



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Beatriz Pereira Debowski

**Contribuições à exploração de cassiterita na Província Estanífera de
Rondônia: A evolução magmática e metalogenética do maciço Massangana**

Rio de Janeiro

2020

Beatriz Pereira Debowski

**Contribuições à exploração de cassiterita na Província Estanífera de Rondônia: a
evolução magmática e metalogenética do Maciço Massangana**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos minerais.

Orientador: Prof. Dr. Mauro César Geraldès

Coorientador: Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Rio de Janeiro

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ/ REDE SIRIUS/ CTC/C

D287 Debowski, Beatriz Pereira.
Contribuição a exploração de cassiterita na Província Estanífera de Rondônia: a evolução magmática e metalogenética do Maciço Massamgana/ Beatriz Pereira Debowski. – 2020.
240 f.: il.

Orientadora: Mauro César Geraldês.
Coorientador: Valmir da Silva Souza.
Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia isotópica - Rondônia (RO) - Teses. 2. Geoquímica - Rondônia (RO) - Teses. 3. Petrografia - Teses. 4. Granito - Teses - Rondônia (RO). I. Geraldês, Mauro César. II. Souza, Valmir da Silva. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 552.321(811.1)

Bibliotecária responsável: Ingrid Pinheiro / CRB-7: 7048

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Beatriz Pereira Debowski

Contribuições à exploração de cassiterita na Província Estanífera de Rondônia: a evolução magmática e metalogenética do Maciço Massangana

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos minerais.

Aprovada em 29 de Julho de 2020.

Orientador: Prof. Dr. Mauro César Geraldês

Faculdade de Geologia - UERJ

Coorientador : Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Faculdade de Geologia - UERJ

Banca Examinadora:

Prof.^a Dr.^a. Thais Vargas

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Alexis Rosa Nummer

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro - UFRRJ

Prof. Dr. Júlio Cezar Mendes

Universidade federal do Rio de Janeiro - UFRJ

Prof. Dr. Anderson Costa

Faculdade de Geologia - UERJ

Rio de Janeiro

2020

AGRADECIMENTOS

Neste espaço gostaria de externar meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram para que esta tese se concretizasse. Primeiramente gostaria de agradecer a Deus, pelo maravilhoso e complexo planeta que ele nos permite habitar, pelas incríveis paisagens que podemos desfrutar e pela ciência que nos possibilita estudar e desvendar parte dos processos de formação deste planeta chamado Terra.

Aos meus pais Luís e Helena que apoiaram minha decisão em cursar a faculdade de Geologia. Ao meu marido Gustavo, pelo apoio incondicional em todas as etapas acadêmicas da minha vida em especial no Mestrado e Doutorado realizados na cidade do Rio de Janeiro.

À Capes (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil) por financiar a bolsa de doutorado por 2 anos contribuindo para a execução e finalização desta tese de doutorado.

Ao meu orientador, Mauro César Geraldês, pelas horas dedicadas às discussões sobre a evolução química e isotópica dos granitos aqui estudados, além do apoio acadêmico incondicional. Ao meu coorientador Valmir da Silva Souza pelas discussões em campo e posterior avanço na interpretação da evolução metalogenética da área de estudo.

À professora Rúbia Ribeiro Viana, minha orientadora de TCC na Universidade do Estado do Mato Grosso, primeira a me incentivar a seguir a carreira como pesquisadora.

À Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM-RO): à sua administradora Maíza Moreira Ribeiro, ao chefe de residência Amilcar Adamy, aos geólogos Thiago de Jesus e Carlos Eduardo Santos de Oliveira e aos técnicos do laboratório de preparação de amostra: Boás Delfino de Souza, Nadir Ceolin e Júlio Rodrigues Walfredo que prepararam parte das amostras e lâminas aqui estudadas.

Aos donos e funcionários da CEMAL (Cooperativa Estanífera da Amazônia Legal), que apoiaram as pesquisas de campo, em especial ao funcionário Alexandre que acompanhou a etapa de campo, auxiliando na coleta de amostras.

À todos vinculados aos Laboratórios LGPA (Laboratório de Geologia de Preparação de Amostras) e Multilab da UERJ, em especial à Gabriela, Luiz e Ludmila.

OBRIGADA!

Todos os dias, sob todos os pontos de vista, vou cada vez melhor Graças a Deus.

Émile Coué

RESUMO

DEBOWSKI, Beatriz Pereira. **Contribuições a exploração de cassiterita na Província Estanífera de Rondônia**: a evolução magmática e metalogenética do Maciço Massangana. 2020. 181 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

A Suíte Intrusiva Rondônia (*Younger Granites of Rondônia*) representa o magmatismo granítico mais tardio que atingiu o SW do Cráton Amazônico, com mineralizações em Sn, Nb, Ta, W, topázio e berilo associadas. O Maciço Massangana constitui uma intrusão no formato elipoidal limitada por grandes fraturas regionais de direção NNE/SW; e stock granítico menor (São Domingos) que ocorre na porção sudeste do Maciço. O Maciço Massangana e Stock São Domingos são compostos, em sua maioria por granitos grossos a porfíricos com textura rapakivi (piterlitos) ou não, granitos de granulação média e localmente por biotita-granitos finos na forma de diques e apófises. Rochas de composição sienítica com ETRs e sulfetos (galena e esfalerita) aparecerem de forma pontual. Geoquimicamente plotam no campo de granitos do tipo-A, *ferroan*, metaluminosos a peraluminosos, apresentam anomalias negativas acentuadas em Ba, Sr e Ti, enriquecimento em Rb e Th e em Ce, Sm. As idades de cristalização obtidas foram entre 995.7 ± 9.5 Ma a 1026 ± 16 Ma para as rochas do maciço Massangana e de 1060 ± 35 Ma, 1081 ± 28 Ma, 1114 ± 30 Ma para o stock São Domingos. O Maciço Massangana mostrou valores de ϵ_{Hf} variando entre negativos relacionados a fontes predominantemente crustais com Idades T_{DM} relacionados as encaixantes, e positivos, relacionados a fontes de magma juvenil. Os valores de ϵ_{Hf} do Stock São Domingos são predominantemente negativos com as idades T_{DM} entre 2,4 e 1.9Ga, não relacionadas com nenhuma das encaixantes descritas até o momento na região. A química e petrografia das rochas mineralizadas mostram a ação de fluidos hidrotermais co-magmáticos enriquecidos em H₂O e F. As geometrias dos corpos mineralizados são definidas pelo contato entre as encaixantes e a cúpula na câmara magmática e podem ser atribuídos a acumulação residual através de processos de cristalização fracionada. A evolução geológica proposta para o Maciço Massangana e stock São Domingos é marcada pelos seguintes estágios: (1) intrusão granítica nos níveis apicais dos biotita-granitos com variação textura de médio a grosso; (2) intrusão dos biotita-granitos finos relacionados a um magma residual ácido representado pelo zinwaldita-granito rico em voláteis (F, Cl e H₂O), (3) formação dos veios pegmatíticos (4) greisenização dos granitos e das encaixantes e formação de veios de quartzo com cassiterita nas zonas de contato com as encaixantes. As rochas relacionadas às zonas mineralizadas apresentam assinatura isotópica de Hf que indicam uma fonte mais antiga em relação as rochas não mineralizadas do granito Massangana. As rochas de composição sienítica parecem ter uma evolução magmática distinta dos demais granitóides, apresentaram as maiores concentrações de Nb, ETRL e sulfetos disseminados deste estudo. No contato com essas rochas o biotita-granito e álcali-granito mostram zonas com sulfetos disseminados (galena e esfalerita) além de berilo e cassiterita.

Palavras-chave: Maciço massangana; petrografia; metalogênese; geocronologia u-pb; geoquímica isotópica lu-hf; litogeoquímica.; Província Estanífera de Rondônia.

ABSTRACT

DEBOWSKI, Beatriz Pereira. **Contributions to the exploration of cassiterite in the Rondônia Tin Province:** the magmatic and metallogenetic evolution of the Massangana Massif. 2020. 181 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

The Rondônia Intrusive Suite (Younger Granites of Rondônia) represents the latest granitic magmatism that reached the SW of the Amazon Craton, with associated mineralizations in Sn, Nb, Ta, W, topaz and beryl. The Massangana Massif constitutes an elliposidal intrusion limited by large regional fractures with a NNE/SW direction; and smaller granite stock (São Domingos) that occurs in the southeastern portion of the Massif. The Massangana Massif and Stock São Domingos are mostly composed of coarse to porphyritic granites with rapakivi texture (pitherlites) or not, medium-grained granites and locally of fine biotite-granites in the form of dikes and processes. Rocks of syenitic composition with REEs and sulfides (galena and sphalerite) appear punctually. Geochemically plotted in the field of type-A, ferroan, metaluminous to peraluminous granites, they present accentuated negative anomalies in Ba, Sr and Ti, enrichment in Rb and Th and in Ce, Sm. The crystallization ages obtained were between 995.7 ± 9.5 Ma at 1026 ± 16 Ma for the rocks of the Massangana massif and at 1060 ± 35 Ma, 1081 ± 28 Ma, 1114 ± 30 Ma for the São Domingos stock. The Massangana Massif showed ϵ_{Hf} values varying between negative, related to predominantly crustal sources with TDM Ages related to emplacements, and positive, related to sources of juvenile magma. The ϵ_{Hf} values of Stock São Domingos are predominantly negative with TDM ages between 2.4 and 1.9Ga, not related to any of the sites discovered so far in the region. The chemistry and petrography of the mineralized rocks show the action of co-magmatic hydrothermal fluids enriched in H₂O and F. The geometries of the mineralized bodies are defined by the contact between the housings and the dome in the magma chamber and can be attributed to residual accumulation through processes of fractional crystallization. The geological evolution proposed for the Massangana Massif and São Domingos stock is marked by the following stages: (1) granitic intrusion at the apical levels of biotite-granites with medium to coarse texture variation; (2) intrusion of fine biotite-granite related to an acidic residual magma represented by zinwaldite-granite rich in volatiles (F, Cl and H₂O), (3) formation of pegmatite veins (4) greisenization of granites and beds and formation of quartz veins with cassiterite in the areas of contact with the beds. The rocks related to the mineralized zones have an isotopic signature of Hf that indicates an older source in relation to the non-mineralized rocks of the Massangana granite. Rocks with syenitic composition appear to have a different magmatic evolution from other granitoids, presenting the highest concentrations of Nb, ETRL and disseminated sulfides in this study. In contact with these rocks, the biotite-granite and alkali-granite show zones with disseminated sulfides (galena and sphalerite) in addition to beryl and cassiterite.

