 e Na_2O em detrimento do potássio o que reflete também nas elevadas razões de Na/K e ou baixas de K/Na descritos nas fácies graníticas geneticamente vinculadas à mineralização.

Complementando as razões químicas observadas nestes granitos, têm-se os valores de Y/Nb > 1,2; defendidos por Bonin (2007), como mais característicos para granitos tipo A que se desenvolvem na fase final de orógenos.

Na análise específica dos elementos-traço e terras raras destes granitos, destaca-se as principais anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, Ti e Eu, quantificadas pelas respectivas razões Ba/Ba*; Nb/Nb*,Sr/Sr*, Ti/Ti* normalizadas pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995) e, de Eu/Eu* pelo condrito de Boynton (1984).

O aspeco evolúido destes granitos reflete em maiores anomalias negativas de Ba/Ba*; Sr/Sr*, Ti/Ti* e Eu/Eu* com razões bem inferiores a 1,0; e baixas anomalias negativas de Nb com razões Nb/Nb* mais próximas a 1,0.

A mineralogia simples dos granitos ultrafracionados, essencialmente a base de feldspato K/Na, quartzo ± topázio com pouquíssimos minerais varietais, reflete no

relativo empobrecimento em terras raras, sobretudo, dos terras raras leves sobre os pesados (que tendem a concentrar nas fácies menos evoluídas).

Características que complementada com as demais implicam em baixas razões de La/Sm; La/Yb e Gd/Yb além de menores valores na soma de terras raras.

Reunidas todas estas características que retratam a fertilidade dos corpos mineralizados à Sn na PER, sumariza-se na Tabela 11, estas razões químicas no plúton Saubinha.

Na análise interna ao plúton, observa-se que as rochas da UA, sobretudo, os tipos heterogranulares, são as que mais se aproximam das razões apontadas acima. Fato que corrobora o trend evolutivo apontado das rochas da UB para os da UA. Entretanto, estas razões são ainda muito distantes das observadas nos granitos mineralizados.

Na análise intrasuíte, no maciço São-Lourenço, destaca-se o biotita granito a oeste (Pascana) com características ainda mais próxima dos granitos especializados à mineralizados. Entretanto, exibe valores bem contrastantes, abaixos, com as fácies mais especializadas a mineralizadas dos outros depósitos, a saber: maciço Oriente Novo (Unidade Barranco: Li-Mica-álcali feldspato granito porfíritico fino a muito fino); maciço Santa Bárbara (Unidade Santa Bárbara: Topázio-álcali feldspato granito porfíritico fino de cor branca); e maciço Palanqueta (topázio-zinnwaldita-álcali feldspato granito pórfiro). Razões químicas gerais caracterizadas na tabela 12.

Na análise intersuítes, contudo, podem-se equiparar as fácies do plúton Saubinha e do Granito Pascana com as dos outros depósitos. Neste sentido, o plúton Saubinha apresenta litotipos com razões químicas bem similares a de granitos precursores/não mineralizados do maciço Oriente Novo (Unidade Papo Furado: Biotita sienogranito porfíritico fino); maciço Santa Bárbara (Unidade Serra Azul: Biotita-álcali feldspato granito equigranular médio a grosso); e do maciço Palanqueta (Biotita-álcali feldspato granito equigranular).

Ao mesmo passo que, o granito Pascana tende a ser equiparado com as suítes precursoras a mais especializadas dos diferentes depósitos, a ex: Biotita-álcali-feldspato granito equigranular da Unidade Papo Furado (MON), e os topázio granitos fácies porfirítica rosa do maciço Santa Bárbara e equigranular a miarolítico do maciço Palanqueta (Tabela 13).

Tabela 11 – Razões químicas do Plúton Saubinha em proporções molares do óxido[1], em peso de óxidos[2], e em partes por milhão[3].

Rocha	Bt-Álcali feldspato granito												
Ocorrência	UNIDADE A							UNIDADE B			LENTE	DIQUES	
Fácies	HETEROGRANULAR			EQUIGRANULAR		PORFIRÍTICO		PORFIRÍTICO		EQUIG.	MIAROL.	MICROG.	APLITO
Amostra nº	SLV-30	SLV-90	DDH08-SLV01	DDH22-SLV07	DDH07-SLV04	SLV 17	DDH08 SLV-02	DDH11-SLV01	DDH16-SLV01	DDH05-SLV12	DDH16-SLV05	SLV-13	DDH16-SLV07
A/ CNK[1]	0.930	0.913	0.987	0.988	0.949	0.986	0.916	0.939	0.951	0.934	0.935	1.178	0.972
A/ NK[1]	0.975	0.955	1.035	1.029	0.992	1.017	0.962	0.982	0.998	0.977	0.977	1.189	1.002
FeO_T/ (FeO_T+MgO)[2]	0.951	0.963	0.981	0.918	0.954	0.910	0.970	0.957	0.962	0.954	0.956	0.918	0.933
Na/K	0.918	1.003	0.930	0.758	0.549	0.866	0.819	0.961	0.911	0.930	0.885	0.790	0.663
K/Na	1.090	0.997	1.075	1.320	1.122	1.154	1.221	1.040	1.098	1.075	1.130	1.266	1.508
K/ Rb[3]	126.790	133.831	123.931	143.547	154.369	157.328	153.003	132.047	126.145	140.998	181.615	111.320	138.144
K/ Ba[3]	282.667	462.597	189.130	263.561	231.941	183.139	189.072	334.519	272.049	316.029	217.438	212.431	212.149
Rb/ Sr[3]	46.253	31.981	27.000	22.400	33.222	15.851	18.056	38.000	23.867	27.083	13.050	18.208	35.182
Rb/ Ba[3]	2.229	3.457	1.526	1.836	1.503	1.164	1.236	2.533	2.157	2.241	1.197	1.908	1.536
Y/Nb[3]	5.713	4.472	3.041	3.084	2.667	6.744	3.448	3.361	3.680	3.387	2.082	8.923	3.318
Ba/Ba*	0.048865	0.029963	0.073854	0.059634	NA	0.09056	0.095544	0.042494	0.053274	0.046538	0.075068	NA	0.069104
Nb/Nb*	0.072963	0.085515	0.116691	0.118658	NA	0.067225	0.116359	0.115746	0.105496	0.112812	0.178679	NA	0.097306
Sr/Sr*	0.007048	0.014855	0.019331	0.021426	NA	0.020172	0.034918	0.013259	0.02216	0.016572	0.021505	NA	0.010257
Ti/Ti*	0.075345	0.082418	0.103317	0.117068	NA	0.078109	0.107868	0.086251	0.092545	0.088063	0.087116	NA	0.072707
(Eu/Eu*) cn	0.070	0.060	0.100	0.090	NA	0.130	0.150	0.060	0.070	0.080	0.110	NA	0.120
(La/Sm) cn	3.990	4.130	4.510	4.230	NA	4.470	4.000	4.230	4.160	4.030	4.440	NA	5.060
(La/Yb) cn	7.940	7.040	6.930	6.320	NA	6.200	5.890	5.310	5.620	6.060	7.450	NA	14.260
Gd/ Yb_cn	1.133	1.261	0.947	0.955	NA	0.945	0.912	0.832	0.897	0.944	1.023	NA	1.533
Σ REE (ppm)	558.760	402.070	362.980	379.490	*	477.700	272.880	363.700	362.030	387.390	490.950	*	547.450

Razões químicas mais próximas a de granitos especializados à mineralizados em Sn na PER



Tabela 12 – Comparativos dos índices de diferenciação e razões médias de K/ Na, K/Rb; Rb/Sr e Rb/Ba do plúton Saubinha com os granitos precursores[1] e especializados[2] a mineralizados[3] dos maciços São Lourenço, Oriente Novo (LEITE JR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Destaque para as diferenças nas razões químicas entre as fácies graníticas internas a cada distrito (intrasuíte). As setas, assim como as cores mais avermelhadas, indicam a tendência das razões químicas para os tipos mais especializados a mineraliados (△) em cada maciço.

Maciços	Fácies		Classificação petrográfica	Análise (escala de cores) intrasuítes									
				↗ ID		↘ K/Na		↘ K/ Rb		↗ Rb/ Sr		↗ Rb/ Ba	
SÃO LOURENÇO	Plúton Saubinha	UB: Porfíritica fina[1]	Biotita-Álcali feldspato granito	94.9	±0.94	2.26	±0.07	131.3	±12.9	33.4	±9.22	1.5	±0.50
		UA: Heterogranular média a fina[1]	Biotita-Álcali feldspato granito	95.7	±0.48	2.19	±0.23	149.0	±17.3	32.1	±14.5	2.2	±0.38
	Pascana	Equigranular média a grossa[2]? △	Biotita sienogranito	92.3		1.57	±0.94	37.5	±0.94	96.0	±0.94	13.7	±0.94
ORIENTE NOVO	Papo Furado	Porfíritica fina[1]	Biotita sienogranito	89.52		2.26		144.5		2.90		0.63	
	Barranco	Equigranular média[2]	Biotita-álcali feldspato granito	93.3	±1.2	1.65	±0.54	115.6	±37.6	18.8	±10.0	6.6	±3.86
		Porfíritica fina a muito fina[3] △	Li-mica-álcali feldspato granito	93.9	±0.42	1.24	±0.55	39.4	±17.5	75.3	±33.4	38.3	±17.0
SANTA BÁRBARA	Serra Azul	Equigranular média a grossa1	Biotita-álcali feldspato granito	93.6	±0.24	1.73		61.2	±4.17	40.5	±4.02	9.23	±1.73
	Santa Bárbara	Porfíritica fina rósea2	Topázio-álcali feldspato granito	93.5	±0.86	1.50	±0.49	55.5	±21.8	131.9	±83.1	40.5	±25.1
		Porfíritica fina branca3 △	Topázio-álcali feldspato granito	93.8	±0.92	1.41	±0.62	38.4	±17.1	410.0	±182.2	214.0	±142.68
PALAN-QUETA	PALAN-QUETA	Equigranular[1]	Biotita-álcali-feldspato granito	93.53		1.15		105.2		22.04		5.19	
		Equigranular[2]	Toz-znw-álcali feldspato granito	97.51	±0.74	1.1	±0.07	83.92	±25.39	149.4	±1.02	65.73	±49.88
		Porfirítico[2]	Toz-znw-álcali feldspato granito	96.66	±1.06	1.02	±0.13	78.43	±15.69	124.7	±65.31	58.65	±29.74
		Miarolítico[2]	Toz-znw-álcali feldspato granito	96.68	±0.74	0.66	±0.08	77.29	±1.41	78.21	±3.4	31.47	±4.27
		Pórfiro[3] △	Toz-znw-álcali feldspato granito	97.22	±1.04	1.13	±0.19	99.74	±4.93	189.96	±19.85	226.18	±131.88

Tabela 13 – Comparativos dos índices de diferenciação e razões médias de K/ Na, K/Rb; Rb/Sr e Rb/Ba do plúton Saubinha com os granitos precursores[1] e especializados[2] a mineralizados[3] dos maciços São Lourenço, Oriente Novo (LEITE JR, 2002), Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003), e Palanqueta (FOSTER, 2016). Destaque para as diferenças nas razões químicas entre as fácies graníticas comparadas entre todos os distritos (intersuíte). As setas, assim como as cores verde, amarelo e vermelho, indicam, respectivamemente a tendência das razões químicas para os tipos precursores ( ), especializados ( ) e mineralizados ( ) .

Maciços	Fácies		Classificação petrográfica	Análise (escala de cores) intersuítes									
				↗ ID		↘ K/Na		↘ K/ Rb		↗ Rb/ Sr		↗ Rb/ Ba	
SÃO LOURENÇO	Plúton Saubinha	UB: Porfíritica fina[1]	Biotita-Álcali feldspato granito	94.9	±0.94	2.26	±0.07	131.3	±12.9	33.4	±9.22	1.5	±0.50
		UA: Heterogranular média a fina[1]	Biotita-Álcali feldspato granito	95.7	±0.48	2.19	±0.23	149.0	±17.3	32.1	±14.5	2.2	±0.38
	Pascana	Equigranular média a grossa[2]?	Biotita sienogranito	92.3		1.57	±0.94	37.5	±0.94	96.0	±0.94	13.7	±0.94
ORIENTE NOVO	Papo Furado	Porfíritica fina[1]	Biotita sienogranito	89.52		2.26		144.5		2.90		0.63	
	Barranco	Equigranular média[2]	Biotita-álcali feldspato granito	93.3	±1.2	1.65	±0.54	115.6	±37.6	18.8	±10.0	6.6	±3.86
		Porfíritica fina a muito fina[3]	Li-mica-álcali feldspato granito	93.9	±0.42	1.24	±0.55	39.4	±17.5	75.3	±33.4	38.3	±17.0
SANTA BÁRBARA	Serra Azul	Equigranular média a grossa[1]	Biotita-álcali feldspato granito	93.6	±0.24	1.73		61.2	±4.17	40.5	±4.02	9.23	±1.73
	Santa Bárbara	Porfíritica fina rósea[2]	Topázio-álcali feldspato granito	93.5	±0.86	1.50	±0.49	55.5	±21.8	131.9	±83.1	40.5	±25.1
		Porfíritica fina branca[3]	Topázio-álcali feldspato granito	93.8	±0.92	1.41	±0.62	38.4	±17.1	410.0	±182.2	214.0	±142.68
PALAN-QUETA	PALAN-QUETA	Equigranular[1]	Biotita-álcali-feldspato granito	93.53		1.15		105.2		22.04		5.19	
		Equigranular[2]	Toz-znw-álcali feldspato granito	97.51	±0.74	1.1	±0.07	83.92	±25.39	149.4	±1.02	65.73	±49.88
		Porfirítico[2]	Toz-znw-álcali feldspato granito	96.66	±1.06	1.02	±0.13	78.43	±15.69	124.7	±65.31	58.65	±29.74
		Miarolítico[2]	Toz-znw-álcali feldspato granito	96.68	±0.74	0.66	±0.08	77.29	±1.41	78.21	±3.4	31.47	±4.27
		Pórfiro3	Toz-znw-álcali feldspato granito	97.22	±1.04	1.13	±0.19	99.74	±4.93	189.96	±19.85	226.18	±131.88

II. 4. GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP) EM CRISTAIS DE ZIRCÃO

Os cristais de zircão obtidos no biotita-álcali feldspato granito de granulação média a fina e coloração rósea exposto em lajedo no ponto SLV–05 (UA: Fácies Heterogranular) apresentam morfologia bastante uniforme, com cristais equigranulares em formatos euedrais, prismáticos com terminações pontiagudas.

Exibem bandas de zoneamentos regulares claras e escuras, bordas claras/ transparentes, núcleos mais escurecidos e dimensões entre 0,1 mm e 0,5 mm. De forma geral, podem ser divididos em dois grupos: Um com cristais de zircão bem fraturados e metamitizados (escurecidos), às vezes, quebrados, e outro, com cristais mais regulares menos fraturados e metamitizados. Ambos apresentam poucas inclusões de outros espécimes minerais. (Fig. 35).

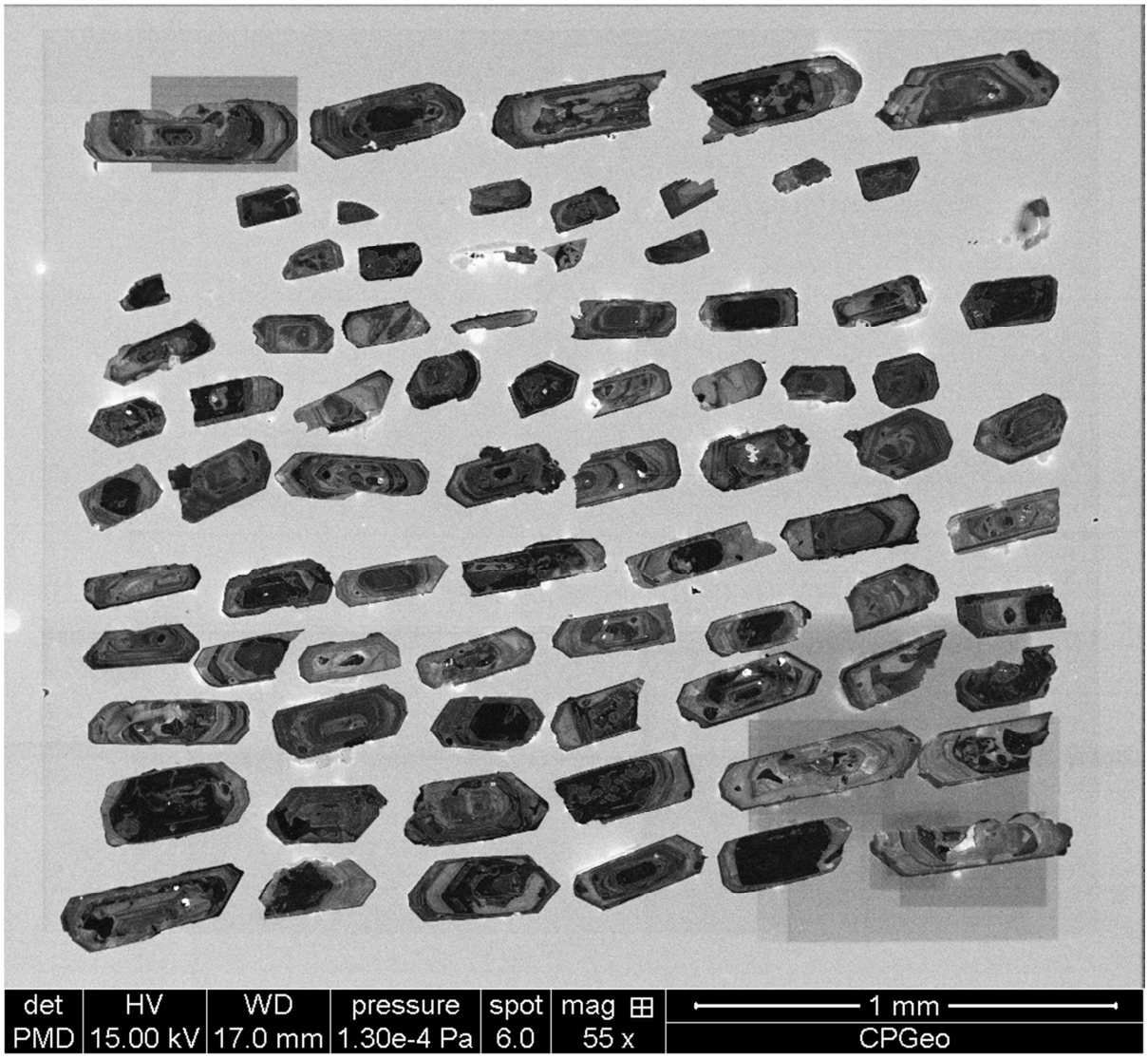


Figura 35. Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão do biotita-álcali feldspato granito de granulação média a fina e coloração rósea (UA: Fácies heterogranular) (SLV–05).

Da seção confeccionada com 77 cristais de zircão foram investigados 18 cristais e realizados um total de 19 análises: dezessete de borda e duas de núcleo. Os resultados obtidos nas análises pontuais (19) em 18 cristais de zircão resultaram em idades de cristalização $^{207}Pb/^{206}Pb$ que variam entre 1.109 Ma – 1.380 Ma com maiores quantidades de idades obtidas entre 1300 e 1330 Ma.

Dentre os cristais de zircão analisados, observam-se ao menos três cristais herdados, com bordas claras, que exibem zoneamento oscilatório, e núcleo escuro e homogêneo, com formatos angulosos e/ ou com feições arredondadas, corroídas e de reabsorção. Os cristais apresentam textura ígnea e parte deles, o zoneamento oscilatório é fraco.

Estes cristais apresentam idades 207Pb/206Pb de 1335 ±12 Ma – 2.1; 1380 ±34 Ma – 12.1 e 1361±66 Ma – 15.1; e valores, em geral, mais elevados de U (365 a 611 ppm) quando comparados com a média obtida nos demais cristais (263 ppm), além de valores de Th, em ppm, entre 100 e 351 (Th com valor médio de 180 ppm).

Observa-se também cristais com bordas claras, irregulares a corroídas, que assim como no núcleo escuro, exibem zoneamento oscilatório. Nestes, o zoneamento nas bordas é fraco, e os cristais de zircão exibem idades 207Pb/206Pb mais recentes: 1285 ±19 Ma – 1.1; 1289 ±24 Ma – 3.2; com valores de U e Th em ppm, respectivamente, entre 152-166 e 61-70. Valores estes bem abaixos da média obtida nas 19 análises (U – 341 ppm; Th – 190 ppm).

Por último, pode-se citar também cristais de zircão com idades 207Pb/206Pb muito discreptantes (ex: 1109 ±24 Ma – 17.1), características que podem refletir em uma idade mista e/ ou até mesmo com problemas de perda de Pb. (Figs. 36 e 37).

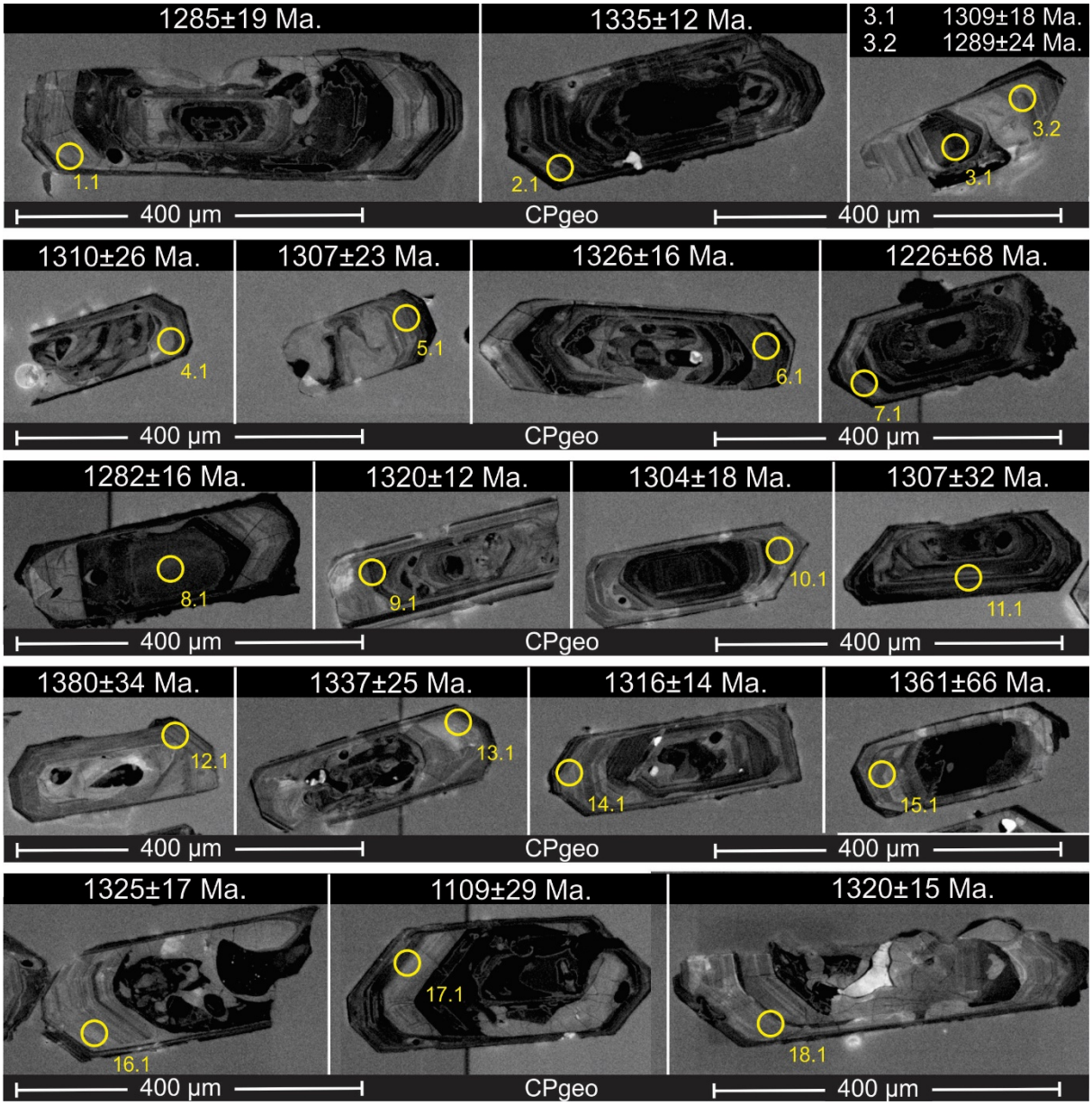


Figura 36. Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão do biotita-álcali feldspato granito de granulação média a fina e coloração rósea (UA: Fácies heterogranular) (SLV–05).Destaque para os locais que foram efetuadas as análises pontuais SHRIMP e respectivas idades obtidas.

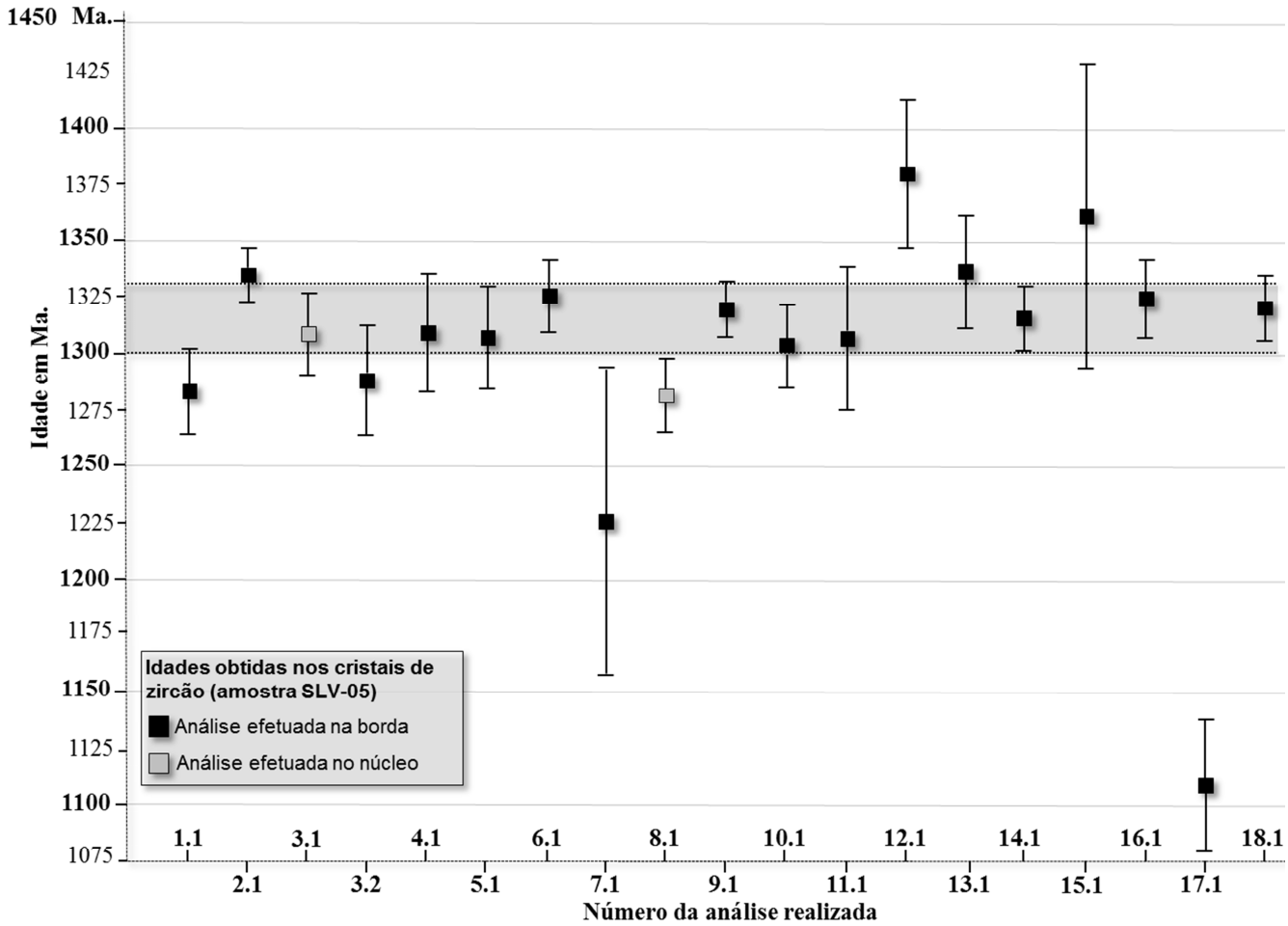


Figura 37. Diagrama de dispersão com as idades e, respectivos desvios, obtidas nos cristais de zircão do biotita-álcali feldspato granito de granulação média a fina e coloração rósea (UA: Fácies heterogranular) (SLV–05). Campo cinza delimitando maior concentração de idades obtidas, especificamente, entre 1300 e 1330 Ma.

Os cristais de zircão analisados apresentaram idades que alinhadas na curva discórdia interceptaram a curva concordia em 1.316 ±12 Ma com *Mean Squares of the Weighted Deviated* (MSWD – dispersão das idades medidas) igual a 1, o que aponta como 1316 ±12 Ma. a idade de cristalização dos cristais de zircão da amostra SLV – 05 (Fig. 38A e B).

Ademais, os cristais de zircão datados apresentam, em geral, baixos valores de U que variavam entre 141 – 611 ppm (Fig. 38C), e baixos de Th com variações entre 50 – 515 e relações de $^{232}Th/^{238}U$ entre 0.28 e 1.01, e erros de $^{207}Pb/^{206}Pb$ 1σ entre 12 e 68 (recalculcados para 2σ), expressos, assim como os demais dados analíticos na tabela 14.

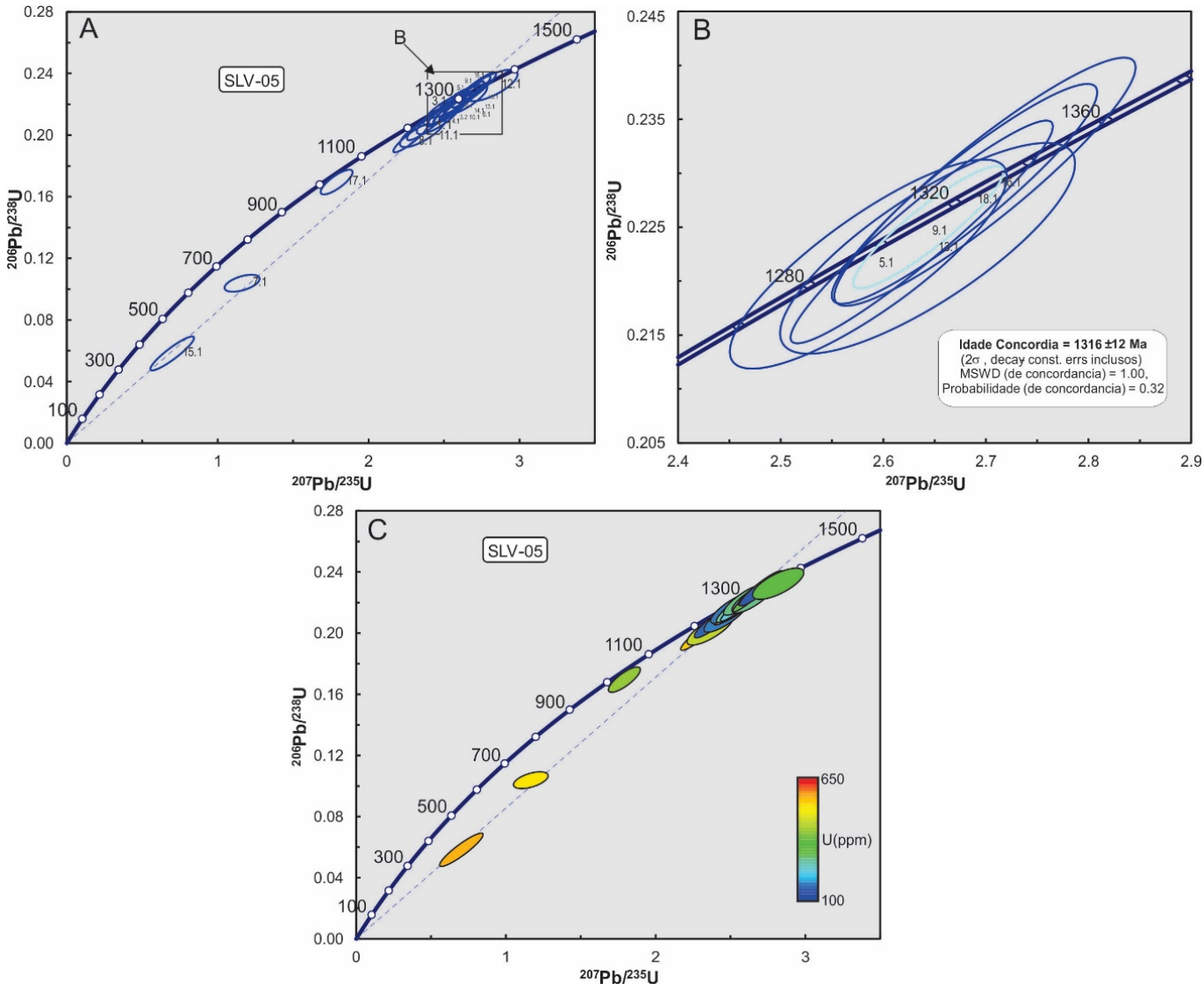


Figura 38. A e B) Diagrama concórdia para os dados U – Pb em cristais de zircão da amostra SLV – 05 com idade concordante de 1.316 ±12 Ma.; C) Diagrama com variação dos valores de U em ppm para as amostras datadas.

Tabela 14 – Dados analíticos U-Th-Pb em zircão (SHRIMP) da amostra SLV 05.

PONTOS SLV05	U ppm	Th ppm	$^{232}Th/^{238}U$	% err	7-corr %com ^{206}Pb	7-corr %com ^{208}Pb	(204corr) $^{206}Pb/^{238}U$ Age	1□ err	(204corr) $^{207}Pb/^{206}Pb$ Idade	1□ err
1.1	152	61	0.41	0.34	0.67	12.25	1211	22	1285	19
2.1	611	269	0.45	0.18	0.89	14.45	1273	20	1335	12
3.1	479	259	0.56	0.44	1.31	15.60	1254	20	1309	18
3.2	166	70	0.43	0.32	0.67	11.20	1261	21	1289	24
4.1	170	143	0.87	0.25	1.17	18.61	1233	22	1310	26
5.1	287	207	0.74	1.42	1.14	16.65	1290	21	1307	23
6.1	343	158	0.48	0.78	0.88	12.88	1269	21	1326	16
7.1	524	515	1.01	0.44	14.69	75.29	637	13	1226	68
8.1	544	429	0.81	0.49	1.54	19.45	1163	20	1282	16
9.1	318	127	0.41	0.67	0.20	3.45	1306	22	1320	12
10.1	272	117	0.44	0.26	0.63	10.25	1264	21	1304	18
11.1	452	191	0.44	0.34	2.33	30.69	1187	22	1307	32
12.1	365	100	0.28	1.33	1.44	23.07	1346	22	1380	34
13.1	284	118	0.43	0.25	1.72	22.82	1298	21	1337	25
14.1	224	96	0.44	0.29	0.30	5.17	1272	22	1316	14
15.1	566	351	0.64	1.34	6.96	71.72	365	27	1361	66
16.1	141	50	0.37	0.39	0.00	0.01	1330	25	1325	17
17.1	409	293	0.74	0.19	3.29	38.83	1009	18	1109	29
18.1	178	58	0.34	0.63	0.00	-0.02	1324	22	1320	15

CAPÍTULO III. ALTERAÇÕES TARDI-MAGMÁTICAS, PÓS-MAGMÁTICAS E TIPOS DE DEPÓSITOS.

III. 1. INTRODUÇÃO

No quadro geral dos processos tardi a pós-magmáticos e mineralizantes no plúton Saubinha descrevem-se estilos pervasivos de metassomatismo potássico e sódico, seguidos por uma greisenização, silificação e alteração argilíca, aos quais são sobrepostos por uma alteração final supergênica/superficial. As alterações descritas como pervasivas afetam todas as fácies graníticas identificadas no plúton.

A greisenização e a silicificação predominam em estilos confinados. Neste caso, respectivamente, na forma de lentes e vênulas subverticais de direção NEE – SWW, associando-se diretamente com a mineralização de cassiterita e sulfetos de Cu, Pb, Zn e Fe.

III. 2. ALTERAÇÕES TARDI E PÓS-MAGMÁTICAS

III. 2.1. ALTERAÇÃO POTÁSSICA

A alteração potássica é a mais bem observada no plúton Saubinha. Observa-se o metassomatismo potássico pela substituição do cristal pretérito de oligoclásio (agora albita) por microclínio em um estágio tardi-magmático e, pela formação pervasiva de filossilicatos de K sobre o feldspato e biotita no estágio pós-magmático.

No estágio tardi-magmático a formação de feldspato potássico comumente inicia-se das bordas para o centro dos cristais pretéritos de oligoclásio, tendo também casos em que o metassomatismo inicia-se nos núcleos mais cálcicos de oligoclásio. Nesta, a substituição dá forma às bordas submilimétricas, contínuas ou não, de albita nos cristais neoformados de microclínio (Fig. 39A e B). Destaca-se que esta textura pode também ter contribuição por meio de uma albitização tardia.

Os cristais secundários de microclínio perdem o aspecto pertítico, as maclas e, às vezes restitos de oligoclásio pretérito acabam preservados no microclínio (Fig. 39C e D).

A fase potássica pós-magmática é representada pela formação de biotita secundária nas bordas e ou nos núcleos dos cristais de albita e biotita primária. Assim como por vênulas finas (< 0,2 mm) de biotita que cortam muitas vezes de forma descontínua a assembleia mineral granítica.

A alteração pós-magmática favorece também a geração de novos cristais anedrais de quartzo, biotita e de sericita/muscovita em detrimento da substituição do plagioclásio e da biotita primária (Fig. 40A e B).

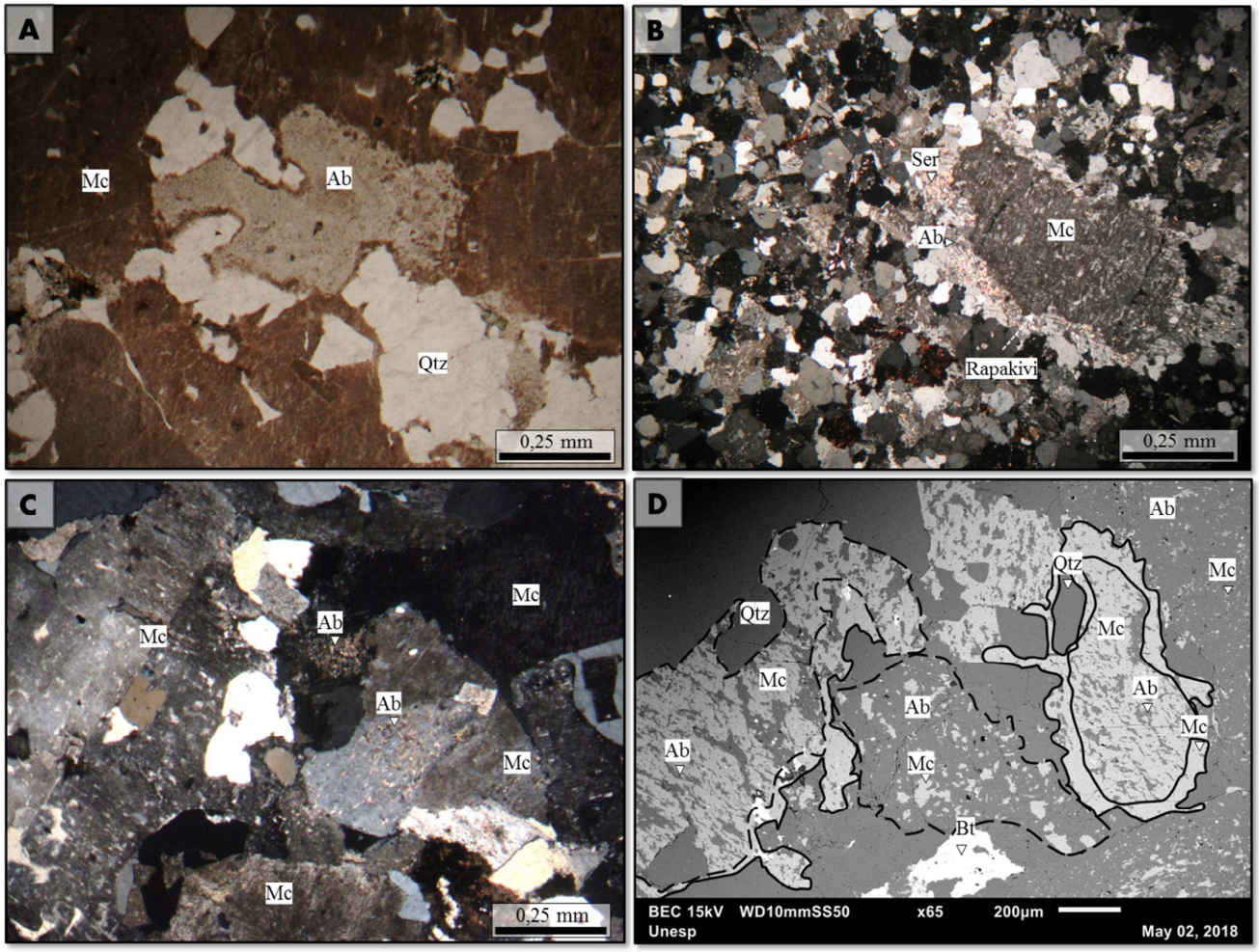


Figura 39. Aspectos texturais da alteração potássica tardi-magmática. A e B) Substituição de albita (Ab)-(oligoclásio) por feldspato potássico (Mc). Em A, a substituição se inicia pelas bordas e, em B, pelo centro dos cristais (borda de albita). C) Relictos de cristais de albita em meio à massa de microclínio; D) Cristais de microclínio não pertíticos sobrecrescidos na borda e ou no centro de cristal de albita. (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV). A: fotomicroscopia com nicois descruzados e em B, C: nicois cruzados.

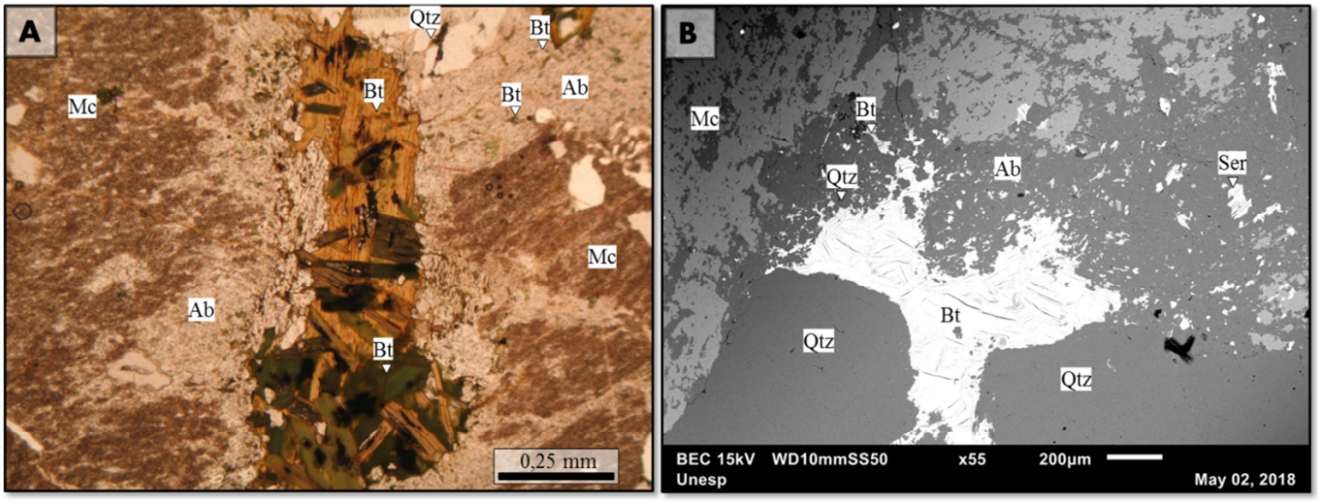


Figura 40. Aspectos texturais da alteração potássica pós-magmatica. A) Sobrecrescimento de biotita (Bt) secundária sobre biotita primária e em meio à albita (fotomicroscopia com nicois descruzados). B) Cristais de biotita (Bt) ± de sericita sobrecrescida em cristais de albita com geração conjunta de diminutos cristais anedrais de quartzo (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtidos em MEV).