Keywords: massangana massive; petrography; metalogenese u-pb geochronology; lu-hf isotopic chemistry; lithogeochemistry; Rondonia Tin Province.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mapa de localização da área de estudo.....	20
Figura 2	Subdivisões de Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico.....	23
Figura 3	Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Rodínea, incluindo as áreas cratônicas Laurentia, Báltica e Amazônia.....	25
Figura 4	Compartimentação tectono-estratigráfica do Estado de Rondônia proposta por Scandolaro et al. 1999, 2001) e localização da PER.....	28
Figura 5	Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia mostrando distribuição das suítes de granitos Rapakivi e áreas adjacentes.....	32
Figura 6	Mapa geológico do Maciço Massangana e stock São Domingos.....	33
Figura 7	Imagens de obtidos no MEV FEI Quanta 250.....	44
Figura 8	Diagrama esquemático de evolução isotópica de Hf partindo de um reservatório condrítico.....	46
Figura 9	Diagrama Q-Ab-Or proposto por Haapala e Lukkari (2005).....	61
Figura 10	Diagrama de classificação quantitativa de greisens elaborado por Kühne et al. (1972, em STEMPROK, 1987).....	67
Figura 11	Desenhos esquemáticos representando mecanismos de formação de greisens...	68
Figura 12	Mapas de magnetometria da região Central de Rondônia (Folha Rondônia Central CPRM, 2018).....	73
Figura 13	Mapas de Magnetometria e 1ª Derivada com zoom no Maciço Massangana e contornos.....	74
Figura 14	Mapa geológico mostrando limites do maciço Massangana e stock São Domingos em contato a SE do maciço bem como pontos de coleta de amostras.....	75
Figura 15	Afloramento, aspecto macroscópico e fotomicrografias da fácies grossa a muito grossa com hornblenda, Maciço Massangana.....	77
Figura 16	Vê feição macroscópica e microscópica da fácies biotita-granito.....	79
Figura 17	Feição macroscópica e microscópica do biotita-granito equigranular médio a grosso, fácies São Domingos.....	81

Figura 18	Aspecto macroscópico dos biotita-granitos de granulação média que compõem a Região de São Domingos.....	81
Figura 19	Feição macroscópica e microscópica do biotita-álcali granito porfirítico.....	83
Figura 20	Contatos de granito fino com granito grosso a porfirítico na porção norte do Stock São Domingos.....	84
Figura 21	Aspecto macroscópico de sienogranito equigranular (Fase Bom Jardim).....	85
Figura 22	Aspecto microscópico de sienogranito equigranular (Fase Bom Jardim).....	86
Figura 23	Afloramento do contato entre quartzo-sienito fino (ponto DB-16) com biotita álcali-granito região central de Bom Jardim.....	87
Figura 24	Quartzo-sienito fino lenticular de cor cinza em contato com álcali-granito médio (branco a rosado) (ponto DB-16) região central de Bom Jardim.....	88
Figura 25	Zona de contato entre biotita-granito Stock São Domingos e Gnaiss Serra da Providência.....	91
Figura 26	Afloramento artificial na forma de parede vertical de fácies graníticas evoluídas relacionadas a processos de albitização e topazificação.....	92
Figura 27	Aspecto macroscópico do granito albitizado coletado na porção leste do stock de São Domingos. amostra DB-MA-10D3.....	93
Figura 28	Aspecto macroscópico dos granito silicificado e topazificado, amostra DB-MA-10 D2 que compõe a Região de São Domingos.....	94
Figura 29	Aspecto macroscópico de pegmatito albitico com zinwaldita e fenocristais de quartzo e ortoclásio que compõem a Região de São Domingos.....	96
Figura 30	Aspecto microscópico em detalhe da amostra DB-MA-10 D1B (zinwaldita-albita pegmatito).....	97
Figura 31	Aspecto macroscópico dos topázio-granito porfirítico. Amostra DB-MA-10 D5 que compõem a Região de São Domingos.....	98
Figura 32	Aspecto microscópico do topázio-granito porfirítico. Amostra DB-MA-10 D5 que compõem a Região de São Domingos.....	99
Figura 33	Quadro com a evolução das fácies associadas ao zinwaldita-albita-Pegmatito com cassiterita culminando com a formação do topázio-granito porfirítico.....	100
Figura 34	Aspecto macroscópico de zinwaldita-granito e topazito amostra DB-MA-08 E que compõe a Região de São Domingos.....	103
Figura 35	Afloramento e aspecto microscópico de zinwaldita-granito fino amostra DB-MA- 08-01 e que compõe a Região de São Domingos.....	104

Figura 36	Aspectos microscópicos do topázio álcali-granito que compõem a Região de São Domingos.....	105
Figura 37	Classificação quantitativa do greisens deste estudo em diagrama proposto por KuHne et al. (1982).....	106
Figura 38	Aspecto macroscópico e variação de cor dos endogreisens que compõem a Região de São Domingos.....	107
Figura 39	Fotomicrografias dos endogreisens da região de São Domingos.....	108
Figura 40	Aspecto macroscópico de amostra DB-MA-08 C Região de São Domingos.....	109
Figura 41	Afloramento e aspecto macroscópico do endogreisen desenvolvido no interior do veio pegmatítico zonado encaixado em anfibolito do Complexo Jamari.....	111
Figura 42	Aspectos microscópicos dos Greisen B, associados ao pegmatito desenvolvido no biotita- granito, em contato com veio pegmatítico zonado e encaixante gnáissica cinza.....	112
Figura 43	Aspectos microscópicos dos Greisen B, associados ao pegmatito desenvolvido no biotita- granito, em contato com veio pegmatítico zonado e encaixante gnáissica cinza.....	113
Figura 44	Aspecto zonado do Pegmatito 01 que compõe a Região de São Domingos.....	116
Figura 45	Zonas identificadas no Pegmatito 1.....	117
Figura 46	Paragênese mineral obtida pela observação local e análise petrográfica das amostras relacionadas ao Pegmatito 1.....	118
Figura 47	Aspecto macroscópico e feições de campo de granito médio rocha encaixante do Pegmatito 02.....	120
Figura 48	Enclave do Microgranito no granito médio associado ao Pegmatito 2 e feição microscópica do microgranito.....	121
Figura 49	Pegmatito 02 encaixado no biotita-granito médio com zona intermediária composta por microgranito cinza.....	122
Figura 50	Massa cinza fina de forma difusa em meio o biotita-granito e veio secundário composto por feldspato e mica	123
Figura 51	Aspecto mineralógico do Pegmatito 2 que compõe a Região de São Domingos	124
Figura 52	Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao Pegmatito 2.....	125
Figura 53	Aspecto macroscópico dos exogreisens da Região de São Domingos.....	127

Figura 54	Aspecto microscópico do exogreisen associado a veios de quartzo e encaixante gnáissica que compõem o Região de São Domingos.....	128
Figura 55	Aspecto macroscópico e microscópico de biotitos da região de São Domingos.....	130
Figura 56	Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao Exogreisen.....	131
Figura 57	Concentração de quartzo leitoso na zona NE da região de Massangana.....	133
Figura 58	Aspecto macroscópico dos veios de quartzo em zona de stockwork nos contatos do Stock São Domingos com encaixante paragnáissica do Complexo Jamari.....	134
Figura 59	Aspecto macroscópico dos veios de quartzo que compõem o Região de São Domingos.....	134
Figura 60	Cava de exploração em área com grande quantidade de veios de quartzo.....	135
Figura 61	Aspecto macroscópico e microscópico dos veios de quartzo e exogreisen que compõem a Região de São Domingos.....	136
Figura 62	Mineralizações associadas à biotita-álcali-granito médio da região de Bom Jardim.....	137
Figura 63	Biotita-álcali-granito médio em contato com sienito fino.....	138
Figura 64	Aspecto macroscópico de biotita álcali-granito com topázio e sulfetos disseminados.....	139
Figura 65	Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao biotita-granito médio da porção central de Bom Jardim.....	140
Figura 66	Diagramas de classificação de rochas plutônicas para as amostras deste estudo	143
Figura 67	Diagramas de variação para óxidos maiores com SiO ₂ . Todos os valores são expressos em % de peso.....	145
Figura 68	Diagramas de variação para razão A/CNK com SiO ₂ e elementos traços (Ba, Zr, Ce, Rb e Sr) com SiO ₂ . Os valores dos elementos traços são expressos em ppm e de SiO ₂ % em peso.....	147
Figura 69	Diagramas binários de SiO ₂ versus Sn, Be, W e Nb para as amostras do maciço Massangana e São Domingos.....	148
Figura 70	Diagramas de variação com a sílica com índice de diferenciação versus Ga/Yb, La/Yb, La/Gd, e Gd e diagramas de variação, Zr vs Ce e Rb.....	149
Figura 71	Diagramas multielementares para as rochas do maciço Massangana incluindo algumas amostras do stock São Domingos, fácies biotita-granito e biotita-	

	granito fino a médio.....	150
Figura 72	Diagramas de discriminação de ambiente tectônico aplicados às rochas dos Maciços Massangana e stock São Domingos.....	152
Figura 73	(A) Diagrama Tectônico R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985) e (B) diagrama ternário Y- Nb e Ce de Eby, 1992 para as rochas dos Maciços Massangana e stock São Domingos.....	152
Figura 74	Diagramas de distinção de Granitos do tipo A Whalen et al (1987).....	153
Figura 75	Diagrama QAP de Streckeisen (1972) para as rochas mineralizadas aqui estudadas.....	155
Figura 76	Diagrama sugeridos para estudos dos topázio-granitos segundo Haapala & Lukarry (2005) e Frost e Frost, (2001).....	157
Figura 77	Diagrama de elementos ETR normalizadas para o condrito Boynton, (1984) para as amostras mineralizadas.....	159
Figura 78	Mostra padrão de distribuição de ETRs para as rochas mineralizadas do stock São Domingos.....	159
Figura 79	Diagramas dos elementos LILE para as amostras mineralizadas.....	161
Figura 80	Variação geoquímica de alguns elementos maiores e elementos menores em uma área com zoneamento metassomático.....	164
Figura 81	Variação geoquímica entre as rochas mineralizadas deste estudo, não representando uma sequência evolutiva.....	166
Figura 82	Mapa de localização das amostras analisadas para U-Pb e Lu-Hf.....	174
Figura 83	Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra DB-MA-9B.	180
Figura 84	Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-09B biotita-granito em zona de mineralização coletado na região de São Domingos.....	180
Figura 85	Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra BD-MA-10A do Maciço Massangana.....	181
Figura 86	Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10 A.....	181
Figura 87	Imagens de catodoluminescencia dos grãos de zircão da amostra BD-MA-13 do stock São Domingos.....	182
Figura 88	Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-13 relacionadas a contato oscilatório de pegmatitos com albita-granito e topázio-granito coletado no stock São Domingos.....	182
Figura 89	Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra BD-MA-	

	10B do Maciço Massangana.....	184
Figura 90	Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10B.....	184
Figura 91	Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10-D de biotita-hornblenda gnaisse uma das encaixantes da fácies de São Domingos.....	185
Figura 92	Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10D.....	185
Figura 93	Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-12-4 do Maciço Massangana.....	186
Figura 94	Concordia diagrama da amostra BD-MA-12-4.....	186
Figura 95	Diagramas Concórdia para amostras do Granito Massangana.....	187
Figura 96	Diagramas Concórdia para amostras de outros granitos da Suíte Intrusiva Rondônia.....	188
Figura 97	Valores de Hf inicial vs idade U-Pb para a amostra BD -MA-9B.....	194
Figura 98	Diagrama com valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para a amostra BD -MA-10 A.....	194
Figura 99	Valores de Epsilon Hf vs. idade U-Pb para a amostra BD -MA-10D.....	195
Figura 100	Valores de Epsilon Hf vs idade U-Pb para a amostra BD -MA-10B.....	195
Figura 101	Valores de Epsilon Hf vs. idade U-Pb para a amostra BD -MA-13.....	196
Figura 102	Valores de Epsilon Hf vs idade U-Pb para todas as amostras deste estudo.....	197
Figura 103	Idades U-Pb das amostras do Maciço Massangana.....	215
Figura 104	Diagrama de evolução isotópica de Hf para as amostras da Província Estanífera de Rondônia.....	218
Figura 105	Modelo esquemático das rochas e fluidos responsáveis pela geração das mineralizações de metais raros no Maciço Massangana.....	228