III. 2.2. ALTERAÇÃO SÓDICA

A alteração sódica ocorre em estilo pervasivo no plúton Saubinha. A alteração atinge todas as fácies descritas sendo mais bem observada nas rochas de coloração branca, cinza-esbranquiçada cujo aspecto mais límpido, menos oxidado, possibilita a maior diferenciação da albita para o feldspato potássico

O metassomatismo sódico é marcado no estágio tardi-magmático pela formação de pertita-mesopertita. A geração desta textura ocorre com o desenvolvimento de albita na forma de fios e manchas nos núcleos dos cristais de feldspato potássico. A textura pertítica-mesopertítica é responsável, por vezes, pela transformação de quase metade dos cristais de microclínio em albita.

A formação de pertitas/mesopertitas com albita em forma de fios e manchas é mais raramente observada em petrografia, devido sobreposição de alteração, a qual acarreta no acastanhamento “sujidade” do microclínio. Entretanto, de fácil identificação e visualização por meio do MEV (Fig. 41A e B).

A fase tardi-magmática sódica sugere atuar também no desenvolvimento de bordas, límpidas e mais espessas, de albita nos cristais neoformados de microclínio (ver figs. 11 e 14).

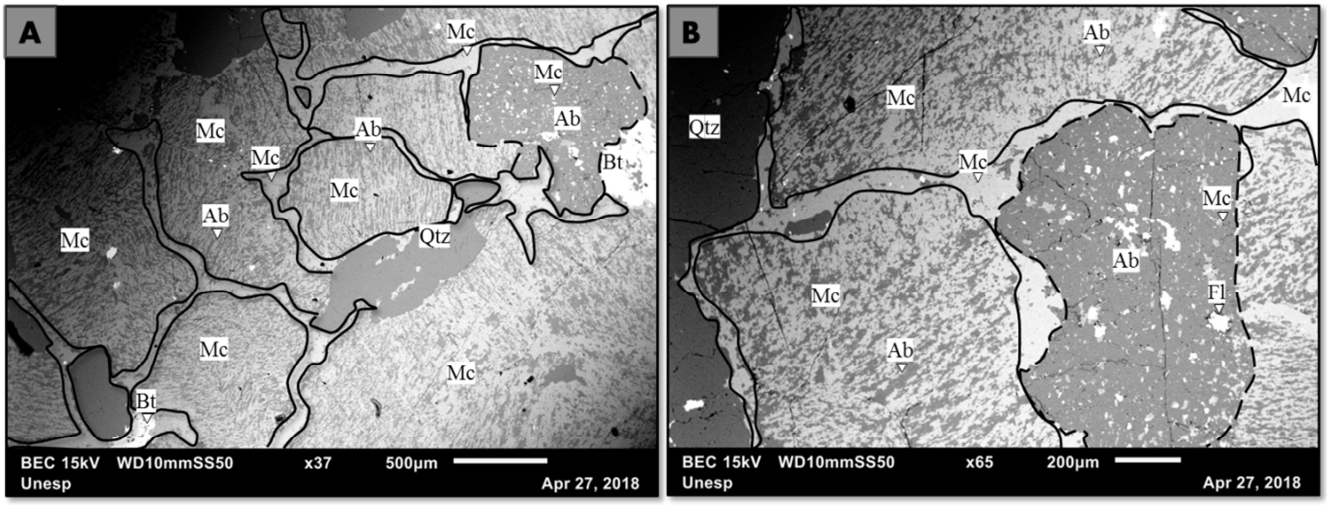


Figura 41. Aspectos texturais da alteração sódica tardi-magmática. A e B) Pertita a mesopertita. Destaque para formação de pertita com bordas de microclínio (Mc). Observam-se também cristais anedrais a subedrais de albita (Ab) rico em inclusões de mica e fluorita (Fl). (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV).

Na fase pós-magmática, o metassomatismo sódico é evidenciado pela descalcificação dos plagioclásios com a consecutiva formação de fluorita na transformação do plagioclásio mais cálcico em albita.

A descalcificação do plagioclásio, de possível composição pretérita oligoclásio-albita, é observada em todas as amostras e se destaca pela ocorrência de diminutas inclusões de fluorita, micas e quartzo sobre a albita.

Muitas dessas inclusões de fluorita apresentam-se com orientações paralelas a direções de clivagem da albita. Citam-se cristais de fluorita com dimensões próximas a 0,1 mm e de até 1,0 mm ora associadas com a biotita ora com a albita (Fig. 42A e B).

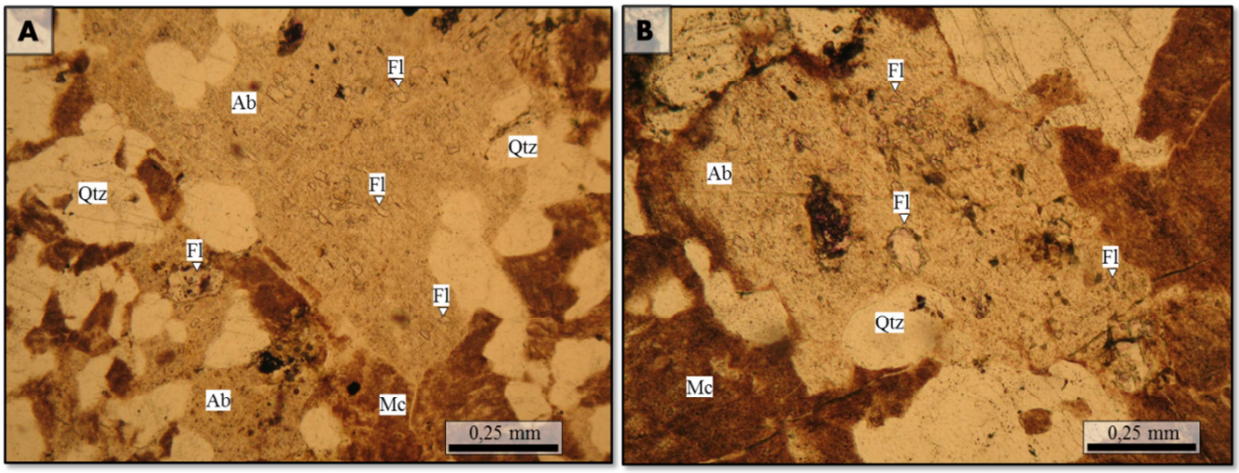


Figura 42. Aspectos texturais da alteração sódica pós-magmática. A e B) Cristais de albita (Ab) ricos em inclusões orientadas ou não de fluorita (fl). Os cristais de fluorita, em geral, são diminutos, mas há também cristais mais bem desenvolvidos de até 1,0 mm. A descalcificação do plagioclásio reflete também na formação de cristais anedrais de quartzo e em menor grau, de micas. (fotomicroscopias com nicois descruzados)

III. 2.3. GREISENIZAÇÃO

A greisenização no plúton Saubinha ocorre em estilos pervasivos e confinados. No estilo pervasivo a alteração é discreta e seletiva, marcada principalmente pela sericitização incipiente da albita e do feldspato potássico tendo também, como característica, a formação de agregados finos de quartzo e mica sobre os feldspatos e a biotita.

O estilo pervasivo apresenta discreta passagem gradual nas zonas fissurais para o estilo confinado, ao qual imprime a rocha colorações acizentadas a enegrecidas. A passagem é representada por um granito com plagioclásio rico em inclusões de sericita, que com avanço da alteração tem-se a albita totalmente consumida.

Na sequência, conforme a proximidade com a zona confinada de greisen dá-se também o começo da transformação da biotita e do feldspato potássico em sericita e ou topázio ± quartzo. Características que refletem em uma textura constituída por uma massa de agregados finos de minerais neoformados em torno de cristais mais resistentes e globulares de quartzo primário. (Fig. 43A e B).

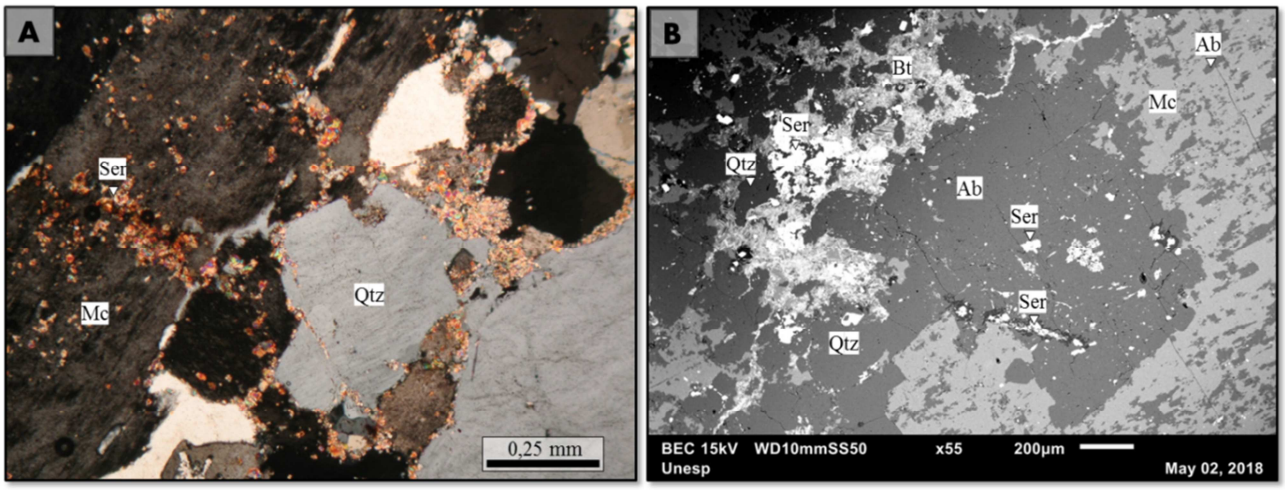


Figura 43. Aspectos texturais da greisenização pervasiva. A) Cristais de microclínio (Mc) com sobrecrescimento de sericita (Ser). Neste estágio já avançado, a albita (Ab) e a biotita (Bt) já estão totalmente consumidas (fotomicroscopia com nicrois cruzados). B) Cristais de albita (ab) com inclusões de sericita. Observam-se também cristais de biotita (bt) com algum sobrecrescimento de sericita (ser), e também, de forma bem subordinada, o microclínio (mc), (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV).

O estilo confinado é representado por greisens lenticulares, subverticais com forte controle estrutural, fissural, marcado pela rigorosa paralelização dos corpos. Representa na área o estágio pós-magmático co-genético com a mineralização estanífera.

Os greisens exibem espessuras delgadas e variadas desde milimétricas até centimétricas (em geral < 30 cm). Nestes corpos confinados têm-se, portanto, a transformação completa da albita e do microclínio para sericita e ou topázio ± fluorita ± quartzo.

Nesta fase, os corpos confinados de greisen são constituídos pela paragênese mineral quartzo ± sericita ± topázio ± fluorita com mineralizações de cassiterita, volframita e, subordinadamente, de calcopirita, galena, esfalerita e pirita.

III. 2.4. SILICIFICAÇÃO

A silicificação no plúton Saubinha ocorre em estilos pervasivos e principalmente confinados. O estilo pervasivo se destaca pelo aumento de sílica livre nas fácies graníticas, com sobrecrescimento de quartzo anedral em cristais de biotita e albita.

A alteração se constitui também por microvênulas de quartzo (com até 0,2 mm), continuas ou não, que seccionam as diferentes fácies no plúton, além de cristais de quartzo com formatos retilíneos, desenvolvidos nos planos de clivagem do feldspato.

O estilo confinado é representado por veios, vênulas, filetes de quartzo estéreis ou com mineralização co-genética de Sn – W e sulfetos de Cu, Pb, Zn e Fe. O quartzo na forma de vênulas, filetes, comumente apresenta coloração esbranquiçada e, por vezes, aspecto leitoso.

Os veios de quartzo estéreis e ou mineralizados apresentam dimensões milimétricas a centimétricas (comumente inferior a 10 cm), tendo assim como os corpos de greisen, um forte controle estrutural marcado pela rigorosa paralelização das vênulas (Fig. 44A e B).

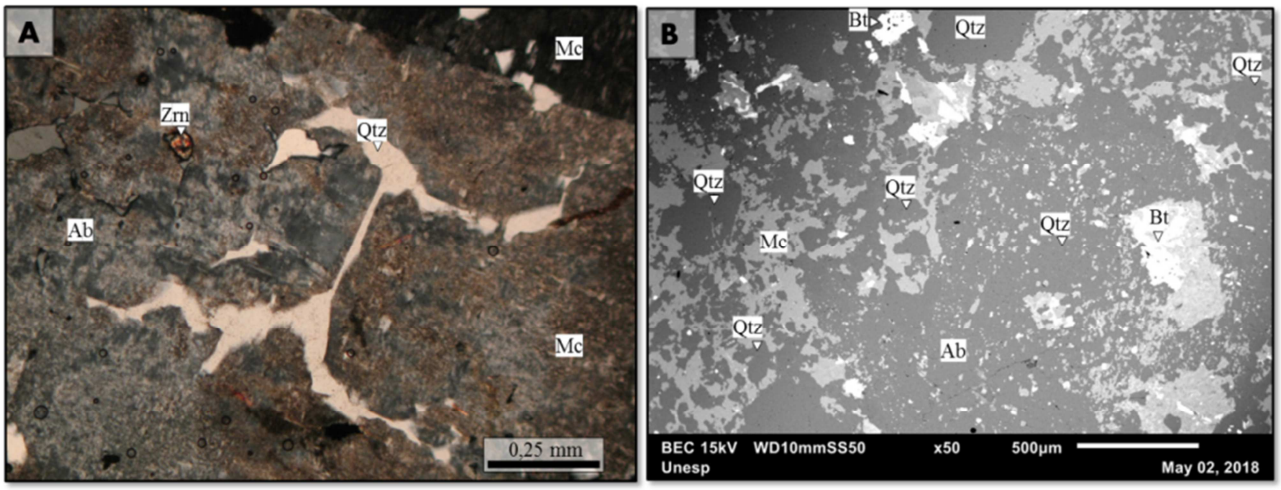


Figura 44. Aspectos texturais da silicificação pervasiva. A) Formação de massas de quartzo (Qtz) em meio aos planos de clivagem, limites dos cristais de microclínio (Mc) e albita (Ab), (fotomicroscopia com nicois cruzados); B) Cristais anédricos a retilíneos de quartzo (Qtz) em meio aos cristais de microclínio, biotita (Bt) e albita, (Imagem de elétrons retro-espalhados (BSE) obtido em MEV).

III. 2.5. ALTERAÇÃO ARGILÍCA E SUPERGÊNICA

A alteração argílica, em estilo pervasivo, representa um dos estágios finais da fase pós-magmática no plúton Saubinha. No atual nível de erosão do corpo magmático a alteração é evidenciada principalmente pela argilização do feldspato potássico, o qual adquire um aspecto manchado.

A alteração argilíca afeta também os cristais de biotita. Nestes, observam-se uma descoloração, muitas vezes intensa, com formação de óxidos e hidróxidos de Fe e, de clorita com dimensões próximas ou inferiores a 0,1 mm em geral sobrecrescidas com ou sem formatos radiais.

Há cristais de biotita inteiramente cloritizadas (despotassificação). Os cristais cloritizados exibem tonalidades claras de verde e birrefringência baixa que conforme Deer *et al*., (1996) é indicativo dos termos intermediários entre chamosita (variedade ferrífera) e clinocloro (variedade magnesiana) do grupo da clorita (Fig. 45A a C).

Restritas as zonas confinadas, venulares e greisenizadas, a alteração argílica de baixa temperatura é responsável também pela formação de carbonato que ocorre disperso na forma de massas disformes a até cristais isolados, sobrecrescido em meio aos filossilicatos, fluorita, quartzo, minerais de minério e de ganga. Ademais, a alteração argilíca é responsável pela formação de calcocita sobrecrescida nos cristais de calcopirita.

Como fase final, relacionada à ação de fluídos meteóricos e até mesmo de relaxamento/ exumação/ erosão do maciço, destaca-se uma alteração supergênica, a qual é representada pela intensa formação de hematita nas zonas mais

estruturadas, apicais do plúton granítico. Nestas, a hematização é destacada pela acentuação da tonalidade avermelhada a rosa-avermelhada que confere as rochas.

A hematização tem, em partes, associação com as zonas ricas em feldspato potássico, vide oxidação e devido à geração de defeitos (cavidades, porosidades microcristalinas) no feldspato potássico (Fig. 45D).

Cita-se também, a hematização pronunciada nas bordas das zonas mineralizadas, confinadas de greisen e/ou de quartzo. A hematização na borda de alguns destes corpos chega a ter halos de alteração de até 10 cm, porém, em geral, são inferiores a 5 cm.

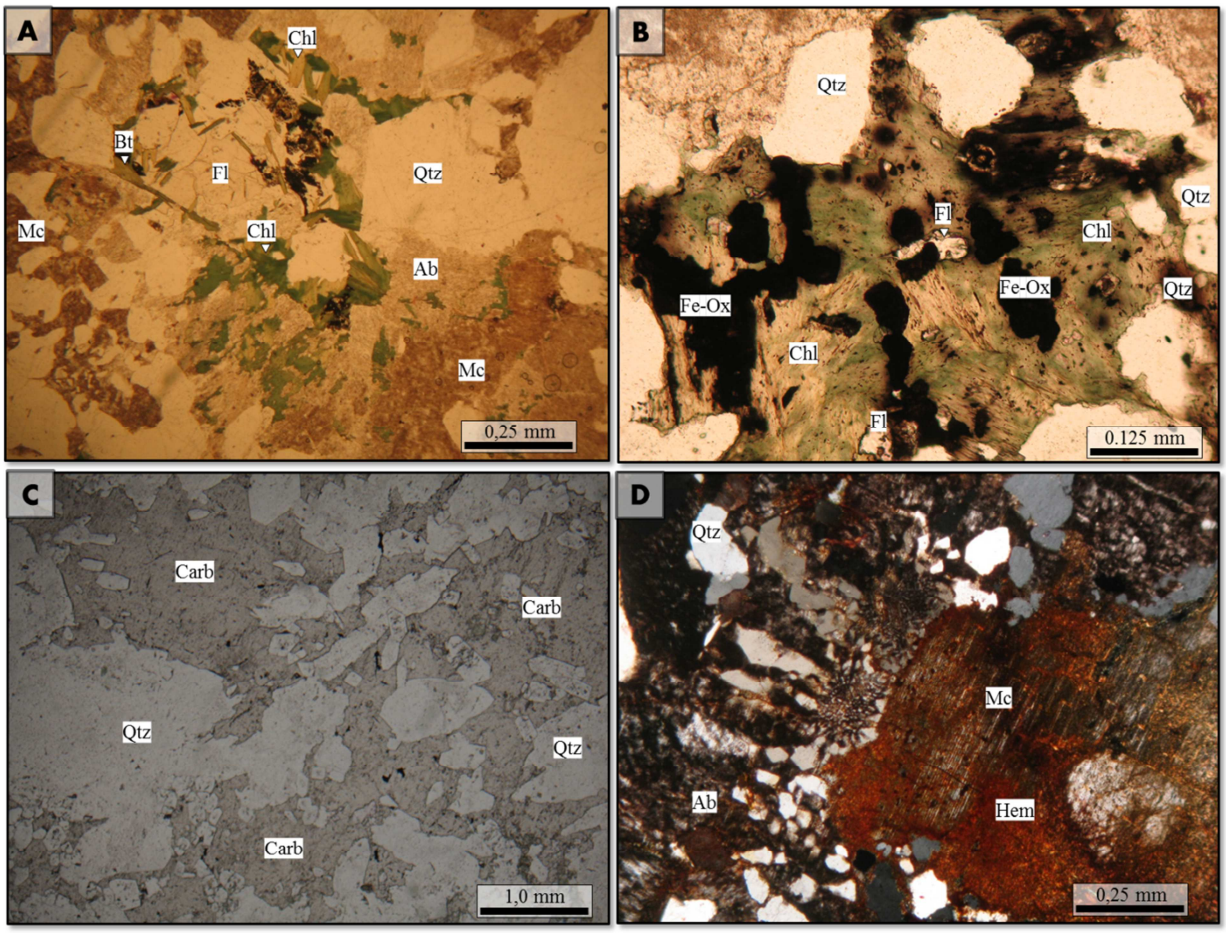


Figura 45. Aspectos texturais das alterações pós-magmáticas finais: Argílica e Supergênica/superficial. A a C) Alteração argílica representada por cristais de microclínio (Mc) de cor acastanhada e pelo sobrecrescimento, total ou não, de clorita (Chl) mais óxido de ferros (Fe-Ox) nos cristais de biotita. C) Zona venular, confinada, com formação intensa de carbonatos (Carb). A a C: fotomicroscopias com nicois descruzados; D) Alteração supergência evidenciada por cristais de microclínio e albita com intenso sobrecrescimento de hematita (hem), (fotomicroscopia com nicois cruzados).