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Resultados U-Pb reportados na literatura para as rochas da Província Estanífera de Rondônia.....	30
Tabela 2 -	Configuração dos detectores nas análises U-Pb no Neptune.....	42
Tabela 3 -	Classificação de Pegmatitos proposta por Cerny (1991).....	64
Tabela 4 -	Sequência de alterações pós-magmáticas em depósitos de greisens associados a granitos.....	66
Tabela 5 -	As fácies graníticas encontradas no maciço Massangana com base em Romanini (1982).....	69
Tabela 6 -	Os principais corpos mineralizados e tipos de minério descritos neste estudo.....	70
Tabela 7 -	Resultados das análises de U-Th-Pb por LA-ICP-MS em grãos de zircão das amostras.....	176
Tabela 8 -	Resultados das análises de Hf nos cristais de zircão das amostras de rochas relacionadas as mineralizações.....	190
Tabela 9 -	Idades U-Pb deste trabalho para as rochas do Stock São Domingos e encaixantes e comparação com idades obtidas por outros autores para os granitos da Província Estanífera de Rondônia.....	211

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 –	Características identificadoras de granitos tipo I e tipo S segundo Chappell and White (1979).....
Quadro 2 –	Características identificadoras de granitos a magnetita (tipo I) e a ilmenina (tipo S) de acordo com Ishihara, (1981).....
Quadro 3 –	Características identificadoras de granitos tipo 1 e tipo 2 (Wang et al., 1983, 1984).....

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO.....	17
1	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA	19
1.1	Localização da área de estudo.....	19
1.2	Histórico da produção de cassiterita em Rondônia.....	20
1.3	Contexto geológico da área de estudo.....	22
1.3.1	<u>O Cráton Amazônico.....</u>	22
1.3.2	<u>SW do Cráton Amazônico.....</u>	24
1.3.3	<u>Terreno Jamari.....</u>	27
1.3.4	<u>Província Estanífera de Rondônia (PER).....</u>	28
2	MATERIAL E MÉTODOS	29
2.1	Revisão Bibliográfica.....	35
2.2	Etapas de Campo	35
2.3	Petrografia.....	35
2.4	Geoquímica.....	36
2.5	Geocronologia U-Pb.....	38
2.5.1	<u>Preparação de amostras</u>	38
2.5.2	<u>Espectrometria de massa.....</u>	39
2.5.3	<u>LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).....</u>	40
2.5.4	<u>Química do sistema U-Th-Pb.....</u>	41
2.5.5	<u>O método de datação U-Th-Pb e o diagrama da concórdia.....</u>	42
2.6	O sistema Lu-Hf.....	43
2.6.1	<u>Química do sistema Lu-Hf.....</u>	44
2.6.2	<u>Evolução isotópica e aquisição de dados pelo método Lu-Hf.....</u>	45
3	GRANITOS DO TIPO A E MINERALIZAÇÃO ASSOCIADAS.....	47
3.1	Introdução.....	47
3.2	Origem dos magmas e ambiente tectônico	47
3.3	Classificação dos granitos.....	50
3.4	Classificação dos granitos tipo-A	53
3.4.1	<u>Fontes de granitos do tipo-A.....</u>	54
3.5	Formas e geometria de Intrusões graníticas.....	57
3.6	Mineralizações associadas a granitos.....	58

3.7	Granitos Rapakivi	59
3.8	O comportamento do Flúor	61
3.9	Hidrotermalismo	61
3.10	Veios de Quartzo	62
3.11	Pegmatitos	63
3.12	Greisens	65
4	ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA	69
4.1	Introdução	69
4.2	Geologia do maciço Massangana	71
4.2.1	<u>Hornblenda-biotita-granitos (HBG)</u>	75
4.2.2	<u>Biotita-granitos (BG)</u>	78
4.3	Geologia do Stock São Domingos	78
4.3.1	<u>Biotita-granitos médios a grossos</u>	81
4.3.2	<u>Biotita-álcali-granito porfirítico</u>	82
4.3.3	<u>Biotita-granito fino (BGF)</u>	84
4.4	Região Bom Jardim	85
4.4.1	<u>Sienogranito equigranular médio</u>	85
4.4.2	<u>Rochas sieníticas</u>	86
4.5	Caracterização dos Corpos Mineralizados	89
4.5.1	<u>Granito médio albitizado</u>	91
4.5.2	<u>Topázio álcali-granito</u>	93
4.5.3	<u>Pegmatito com zinwaldita albita e cassiterita</u>	94
4.5.4	<u>Topázio-granito porfirítico</u>	101
4.5.5	<u>Zinwaldita-granito fino</u>	102
4.5.6	<u>Zinwaldita-topázio-granito</u>	102
4.5.7	<u>Topazito</u>	102
4.5.8	<u>Endogreisens</u>	104
4.5.9	<u>Biotitito 1</u>	108
4.5.10	<u>Endogreisen associado a pegmatito</u>	110
4.5.11	<u>Pegmatitos</u>	114
4.5.11.1	Pegmatito 1 (zonado).....	114
4.5.11.2	Pegmatito 2.....	119
4.6	<u>Exogreisens</u>	125
4.7	<u>Biotitito 2</u>	130
4.8	<u>Veios de Quartzo</u>	131
4.9	Mineralizações na região de Bom Jardim	137

5	LITOGEOQUIMICA E GEOQUÍMICA DA MINERALIZAÇÃO....	141
	Introdução.....	141
5.1	Litogeoquímica e processos magmáticos.....	141
5.1.1	<u>Diagramas de classificação química.....</u>	142
5.1.2	<u>Elementos Terras Raras.....</u>	143
5.1.3	<u>Fontes e Ambientes tectônicos.....</u>	150
5.1.4	<u>Geoquímica das mineralizações.....</u>	151
5.1.5	<u>Os Elementos Terras Raras (ETRs).....</u>	154
5.1.6	<u>Greisens.....</u>	157
5.2	Paragênese mineral.....	167
6	GEOCRONOLOGIA U-Pb E Lu-Hf.....	174
6.1	Geocronologia U-Pb.....	174
6.2	Geoquímica Isotópica Lu-Hf.....	189
7	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	198
7.1	Introdução.....	198
7.2	O Maciço Massangana no contexto dos Granitos Rondonianos	201
7.3	Geoquímica do Maciço Massangana e Stock São Domingos.....	202
7.4	Geoquímica dos corpos mineralizados.....	204
7.5	O comportamento dos elementos maiores.....	207
7.6	A evolução da Suíte Magmática-hidrotermal.....	205
7.7	Os elementos Terras Raras.....	206
7.8	Geocronologia U-Pb e Lu-Hf.....	207
7.8.1	<u>Rochas encaixantes do Maciço Massangana.....</u>	208
7.8.2	<u>Geocronologia do Maciço Massangana e stock São Domingos.....</u>	208
7.8.3	<u>Sobre os Isótopos de Lu e Hf.....</u>	217
7.8.4	<u>Os isótopos de Hf no contexto dos Granitos Rondonianos.....</u>	217
7.9	O Modelo metalogenético proposto.....	221
7.10	A Sequência Evolutiva.....	222
	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	229
	REFERÊNCIAS.....	232
	ANEXO A – Mapa Geológico do maciço Massangana e Stock São Domingos com localização de pontos de litogeoquímica e geocronologia.....	240
	ANEXO B – Localização de Zonas Mineralizadas e Geocronologia U-Pb Stock São Domingos e Maciço Massangana.....	241
	ANEXO C – Tabela de Litogeoquímica.....	242

INTRODUÇÃO

Esta pesquisa, em nível de doutoramento junto ao Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) foi desenvolvida em uma área de garimpo de cassiterita associada ao maciço granítico Massangana localizado na porção centro-norte do estado de Rondônia. O maciço Massangana, juntamente com Bom Futuro, Santa Bárbara, Potosi, São Carlos e Caritianas representam o pulso granítico mais jovem (entre 1026 a 997 Ma) e também mais especializado e enriquecido em metais da sequência de cristalização de granitos rapakivi que compõem a Província Estanífera de Rondônia.

O estudo de rochas graníticas é muito importante para o entendimento da evolução da crosta continental. Suítes de granitos rapakivi ocorrem em quase todas as províncias cratônicas do mundo (Ramo e Haapala 1995, Andersen e Bender, 1989; Dall Agnol et al 1999; Bettencourt et al 1999, Geraldès et al 2014) sendo principalmente do Paleo e Mesoproterozóico. Ainda não há um consenso com relação à origem desses granitos, entretanto essas rochas mostram características de granitos do tipo A relacionados preferencialmente a ambiente Intra-placa ou zona de rift (Goodge e Vervoort 2006) com alto SiO₂, baixas razões LILE/HFSE, afinidade metaluminosa a peraluminosa com altas concentrações de ETRs (Bonin, 2007) e mineralizações de Sn e outros minerais de valor econômico.

O maciço Massangana, apesar de ter sido um dos primeiros a serem descobertos e explorados, é um dos mais carentes de informações. A região foi palco de intensa e desordenada atividade garimpeira a qual prejudicou em parte a cartografia geológica e o entendimento da história evolutiva dos depósitos primários de Sn, W, Nb-Ta, topázio.

Este estudo apresenta dados geocronológicos (U-Pb) isotópicos (Lu-Hf) adquiridos por espectrometria de massa com fonte de plasma indutivo acoplado (LA-ICP-MS) em cristais de zircão, além de dados petrográficos e litogeoquímicos dos granitos e zonas mineralizadas do Maciço Massangana, stock São Domingos que ocorre a SE do maciço como uma intrusão a parte e de rochas pertencentes à Suíte Serra da Providência que compõem as encaixantes.

A composição isotópica do zircão é uma ótima ferramenta para definir fontes e gênese de rochas graníticas (Goodge e Vervoort 2006) e o zircão um mineral que possibilita tanto a definição da idade de cristalização quanto as composições isotópicas de Hf possibilitando o

cálculo das idades modelo (T_{DM}). As informações aqui apresentadas permitiram elaborar uma proposta de evolução magmática e metalogenética para o maciço Massangana no intuito de contribuir com o conhecimento geológico da Província Estanífera de Rondônia e também contribuir com o entendimento da evolução magmáticas do SW do Cráton Amazônico.

1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

Este trabalho propõe a caracterização petrográfica, petroquímica e geocronológica das rochas magmáticas do Maciço Granítico Massangana, bem como dos pegmatitos e greisens relacionados à mineralização de metais raros (Sn, Nb-Ta, W) associados ao maciço Massangana.

Os objetivos específicos incluem:

- a) Caracterização petrográfica, petroquímica e geocronológica das rochas identificadas do Maciço Granítico Massangana, bem como dos pegmatitos e greisens relacionados à mineralização de metais raros;
- b) Caracterização dos mecanismos que conduzem ao ultrafracionamento dos magmas residuais mineralizados;
- c) Caracterização da paragênese mineral das fases mineralizadas a partir dos estágios magmáticos iniciais.
- d) Apresentação de proposta geológica e metalogenética para o depósito de estanho de Massangana.

1.1 Localização da área de estudo

O maciço Massangana está localizado na porção centro-norte do estado de Rondônia distante cerca de 50 km da cidade de Ariquemes, utilizada como ponto de apoio, distante cerca de 200 Km da capital de Rondônia, Porto Velho. O acesso ao distrito de Massangana é feito a partir de Ariquemes pela rodovia pavimentada BR-421, sentido ao município de Monte Negro, por cerca de 20 km, o restante do trajeto (30 km) é feito por via não asfaltada, preferencialmente a linha 50.

dos depósitos de cassiterita recém-descobertos. Várias frentes de lavra foram estudadas, sendo esses depósitos caracterizados como produtos da ação hidrotermal e pneumatolítica de granitos do tipo-A alojados ao longo de megafaturas. A cassiterita encontra-se no geral associada a veios de quartzo-topázio, pegmatitos e greisens, embora as maiores concentrações relatadas sejam nos depósitos secundários, eluviões e aluviões (Priem et al, 1966; Kloostermam 1966, 1968; Waghorn 1974).

Em meados de 1987 madeireiros descobrem o que se tornaria um dos maiores garimpos de cassiterita do Brasil, Bom Futuro. Com a descoberta de Bom Futuro, somada as minas de Pitinga no Amazônico, entre outras, em 1989 o Brasil atingiu sua produção máxima (59.700 toneladas de estanho contido em cassiterita), o que levou o país a alcançar o patamar de maior produtor mundial do minério.

A exploração econômica do topázio só teve início em 1986, com a queda do preço do estanho no mundo. Devido à grande oferta desse minério com a descoberta das minas do Amazonas e outras regiões do mundo, os preços caíram de US\$ 12.000/t para US\$ 6.000/t muito rapidamente, de forma que muitas minas fecharam ao redor do mundo. Em Rondônia a agregação de subprodutos como topázio, columbita-tantalita, quartzo e eventualmente ouro mantiveram algumas das minas em atividade. O topázio ocorre de forma primária em veios pegmatóides associados a fase pneumatolítica dos granitóides da Província Estanífera de Rondônia, entretanto seu jazimento se deu principalmente nos depósitos secundários (elúvios e colúvios) onde ocorre juntamente com a cassiterita, nióbio, por vezes wolframita e berilo.

Em junho de 1999, a criação da EBESA (Empresa Brasileira de Estanho) regulariza a situação de alguns garimpos de Rondônia. A EBESA passa a ter os direitos minerários da área de Bom Futuro dentre outras áreas e se compromete a operacionalizar a mina juntamente com a Cooperativa de Garimpeiros.

. No cenário atual o Brasil ocupa o 5º lugar no rol de produtores de cassiterita. O preço do quilo de estanho contido no mercado internacional é alto (em torno de US\$20,00) o que tem atraído diversos investidores para a região. Em 2008 a produção de estanho contido no Brasil era de 12.992 toneladas, o que significava na época, uma recuperação com relação aos anos anteriores

Atualmente diversas empresas atuam extraindo estanho entre outros metais na região, mantendo Rondônia como 2º maior produtor desse minério no Brasil, com produção em 2017 de 9.792.415(t) (ROM) sendo 6.600.755(t) de minério contido além de 1.540.842(t) (ROM) de columbita-tantalita (Anuário Mineral Brasileiro, 2018).

1.3 Contexto geológico da área de estudo

1.3.1 O Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico é uma das principais entidades geotectônicas pré-cambrianas da América do Sul e aflora principalmente em território brasileiro, estendendo-se em direção à Bolívia, Colômbia, Guiana, Paraguai, Suriname e Venezuela. É recoberto pelas bacias fanerozóicas do Maranhão a nordeste; Amazonas, na parte central; Xingu-Alto Tapajós, a sul; Parecis, a nordeste e Solimões a oeste. É limitado na porção oriental, pelo cinturão Orogênico Andino e nas porções leste e sudeste pelo cinturão dobrado Neoproterozóico Araguaia (Santos et al. 2000).

Almeida (1976) fez a primeira subdivisão do cráton, que consistia nas seguintes províncias estruturais: i) Província Rio Branco, pertencente ao Escudo das Guianas a norte e, ii) Província Tapajós a sul, situada na porção do escudo Brasil Central ou Cráton do Guaporé.

Cordani *et al.* (1979) dividiram o Cráton em quatro províncias geocronológico-estruturais, sendo a Província Amazônia Central (>2,5 Ga) interpretada como o núcleo mais antigo e as demais províncias: Maroni-Itacaúnas (2,2 – 1,8 Ga), Rio Negro- Juruena (1,75 - 1,4 Ga) e Rondoniana (1,4 - 1,1 Ga) como faixas móveis, cada qual com um desenvolvimento geodinâmico distinto.

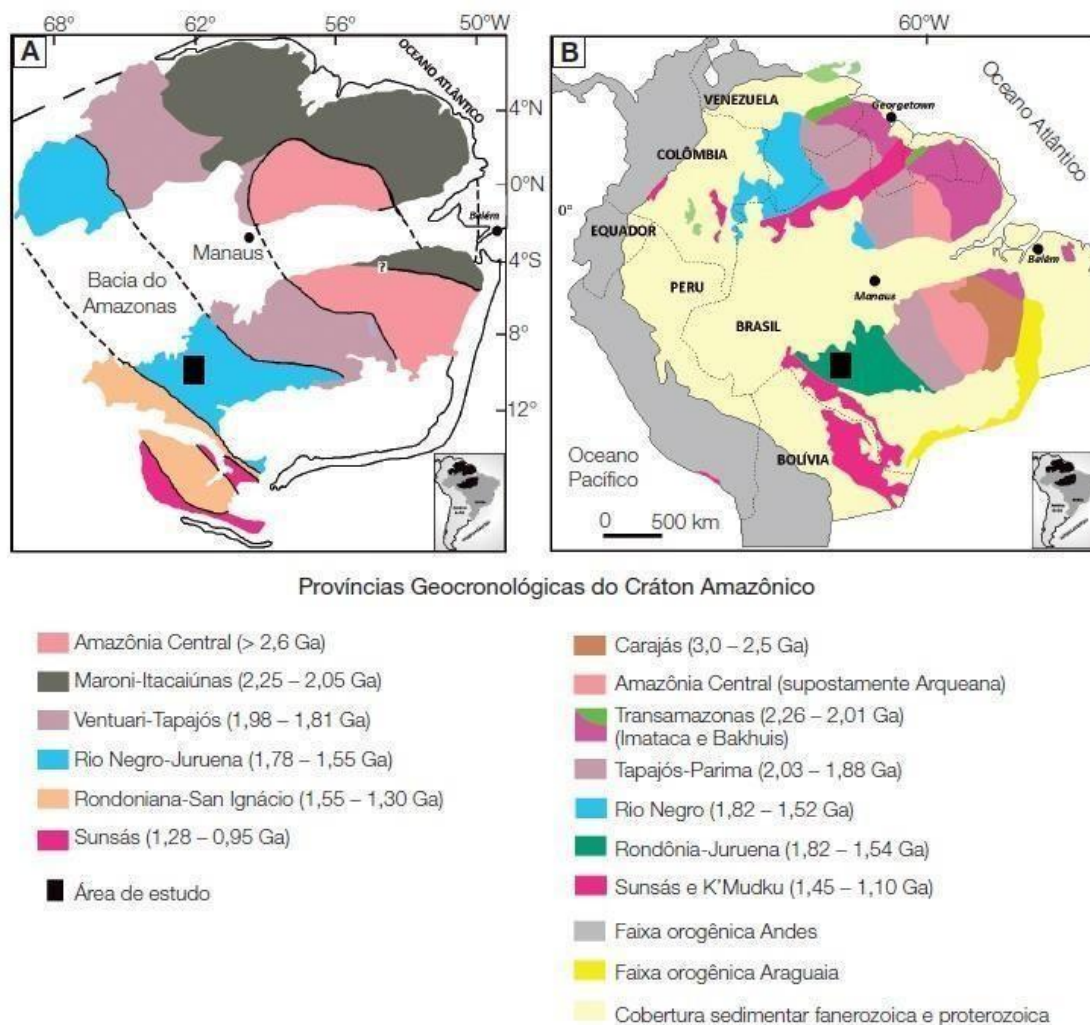
Estudos radiométricos posteriores (Rb/Sr), elaborados por Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari (1996), foram essenciais para a subdivisão do Cráton em cinco e seis províncias, respectivamente. Teixeira *et al.* (1989) sugeriram uma formação a partir de eventos de diferenciação mantélica e processos acrescionários para as três primeiras províncias: Amazônia Central, Maroni-Itacaúnas e Rio Negro-Juruena, e para as duas últimas, Rondoniana e Sunsás, uma formação por orogenias ensiálicas.

Já Tassinari (1996) defende que a evolução do cráton foi a partir de núcleos arqueanos que, posteriormente, foram amalgamados a cinturões móveis de idades relacionadas ao evento Transamazônico com agregação de sucessivos arcos magmáticos (1,9 – 1,55 Ga) a esse grande fragmento de crosta. Por último, dois eventos orogênicos de natureza ensiálica teriam atingido a borda sudoeste do Cráton, sendo estes denominados de Rondoniana-San Ignacio e Sunsás (Tassinari, 1996 e Tassinari& Macambira 1999).

Através desta interpretação, Tassinari, (1996) definiu as seguintes subdivisões para o Cráton Amazônico: Província Amazônia Central (2,3 Ga); Província Maroni – Itacaúnas (2,2

– 2,95 Ga); Província Ventuari – Tapajós (2,95 – 1,8 Ga); Província Rio Negro – Juruena (1,8 – 1,55 Ga); Província Rondoniana- San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Província Sunsás (1,25 – 1,0 Ga) (Figura 2).

Figura 2 - Subdivisões de Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.



Legenda: Subdivisões de províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, retângulo preto indica a localização da Província Estanífera de Rondônia.

Fonte: Em A de acordo com Tassinari e Macambira (2004) com dados geocronológicos atualizados de acordo com Cordani et al. (2009); em B: de acordo com Santos et al. (2006).

Interpretações mais recentes de Santos *et al.* (2000, 2008) com base em dados geocronológicas U-Pb em zircões, além de dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd, sugeriram uma divisão do Cráton em oito províncias geotectônicas. Em consequência disso, foram propostas as seguintes modificações: Criação da Província Carajás, através do desmembramento da Província Amazônia Central; divisão da Província Rio Negro - Juruena em Rio Negro e Rondônia-Juruena; ampliação do terreno da Província Sunsás, o qual passa a englobar parte da Província Rondoniana-San Ignácio; modificação do nome da Província

Ventuari-Tapajós para Tapajós-Parima e integração de parte do seu terreno, região de Ventuari (Venezuela), à Província Rio Negro e criação da Província Transamazônica em substituição à província Maroni-Itacaúmas. A Figura 2 apresenta a compartimentação do Cráton segundo Tassinari (1996) e Santos (2000).