III. 3. TIPOS DE DEPÓSITO

Os depósitos primários de Sn e sulfetos de Cu, Zn, e Pb ocorrem em meio a lentes de greisens e veios de quartzo subverticais de direção NEE – SWW (70 - 80º) hospedados, preferencialmente, na associação de fácies heterogranular do plúton Saubinha.

O sistema de lentes e veios mineralizados exibe maior adensamento, considerado o atual nível erosivo, nos topos das serras do corpo granítico, comumente, em padrões paralelizados (padrão *en-echelon*).

Nestes locais tendem a apresentar densidades entre 2 a 3 veios por metro, com porções de até 5 veios por metro. Quando mais adensado, os veios de quartzo ocorrem entrelaçados como em um padrão *stockwork*.

As lentes e veios de quartzo mineralizados são delgados, centimétricos (~ 60 cm), raramente, ultrapassam 1 metro de espessura. Os greisens, muitas vezes associados com os veios de quartzo, ocorrem frequentemente bordejando-os.

A presença de inúmeras cavas garimpeiras com extensões métricas e de greisens e veios com comprimento além do afloramento, sugerem extensões para as lentes de greisen acima de 10 m.

A ocorrência de cassiterita no greisen raramente é visível a olho nu, tendo mais destaque quando há a formação de sulfetos. Já nos veios de quartzo, a mineralização é bem evidenciada com formação de cristais bem formados de cassiterita nas bordas e de sulfetos de Cu, Zn e Pb mais próximo ao núcleo.

Diferente a todo este sistema de vênulas, ocorre também uma família de veios de quartzo estéril, de direção geral N-S, livres de halos de alteração, zonas greisenizadas e com dimensões variadas desde milimétrica a até quase métricas (~80 cm).

Apesar de terem uma direção geral N – S, o sistema de veios tende apresentar algumas leves discrepâncias na direção. Na serra a norte (Serra do Isac), este sistema de veios de quartzo estéril tende a ter uma família de direção preferencial NNW – SSE e, a sul (Serra da Irene), NNE – SSW. Todo este sistema subvertical corta em alto ângulo a perpendicular as lentes de greisen e veios de quartzo mineralizados de direção NEE – SWW (Fig. 46).

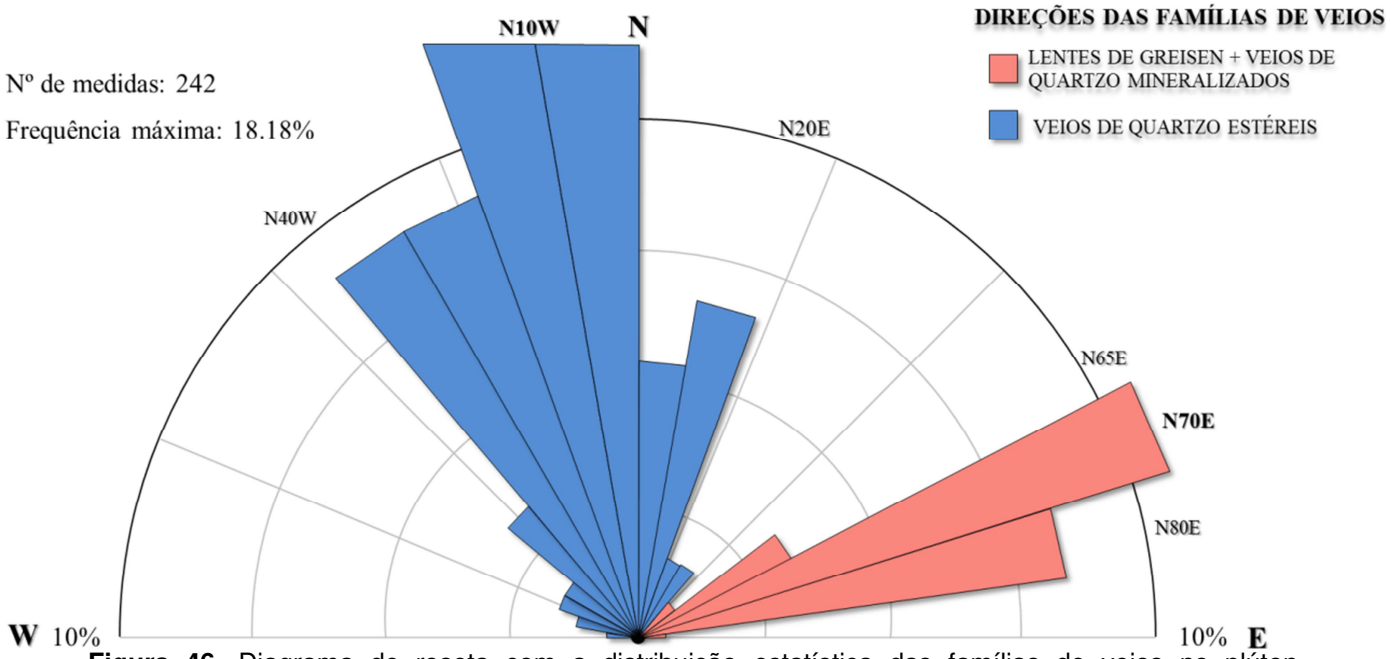


Figura 46. Diagrama de roseta com a distribuição estatística das famílias de veios no plúton Saubinha. Destaque para 3 famílias de veios, sendo uma NEE – SWW mineralizada e representada por lentes de greisen + veios de quartzo; e outras duas famílias, uma a NNW – SSE e outra a NNE – SSW, constituídas essencialmente por veios de quartzo estéreis.

III. 3.1. LENTES DE GREISEN

As lentes de greisen predominam na UA – associação de fácies heterogranular, porém na porção sudeste do plúton, na Serra da Irene, afeta também as fácies porfiríticas da UB – associação de fácies porfirítica.

As lentes, individualizadas conforme a hospedeira, são representadas no biotita-álcali feldspato granito heterogranular por rochas de cor cinza a preta e textura porfiroblástica com porfiroblastos globulares de quartzo em uma matriz xenoblástica fina, além de texturas granoblásticas e heterogranoblásticas (Fig. 47A a E). Nesta mesma unidade são descritos quartzo greisens ricos em topázio e ou sericita com cristais de fluorita de ocorrência subordinada (Fig. 48A a B).

A textura porfiroblástica nesta fácies é evidenciada devido à intensa transformação dos cristais de microclínio, albita e biotita para um aglomerado de finos cristais de sericita ± topázio ± fluorita. Neste sentido, dá-se a formação de novos cristais anedrais finos de quartzo (Qtz II) e sericita que envolve os cristais pretéritos, maiores, globulares de quartzo (Qtz I).

Nas lentes de greisen que se desenvolvem sobre o biotita-álcali feldspato granito pofirítico, têm-se mica quartzo greisens com topázio ± fluorita de forma subordinada. São representados por rochas de cor cinza a preta com textura, em geral, granoblástica em matriz xenoblástica fina (Tab. 15).

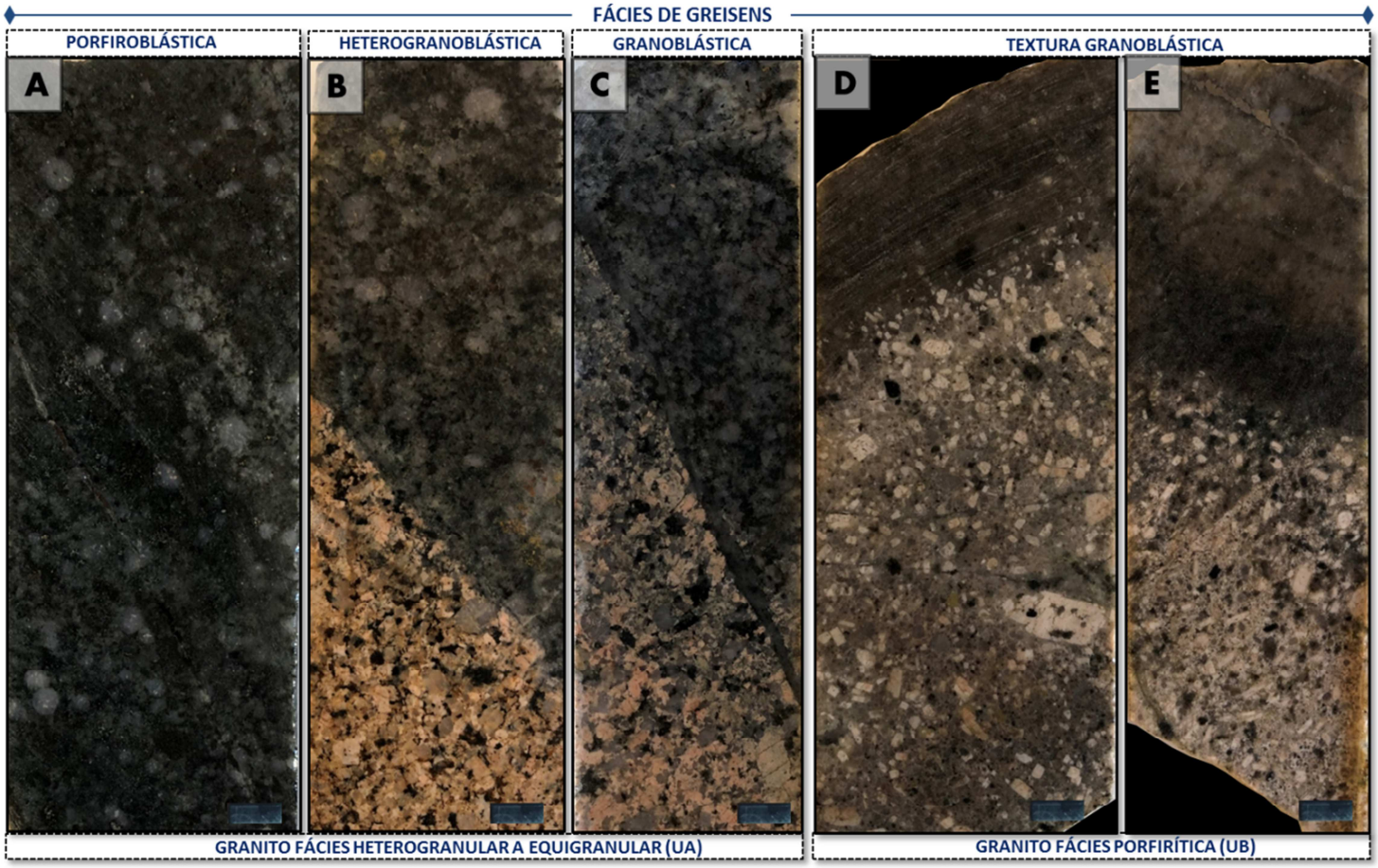


Figura 47. Aspectos macroscópicos das fácies de greisens no plúton Saubinha. A a C) Quartzo greisens hospedados nas fácies heterogranulares a equigranulares da UA. Greisen de textura porfiroblástica, heterogranoblástica e granoblástica, respectivamente. D e E) Mica-quartzo greisens de textura granoblástica hospedado nas fácies de granito porfíritico da UB. Escala igual a 1 cm.

Neste caso, a textura granoblástica é marcada pela ausência ou menor expressão de cristais mais bem desenvolvidos, globulares de quartzo nas fácies porfiríticas. O fenocristal de microclínio característico desta fácies é rapidamente transformado em um agregado de finos cristais de sericita. A disposição da sericita junto com os agregados finos residuais ou neoformados de quartzo, topázio e fluorita gera a textura granoblástica.

Tabela 15 – Fácies graníticas e as texturas, composições e mineralizações dos greisen associados.

FÁCIES GRANÍTICAS (Bt-álcali feldspato granito)	GREISENS			
	TEXTURAS	COMPOSIÇÃO		MINERAIS DE MINÉRIO
		Nomenclatura	Modal %	
Fácies Heterogranular e Equigranular (UA)	Heterogranoblástica, Granoblástica e Porfiroblástica com porfiroblastos globulares de quartzo	Mica-Topázio-Quartzo Greisen Topázio-Mica-Quartzo Greisen Mica-Quartzo Greisen*	Qtz (~54.85%) Toz (~21.87 %) Toz* (tr.) Fl (~1.22%) Ser (~5.45%) Ser* (36%)	Cst >> Ccp~Sph~Py > Gn
Fácies Porfirítica (UB)	Granoblástica em matriz xenoblástica fina	Topázio-Mica-Quartzo Greisen	Qtz (54.61 - 55.1%) Ser (41.85- 42.78%) Toz (tr. - 1%)	Cst >> Ccp~Sph~Py > Gn

Abreviações: Qtz (quartzo); Toz (topázio); Fl (fluorita); Ser (sericita); Cst (cassiterita); Ccp (calcopirita); Sph (esfalerita); Py (pirita); Gn (galena).

Em ambas hospedeiras e nas diferentes faciologias de greisen a mineralização é frequentemente a base de cassiterita, seguido de calcopirita, esfalerita, pirita e galena. Tendo destaque uma maior concentração de cassiterita sobre os sulfetos, em especial nas fácies mais ricas em topázio.

A cassiterita ocorre na forma de cristais anedrais a subedrais prismáticos com pleocroísmo que varia do marrom para o marrom claro. Exibe dimensões próximas a 0,2 – 0,3 mm e contatos mais retilíneos com o topázio, carbonato e lobulares com o quartzo. **A calcopirita** ocorre na forma de massas disformes de até 3,5 mm, e/ou como inúmeros cristais isolados inclusos na esfalerita com dimensões inferiores a 0,1 mm. Nas bordas, alguns cristais de calcopirita apresentam-se com sobrecrescimento de calcocita.

A pirita apresenta cristais como massas disformes de dimensões inferiores a 0,3 mm, e mais comumente disseminados e como inclusões na calcopirita com dimensões inferiores a 0,1 mm.

A esfalerita ocorre na forma de massas disformes de até 3,0 mm com inúmeras inclusões de calcopirita e também na forma de cristais isolados de dimensões inferiores a 0,1 mm em fraturas/vênulas mais bem observadas e que cortam a calcopirita.

A galena ocorre na forma de massas disformes de até 0,5 mm a até massas de 4,0 mm. É bem caracterizada ao microscópio pela superfície de polimento (figuras triangulares de arranque), associando-se em contatos retilíneos com os cristais de esfalerita (Fig. 48A e B).

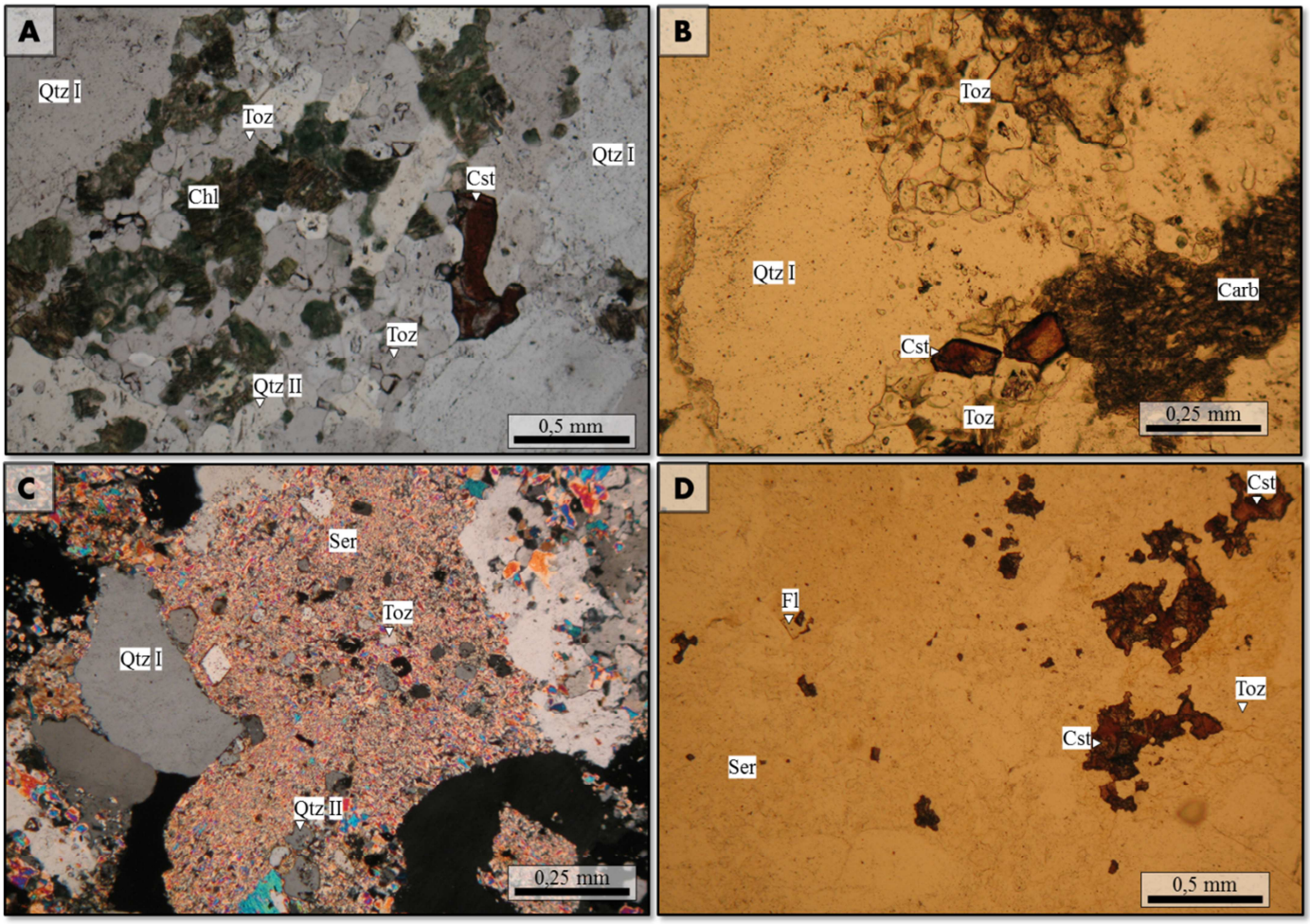


Figura 48. Aspectos microscópicos das fácies de greisens. A e B) Quartzo greisen rico em topázio (toz) ± mica; C e D) Quartzo greisen rico em sericita (ser) ± topázio e fluorita. Destaque para ocorrência em ambas as fácies de cristais anedrais a subedrais de cassiterita em contato com massa de topázio. Em A, B e D: fotomicrografias a nicois descruzados e, em C: nicois cruzados.

III. 3.2. VÊNULAS DE QUARTZO

Os veios de quartzo mineralizados são translúcidos de granulação média a grossa e de cor esbranquiçada, por vezes, com aspecto leitoso. Quando zonados,

as vênulas quartzosas exibem bordas com cristais bem formados de cassiterita (bipiramidais a prismáticos) e núcleos com porção mais disseminada ou até mesmo maciça de sulfetos representados por sulfetos representados por cristais de galena, calcopirita e esfalerita. Cristais de fluorita e de sericita que ocorrem nos interstícios dos cristais de quartzo completam a mineralogia dos veios.

Os veios de quartzo tendem a ocorrer em meio às lentes de greisen com bordas bem definidas ou, até mesmo, como uma mistura entre ambos. Estes veios mineralizados são seccionados em alto ângulo/ perpendicularmente por veios de quartzo estéreis, sem halos de alteração hidrotermal. (Fig. 49A a D).

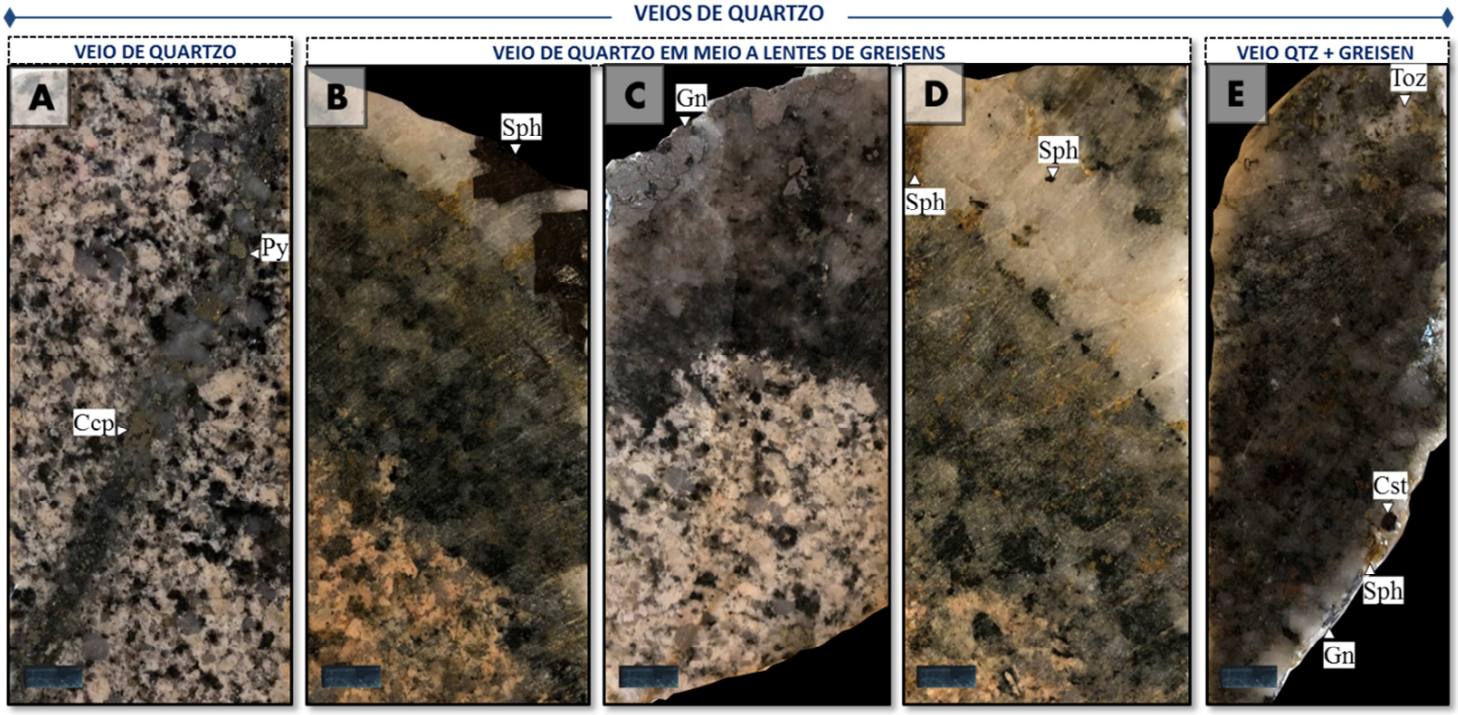


Figura 49. Aspectos gerais das vênulas de quartzo mineralizadas. A) Vênula essencialmente quartzosa, zonada, com núcleo rico em calcopirita (Ccp), esfalerita (Sph) e galena (Gn). B, C e D) Vênulas de quartzo em meio a zona greisenizada. Os núcleos quartzosos concentram sulfetos de Cu, Zn e Pb. E) Zona mista com mistura de massa quartzosa grossa e greisenizada (topázio (Toz)-mica-quartzo greisen) rica em cristais diminuitos e também mais bem desenvolvidos de cassiterita (Cst). Escala (barra preta) igual a 1 cm.