1.3.2 SW do Cráton Amazônico

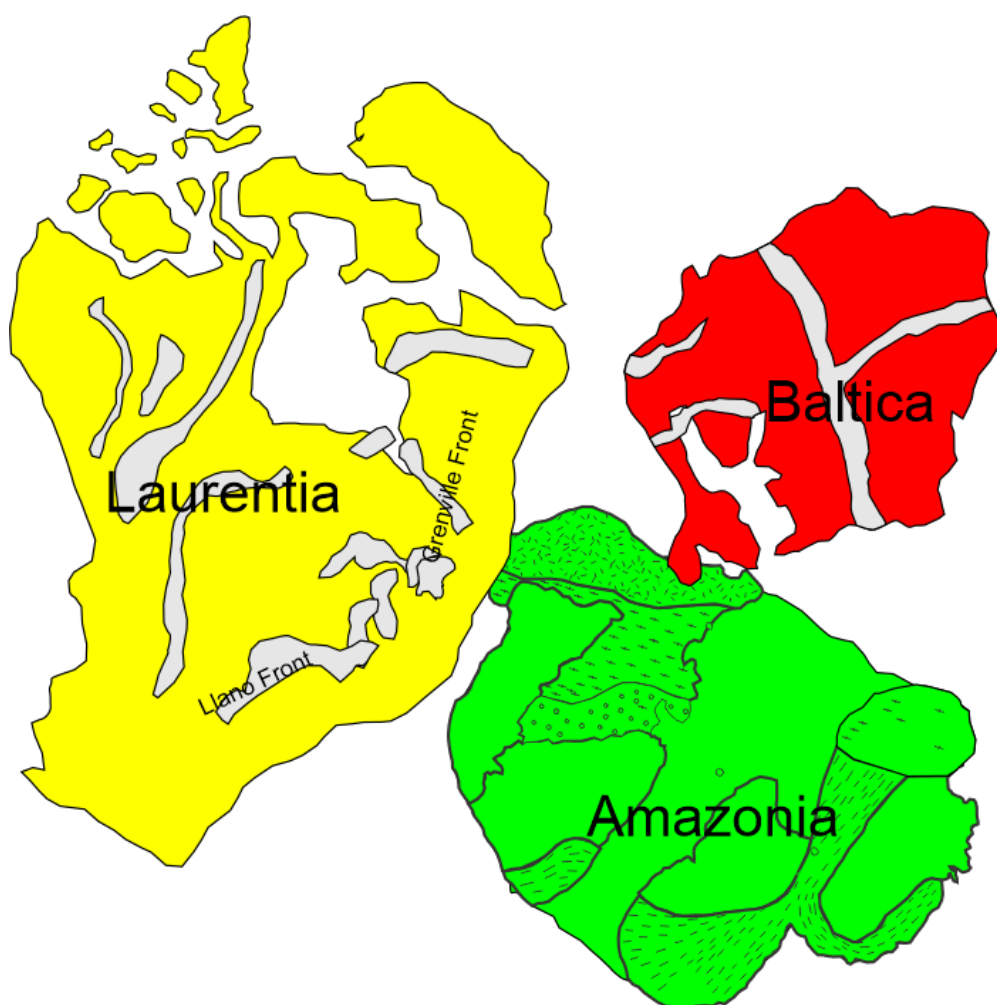
O Estado de Rondônia está inserido no contexto geológico e geotectônico da região SW do Cráton Amazônico, região, na concepção de Tassinari & Macambira (1999, 2004), representada pelas províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena (1.80-1.55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.50-1.30 Ga) e Sunsás (1.25-1.0 Ga). Já Santos (2000) e Santos et al. (2004 e 2006), inserem essa região nos limites entre as províncias geocronológicas Rondônia-Juruena (1.75 – 1.47 Ga) e Sunsás (1.33 - 0.99Ga).

A evolução geotectônica da região SW do Cráton Amazônico, no período de 1,8 a 1,0 Ga, envolveu acreção crustal por meio de sucessivos magmatismo, metamorfismo e deformação regional, cujos regimes tectônicos migraram de NE para SW com formação de zonas de cisalhamento, falhas, bacias *rifts* e magmatismo anorogênico.

Na Província Rio Negro-Juruena são registrados pelo menos dois sistemas de arcos magmáticos nos períodos de 1,8 a 1,7 Ga e 1,6 a 1,55 Ga, marcados por atividades graníticas e deformacionais entre 1,8 e 1,7 Ga; vulcanismo félsico e sedimentação continental entre 1,7 e 1,65 Ga e intrusões de granitos rapakivis entre 1,6 e 1,57 Ga. O sistema posterior foi caracterizado por deformação e recristalização de granitoides sin a tardi-tectônicos, incluindo os granitos rapakivis de 1,6 a 1,57 Ga (Suíte Serra da Providência) além de vulcanismo félsico e sedimentação entre 1,5 a 1,4 Ga.

Entre 1,5 e 1,35 Ga ocorre um período de estabilidade da Província Rio Negro-Juruena, caracterizado por um regime tectônico distensivo com geração de mega fraturas que permitiram o alojamento das suítes graníticas anorogênicas Santo Antônio, Teotônio e Alto Candeias, além de rochas básicas e ultrabásicas e sedimentação de riftes continentais (Bettencourt *et al.*, 1999). Registros desse regime distensivo ocorrem na região leste do território boliviano, onde o *front* colisional tem amplos registros magmático, metamórfico e deformacional (Tassinari et al. 1996; Tassinari 1996; Tassinari et al. 2000; Scandolara et al. 2001).

Figura 3 – Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Rodínea, incluindo as áreas cratônicas Laurentia, Báltica e Amazônia.



Legenda: Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Rodínea, incluindo as áreas cratônicas Laurentia, Báltica e Amazônia.

Fonte: Modificado de (Scandolaro, 2006)

A orogênese Sunsás desenvolvida entre 1,3 e 1,0 Ga correlaciona-se geocronológica, geotectônica e paleogeograficamente à orogênese Grenvilleana do final do Mesoproterozóico, que ligou os crátons Amazônico, Laurentia e Báltica, como parte do supercontinente Rodínea (Hoffman 1991; Sadowski& Bettencourt 1996; Bettencourt et al. 1996; Weill et al. 1998; Tassinari et al. 2000; Geraldes et al.. 2001; Van Schmus 2001; Keppie et al. 2001; Condie 2001; Payolla et al. 2002); caracterizada por colisão, deformação e alto grau de metamorfismo com delaminação da crosta, colapso extensional e intrusão de grandes plútons anortosíticos.

De acordo com Santos *et al.* (1999, 2001 e 2007) pelos menos três fases de deformação atingiram as rochas da porção SW do Cráton Amazônico. A primeira fase é

essencialmente dúctil, com deslocamentos sinistrais ao longo de fraquezas orientadas segundo WNW-ESSE, correlacionada à orogenia Rio-Negro Juruena (1,80 - 1,55). Na segunda fase, Santos *et al.* (2007), interpretam uma inversão no movimento, que passa a ser dextral oblíquo dúctil-rúptil, e correlacionado à orogenia Rondoniana-São Ignácio (1,45 a 1,30 Ga) com geração de estruturas transtensivas e duplexes divergentes.

A última fase é parcialmente correlacionada à orogenia Sunsás (1,25 a 1,06 Ga), com geração de duplexes divergentes/bacias romboédricas, sendo caracterizada por movimentos transtensivos, com direção principal dos deslocamentos sinistrais rúptil a rúptil-dúctil para N70W.

Segundo Veneziani *et al.* (2005b) a porção SW do Cráton Amazônico é caracterizada por uma evolução típica de um cinturão de deformação *strike-slip* intraplacas, com *trend* principal WNW-ESSE, marcada por extensas zonas de fraquezas crustais. Fraturas de distensão profundas que, ocorrem geralmente associadas a zonas de falhas transcorrentes, podem estar relacionadas a esforços regionais compressivos. Essas falhas possibilitam o alojamento de magmas em níveis crustais rasos (Hutton, 1982).

A terceira fase de movimentação é relacionada por Santos *et al.* (1999, 2001 e 2007) ao alojamento dos maciços das duas suítes mais jovens, Santa Clara (1082 a 1074 Ma) e Rondônia (998 a 974 Ma) que evoluíram sob efeito de um magmatismo mais distal, relacionado à colisão orogênica Sunsás-Aguapeí (1,1 a 1,0 Ga). Este evento também é caracterizado por erupções com derrames basálticos alcalinos e depósitos de rochas sedimentares associadas à *riftes* continentais, refletindo um regime tectônico extensional e processo de rifteamento relacionados ao estágio final da orogenia Sunsás-Aguapeí (Bettencourt *et al.*, 1999). Segundo Veneziani *et al.* (2005) a formação de estruturas transtensivas do tipo *rhombo-chasms* (rúptil) características na terceira fase de movimentação que atingiu o SW do Cráton Amazonas criaram condições favoráveis intrusão de corpos graníticos.

A região estudada está inserida na Província Geocronológica Rondônia-Juruena (Tassinari, 2006). Scandolara *et al.*, 1999 e 2001 compartimentou a Província Rondônia-Juruena em três terrenos tectono-estratigráficos denominadas: (1) Terreno Roosevelt, (2) Terreno Jamari e (3) Terreno Nova Brasilândia. Os Terrenos Roosevelt e Jamari teriam evoluído juntamente com a orogenia colisional edificadora do cinturão móvel Rio Negro-Juruena durante o Paleoproterozóico, enquanto que o Terreno Nova Brasilândia teria evoluído durante a orogenia colisional dos cinturões Sunsás/Greenville, entre o Meso e Neoproterozóico.

1.3.3. Terreno Jamari

O terreno Jamari ocupa a porção centro norte de Rondônia e representa boa parte das encaixantes dos granitoides da Província Estanífera de Rondônia é caracterizado pela intercalação de gnaisses orto e para-derivados deformados, em condições metamórficas de fácies anfibolito de alta temperatura a granulito com expressiva migmatização (Scandolara, 1999, 1996). Petrograficamente, granodioritos, tonalitos e quartzo-dioritos compõem os termos ortoderivados, enquanto que biotita-sillimanita-granada gnaisses, gnaisses calcissilicáticos, sillimanita-biotita xistos e quartzitos compõem os termos paraderivados (Scandolara, 2006).

Esse conjunto de rochas está disposto na forma de faixas e mega-lentes alternadas por cavalgamentos dúcteis frontais e oblíquos, que evoluem para cavalgamentos dextrais e sinistrais (Scandolara *et al.*, 1999). O mesmo autor, ainda cita a presença de rochas de composição básica, que ocorrem de forma subordinada sob a forma de possíveis xenólitos ou enclaves com diferentes graus de assimilação pela encaixante.