Nos veios, a **cassiterita** possui formas subedrais a euedrais prismáticas com cristais de coloração marrom acastanhado que exibem também pleocroísmo de tonalidades mais claras e escuras de marrom. Estabelece contatos retilíneos com o quartzo e dimensões variadas deste 0,4 mm a até cristais de 30 mm.

A **galena** ocorre sob a forma de cristais eudrais a subedrais com dimensões variadas de até 5 mm em contatos retilíneos com o quartzo a mais irregulares, levemente ondulados com a calcopirita e a esfalerita.

A **calcopirita** ocorre como massas disformes com dimensões de até 10 mm. Estabelece contatos retos com o quarzto e mais irregulares, ondulados com esfalerita e galena. Apresenta massas sobrecrescida na esfalerita e também como inúmeras e diminutas exsoluções em meio aos cristais de esfalerita.

A **esfalerita** com dimensões variadas de até 40 mm ocorre como massas disformes que estabelecem contatos retilíneos com o quartzo, e irregulares, lobulares a engrenados com a **galena** e **calcopirita**. (Fig. 50A e B)

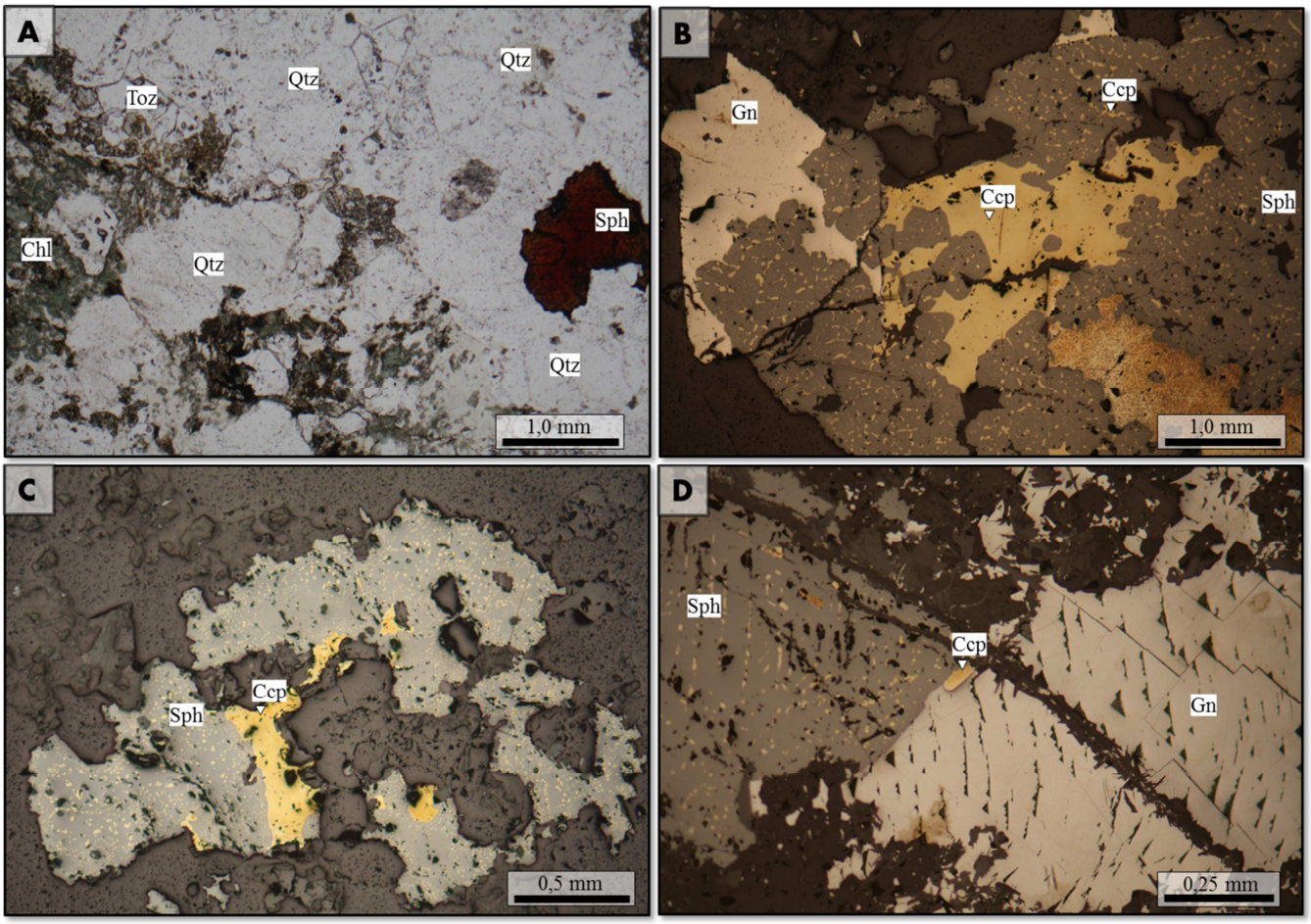
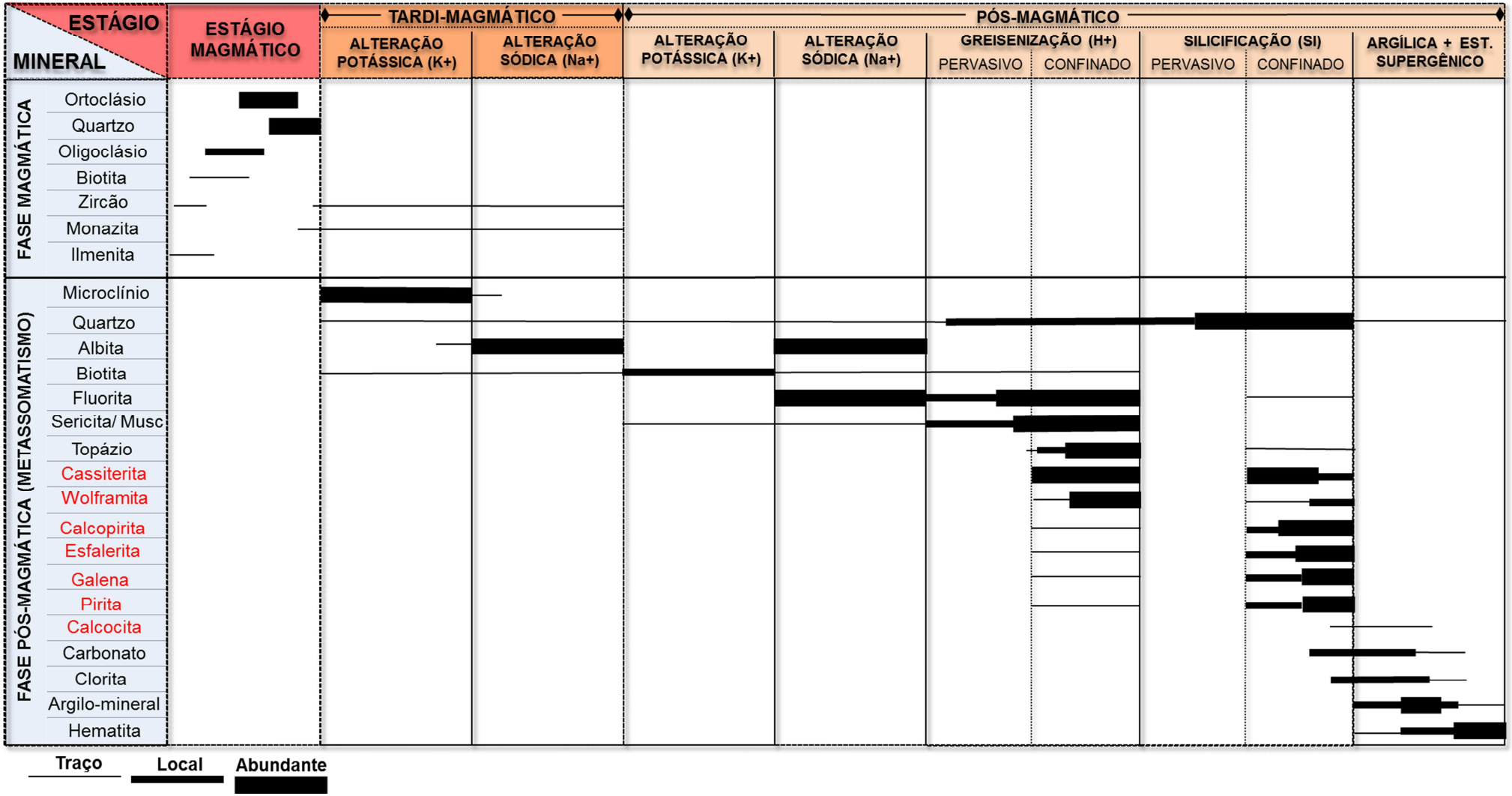


Figura 50. Sulfetos de Cu, Pb e Zn descritos nos veios de quartzo. A) Zona mista, quartzosa e greisenizada a base de topázio (Toz) (fotomicroscopia com nicois descruzados). B, C e D) Relação e dimensões da calcopirita (Ccp), esfalerita (Sph) e galena (Gn) nos veios compostos essencialmente por quartzo em meio ou não às lentes de greisen (luz refletida a nicois descruzados).

III. 4. SÍNTESE EVOLUTIVA DOS PROCESSOS MAGMÁTICOS A PÓS-MAGMÁTICOS NO PLÚTON SAUBINHA.

A síntese evolutiva dos processos magmáticos, tardi e pós-magmáticos no plúton Saubinha é sumarizada no quadro abaixo. (Quadro II). No quadro, tem-se a paragênese, abundância e distribuição temporal de toda a mineralogia descrita no plúton.

Quadro II – Paragênese e distribuição temporal da assembleia mineral magmática, tardi e pós-magmática no plúton Saubinha.



CAPÍTULO IV – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

IV. 1. DISCUSSÃO

IV. 1.1. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

O Plúton Saubinha corresponde a um *stock* granítico que comporta duas associações de fácies de biotita-álcali feldspato granito em unidade mapeável (Unidade A e Unidade B) na escala 1:10.000. O corpo granítico apresenta também formato alongado para NW – SE, com contatos, notoriamente, intrusivos com as unidades adjacentes e com um destacado alinhamento NW – SE.

Associados, em especial, à fácies heterogranular ocorrem lentes de greisens e veios de quartzo subverticais de direção NEE – SWW, muitas vezes em padrão *en-echelon*, mineralizados em Sn e sulfetos de Cu, Zn e Fe.

As características estruturais do plúton e da mineralização sugere um forte controle no corpo por meio de fraturamentos pretéritos herdados do embasamento.

No que tange aos alinhamentos NW – SE, estes seriam fraturamentos profundos, nos flancos ou próximo ao limite de grabens/terrenos de evolução distinta, responsáveis pelo condicionamento do corpo granítico: O do terreno metassedimentar datado por Quadros & Rizzoto, (2007) em 1751 Ma. e o da Suíte São Lourenço – Caripunas com idades entre 1,32-1,30 Ga. (BETTENCOURT *et al*., 1999).

No que se refere aos alinhamentos NEE – SWW, que condicionam as lentes de greisen e veios de quartzo subverticais, estes seriam relacionados ao sistema lineagênico “Madeira 14 – de Abril” definidos por Leal *et al*., (1984). Conforme Teixeira e Tassinari (1984) produtos da fase pós-tectônica da evolução geodinâmica da Provincia Rondoniana San-Ignácio (1.56 – 1.30 Ga) (BETTENCOURT *et al*., 2010; TEIXEIRA *et al*., 2010).

IV. 1.2. VARIAÇÃO FACIOLÓGICA

No mapeamento faciológico e na descrição dos testemunhos de sondagem não se observou o contato interno entre os diferentes tipos faciológico da UA e UB.

Descreve-seu, fácies heterogranulares com porções localmente porfíriticas e nas fácies porfiriticas, alguns litotipos mais equigranulares com uma matriz fina a quase média, o que mascara um pouco o seu caráter, nitidamente, porfíritico.

Ademais, nas porções mais centrais do plúton, os tipos heterogranulares tendem a apresentar uma matriz média a ligeiramente grossa.

As diferenças nítidas ocorrem nas amostras do centro do plúton (fácies heterogranulares de matriz média) para aquelas de borda (fácies porfirítica de matriz fina) estando, entre ambas unidades e inserida nelas, os tipos equigranulares e porfiríticos com diferenças restritas mais a coloração.

Estes aspectos sugerem contatos transicionais entre os litotipos, o que aponta também para um resfriamento centrípeto do plúton, ou seja, mais acelerado naqueles de borda (porfíritico de matriz média a fina) para aqueles mais centrais (heterogranulares de granulaçao média).

Tais características são bastante semelhantes aos apresentados para o biotita granito da suíte I do maciço Caritianas (equigranular de núcleo e porfíritico de borda) (PINHO & PAIOLLA, 1991) e do maciço Oriente Novo, (LEITE, JÚNIOR, 2002).

No que tange aos diques de microgranitos (textura microporfirítica) e os diques de aplito (textura equigranular) associados majoritariamente às fácies porfirítica da UB. Os aspectos estruturais e texturais analisados indicam que estes corpos são resultados da migração do magma em estágio de cristalização mais avançado (variações locais de pressão e temperatura). No caso, as fácies de borda, que se cristalizaram inicialmente, seriam as principais rochas hospedeiras de injeções magmáticas resultantes/oriundas do núcleo magmático ainda em cristalização.

IV. 1.3. ASPECTOS COMPOSICIONAIS E TEXTURAIS DAS FÁCIES GRANÍTICAS

No plúton Saubinha são descritos biotita-álcali feldspato granitos heterogranulares a porfiríticos com textura granofírica, microclínio mesopertítico e cristais de quartzo de textura globular.

A textura globular nos cristais de quartzo é marcada pelo arredondamento do cristal, falta de reentrâncias e de superfícies pontiaguadas. Aspectos que sugerem a corrosão do quartzo primário.

Nas facies heterogranulares ocorre também raros cristais mais bem desenvolvidos de microclínio, que assim como em raros fenocristais da fácies

porfirítica apresentam uma borda delgada contínua a descontinua de albita que envelopa o feldspato.

Na fácies heterogranular descreve-se também raros miárolos. Os miárolos constituem-se a base de quartzo, microclínio, albita de granulação média a grossa, tendo o centro ocupado por aglomerados finos de biotita e fluorita.

Tais características, aliado também com a expressão do corpo, o controle estrutural, variação faciológica e a falta de pegmatitos, sugerem magmas oriundos da anatexia de protólitos quartzo-feldspaticos, de mais alta temperatura, pouco hidratados que se alojaram em níveis crustais mais rasos (subvulcânico).

Destaca-se também que a presença de fluorita na fase pós-magmática se reflete em um sistema inicial rico em flúor, ao qual pode ter atuado na despolimerização na trama dos silicatados, diminuindo a viscosidade e facilitando a rápida ascensão do magma.

A rápida ascensão deste magma residual (*filter pressing*) é refletida também no resfriamento acelerado das bordas para o centro do corpo.

Na Província Estanífera de Rondônia são descritos diversos corpos com texturas semelhantes (quartzo globular, textura granofírica e bordas de resfriamento), mas que se relacionam à províncias mais novas, em especial, à evolução final da Provìncia Sunsas Aguapeí (1.2 – 0.95 Ga) de Tassinari e Macambira (2004).

As principais semelhanças são com os biotita granitos da unidade Papo Furado e Barranco do maciço Oriente Novo (Suíte Santa Clara) (LEITE JÚNIOR, 2002). Sendo neste caso, a unidade Barranco (constítuida de álcali feldspato granito), assim como no maciço São Lourenço, associada, frequentemente, com veios e vênulas de greisen.

Em menor grau, com àqueles de textura granofírica da Fácies Santa Bárbara Fina (profíritico róseo) (SPARRENBERGER, 2003) e com as fácies de borda, do maciço Palanqueta: biotita-álcali feldspato equigranular róseo (Suíte Granitos Últimos de Rondônia) (FOSTER, 2016).

Netes maciços, representantes da fase final evolutiva das suítes mais novas: Santa Clara e Últimos de Rondônia, ocorrem também fácies tardias e de menor expressão em área a base de Topázio e Li-mica modais. Corpos estes com vínculo

genético e espacial com a mineralização, ao qual não é observado no distrito mineiro de São Lourenço – Macisa, sobretudo, no plúton Saubinha.

IV. 1.4. ASPECTOS GEOQUÍMICOS PETROGENÉTICOS E DE FERTILIDADE

Os biotita granitos do plúton Saubinha são rochas fortemente evoluídas com índices de diferenciação próximos a 100% (93,5 < ID > 96.6) e razões K/Rb gerais entre 114.04 – 159.9. Exibem características de granitos ferrosos ($Fe_2O/(Fe_2O_T$+ MgO entre 0,88 e 0,99); pós-colisionais (subtipo A_2) de caráter metaluminoso que permeia entre os campos peracalino e peraluminoso (0,89 < A/CNK > 1,00 e 0,93 < A/NK > 1.05.). Ademais, apresentam alcalinidade álcali-cálcica a cálcio-alcalino com valores de K2O+Na2O–CaO entre 7,65 – 8,68.

Na análise normativa, os biotita granitos são compostos essencialmente por quartzo (Q), albita (Ab), ortoclásio (Or) e subordinamente anortita (An) ± diopsísio (Di) normativos. No diagrama Q Ab Or normativo, todas as fácies plotam, de forma bem homogênea, no centro do diagrama, entre o *trend* dos ternários minímos insaturados e daqueles saturados em água a 0% de F, tendo pressões próximas de 1 kbar.

Resultados que sugerem rochas pouco hidratadas e que se alojaram em níveis mais epizonais da crosta, próximos a 3.6 km. Em convergência a isso, soma-se a elevada temperatura do magma, obtida por meio da temperatura de saturação dos cristais de zircão ($T°_{zircão)}$ (803,1 < $T°_{zircão}$ > 850,6ºC – média de 827,0ºC).

Características químicas que corroboram os aspectos estruturais e texturais de um corpo subvulcânico pouco hidratado. A alta temperatura tende a favorecer a colocação de corpos em níveis mais rasos, sobretudo, devido à diminuição da solubilidade da água no magma com consequente aumento da curva *liquidus.* Tais resultados reforçam que a raridade de pegmatitos e miárolos no plúton relacionam-se, portanto, mais ao aspecto pouco hidratado do magma do que ao nível erosional em que se encontra exposto o plúton Saubinha.

Na análise interna ao plúton, com acréscimo de sílica (SiO_2) observa-se também um enriquecimento em Ce, La, Y e Na_2O, e um empobrecimento de Cr, CaO, Al_2O_3 MgO e Fe_2O_3 mais acentuados nas rochas da UA do que nas da UB. O que aponta um *trend* evolutivo das fácies porfiríticas de borda (UB) para áquelas heterogranulares (UA) do centro. Reforca-se assim, o aspecto subvulcânico do

corpo e a cristalização centrípeta discutida, com uma cristalização iniciada e mais acelerada nas bordas a mais tardia e lenta no centro.

O *trend* evolutivo, por vezes, é de difícil visualização devido aos efeitos do metassomatismo. No geral, as rochas em ambas as unidades tendem a apresentar valores elevados e/ou muito variados de K_2O, CaO, Na_2O, Ba, Rb, Sr. O que sugere uma maior atuação do metassomatismo potássico e sódico. Este último como principal responsável na descalcificação/ albitização do oligoclásio. Característica que reflete também na diminuição do Al_2O_3, no aumento de Na_2O (termos extremos gerais: $Ca_2Al_2SiO_8$ > $NaAlSi_3O_8$) e no consecultivo caráter químico mais peralcalino do plúton.

Na análise dos elementos traços, o aspecto fortemente especializado dos biotita granitos (ricos em feldspato potássico) é evidenciado pelas elevadas anomalias negativas de Ba, Sr e Ti, quando normalizados pela composição do manto primitivo de McDonough (1995). A quantificação das anomalias (Ba/Ba*; Sr/Sr*, Ti/Ti*) expressam, em geral, razões abaixo de 0,09.

Entretanto, apesar do aspecto fortemente evoluído dos biotita granitos do plúton Saubinha, na análise comparativa com granitos em outros depósitos na PER, destaca-se grandes diferenças em padrões geoquímicos de fertilidade.

No que tange a variação dos elementos traços, as anomalias negativas de Ba, Sr e Ti tendem ser ainda mais significativas nas fácies especializadas à mineralizadas, com valores de Ba/Ba* e Sr/Sr* que variam próximo a 0,0009 e 0,009, respectivamente (ex: Li-mica granito – (maciço Oriente Novo), Topázio granitos – (maciços Santa Barbara e Palanqueta).

Já no comportamento dos elementos terras raras, as fácies mais evoluídas tendem a apresentar um enriquecimento relativo de terras raras pesadas sobre os leves. Razões que refletem em uma distribuição do padrão de ETRS, quando normalizados pelo condrito de Boynton (1984), mais horizontalizadas.

Na quantificação deste relativo enriquecimento, os granitos mais férteis tendem a apresentar menores valores de La/Yb. A exemplo do observado no maciço Palanqueta (~La/Yb: 0,78) e no Santa Barbara (~La/ Yb: 3,58); adiciona-se também, menores valores totais de terras raras (Palanqueta ΣETR: ~151 ppm). Valores bem distantes aos descritos nas diferentes fácies graníticas do plúton Saubinha (La/Yb: 7,94 - ΣETR: ~420 ppm).

Somando-se a isso, outras razões químicas destoantes (K/Na; Rb/Sr; Gd/Yb Nb/Nb*), a análise litogeoquímica do plúton Saubinha corrobora o aspecto precursor do granito, sem vinculo genético algum com a mineralização.

As razões aqui observadas equipara-se a de outros granitos precursores à mineralização na PER, distanciando bastante de razões químicas descritas em granitos especializados à mineralizados em cassiterita.

Como comparativo, os biotita granitos do plúton Saubinha tende a ter características químicas mais próximas àqueles granitos precursores da unidade Papo Furado do maciço Oriente Novo e da unidade Serra Azul do maciço Santa Barbara.

Apenas como destaque, no maciço São Lourenço, todas as demais rochas exibem as mesmas características, ou seja, variam de granitos normais a precursores a mineralização, tendo exceção apenas o granito Pascana.

No caso, o granito Pascana apresenta maiores similiaridades geoquímicas com a de granitos especializados. Desde o aspecto fortemente peraluminoso até o enriquecimento relativo de terras raras pesados (La/Yb: 1.1).

Razões que indiam um caráter muito mais especializado ao Pascana quando comparado com o plúton Saubinha.

IV. 1.5. GEOCRONOLOGIA U-Pb (SHRIMP)

Na análise geocronológica, a idade de cristalização obtida nos cristais de zircão da fácies heterogranular (UA) foi de 1316 ±12Ma. Idade compatível com as fácies mais tardias e evoluídas da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (BETTENCOURT *et al.*, 1999). Suíte a qual apresenta evolução diretamente relacionada com o desenvolvimento final da Província Rondoniana San-Ignácio (1.56 – 1.30 Ga.) de Tassinari & Macambira (1999).

A idade permite confirmar também que o corpo granítico associado espacialmente com a mineralização não é representante de fácies graníticas de suítes mais recentes e com litotipos mineralizados em Sn na PER (Ex: Suíte Santa Clara e Granitos Últimos de Rondônia) (CPRM, 2019). Ademais, corrobora as idades mais antigas para a bacia deposicional que o hospeda (Ex: Fm. Mutum Paraná), datada em partes em 1751 Ma. por Quadros & Rizzoto (2007).

No distrito outros biotita granitos foram datados, em especial, o corpo granitíco mais evoluído: Granito Pascana (amostra JC-264; BETTENCOURT *et al*., 1999). O Bt sienogranito datado apresentou idades de cristalização de 1314 ±13Ma. Idade próxima à obtida no plúton Saubinha o que corrobora a existência de corpos graníticos a base de Bt ± Hb/ Hb ± Bt sienogranitos precursores a mineralização e dominantes em área, com ausência de corpos mineralizados, restritos em área e, em geral, mais recentes.

IV. 1.6. EXSOLUÇÃO DE FLUÍDOS

A exsolução de fluídos no plúton Saubinha é marcada nos biotita-álcali feldspato granito de textura heterogranular pelos raros miárolos centimétricos a base de quartzo, albita, microclínio, fluorita e biotita de granulação que varia de fina a grossa. A exsolução em níveis crustais rasos é evidenciada também pela lente delgada e não contínua de granito miarolítico à sudeste do corpo, no contato com os metassedimentos.

As texturas miarolíticas identificadas requerem protólitos minimamente hidratados e condições de tamponamento que forçam o aprisionamento da fase volátil até níveis crustais mais rasos.

Os raros miárolos restritos à fácies heterogranular de granulação média corroboram também a cristalização centrípeta, concentrando uma fase volátil residual na porção mais central do plúton, conforme a cristalização acentuada nas bordas.

A condição de exsolução (*boiling*) pode estar associada ou não com a mineralização. O aspecto fortemente controlado das lentes de greisens e a ausência de uma mineralização disseminada, fora das lentes de greisen, parecem sugerir, considerado o atual nível de erosão, eventos distintos sem associação direta.

Outro aspecto de grande relevância aqui é a inexpressividade de pegmatitos e a não extensão da alteração dos flúidos nas rochas encaixantes. Neste sentido, a ausência de pegmatitos pode estar associada tanto ao atual nível de erosão, como a um caráter pouco hidratado do magma, e também ao nível crustal raso de colocação/ cristalização do corpo granítico.

Diversos depósitos de Sn no mundo, assim como na PER, apresentam nas cúpulas de granitos peraluminosos-ultrafracionados geneticamente associados com

a mineralização, zonas de pegmatito (stocksheider) (HAAPALA & LUKKARI, 2004); (LEITE JÚNIOR *et al*., 2003; 2004).

No distrito de São Lourenço-Macisa esta zona rica em pegmatitos pode ter sido erodida, ou senão, estar em profundidade, associada diretamente com corpos mais fracionados, a base de topazio e Li-Fe micas. Corpos estes responsáveis pela mineralização confinada, hospedada no granito aflorante (plúton Saubinha).

IV. 1.7. FASE TARDI-MAGMÁTICA, PÓS-MAGMÁTICA E FINAL.

A passagem do estágio magmático, tardi-magmático para o pós-magmático é transicional e com superposição de fases. No geral, a fase tardi-magmática potássica no plúton Saubinha é representada pela formação de feldspato potássico sobrecrescido nos pretéritos cristais de oligoclásio.

Já a fase tardi-magmática sódica é representada pela formação de pertitas nos cristais pretéritos e neoformados de feldspato potássico, assim como, no espessamento das bordas de albita nos cristais de feldspato potássico.

A fase tardi-magmática potássica e sódica é sucedida por uma pós-magmática potássica evidenciada principalmente pela formação de filossilicatos de K. Sobrepondo-se a estas, têm a pós-magmática sódica que resulta na descalcificação do cristal pretérito de Oligoclásio o que resulta na formação de cristais de albita ricos em inclusões de fluorita. Seguem-se a alteração pós-magmática sódica, a greisenização, silicificação e alterações finais.

A alteração final pode ser dividida em uma argilíca e outra supergênica/superficial. A argilíca ocorre com a formação de caulinita e/ou esmectita no feldspato potássico, além de clorita sobre as micas. É representada também, de forma confinada aos greisens e veios de quartzo, por uma carbonatação que recobre toda a paragênese primária e secundária da rocha.

A fase supergênica/superficial refere-se a hematitização e oxidação das rochas, mais acentuado, naquelas que ocorrem nas porções mais estruturadas do corpo granítico, o que acarreta em colorações rosa-avermelhado a vermelho para as rochas.

Todas alterações são bem expressas em estilos pervasivos, a exceção da greisenização e silicificação que são incipientes no corpo granítico, acentuando-se apenas próximo às zonas essencialmente confinadas e centrais ao corpo granítico.

Os processos de alteração descritos são análogos aos de outras suítes na PER com mineralização polimetálica de estanho (PINHO & PAIOLLA, 1991; BETTENCOURT, 1992; LEITE JÚNIOR, 2002; SPARRENBERGER, 2003; BETTENCOURT *et al*., 2016).

No plúton Saubinha os processos refletem a ação de fluídos alcalinos e ácidos de alta temperatura que decrescem na alcalinidade, relativamente, com o aumento da acidez na fase de greisenização. Posteriormente, transformam-se em fluídos mais básicos, alcalinos, ricos em CO_2 com consequente formação de carbonato, argilo-minerais seguidos, por último, por uma fase superficial a base de óxidos e hidróxidos de Fe relacionados a interação com fluídos meteóricos.

Conforme as observações de Stemprok (1987) a silicificação e a formação de sericita e topázio apontam para um fluído altamente ácido e alcalino (ph ~ 3 e relação K/Na ~ 0.1 com NaCl = 0.150 molal (CHAROY, 1979)), enquanto que a carbonatação associada à redução da acidez e aumento da alcalinidade representa a fase pós-magmatica, em geral, de mais baixa temperatura.

No plúton a atuação de complexos fluoretados é o de maior expressão, vide a formação de fluorita intersticial ou sobrecrescida em albita e biotita em todos os litotipos estudados.

O intenso sobrecrescimento de fluorita em detrimento do topázio nos cristais de albita atesta o caráter mais cálcico do plagioclásio (oligoclásio) e, por conseguinte, menos evoluído da rocha. Características que sugerem a transformação de um protólito de composição sienogranítica, em álcali feldspato granito.

Nas porções fissurais destacam-se as zonas graníticas essencialmente greisenizadas. Nestas desenvolvem-se quartzo greisen a base de topázio e ou sericita com texturas granoblásticas a porfiroblásticas, vide a menor ou maior presença, respectivamente, de cristais pretéritos globulares de quartzo.

Neste sentido, a formação de topázio em detrimento de fluorita indica a pobreza de cálcio do sistema, o que reflete nos cristais mesopertítico a pertítico e de albita neoformados durante o metassomatismo sódico sobre o plagioclásio cálcico.

A formação de topázio pode também estar relacionada a riqueza de H_2O, HF, CO_2, H_2S no flúido em relação ao teor de elementos alcalinos (K,Na, Ca e Mg).

Adiciona-se a isso a potencialidade do fluído percolante de remover os íons de Ca^{2+} para outros níveis.

De forma geral, características mineralógicas e texturais que corroboram na diminuidade da alcalinidade do fluído e consecultivo aumento da acidez, tendo seu ápice nas fácies de topázio-Quartzo greisen mais ricas em cassiterita.

Quanto as fácies de greisen mais ricas em mica, têm-se destaque aqui, a distinção entre micas brancas (sericita-muscovita) e a potencialidade da ocorrência de micas coloridas (Li-Fe micas), o que não fora objeto de estudo deste trabalho. Característica que corroboraria ainda mais para um fluído exsolvido de um magma geoquimicamente mais fértil e evoluído do que àquele que gerou o biotita granito hospedeiro.

IV. 1.8. MINERALIZAÇÃO

A mineralização no plúton Saubinha ocorre confinada e com forte controle estrutural NEE – SWW. São representadas por lentes de greisen subverticais de comprimento métrico, comumente bordejando vênulas de quartzo de mesma direção.

A mineralização de cassiterita é seguida pela de sulfetos de Cu, Zn, Pb e Fe, a qual tende a se desenvolver mais em meio às vênulas de quartzo.

No geral, descrevem-se bordas/auréolas de alteração não maiores que 30 cm no contato das lentes de greisen com o granito hospedeiro.

As características de campo e macroscópicas permitem discutir a formação de ao menos dois sistemas de veios com características distintas, sendo aquele estéril N – S, posterior ao de greisens e veios de quartzos NE – SW mineralizados.

A disposição das lentes e vênulas em termos estruturais e de hospedeira sugere, além de um estado já avançado de cristalização da encaixante, possíveis condutos de alimentação de um greisen tabular, subhorizontalizado, na pretérita porção apical granítica. Como a exemplo em Rondônia nos greisens sub-horizontais a horizontais do maciço Oriente Novo (LEITE JÚNIOR, 2002), maciço Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003) e Morro Bom Futuro (DIAS, 2013).

Neste sentido, o atual nível de erosão no plúton Saubinha representaria a raiz do sistema mineralizante menos expressivo e com a porção mais possante já erodida. Entretanto, adicionado os aspectos descritivos e a inexistência de uma suíte

granítica tardia, restrita em área, ultrafracionada à base de Topázio Li-Fe Mica, sugere-se também a existência de corpos em profundidade que mineralizam, na forma de lentes e veios de quartzo subverticais, os biotita-álcali feldspato granitos do plúton Saubinha.

A relação de um sistema mineralizante em profundidade ou lateral é observada em alguns maciços na Província Estanífera de Rondônia, sobretudo, nas suítes de granitos Santa Clara e Últimos de Rondônia, as quais comportam os principais depósitos na PER (BETTENCOURT *et al*., 1999; LEITE JÚNIOR *et al*., 2000). A exemplo os greisens e pegmatitos no morro Bom Futuro com lateralidade aos topázio granitos do morro palanqueta (FOSTER, 2016); Santa Bárbara (SPARRENBERGER, 2003); Oriente Novo (LEITE JÚNIOR, 2002).

A existência de corpos ultrafracionados de topázio granitos e que mineralizam o biotita granito acima são também discutidos no cinturão, de idade Variscana, de “Erzgebirge-Slavkovskyâ les” na divisa entre a República Tcheca e a Alemanha (BREITER *et al*., 1999). Neste é proposto um modelo genético com topázio granito/albita granito em profundidade, que mineraliza na forma de vênulas subverticais o biotita granito aflorante.

De forma semelhante, na província de Guagdong, a sudeste da China, Peng Liu *et al*., (2018) sugerem por meio da datação U-Pb em cassiterita, uma intrusão granítica escondida “*Hidden intrusion granite*” em profundidade, que mineraliza os biotita granitos acima. Neste caso, a datação no corpo subvulcânico apresentou idades próximas a 166 Ma; enquanto a mineralização, condicionada por corpos subverticais, idades próximas a 145 Ma.

IV. 1.9. MODELO GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO PROPOSTO

O modelo geológico esquemático proposto é sumarizado na figura 51A a C. Na imagem têm-se com o mapa geológico de superfície uma visão tridimensional do plúton Saubinha e rochas encaixantes com respectivas idades. Na imagem são representadas duas seções, uma mais a sul na Serra da Irene e outra mais a norte na Serra do Isac.

O destaque na figura se dá pelo forte controle estrutural que condiciona o alojamento do corpo, a variação faciológica das fácies de biotita-álcali feldspato granito e a zona restrita com lentes de greisens e vênulas subverticais de quartzo. Na figura representa-se também o hipotético corpo granítico ultrafracionado (topázio granito) que aqui é sugerido como fonte da mineralização no Setor São Lourenço.

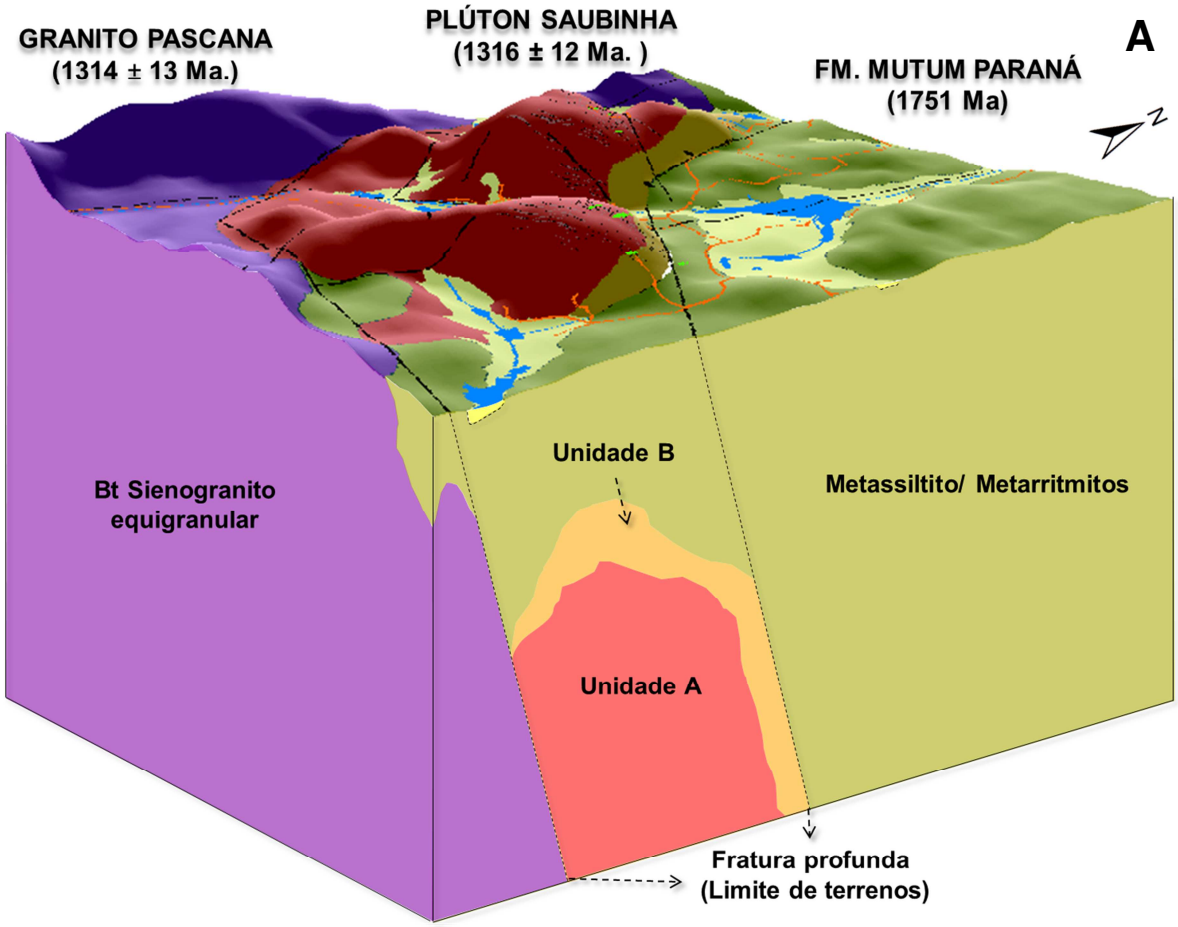


Figura 51. Modelo geológico esquemático da fonte primária estanífera no distrito mineiro. A) Visão geral do plúton Saubinha e encaixantes. Idades dos corpos graníticos Pascana (amostra JC-264) e Saubinha (SLV 05) apresentadas, respectivamente, por Bettencourt *et al.*, (1999) e Farias (2017). Destaque nas figuras para o forte controle tectônico da intrusão, variação faciológica e da associação dos corpos de greisen, em especial, na fácies heterogranulares e em menor grau, na porfirítica. (Ver também figura 51B e C).

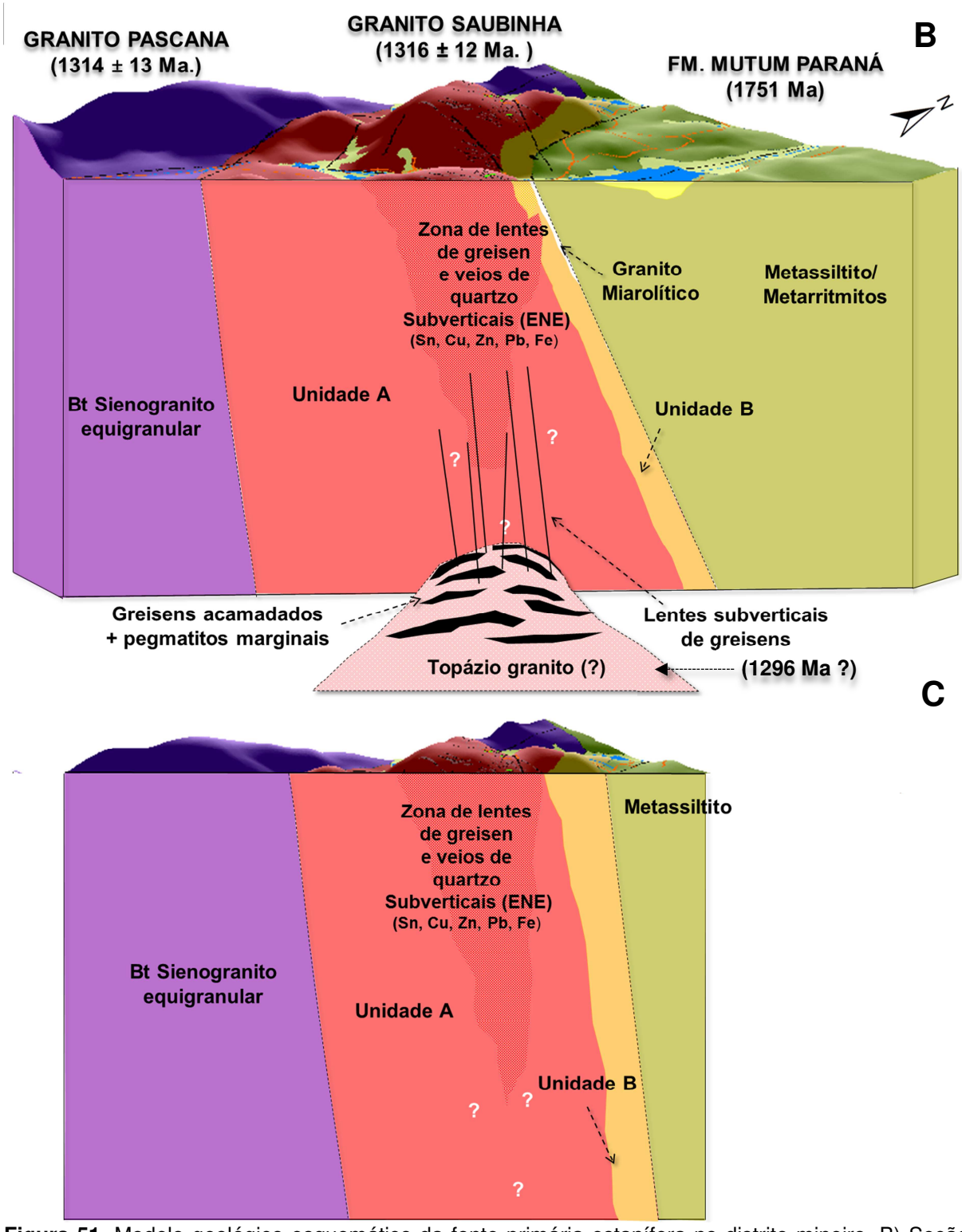


Figura 51. Modelo geológico esquemático da fonte primária estanífera no distrito mineiro. B) Seção geológica NW – SE na Serra da Irene; C) Seção geológica NW – SE na Serra do Isac. Adiciona-se também, o modelo hipotético de um corpo granitico ultrafracionado, à base de Topázio e Li-Fe mica em profundidade e que mineraliza o plúton Saubinha. Idade pressuposta de 1296 Ma. para o hipotético corpo de topázio granito em profundidade. Idade sugerida vista às diferenças de idades obtidas (~ 20 Ma.) entre biotita granitos associados espacialmente com a mineralização com àqueles Toz granitos propriamente mineralizados e descritos por Peng Liu *et al.*, (2018) e, Zhou *et al.*, (2016).