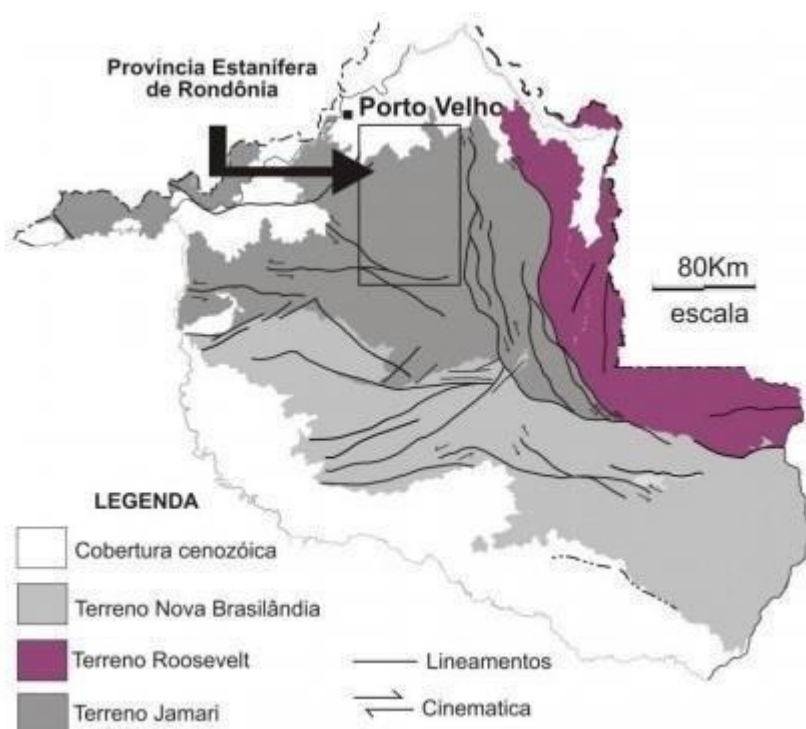
Datações pelo método U-Pb em zircão e monazita (ID-TIMS e SHRIMP, por Bettencourt *et al.* (1995, 1999), Santos *et al.*, (2000), Payolla *et al* (2002) e Santos, 2004), além de Sm-Nd em rocha total por Sato e Tassinari (1997), Payolla *et al* (1998, 2002) e Santos (2000) *in* Scandolara (2006), que indicaram uma idade para o Complexo Jamari entre 1850 e 1550 Ma, apresentando diferenciação mantélica de seus protólitos entre 2000 e 1900 Ma. Datações U-Pb (SHRIMP) mais recentes, realizadas em zircões de ortognaisses da região de Ariquemes (Santos *et al.*, 2000; Payolla *et al.*, 2002, 2003, *in* Scandolara, 2006) sugerem que a cristalização das rochas do Complexo Jamari ocorreu entre 1760 e 1700 Ma.

1.3.4 Província Estanífera de Rondônia (PER)

A descoberta de cassiterita em Rondônia, além de atrair garimpeiros e empresas, impulsionou as primeiras pesquisas na região. Feições como: a) os granitoides serem ricos em flúor, b) estarem associados a rochas vulcânicas riolíticas e zonas de brechas, compondo um sistema vulcano-plutônico típico de ambiente subvulcânico (Kloosterman 1966); e c) apresentarem formas ovais e estruturas anelares concêntricas, alinhadas segundo a direção geral NNE-SSW (Kloosterman 1967) levaram a comparação dos complexos graníticos

estaníferos de Rondônia com os *Younger Granites* de idade mesozóica, que ocorrem no norte da Nigéria e no Níger, sendo assim batizados como *Younger Granites* de Rondônia por Kloosterman (1968). A Província Estanífera de Rondônia está inserida no contexto do Terreno Jamari conforme mostra o mapa tectono-estratigráfico de Scandolara et al (1999, 2001) da Figura 4.

Figura 4 - Compartimentação tectono-estratigráfica do Estado de Rondônia proposta por Scandolara et al. 1999, 2001) e localização da PER



Fonte: Scandolara et al. 1999, 2001

As primeiras análises isotópicas nos complexos graníticos estaníferos de Rondônia, utilizaram o método Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotita e apresentaram idades em torno de 940 ± 20 Ma interpretadas como idades de alojamento destes corpos graníticos (Priem et al., 1966). Datações posteriores Rb-Sr e K-Ar apresentaram idades de 977 ± 20 Ma. (Priem et al., 1971), 919 ± 20 Ma. (Amaral, 1974) e 1192 ± 39 Ma. (Leal et al., 1978).

Dall'Agnol et al. (1987) e Bettencourt et al. (1987) subdividiram a Província Estanífera de Rondônia em três grupos: a) Suíte Serra da Providência com abundância de rochas rapakivíticas (1400 a 1200 Ma.); b) Granitos rapakivis e tipos análogos mais jovens que o anterior (1270 a 1180 Ma.); e c) Granitos Jovens ou *Younger Granites* de Rondônia mineralizados em estanho (980 Ma.). Priem et al. (1987 e 1989) identificaram para a região de

Rondônia quatro eventos magmáticos: a) um primeiro evento entre 1545 e 1300 Ma., correspondente à granitogênese do embasamento; e b) outros três eventos sucessivos, em torno de 1270, 1025 e 955 Ma, correspondentes às fases anorogênicas dos granitos portadores de mineralizações de estanho.

A aplicação dos métodos U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar nas investigações geocronológicas no final da década de 1990, juntamente com informações petrogenéticas, conduziram a uma nova reinterpretação do quadro da granitogênese na região de Rondônia. Bettencourt et al. (1997a, 1997b e 1999) propuseram três ciclos tectônicos com sete episódios sucessivos de magmatismo rapakivítico associado a rochas máfica-ultramáficas e vulcânicas ácidas a intermediárias, ocorridos no intervalo de 1600 a 950 Ma.

O primeiro ciclo corresponde ao alojamento da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1606 ± 24 a 1532 ± 4.5 Ma) relacionada a um regime extensional do final da orogenia Rio Negro-Juruena. O segundo ciclo envolve novo magmatismo que atingiu a Província Rio Negro-Juruena e parte da Província Rondoniana-San Ignácio correspondente às suítes intrusivas Santo Antônio (1406 ± 32 Ma), Teotônio (1387 ± 16 Ma), Alto Candeias (1347 ± 4.7 a 1346 ± 4.6 Ma) e São Lourenço-Caripunas (1314 ± 13 a 1309 ± 24 Ma). As três primeiras foram alojadas, provavelmente, durante um ciclo de rifteamento intracontinental do tipo back-arc ocorrido na orogenia Rondoniana-San Ignácio, enquanto que a Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas foi alojada durante o processo extensional final, anterior à orogenia Sunsás/Aguapei (1.25 -1.00 G.a).

No terceiro e último ciclo ocorre o alojamento da Suíte Intrusiva Santa Clara (1082 ± 4.9 a 1080 ± 27 Ma) e dos Granitos Jovens de Rondônia (998 ± 0.5 a 991 ± 14 Ma), considerados representantes distais dos efeitos da orogenia Sunsás-Aguapeí. Os mais expressivos depósitos de estanho estão associados aos complexos graníticos pertencentes às últimas fases magmáticas. A Figura 5 mostra a distribuição dos maciços com registro de mineralizações.

Os granitos da Suíte Intrusiva Rondônia (maciços Massangana, Palanqueta, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca e Santa Bárbara) são caracterizados por batólitos e *stocks* multifásicos e epizonais, de dimensões que chegam a 25 km de diâmetro e direções N-S e NE-SW, alojados em rochas do Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978). Os contatos com a encaixante são abruptos e irregulares, com presença esporádica de xenólitos das encaixantes. Em alguns corpos ainda são observadas estruturas vulcânicas e sub-vulcânicas interpretadas como fraturas anelares e subsidência de caldeira (CPRM, 2007).

Quimicamente os granitóides apresentam caráter metaluminoso a peraluminoso, são classificados como granitos Tipo - A (Dall'Agnol et al., 1999).

Tabela 1 - Resultados U-Pb reportados na literatura para as rochas da Província Estanífera de Rondônia.

Suíte Intrusiva	Maciço	idade (U/Pb)	Interpretações	Referência	Ano
Serra da providência	batólito SP	1554± 47 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Scandolara, et al	2013
Serra da providência	batólito SP	1606 ± 24 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Scandolara, et al	2013
Rondônia	Pedra Branca	998 ± 5 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	1999
Rondônia	São Carlos	995 ± 73Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	1999
Rondônia	São Carlos	974 ± 6 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	1999
Rondônia	Massangana	991 ± 4 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	1999
Santo Antônio	Santo Antônio	1406±32 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	2000
Teotônio	Teotônio	1387±16 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	2000
Alto Candeias	Alto Candeias	1347±4.7 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	2000
Alto Candeias	Alto Candeias	1346±4.6 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	2000
São Lourenço-Caripunas	São Lourenço	1314±13 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	2000
São Lourenço-Caripunas	São Lourenço	1309±24 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Bettencout, et al	2000
Santa Clara	Maciço Santa Clara	1075±18 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Santa Clara	Maciço Retiro	1094±12 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Santa Clara	Maciço Jatuarana	1075±15 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Santa Clara	Maciço Jararaca	1099±35 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Santa Clara	Maciço Manteiga	1081±15 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Santa Clara	Maciço Ramos	1078±15 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Jatuarana	Maciço Preto	1138±16 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Jatuarana	Maciço Oriente Velh	1123±14 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Jatuarana	Maciço Oriente Novo	1075±9 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016
Jatuarana	Maciço Montenegro	1126±7 Ma	Fontes heterogêneas crustal/mantélico	Nogueira	2016

Características químicas e petrográficas sugerem dois litotipos principais para esses granitos: Um *subsolvus* subalcalino, e outro *hipersolvus* alcalino: O primeiro, mais comum e também o mais antigo, é composto por sienogranitos equigranulares, monzogranitos porfiríticos por vezes com textura rapakivi, ortoclásio granitos, com ocorrência subordinada de topázio-albita granitos e topázio-quartzo-feldspato pórfiros, e como acessórios fluorita, alanita, zircão, magnetita, apatita e esfeno. Os litotipos *hipersolvus* alcalinos, caracterizados pela ocorrência de apenas do feldspato alcalino são representados por ortoclásio-sienitos, micro-sienitos, ortoclásio micro-granitos e feldspato-quartzo pórfiros. Nos sienitos e micro-sienitos é comum ocorrência de augita e/ou hornblenda, ao passo nos granitos alcalinos são comuns anfibólio sódico e biotita. Ambos apresentam como mineralogia acessória: fluorita, zircão, alanita e opacos (Bettencourt, 1997, 1999). Os dois tipos são ricos em Ga, Rb, Zr, Y, F e elementos terras raras e apresentam características semelhantes a granitos do tipo A (Bettencourt, 1997).

Bettencourt *et al* (1999) obteve idades U-Pb em zircões de três maciços pertencentes a Suíte Intrusiva Rondônia, dois subalcalinos e um alcalino. As idades obtidas pelo autor foram: 998 ± 5 Ma para o biotita sienogranito porfirítico do maciço Pedra Branca; 995 ± 73 Ma para o

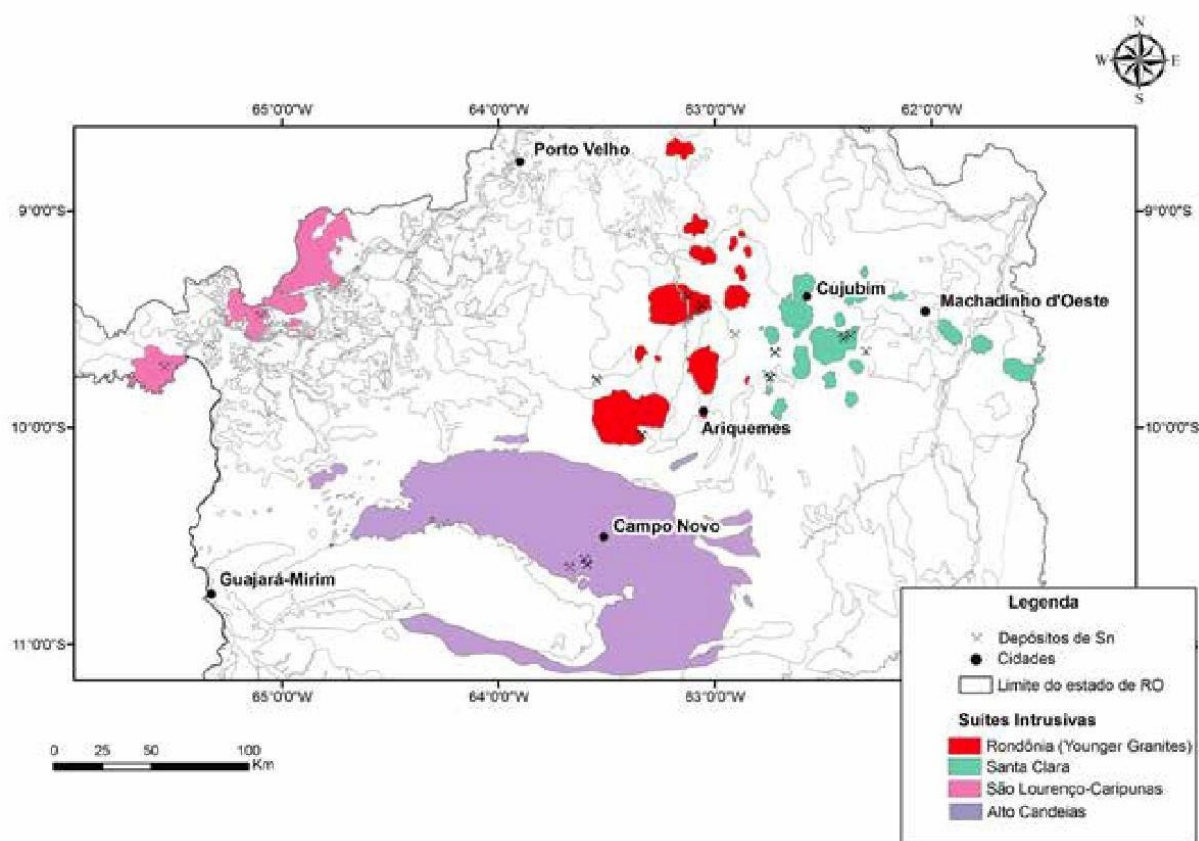
biotita-hornblenda álcali-feldspato granito do maciço São Carlos; 974 ± 6 Ma para o piroxênio-anfibólio álcali-feldspato sienito do mesmo maciço e 991 ± 4 Ma para o biotita sienogranitoporfirítico do maciço Massangana.

Leite Jr. et al (2001) datou pelo método K-Ar micas litínicas (protolitionita e zinwaldita) provenientes de greisens e veios da Suíte Intrusiva Rondônia, obtendo as idades de 961 ± 19 Ma para as micas do maciço Santa Bárbara e 969 ± 19 Ma para o Bom Futuro. As datações U-Pb em monazita e em zircões (SHRIMP) realizadas por Sparrenberg *et al.* (2003) no maciço Santa Bárbara indicaram idade de cristalização de 978 ± 13 Ma e 993 ± 5 Ma. Debowski (2016) obteve idades U-Pb de três maciços da Suíte Intrusiva Rondônia: Maciço Massangana onde as porções a NE apresentaram idades de cristalização mais antigas (1026 ± 16 Ma e 1010 ± 12 Ma) e as porções a SW mais jovens (995.7 ± 9.5 Ma e 993 ± 10 Ma); maciço São Carlos com idades entre 974 ± 10 Ma e 996 ± 8 Ma e maciço Caritianas de 999 ± 12 Ma e de 1001 ± 9.8 Ma.

Estudos de isótopos de Sm-Nd em rochas do sistema Bom Futuro e Palanqueta apresentaram valores de ϵ_{Nd} fracamente negativos, variáveis conteúdos de Sm e Nd, razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,1145$ e idades modelo discrepantes indicando segundo Valmir, (2003) derivação de fonte crustal e que estas rochas foram submetidas a um elevado grau de fracionamento, favorecendo a perda de elementos terras raras leves o que gerou o aumento na razão Sm/Nd e nos valores de T_{DM} nos estágios finais da diferenciação magmática.

Estudos isotópicos de Lu-Hf também foram desenvolvidos por Debowski (2016) mostrando tanto valores negativos (mais frequentes) quanto valores positivos para o parâmetro ϵ_{Hf} , sendo confirmado a mistura de magmas crustais (predominante) e mantélicos (subordinado) na formação dessas rochas. As idades T_{DM} no maciço Caritianas ficaram entre (1,46 a 1,76 Ga) coerente com as rochas encaixantes; já nos maciços São Carlos e Caritianas a autora reporta uma grande variedade de idades T_{DM} com valores do Paleoproterozóico (2,65 a 2,03 Ga) e do Mesoproterozóico (1,77 a 1,40 Ga)

Figura 5 - Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia mostrando distribuição das suítes de granitos Rapakivi e áreas adjacentes. Leal et al. 1978, Bettencourt et al. 1995, 1996, 1999a)



Legenda: Maciços mineralizados em estanho: Alto Candeias, São-Lourenço Caripunas, Santa Clara e Rondônia
 Fonte: Nogueira et al., (2014)

Suíte Intrusiva Serra da Providência

A Suíte Serra da Providência constitui um batólito alongado e de forma ovalada com 140 km de extensão e 40 km de largura e diversos corpos satélites localizados principalmente na porção sudeste da Província Estanífera de Rondônia, intrudidos em rochas do complexo Jamari. Segundo Scandolaro et al. (2013) contatos da encaixante com as rochas da SSP são concordantes e evidenciam uma sobreposição tangencial de deformações de tipo *strike-slip* associados a processos de migmatização. Rizzoto (1996) reconhece quatro unidades graníticas principais: Monzogranitos porfiríticos (com ou sem textura rapakivi) com viborgitos subordinados, sienito equigranular e granito porfirítico. Posteriormente Bettencour et al. (1999) caracteriza a SSP como uma associação do tipo AMCG (*anorthosite-mangerite-charnockite-granite*). De acordo com Scandolaro et al. (2013) duas variedades de rochas máficas ocorrem associadas a SSP, na forma de diques e pequenos *stocks*: gabronoritos e hornblenda gabros

Seis amostras desta suíte, datadas pelo método U-Pb (SHRIMP), indicaram idade de cristalização entre 1554 ± 47 Ma e 1606 ± 24 Ma, sugerindo que o batólito Serra da Providência teve seu *emplacement* num período de pouco mais de 50 milhões de anos. (Bettencourt, et al., 1999). Características isotópicas de Sm-Nd indicaram fontes heterogêneas, com contribuição tanto crustal, quanto mantélica para a formação das rochas da SSP (Scandolara et al., 2013)

Suíte Intrusiva Santa Clara

As rochas da Suíte Intrusiva Santa Clara podem ser divididas em dois grupos de composições distintas: Um grupo de rochas subalcalinas compostas por quartzo monzonito porfirítico, monzogranito e sienogranito e em menor abundância, sienogranitos equigranulares, álcali-feldspato granito e Li-mica albita granito. O outro grupo, de composição alcalina, ocorre intrudido nas rochas subalcalinas sendo composto por álcali-feldspato sienito e microsienito, álcali-feldspato microgranito, microgranito peralcalino e feldspato – quartzo pórfiros.

Mineralização de estanho e de elementos associados como W, Nb, Ta, Zn Cu e Pb ocorrem hospedadas nas rochas desta suíte na forma de *stockworks*, *greisens*, veios de quartzo-cassiterita e quartzo-cassiterita-wolframita, veios de quartzo-topázio-fluorita, pegmatitos com albita, microclina, berilo, topázio, molibdenita e cassiterita (Quadros e Rizzotto, 2007). As idades de cristalização U-Pb obtidas para a suíte subalcalina foram de 1081 ± 50 Ma e, para a suíte alcalina, de 1074 ± 8 Ma (Nogueira, 2014).

Maciço Massangana

O Maciço Massangana constitui um amplo batólito com aproximadamente 900 Km² de superfície, aflora principalmente na forma de extensos lajedos, blocos e matacões encaixados em rochas do Complexo Jamari e da Suíte Serra da Providência.

Kloosterman (1967) através de imagens aéreas reconhece duas intrusões circulares no Maciço Massangana com formato de oito, compostas basicamente por rochas de granulação grossa a porfirítica com microclima pertítica como fenocristal. Na parte central da intrusão o autor reconhece a presença de intrusões circulares compostas por biotita-granitos de granulação média a grossa, circundadas por hornblenda-microclina granitos. Na porção sudeste do Maciço Massangana, Kloosterman (1987) descreve o Maciço São Domingos, caracterizado pela presença de, pelo menos, três tipos distintos de biotita-granitos,

semelhantes aos tipos presente no Maciço Massangana. As mineralizações em estanho ocorrem, segundo o autor, próximo aos limites entre os dois maciços.

Romanini (1982) caracteriza o maciço São Domingos como um stock com formato grosseiramente circular com diâmetro máximo de 10 km disposto semi-paralelamente à lineação regional das rochas do Complexo Jamari. De acordo com Romanini (1982) as lineações provenientes dos principais sistemas de fraturas que atingem o maciço Massangana apresentam duas direções principais: N50°E a N70°E e N130° a 140°E que afetam indiscriminadamente todo o maciço Massangana exceto as rochas sieníticas e os litotipos do Complexo Jamari. Os principais sistemas de diáclases, veios de quartzo e veios pegmatíticos orientam-se segundo essas direções principais sobrepondo-se inclusive aos fraturamentos anelares.

O autor relata que deslocamentos das fraturas dispostos a NW por aquelas orientadas a NE são frequentes, indicando que as últimas são mais jovens. Os contatos com a encaixante são abruptos, com a presença de rochas brechadas e frequentemente silicificadas junto a borda desses contatos, bem como granitoides com textura microfanerítica, enclaves, associado aos aspectos petrográficos, químicos e as feições anelares evidenciam que o alojamento do Maciço Massangana evoluiu a partir de vários episódios magmáticos (Isotta et al., 1978, Romanini, 1982).