IV. 2. CONCLUSÃO

- O plúton Saubinha representa um corpo subvulcânico alongado para NW – SE com contatos intrusivos e retilíneos de mesma direção. Seus limites estão, provavelmente, relacionados à existência de fraturamentos profundos, no limite entre terrenos/flanco de grabens, que facilitaram o seu alojamento até níveis crustais mais rasos.

- O plúton comporta duas associações de fácies de biotita-álcali feldspato granito isotrópico, granofírico, em unidade mapeável (Unidade A (UA) e Unidade B (UB)) na escala 1:10.000. A (UA) Associação de Fácies Heterogranular que perfaz 75% do plúton e que se constitui, em geral, de granitos heterogranulares e equigranulares de granulação média a fina com raros miárolos e, a (UB) Associação de Fácies Porfirítica, que margeia a borda leste do plúton, representada por granito porfiritico róseo de matriz fina com fenocristais globulares de quartzo, tabulares de feldspato e arredondados de plagioclásio, e por granito equigranular de granulação fina. Na UB ocorrem diques de microgranito, aplito e uma lente descontínua de granito miarolítico que se aloja no contato com os metassedimentos.

- A raridade de miárolos e a aparente ausência de pegmatitos sugerem também um magma pouco hidratado, ao qual teve temperatura suficiente para ascender a níveis mais rasos e se comportar como um corpo subvulcânico (com troca abrupta e rápida de temperatura com a encaixante).

- As relações de campo e os aspectos texturais das fácies de biotita-álcali feldspato granito no plúton Saubinha sugerem contatos transicionais entre os tipos faciológicos e, portanto, uma cristalização centrípeta do plúton, ou seja, dos tipos porfiriticos de granulação fina (ocorrem na borda do corpo granítico) com resfriamento mais acentuado do que os heterogranulares de granulação média a fina (porção central do corpo granítico).

- A mineralização polimetálica (Sn e sulfetos de Cu, Pb e Zn) é representada por lentes de greisens (quartzo greisens ricos em topázio e ou sericita (Li-Fe mica(?)) de textura granoblástica a porfiroblástica com porfiroblastos de quartzo em matriz xenoblástica fina e veios de quartzo subverticais e subparalelos (padrão en-echelon) de direção N70-80E, que se hospedam, mais comumente, nas fácies mais centrais de granulação média (heterogranular).

- A mineralização confinada N70-80E é também indicada pelas cavas garimpeiras de mesma direção. No mapeamento pode-se observar dois sistemas de veios, sendo um mais N-S e outro NE – SW. O sistema de veios N – S é estéril e constantemente corta o sistema de veios, mais antigo e mineralizado, NE – SW. O forte controle estrutural NE – SW que confina os greisens é entendido como uma herança do embasamento, associado com descontinuidades criadas com a fase final da orogenia Rondoniana San-Ignacio (1.52 – 1.30 Ga.)

- A cassiterita e os sulfetos (calcopirita, pirita e esfalerita) ocorrem como cristais isolados/ disseminados nos greisens, muitas vezes, como massas disformes. Destacam-se cristais de cassiterita com tamanhos de até 0,5 mm, sendo comuns os com dimensões próximas a 0,25 mm em meio às micas nos greisens. A cassiterita tende a ocorrer um pouco mais concentrada nas fácies de greisens mais ricas em topázio.

- Não foi observado mineralização magmática/ disseminada de cassiterita nas fácies de biotita-álcali feldspato granito do plúton Saubinha. O plúton, portanto, apresenta-se apenas associado espacialmente a mineralização polimetálica e não, propriamente, mineralizado em cassiterita.

- Na análise microscópica do biotita granito, observa-se inúmeras texturas de substituição que indicam uma potassificação e sodificação tardi-magmática e pós-magmática, todas bem expressas em estilos pervasivos. Cita-se também, em estilos pervasivos, uma incipiente greisenização e silicificação. Estas duas

últimas tendem a se desenvolver mais próximo às zonas confinadas (estilo confinado), essencialmente greisenizadas. Toda a alteração é sobreposta por uma alteração argilíca com formação pervasiva de caulinita/ esmectita no feldspato potássico e de clorita na mica. Além de carbonato que ocorre confinado as zonas greisenizadas. Esta alteração é seguida pela final supergênica/ superficial representada pela hematitização dos minerais constituintes das rochas, sobretudo, do feldspato potássico e das bordas das zonas de greisen e veios de quartzo.

- A assembleia mineral aponta para fluídos ricos em F e Cl, sendo o F mais atuante no sistema. Tem-se, então, uma ação inicial de um fluído mais alcalino (K+; N+) que decresce relativamente a alcalinidade com aumento de sua acidez (H+). A acidez que destrói boa parte da mineralogia silicatada resulta também em um aumento elevado na quantidade de sílica livre, que ocorre retratada nas vênulas de quartzo na porção central das lentes de greisen, cortando-a também em alto ângulo. Por último, toda esta alteração apresenta cristais sobrecrescidos de argila, carbonato e óxidos hidróxidos de ferro. Aspectos mineralógicos e texturais que sugerem fluídos ácidos e mais alcalinos de alta temperatura sobreposto por um fluído mais básico e de mais baixa temperatura.

- A característica pouco hidratada do plúton em conjunto com a descrita acima e observada nos estágios de alteração pervasivo e confinado no plúton apontam para teores relativamente elevados de HF.

- A proeminente ação de íons fluoretados com intensa formação de fluorita sugere a grande disponibilidade de Ca no sistema e, por conseguinte, da capacidade que o fluído percolante teve de remover estes íons. A textura de albita com sobrecrescimento de cristais de fluorita, sericita e quartzo, atesta isso e sugere que o plagioclásio inicial era de composição mais cálcica (oligoclásio).

- A natureza mais cálcica do plagioclásio pretério sugere também rochas um pouco menos fracionadas, de possível protólito sienogranítico. Estas características mascaram não apenas a composição modal, mas também o aspecto químico magmático da rocha.

- O Biotita Sienogranito (protólito), aliado com as demais características estruturais e texturais guardam aspectos petrográficos bastante similares com áqueles biotita granito de suítes precoces — sem associação genética com a mineralização, relacionados ao desenvolvimento das suítes intrusivas Santa Clara (Unidade Papo Furado e Barranco - MON) e Granitos Últimos de Rondônia (Fácies Santa Bárbara Fina – Santa Bárbara; Fácies de biotita granito – Palanqueta). Nestes, as suítes tardias, mais evoluídas com litotipos ultrafracionados (topázio granito) são as que apresentam cogeneticidade com a mineralização. Contudo, tais rochas ultrafracionadas não foram descritas no Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa.

- Geoquimicamente, os biotita granitos do plúton Saubinha são ferrosos, altamemente diferenciados que incidem entre o campo intraplaca, pós-colisional, subtipo A_2. Exibem caráter metaluminoso que permeia entre os campo peralcalino e peraluminoso com tendência álcali-cálcica a cálcio-alcalina.

- Apresentam características de magmas oriundos da anatexia de protólitos quartzo-feldspáticos, de mais alta temperatura (~827,0ºC), pouco hidratados (observado também em campo, face as raridades de pegmatito e cavidades miaroliticas) e que se posicionaram em níveis crustais rasos.

- A variação dos elementos maiores e traços por SiO_2 sugere um *trend* evolutivo dos tipos porfiríticos da UB para os heterogranulares da UA. Aspecto que corrobora a cristalização centrípeta (da borda para o centro) do plúton.

- O *trend* evolutivo, por vezes, é de difícil visualização devido aos efeitos do metassomatismo. No geral, as rochas em ambas as unidades tendem a apresentar valores elevados e/ou muito variados de K_2O, CaO, Na_2O, Ba, Rb, Sr. O que sugere uma maior atuação do metassomatismo potássico e sódico. Este último como principal responsável na descalcificação/ albitização do oligoclásio. Característica que reflete também na diminuição do Al_2O_3, no aumento de Na_2O (termos extremos gerais: $Ca_2Al_2SiO_8$ > $NaAlSi_3O_8$) e no consecultivo caráter químico mais peralcalino do plúton.

- Os biotita granitos do plúton Saubinha apresentaram valores elevados totais de ETR (Σ=558) e de terras raras leves sobre os pesados (La/Yb: 7,9), que em conjunto com a intensidade das anomalias negativas de Ba, Sr, Ti e Nb, e razões de K/Na, Rb/Sr; aponta características de biotita granitos precursores à mineralização, e portanto, sem vículo genético com os depósitos polimetálicos, na forma de lentes de greisen e veios de quarzo subverticais, de Sn ± Cu, Pb e Zn descritos no Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa.

- Como comparativo, os biotita granitos do plúton Saubinha tende a ter características químicas mais próximas áqueles precursores da unidade Papo Furado do MON (biotita sienogranito porfíritico de matriz fina) e da unidade Serra Azul do maciço Santa Barbara (biotita-álcali feldspato granito equigranular médio a grosso).

- Na análise intrasuíte, destaca-se o granito Pascana (biotita sienogranito equigranular de grana média), fortemente peraluminoso de alcalinidade cálcio-alcalina, com as razões químicas e padrões de distribuição das terras raras mais similiares com os tipos graníticos especializados a mineralizados de outras suítes. Em especial, o Li-mica álcali feldspato granito da Unidade Barranco (MON), e o topázio-alcali feldspato granito róseo do maciço Santa Bárbara. O granito pascana ocorre aqui como a fase mais especializada descrita no maciço São Lourenço

- Os aspectos de campo (baixa dinamicidade do corpo granítico, aspecto de resfriamento estático), petrográficos (raridade de miárolos, pegmatitos, quartzo globular de alta temperatura, cassiterita apenas confinada, não disseminada, greisens a base de micas coloridas (Li-Fe micas)), geoquímicos (intensidade das anomalias negativas, razões de K/Na, Rb/Sr, padrão de distribuição dos elementos terras raras) e geotectônicos (distrito apenas com rochas normais e precursoras da mineralização Bt ± Hb/ Hb ± Bt granitos, sem litotipos ultrafracionados a base de topázio e Li-Fe micas como descrito nos demais depósitos da PER) sugerem a ocorrência destes corpos ultrafracionados, mais evoluídos e férteis, mineralizados em profundidade e responsáveis pela mineralização confinada encontrada no plúton Saubinha.

- A idade de cristalização obtida nos cristais de zircão da fácies heterogranular (UA) foi de 1316 ±12Ma, o que corrobora a evolução do plúton Saubinha como uma das fácies mais evoluídas da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (1.32 – 1.30 Ga.), com relação direta com o desenvolvimento final da Província Rondoniana San-Ignácio (1.56 – 1.30 Ga.).

- A datação de 1316 ±12Ma, corrobora as idades mais antigas, Paleoproterozoicas, obtidas para a bacia deposicional que hospeda o plúton Saubinha (Ex: Fm. Mutum Paraná), datada em partes em 1751 Ma. por Quadros & Rizzoto (2007).

- A datação U-Pb ficou restrita à cristalização do corpo granítico, no que se afirma que a mineralização polimetálica está apenas associada espacialmente ao plúton Saubinha. Aqui, aventa-se a existência de outro plúton em profundidade, mais recente, que mineralizou o corpo granítico aflorante. Porém, as idades mais novas sugeridas se restrigem no tempo à evolução final da Suíte São Lourenço-Caripunas e ao que se descreve em outros depósitos na PER e no mundo (diferenças de ±20Ma nos granitos precursores para os mineralizados).

- A datação de outros corpos graníticos no distrito, a exemplo do granito mais evoluído quimicamente: Granito Pascana, apresentou idades próximas ao do plúton Saubinha. Característica que corrobora o aspecto precussor à mineralização destes dois granitos e a inexistência de uma fácies mais evoluída ultrafracionada-peraluminosa, restrita em área e tardia/mais recente em até ±20Ma. no distrito.

CAPÍTULO V – REFERÊNCIAS

V. 1. BIBLIOGRAFIA

AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO (ANM). *Anuário Mineral Brasileiro* – Ano base 2017: Principais substâncias Metálicas/ Coord. Geral Osvaldo Barbosa Ferreira Filho; Equipe Técnica por Marina Dalla Costa [*et al]*., Brasília, 2018.

AMARAL G. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. Tese de livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 212 p. 1974.

BANCO DE DADOS GEOGRÁFICOS DO EXERCITO. *Folhas topográficas plani-altimétricas na escala 1:100.000, Serrania do Candomble (SC–20–V–C–II) e de Abuna (SC–20–V– C-V)*. Editadas em 15.01.1977. Acesso em Jan. 2018. <Disponível em: http://www.geoportal.eb.mil.br/mediador/

BARKER, F.; WONES, D.R.; SHARP, W.N.; DESBOROUGH, G.A. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabro-anorthosite-syenite-potassic granite suite*. Precamb.Res*., 2:97-1 60. 1975

BARSUKOV, V. L. The Geochemistry of tin. *Geochemistry 1: 41 – 52 (translated from Geokhimiya*, 1957: 36-45. 1957.

BETTENCOURT, J.S*. Pesquisa preliminar dos paleovales Cachoeirinha, Queimadas e Rio Preto, Rondônia*. Arquivos da Mineraçáo Oriente Novo São Paulo, SP. 1984.

BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE, W.B.,PAYOLLA, B.L. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province. In: Dall'Agnol, R., Macambria, M.J.B., Costi, H.T. (Eds.), *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, *Abstract Volume*. Center for Geosciences, Federal University of Pará, Belem, Brazil, pp. 5–16. 1995

BETTENCOURT, J. S. *Pesquisa geológica, metalogenética e mineral no Craton Amazônico (Sistematização crítica de parte da obra no período compreendido entre 1980 e 1992).* 1992. Tese de Livre-Docência – Instituto de Geoci Universidade de São Paulo, p 144. 1992.

BETTENCOURT, J. S.; TOSDAL, R. M.; LEITE JÚNIOR, W. B.; PAYOLLA, B. L.; Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, p. 41-67, 1999.

BETTENCOURT, J. S.; PAYOLLA, B. L.; TOSDAL, R.M.; WOODEN, R.M.; LEITE JÚNIOR, W.B.; SPARRENBERGER, I.; SHRIMP-RG zircon geochronology of gneiss from the Rio Crespo Intrusive Suite, SW Amazonian craton, Rondônia, Brazil: new inght about protolith crystallization and metamorphic ages. In: *South American Symposium on Isotope Geology, V*, Punta del Este, Uruguai, Faculdad de Agronomia/Faculdad de Ciencias, Universidad de la Republica, *Short Papers*, p.49-52, 2006.

BETTENCOURT, J. S.; LEITE JÚNIOR; W.B.; RUIZ A.S.; MATOS, R.; PAYOLLA B.L.; TOSDAL, R.M.; The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 28-46, 2010a.

BETTENCOURT, J.S.; PAYOLLA, B.L.; LEITE JÚNIOR, W.B.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L. LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and Sm-Nd isotopes fo granites of the Teotônio and Santo Antônio intrusive suites, SW Amazonian craton, Rondônia, Brazil: new insights about crystallization ages and tectonic implications. In: *South America Symposium on Isotope Geology*, 2010, Brasilia, *Extended Abstract*, p. 215-218, 2010b.

BETTENCOURT, J. S.; JULIANI, C.;XAVIER, R.P.; MONTEIRO, L. V. S; Metallogenetic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 22–49, 2016.

BLEVIN, P. L. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia. Implications for gold-rich ore systems. *Resource Geology*, 54 (3) p 241 – 252. 2004.

BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P., (ed). *Rare Earth element geochemistry* (Developments in Geochemistry), v. 2, Amsterdam, Elsevier, p. 63-114, 1984.

BONIN, B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, v. 97, n. 1–2, p. 1–29, 2007.

BOUSEILY, A.M; SOKKARI, A.A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks, *Chemical Geology*, v. 16, p. 207-219, 1975.

BOWDEN, P. The geochemistry and mineralization of alcaline ring complexes in Africa. In: KOGBE, C.A; BLACK, R & BOWDEN, P. (ed.) Alkaline ring complexes in Africa. *J. Afr. Earth. Scie*.3: 17-40. 1985.

BREITER, S. K. (1999). *Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization Â les metallogenic province in the Erzgebirge-Slavkovsky*. 505–521. 1999.

CERNY, P. Granite-related ore deposit. *Economic Geology 100th Anniversary Volume,* pp.337-370. 2005.

CEMBRANI, J.C. *Geologia do distrito mineiro São Lourenço-MACISA.* Porto Velho. Relatório Final. Mineração Oriente Novo S.A. 73 p. 1985

CHAPPELL, B.W. e WHITE, A.JÚNIOR. Two contrasting granites types. *Pacific Geology*, 8:173-174. 1974

COMPANHIA DE RECUROS MINERAIS. CPRM. *Projeto Noroeste de Rondônia. Relatório Final*. v. 1. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. 176p. 1974

COMPANHIA DE RECUROS MINERAIS. CPRM. *Projeto Sulfetos de Abunã. Relatório Final*. v. 1. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. 213p. 1975.

COMPANHIA DE RECUROS MINERAIS. CPRM. *Mapa Geológico do Estado de Rondônia. 1.1000.000*. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. 1999.

COMPANHIA DE RECUROS MINERAIS. CPRM. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: Mapas Geológicos Estaduais 1.1000.000*. Programa Geologia do Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação mineral. 155p. 2007.

COMPANHIA DE RECUROS MINERAIS. CPRM. *Áreas de relevante interesse mineral : reavaliação da província estanífera de Rondônia* / Tiago Buch ... [*et al.*,] . – Porto Velho : CPRM, 94 p. ; 30 cm. – (Informe de recursos minerais. Série províncias minerais do Brasil ; 18), 2019.

CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., TEIXEIRA, W., BASEI, M.A.S., KAWASHIT.A, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: SGC, Congr. Geol. Chileno, 2*, Arica, Actas, 4: 137-148, 1979.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. *Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton.* In: Hatcher, R.D.JÚNIOR, Carlson, M.P., McBride, J.H., Matínez-Catalán, J.R. (Org.). 4-D Framework of the Continental Crust. Denver, USA: Geological Society of America, v. 200, p. 297-320, 2007.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W., D`AGRELLA-FILHO, M.S. & TRINDADE R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinentes. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407, 2009.

DEER, W. A. ZUSSMAN, J. E HOWIE, R. A. *Minerais constituintes das rochas: Uma introdução*, trad. Portuguesa por Conde, L. N. Edição: Fundação Calouste Gulbekian. 556 p. 1996

DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRAESTRUTURA DE TRANSPORTES (DNIT): *Mapa multimodal Rondônia 2013*. Acesso em: Fev. 2017. < disponível em: www.dnit.gov.br/mapas-multimodais/mapas-multimodais/ro.pdf>.

DIAS, C. A. T., LEITE JUNIOR, W. B., MUZZOLON, R., & BETTENCOURT, J. S. (2013). Geologia e mineralogia do pegmatito estanífero cascavel, mina bom futuro, Rondônia. *Geociências*, *32*(4), 731–745. 2013

EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology,* 20: 641-644. 1992.

FARIAS, V. CORNETTI, T. LEITE JÚNIOR, W.B. BETTENCOURT, J.S. Mapeamento Geológico nas do Isac e Irene, Distrito Mineiro de São Lourenço – Macisa: Considerações preliminares. *In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia*, 2016, Porto Alegre. *Anais...*Porto Alegre, RS. SBG, 2016, p1. 2016

FARIAS, V. *Geologia, Litogeoquímica e Geocronologia U – Pb (SHRIMP) do plúton, associado a mineralização de Sn, Saubinha*. SW do Cráton Amazônico. Distrito Mineiro de São Lourenço-Macisa. 2017. Trabalho de conclusão de curso. Instituto de Geociências e Ciências Exatadas. Universidade Estadual "Júlio de Mesquita Filho", p . 177. 2017.

FOSTER, P.L.. *Geologia e Petrologia do maciço Palanqueta, Mina Bom Futuro, Rondônia.* 2016. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatadas. Universidade Estadual "Júlio de Mesquita Filho", p . 86. 2016.

FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J., FROST, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048. 2001

GIARDI, V. A. V. Trace element geochemistry and Sr-Nd characteristics of Mesoproterozoic ma fi c intrusive rocks from Rondônia , Brazil , SW Amazonian Craton : Petrogenetic and tectonic inferences. *Episodes*, v. 31, n. 4, p. 392–400, 2008.

GROVES, D. I & McCARTHY, T. S. Fractional crystallization and the origen of tin deposits in granitoids. *Miner. Deposita*, 13:11-26 1978.

HAAPALA, I., & LUKKARI, S. Petrological and geochemical evolution of the Kymi stock, a topaz granite cupola within the Wiborg rapakivi batholith, Finland. *Lithos*, *80*(1–4 SPEC. ISS.), 347–362. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.012. 2005

HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., ALMEIDA, F. D., & BARTORELLI, A. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, SP: Beca. 900p. 2012

HUTCHINSON, C.S. *Laboratory handbook of petrographic tecniques*. New York, John Wiley & Sons. 527p, 1974.

ISOTTA, C.A.L., CARNEIRO, J.M., KATO, H.T., BARROS, R.J.L. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Porto Velho, DNPM/CPRM, Relatório Final, Volumes 1, 2 e 3. 1978

ISHIHARA, S. The Granitoid Series and Mineralization. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, pp.458-484. 1981.

IVANOVA, G.F. & BUTUZOA, Ye. G. Distibution of tungsten tin and molybdenium in the granites of eastern Transbaykalia. *Geochem. Int.*, 5:572-583. 1968.

JANASI, V. A & ULBRICH, H.H.G.J. Avaliação das informações disponíveis para granitoides do Estado de São Paulo. In: *SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, . 1985, São Paulo. *Atas..* São Paulo, SBG, v.1.p 133-146. 1985

KLOOSTERMAN, J.B. Granites and rhyolites of São Lourenço: A vulcano-plutonic complex in southern Amazonia. *Eng. Min. Met*, 44 (262): 169-171, 1966.

KÜHNE, R., WASTERNACK, J., SCHULZE, H.. *Postmagmatische Metasomatose im Endo-Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges. Geologie* 21 (Hf. 4/5), 494–520. 1972

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journ. Vol. Geoth*. Res. 14: 169-186. 1982.

LEITE JÚNIOR, W.B. *Geologia do maciço São Lourenço*, 19p, 1992

LEITE JÚNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., BETTENCOURT, J.S. Petrogenesis, of two Grenvillian tin-bearing rapakivi granite suítes, southwestern Amazonian craton, Rondonia, Brazil. In: *IUGS/SBG, International Geologic Congress*. Brazil, 2000.

LEITE JÚNIOR, W.B. *A suíte intrusiva Santa Clara e a mineralização polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada.* Tese de Doutoramento, Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia, USP, São Paulo, 305p, 2002.

LEITE JUNIOR, W.B., PAYOLLA, B.L., DIAS, C.A.T., BETTENCOURT, J.S. Litogeoquímica de granites e riólitos do distrito mineiro São Lourenço-Macisa, maciço São Lourenço, Rondônia: considerações preliminares. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica, XIV,* Diamantina, SBGq, , *Conferências e Resumos científicos,* 01 CD-Rom, 2013.

LEITE JÚNIOR, W. B; PAYOLLA, B. L.; BETTENCOURT, J. S. & DIAS, C. A. T. 1.38- Ga A-type granites related to the evolution of the Rondonian-San Ignacio orogenic system, SW Amazonian Craton, Brazil: a geochemical overview. *Comunicacoes Geologicas t.* 101, v. 101, n. Especial I, p. 125–129, 2014

LEHMANN, B. Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage. *Econ. Geology*. , 77: 50-59. 1982

LEHMANN, B., *Metallogeny of Tin. Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, 211 pp. 1990.

LONDON, D*. Internal differentiation of rare-elements pegmatites, a synteshis of recente research*. In: STEIN, H.J & HANNAH, J.L .eds. Ore-bearing granite systems, petrogenesis and mineralizing processes. *Geol. Soc. Amer.* Special Paper. 246: 499-540. 1990.

LONDON METAL EXCHANGE (LME). *Tin Prices*. Acesso em: Set 2017. Disponível em: < https://www.lme.com/Metals/Non-ferrous/Tin#tabIndex=0>.

LOBATO, F.P.N.S., APPELL, L.E., GODOY, M.C.F.T., RITTER, J.E. *Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Rio de Janeiro*, DNPM/DFPM*,* Boletim No*.125*, 209 p., 1966.

LJUNGGREN, P. The tin deposits of Rondônia, Brazil, as compared with the Bolivian tin mineralization. In: *Geol. Foren*. Stockholm Forh., Stockholm, 85(515):431-435. 1964

LUTH, W.C.; JAHNS, R.H.; TUTTLE, O.F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars*. J. Geophys. Res*., 69(4):759-773. 1964.

LUTH, W. C. The Systems NaAlSi - S102 ann KAISi Oa - SiO to 3 0S j w 2 20 KP Pressure and the Relationship between H_2O content, P_{water} and P_{total} in Granitic Magma; *Am. Jour. Sci.* v. 267-A (Schairer volume), p. 325-341. 1969.

MANNING, D.A.C*. Na experimental study of the effects of the fluorine on the crystallization of granitic melts*. In: EVANS, A.M. (ed). *Metallization associated with acid magmatism.*Chichester, John Wiley, p. 191-203, 1982

MCDONOUGH, W.F., Sun, S.S., The composition of the Earth. *Chem. Geol*. 120 (3–4), 223–253. 1995.

MONTEL J.M. 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology*, 110(1-3):127-146.

MOUNT, M. Techinal Report: *The São Lourenço Tin Project, Rondônia State Brazil*.[s.ed]. p. 51. 2009.

NASCIMENTO, J,G,C. *Projeto Granito. Relatório final das áreas Reunidas e Triunfo, Distrito Oriente Novo, Rondônia*. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 17 p. 1985.

NASCIMENTO, J,G,C. *Projeto Granito. Mapeamento do Distrito Oriente Novo, Municipio de Ariquemes, Rondônia.* Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, 55 p. 1986.

PAYOLLA, B.L. e PINHO, O.G.. *Relatório final do maciço Pedra Branca executado pelo Projeto Granito, Cachoeirinha, Rondônia*. Coordenador BETTENCOURT, J.S.. Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A., São Paulo, SP, p 69. 1981

PEARCE, J. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125. 1966.

PENG LIU., MAO, J., SANTOSH, M., XU, L., ZHANG, R., & JIA, L. The xiling sn deposit, eastern guangdong province, southeast china: a new genetic model from 40ar/39ar muscovite and u-pb cassiterite and zircon geochronology. *Economic Geology*, *113*(2), 511–530. https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.456

PLANT, J. Signatures of metalliferous granites in the Scottish Caledonides. Trans. *Inst. Min. Metall*, B89: 198-210. 1980. 2018

PINHO, O.G.de, PAYOLLA. *Projeto Granito Cachoeirinha, Rondônia. Relatório final do maciço Caritianas e Faveirão*. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A. São Paulo, SP. Relatório. 1982

PIRAJNO, F. *Hydrotermal Mineral Deposits: Principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Berlin, Heidelberg, New York, London. Springer-Verlag. 709pp. 1992

PIRAJNO, F. Hydrothermal process and mineral systems. Springer. 1250p. 2009.

POLLARD, P.J. *Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium*. In: MOLLER, CERNY, P & SAUPÉ, F. (ed) Lanthanides, tantalum and niobium. Berlin, Springer-Verlag, 145-168. 1989

POLLARD, P.J. Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage – a discussion. *Econ. Geology*. , 78: 543-545. 1983

QUADROS N. L. E. S. & RIZZOTTO G. J. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Sistema de Informações Geográficas***.** Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Programa Geologia do Brasil, CPRM, Porto Velho, 153 p. 2007.

RAGLAND P.C. *Basic Analitical Petrology*. Oxford, Oxford University Press, 369 p. 1989.

RAMSAY, C. R. Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian shield and their precursors. *J. Afr. Earth. Sci.* 4: 153 – 168. 1986.

RIBEIRO,A.P. *Geologia do Distrito Montenegro, Município de Ariquemes, Rondônia*. Coordenador: BETTENCOURT, J.S., Arquivos da Mineração Oriente Novo S.A. São Paulo, SP. 104 p. Relatório. 1984

RIZZOTTO, G.J., QUADROS, M.L. do E.S., BAHIA, R.B.C., CORDEIRO, A.V. Folha SC. 20- Porto Velho. In: SCHOBBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B, LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A de (Eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas Programa Geologia do Brasil.* Brasília: CPRM, 2004

RUIZ, A.S*. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico, região limítrofe Brasil- Bolívia, Mato Grosso*. Tese de PhD, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Campus de Rio Claro, SP, 2005.

SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H.E., GROVES, D.L., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronogy. *Gondwana Research*, v. 3, p. 453-488, 2000.

SANTOS, J.O.S.; RIZZOTTO, G.J.; HART- MANN, L.A. Ages sedimentary basins related to the Sunsas and juruena orogenies, southwest Amazon Craton established by zir- con U-Pb geochronology. In: *Work- shop on geology of the sw amazonian craton: State-of-the-Art,* São Paulo, 2001. *Extended Abstracts*. São Paulo: Institute of Geosciences. University of São Paulo, 186p. p.114-118. 2001.

SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.J., CHEMALE, F., HARTMANN, L.A., QUADROS, M.L.E.S. & MCNAUGHTON, N.J. Three distinctive collisional orogenies in the southwestern Amazon Craton: Constraints from U-Pb geochronology*. Short Papers, IV South American Symposium on Isotope Geology*, p. 282-285, 2003.

SANTOS J.O.S., RIZZOTTO G.J., POTTER P.E., MCNAUGHTON N.J., MATOS R.S., HARTMANN L.A., CHEMALE JR F., QUADROS M.E.S. Age and Autochthonous Evolution of The Sunsás Orogen in the West Amazon Cráton based on mapping and U-Pb Greochronology. Precambrian Research, 165:120-152. 2008

SCANDOLARA, J. E. *Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsàs/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico*. Brasília, Tese (Doutorado em Geologia Regional)-Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 383p., 2006.

SIMIELLI, M. E. *GeoAtlas*. Ed. Ática. São Paulo, SP. p. 184. 2011

SIIVOLA, J. & SCHMID, R. *Lisf of mineral abreviations*. Web: Version (01.02.2017) IUGS . (www.bgs.ac.uk/scmr/home.html). p 14. 2007.

SHAND S. J. Eruptive Rocks. *Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons. 1943.

STEMPROK M.-SKVOR P. Composition of tin-bearing granites from the Krurne hory metallogenic province of Czechoslovakia. *Shor. geol. Ved.,* R. LG·M, 16, 7 – 67. 1974

STEMPROK, M. Mineralized granites and their origin. *Episodes*,3:20-24. 1979.

STEMPROK, M. Intrusion sequences within ore-bearing granitoids plutons. *Geol. Jour,* 25: 413-417.

SUSZCZYNSKI E.F. La geologie et La tectonique de la plateforme Amazonienne. *Geologische Rundschau*, v. 59(3), p. 1232-1253, 1970.

TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182, 1999.

TASSINARI, C.C.G. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos IGC-USP,* São Paulo, Tese de Livre Docência, 139 p. 1996.
TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA M.J.B. *A evolução tectônica do cráton Amazônico*. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro, B.B. Brito-Neves. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. 570 pp. 2004.
TAYLOR H.P. Oxygen and Hidrogen isotope relationships in hydrotermal mineral deposits. In BARNES, H.L. (ed) *Geochemistry of hidrotermal ore deposits.* 2ed. New York. John Willey & Sons, Inc. 797p. 1979
TAYLOR, R. G & POLLARD, P.J. *Pervasive hydrotermal alteration in tin-bearing granites and implications for the evolution of ore-bearing magmatic fluids*. In:
TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., 1984. *Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicacões geotectônicas*. In: 2nd Symp. , Manaus, Brasil, 1984. Atas, MME/DNPM, pp. 87–91. 1984
TEIXEIRA, W.; GERALDES, M. C.; MATOS, R.; RUIZ, A. S.; SAES, G.; VARGAS-MATTOS, G. A. review of the tectonic evolution of the Sunsàs belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 47-60, 2010.
THORNTON, C.P & TUTTLE, O.F. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. *American Journal of science*, v. 258, p. 664 – 684 1960.
TUREKIAN, K.K & WEDEPOHL. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. Am. Bull* 72:175-191. 1961.
TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi3O8- KAlSi3O8-SiO2-H2O. *The Geological Society of America Memoir* 74. 1958.
VERSCHURE, R.H & BON, E. H. *Geology and Geocronology of Tin Bearing Vulcano Plutonic Complex in Rondônia (Western - Brasil); Reflections on the genesis of this type of magmatism*. s.ed p 177 - 198. 1972.
VLACH, S.R.F. *Geologia, petrografia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP, São Paulo*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 253p. 1985
VLACH, S.R.F. *Geologia, petrografia dos granitoides Morungaba, SP.* São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 414p. 1993.
WATSON, E.B., HARRISON, T.M., Acessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35, 19–30. 1984.
WERNICK, E. Rapakivi granites related to the post-colision relaxing stage: The Itu Province (Late Cambrian) of SE/S Brazil. In: *International Geological Congress*, 29, 1992, Kyoto, Japan. *Abstracts.*.v.2. p 563. 1992
WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W. A-type granites: *Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology*, s. ed. 95: 407-419.1987.
YANG X.M., LENTZ D.R., CHI G., THORNE K.G. Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos,* 104:355–377. 2008.
ZHOU, J., FENG, C., LI, D., & LI, G. Geological, geochemical, and geochronological characteristics of Caledonian W-Sn mineralization in the Baiganhu orefield, southeastern Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews*, *75*, 125–149. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.12.009. 2016.

V. 2. APÊNDICES

APÊNDICE 1 – Análise MEV (EDS) de alguns dos cristais de Albita e dos filmes e manchas de albita (pertita) na associação de fácies heterogranular.

Associação Fácies Heterogranular
Albita

	Chemical	formula	mass%	mol%	Cation	Sigma	Net	K
	Na2O	12.61	13.34	3.22	0.12	17269	0.0824395	K
	Al2O3	19.34	12.43	3	0.2	23828	0.0950912	K
	SiO2	68.04	74.23	8.95	0.42	69400	0.309049	K
	Total	100	100	15.16				K
NÚCLEO	Na2O	12.4	13.08	3.16	0.11	20822	0.0764069	K
	Al2O3	18.76	12.03	2.9	0.18	28399	0.0871192	K
	SiO2	68.84	74.89	9.03	0.38	86489	0.2960569	K
	Total	100	100	15.09				K
	Na2O	11.98	12.65	3.04	0.08	40658	0.075989	K
	Al2O3	19.18	12.32	2.96	0.13	58902	0.0920283	K
	SiO2	68.84	75.03	9.02	0.27	175011	0.3051155	K
	Total	100	100	15.02				K
	Na2O	12.49	13.17	3.18	0.08	47702	0.0830031	K
	Al2O3	18.78	12.04	2.91	0.12	64619	0.0939956	K
	SiO2	68.73	74.79	9.03	0.25	196334	0.3186798	K
	Total	100	100	15.11				K
BORDA	Na2O	12.27	12.93	3.12	0.1	28683	0.0824983	K
	Al2O3	18.54	11.87	2.86	0.15	39111	0.0940397	K
	SiO2	69.19	75.2	9.07	0.32	121249	0.3253115	K
	Total	100	100	15.06				K
	Na2O	12.18	12.85	3.1	0.13	15110	0.0782844	K
	Al2O3	18.95	12.16	2.93	0.21	21245	0.0920144	K
	SiO2	68.87	74.99	9.03	0.45	63981	0.3092222	K
	Total	100	100	15.05				K
PERTITA	Na2O	12.43	13.11	3.16	0.13	15995	0.0823179	K
	Al2O3	18.81	12.06	2.91	0.21	21826	0.0939014	K
	SiO2	68.76	74.83	9.03	0.44	66208	0.3178432	K
	Total	100	100	15.1				K
	Na2O	12.65	13.33	3.22	0.11	47683	0.0832839	K
	Al2O3	18.53	11.87	2.87	0.17	63026	0.0920261	K
	SiO2	68.82	74.8	9.04	0.37	193913	0.3159412	K
	Total	100	100	15.13				K

APÊNDICE 2 – Análise MEV (EDS) da fase mineral acessória da associação de fácies heterogranular.

Associação Fácies Heterogranular
Fase acessória

Monazita							
Chemical	**formula**	**mass%**	**mol%**	**Cation**	**Sigma**	**Net**	**K**
P2O5	35.93	43.77	6.17	0.22	50971	0.1330204	K
La2O3	17.18	9.12	1.29	0.33	16484	0.1499539	L
CeO2	46.89	47.11	3.32	0.44	38839	0.3950707	L
Total	100	100	10.78				
			Ilmenita				
TiO2	49.82	47.14	7.69	0.2	92575	0.3925748	K
MnO	3.42	3.65	0.6	0.1	4548	0.0326731	K
FeO	46.76	49.21	8.03	0.23	52800	0.4595562	K
Total	100	100	16.31				
TiO2	48.4	47.88	7.47	0.22	69238	0.3820651	K
MnO	3.62	4.03	0.63	0.12	3726	0.0348347	K
FeO	41.98	46.18	7.2	0.25	36801	0.4168071	K
Y2O3	2.37	0.83	0.26	0.16	4914	0.016357	L
Nb2O5	3.63	1.08	0.34	0.13	7521	0.0245395	L
Total	100	100	15.9				
TiO2	77.43	77.03	10.27	0.24	140220	0.5944078	K
FeO	20.09	22.22	2.96	0.16	22007	0.1914745	K
Nb2O5	2.49	0.74	0.2	0.1	6849	0.0171676	L
Total	100	100	13.43				
			Rutilo				
TiO2	91.58	95.02	11.47	0.27	171490	0.7282704	K
FeO	1.82	2.1	0.25	0.08	2047	0.0178455	K
Nb2O5	2.99	0.93	0.23	0.1	8688	0.021816	L
BaO	3.6	1.95	0.24	0.26	6492	0.0389191	L
Total	100	100	12.19				
TiO2	98.17	99.44	11.83	0.27	176780	0.7493876	K
Nb2O5	1.83	0.56	0.13	0.09	5153	0.0129157	L
Total	100	100	11.97				
TiO2	86.98	92.86	11.02	0.27	162988	0.6929103	K
FeO	2.55	3.03	0.36	0.08	2892	0.0252309	K
Nb2O5	7.3	2.34	0.56	0.13	21315	0.0535787	L
BaO	3.18	1.77	0.21	0.26	5734	0.0344097	L
Total	100	100	12.15				

APÊNDICE 3 – Análise MEV (EDS) de alguns dos cristais de Albita e dos filmes e manchas de albita (pertita) na associação de fácies porfirítica.

Associação Fácies Porfirítica
Albita

	Chemical	formula	mass%	mol%	Cation	Sigma	Net	K
NÚCLEO	Na2O	9.75	10.53	2.5	0.07	34466	0.0600624	K
	Al2O3	21.93	14.38	3.42	0.13	71455	0.1040972	K
	SiO2	65.91	73.37	8.71	0.26	174994	0.2844705	K
	K2O	2.41	1.71	0.41	0.05	7340	0.0217193	K
	Total	100	100	15.03				K
	Na2O	12.28	12.95	3.12	0.08	42642	0.0799544	K
	Al2O3	18.72	12	2.89	0.12	58654	0.0919379	K
	SiO2	68.99	75.05	9.05	0.27	179410	0.3138022	K
	Total	100	100	15.07				
	Na2O	11.53	12.17	2.92	0.12	16972	0.0675413	K
	Al2O3	19.11	12.27	2.94	0.19	25558	0.0850272	K
	SiO2	69.36	75.56	9.06	0.41	76730	0.2848409	K
	Total	100	100	14.93				
BORDA	Na2O	12.01	12.68	3.05	0.08	44896	0.0784165	K
	Al2O3	19.17	12.31	2.96	0.12	64837	0.0946705	K
	SiO2	68.83	75.01	9.02	0.26	192718	0.3139949	K
	Total	100	100	15.03				
	Na2O	8.28	8.48	2.04	0.07	28914	0.0500657	K
	Al2O3	12.45	7.76	1.87	0.1	40784	0.0590358	K
	SiO2	79.27	83.76	10.09	0.28	220436	0.3560573	K
	Total	100	100	14				
	Na2O	12.17	12.84	3.09	0.1	27766	0.0808192	K
	Al2O3	18.86	12.09	2.91	0.15	38876	0.0945951	K
	SiO2	68.98	75.07	9.04	0.33	117935	0.3202116	K
	Total	100	100	15.05				
	Na2O	10.41	10.81	2.61	0.1	21093	0.0645263	K
	Al2O3	15.52	9.8	2.36	0.15	28897	0.0739008	K
	SiO2	74.07	79.38	9.57	0.35	115844	0.3305828	K
	Total	100	100	14.55				
	Na2O	8.83	9.5	2.3	0.1	14199	0.0554531	K
	Al2O3	18.18	11.89	2.88	0.18	27317	0.0891882	K
	SiO2	67.03	74.39	9.01	0.38	83532	0.3043198	K
	K2O	5.96	4.22	1.02	0.11	8375	0.0555356	K
	Total	100	100	15.21				
PERTITA	Na2O	12.4	13.1	3.16	0.14	14013	0.0816804	K
	Al2O3	19.14	12.29	2.96	0.22	19510	0.0950634	K
	SiO2	68.46	74.61	8.99	0.47	57802	0.3142764	K
	Total	100	100	15.11				
	Na2O	12	12.69	3.05	0.12	16965	0.0757415	K
	Al2O3	19.39	12.46	2.99	0.2	24788	0.0925129	K
	SiO2	68.61	74.84	8.99	0.42	72524	0.302036	K
	Total	100	100	15.04				

APÊNDICE 4 – Análise MEV (EDS) da fase mineral acessória da associação de fácies porfirítica.

Associação Fácies Porfirítica
Fase acessória

Monazita							
Chemical	**formula**	**mass%**	**mol%**	**Cation**	**Sigma**	**Net**	**K**
P2O5	33.7	41.83	5.97	0.19	65541	0.1237741	K
La2O3	20.09	10.86	1.55	0.28	26650	0.175438	L
CeO2	46.22	47.31	3.38	0.37	52934	0.3896419	L
Total	100	100	10.9				
Ilmenita							
TiO2	48.4	47.88	7.47	0.22	69238	0.3820651	K
MnO	3.62	4.03	0.63	0.12	3726	0.0348347	K
FeO	41.98	46.18	7.2	0.25	36801	0.4168071	K
Y2O3	2.37	0.83	0.26	0.16	4914	0.016357	L
Nb2O5	3.63	1.08	0.34	0.13	7521	0.0245395	L
Total	100	100	15.9				
Rutilo							
TiO2	93.03	95.51	11.42	0.28	146613	0.7001359	K
FeO	2.81	3.21	0.38	0.09	2669	0.0261559	K
Nb2O5	4.16	1.28	0.31	0.11	10272	0.0290023	L
Total	100	100	12.12				