Romanini (1982) associa as feições anelares do Maciço Massangana a quatro pulsos magmáticos, denominados de acordo com nomenclatura regional de Fases magmáticas: Massangana, Bom Jardim, São Domingos e Taboca. As mineralizações do Maciço Massagana são relacionadas pelo autor às Fases Bom Jardim e São Domingos, sendo mais notáveis nesta última, na forma de veios de quartzo e greisens. Segundo Romanini (1982), as mineralizações são mais intensas nos contatos com a encaixante, evidenciado por forte greisenização (exogreisens). Na parte central do “stock” de São Domingos o autor descreve a presença de veios de quartzo com cassiterita, topázio e fluorita.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho tem como objetivo descrever e caracterizar as fácies graníticas do maciço Massangana do stock São Domingos, bem como as mineralizações primárias, tanto das zonas de contato do stock São Domingos com as encaixantes quanto do maciço Massangana. Os métodos analíticos utilizados nesta pesquisa e as principais etapas de trabalho são descritos a seguir.

2.1 Revisão Bibliográfica

Consiste na leitura sobre a geologia da área de estudo e reunião dos mapeamentos realizados no maciço Massangana e na região da PER, bem como, leitura da literatura mundial a respeito de granitos mineralizadas em Sn. Nesta Tese são utilizadas as bases cartográficas geradas pelo Relatório da Província Estanífera de 1978 e pela dissertação de mestrado de Romanini, (1982). Os limites do maciço com as encaixantes foram recentemente refinados pelo projeto Rondônia Central da CPRM (2018), através da integração de dados Aerogeofísicos, geológicos, estruturais e isotópicos.

2.2 Etapa de Campo

A etapa de campo se inicia com a junção de toda base cartográfica para proceder a investigação de campo que proporciona a observação das rochas *in-situ*, sua distribuição e relações de contato com a encaixante e as zonas mineralizadas. Durante essa etapa é realizada a coleta de amostras para lâmina delgada, geoquímica de rocha total e estudos isotópicos U-Pb e Lu-Hf e são descritos os afloramentos e as variações litológicas, bem como os contatos e estruturas. Foram visitados 60 pontos e coletadas amostras para os estudos em laboratório.

2.3 Petrografia

Para a petrografia foi realizada a preparação das lâminas delgadas no LGPA, Laboratório Geológico de Processamento de Amostras, localizado no andar térreo da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). As lâminas das amostras de rochas mineralizadas (greisens, topázio-granitos, etc) foram preparadas no laboratório d de

preparação de amostras da CPRM de Porto Velho. No total, foram preparadas 25 lâminas do Maciço Massangana; 32 lâminas do stock granítico São Carlos sendo 25 de rochas mineralizadas, além do estudo de lâminas já confeccionadas num total de 57 lâminas delgadas.

As descrições petrográficas foram feitas no Laboratório de Petrografia da UERJ, situado no quarto andar, sala 4023F e no Laboratório Petrográfico da CPRM de Porto Velho, com auxílio de microscópio binocular Axioskop 40 da marca Zeiss, com lentes de aumento de 2,5; 4,0; 10, 20 e 50 vezes.

2.4 Geoquímica

Foram selecionadas quarenta amostras para análise litogeoquímica, que foram enviadas ao *Activation Laboratories ACTLABS* no Canadá. Parte das amostras foram preparadas nas instalações do LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras) e parte na laboratório de preparação de amostras da CPRM de Porto Velho seguindo os procedimentos descritos a seguir:

- i. As amostras foram serradas pelo técnico do laboratório gerando “*slabs*” de rocha com cerca de cinco centímetros de diâmetro e um de espessura. A serragem tem como objetivo retirar a camada mais externa da rocha, geralmente mais alterada, que pode interferir na qualidade das análises químicas.
- ii. Em seguida os *slabs* de rocha são quebrados manualmente com auxílio de uma marreta e uma bigorna. Nesta etapa são utilizados sacos plásticos descartáveis para envolver a amostra que será marretada e folhas de papel sulfite no topo da bigorna, o que diminui a possibilidade de contaminação.
- iii. Após a britagem manual as amostras são moídas até um tamanho de 200 *mesh*, adequado ao processo químico que será realizado na análise litogeoquímica. Para atingir esse tamanho foi utilizado um moinho de bolas de tungstênio composto por um conjunto de cilindro, bolas e tampas, (*cadinho*). Na moagem são colocados aproximadamente 10 gramas do material no *cadinho*, juntamente com as quatro bolas de tungstênio. É necessário seguir um procedimento padrão para garantir a não contaminação das amostras, esse procedimento é descrito a seguir.

Inicialmente o cadinho é preenchido com areia comum até que as bolas de tungstênio estejam totalmente cobertas. O *cadinho* é tampado e colocado no moinho por cerca de cinco minutos. Em seguida a areia é descartada. Posteriormente, é lavagem, com auxílio de uma escova de cerdas macias e detergente. Após a lavagem, o cadinho é secado com ar comprimido e levado ao banho de luz. Quando estiver totalmente seco, o *cadinho* está pronto para receber a amostra. Primeiro, deve-se colocar uma pequena quantidade da amostra para moer por cerca de 5 minutos. Esta porção é descartada, mais uma vez um procedimento para diminuir os riscos de contaminação da amostra. Em seguida coloca-se cerca de dez gramas do material no *cadinho* para moer por cerca de quinze minutos. Uma espátula é utilizada para verificar se a granulometria está adequada, caso não esteja, a amostra deve permanecer no equipamento por mais cinco minutos. Depois de moída, a amostra é distribuída em dois frascos plásticos limpos e etiquetados, um deles é enviado ao laboratório que realizará as análises químicas e o outro é guardado.

Figura 6 - Rochas serradas utilizadas para laminação e litogeoquímica.



Legenda: Fotografia de algumas das amostras coletadas e selecionadas para estudos petrográficos neste trabalho: (A) amostras Maciço Massangana, (B) amostras maciço Massangana stock São Domingos (C) amostras mineralizadas (greisens, topázio-granitos, zinwaldita-granito, pegmatito albitizado, etc).

As análises químicas de rocha total foram realizadas no laboratório Acme Analítica Ltda (ACTLABS) em Vancouver no Canadá. Os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{(\text{t})}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) foram analisados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP23 AES) e os elementos traços: Ba, Rb, Cs, Ga, Hf, Nb, Y, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Sc, Pb, Zn, Ni e REE foram analisados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry* (ICP-MAS). Foram realizadas análises químicas de 27 amostras não mineralizadas e de 11 amostras mineralizadas.

2.5 Geocronologia U-Pb

O U apresenta três isótopos naturais radioativos: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U . Já o Th, existe na natureza apenas como um único isótopo radioativo, o ^{232}Th , porém outros cinco isótopos de Th ocorrem na natureza como decaimento dos isótopos de U. A série de decaimento radioativo do ^{238}U se dá através de sucessivas emissões de partículas alfa e beta que produzem alterações nucleares e geram isótopos intermediários radioativos de vida curta, que decaem para novos isótopos até a formação do isótopo ^{206}Pb , que é estável. A abundância de isótopos radioativos e radiogênicos pode ser utilizada no cálculo de idades, desde que suas constantes de decaimento sejam conhecidas.

2.5.1 Preparação de amostras

As seis amostras selecionadas em campo para datação foram preparadas nas instalações do Laboratório de preparação de amostras da CPRM de Porto Velho. A autora do trabalho acompanhou o trabalho dos técnicos, o procedimento de preparação das amostras consistiu em:

- a) Lavagem e secagem das amostras: Este é um procedimento indispensável, pois garante a descontaminação das amostras por barro, poeira ou qualquer material que esteja em sua superfície. A lavagem é feita em água corrente com o auxílio de uma escova. Após serem lavadas as amostras são embebidas em álcool e levadas para uma estufa onde são secadas. Secas as amostras são colocadas em sacos plásticos descartáveis etiquetados para aguardarem a

britagem;

b) A britagem é feita num britador de mandíbula que fragmenta a rocha em tamanhos de aproximadamente 1 centímetro. Após serem britadas, as amostras passam pelo moinho de disco para serem pulverizadas;

c) Em seguida, as amostras são peneiradas numa peneira de 100 *mesh* e depois são bateadas, ambas manualmente. Este procedimento tem como objetivo separar os minerais pesados, facilitando os procedimentos seguintes;

d) Por fim, o concentrado, resultante da bateia é levado para a separação em líquido denso e separação magnética. A separação de minerais pesados em líquido denso utilizou o politungstato de sódio, líquido não tóxico, com densidade de 2,82 g/cm³, e a separação magnética foi realizada em duas etapas: a primeira com o objetivo de separar os minerais ferrimagnéticos, foi feita por atração ao imã portátil e a segunda no equipamento *Frantz*;

e) Após todos esses procedimentos, é realizada a coleta dos cristais de interesse, neste caso o zircão. A coleta é feita com o auxílio de uma lupa binocular e de uma agulha. Os cristais coletados em cada fração magnética são colados em uma fita adesiva e depois são colados enfileirados em um suporte onde será colocado a resina (*EPOXY*). Essa resina é preparada de acordo com instruções do fabricante. Após solidificado com os cristais de zircão, o *EPOXY* é polido com pasta de diamante até que os cristais de zircão estejam expostos na superfície para que possam ser analisados. Os procedimentos de bateia, separação magnética, separação em líquido denso e confecção do *EPOXY* foram realizados por técnicos dos laboratórios LGPA e Multilab, os demais procedimentos descritos acima, foram realizados pela autora desta dissertação.

2.5.2 Espectrometria de massa

A idade nos métodos geocronológicos é determinada pela relação de decaimento de isótopos pais em isótopos filhos. A quantidade de isótopos presente em determinada substância pode ser determinada por espectrômetros de massa. A utilização de espectrômetros de massa teve início com a descoberta da radioatividade no final do século XIX. Desde então, os espectrômetros têm sido utilizados em diversas áreas de pesquisa como física, química,

biologia e geologia. A espectrometria de massa consiste na separação das partículas conforme suas massas e cargas e medida de suas abundâncias (Geraldes, 2010). As principais partes constituintes de um espectrômetro de massa consistem em fonte, separador, detector e registrador.

Um espectrômetro funciona da seguinte forma: uma mistura de partículas isotópicas de um elemento que está sendo estudado é submetida a uma fonte iônica, quando as partículas neutras são ionizadas, concentrando-se em um feixe iônico estreito, os quais são acelerados a velocidades iguais (isótopos diferentes mostram energias cinéticas iguais) e disparados no espaço (Bradt, et al., 2010). Todo o procedimento é realizado num sistema de alto vácuo, que é de extrema importância para que os íons possam navegar livremente, sem colidirem com as moléculas do ar.

As partículas ionizadas são direcionadas para um campo magnético (separador) que exerce forças perpendiculares à direção do feixe e retorna a carga a um receptor de eletrodos, o que possibilita a separação dos íons de acordo com suas respectivas massas atômicas. Assim os íons mais leves são defletidos mais do que os pesados (Allègre, 2005).

Depois de separadas no campo magnético, as partículas são capturadas por eletrodo-receptores (*Faradays*) que são, nada mais do que copos metálicos com uma abertura em uma das faces por onde os íons penetram. Os espectrômetros mais recentes incluem detectores com até nove coletores *Faraday* (Geraldes, 2010). Uma boa arquitetura do equipamento foi acoplar um sistema multiplicador de elétrons aos multicoletores *Faradays* (Figura 5) o que permite a análise de amostras em pequenas quantidades, possibilitando uma diminuição no volume de amostra inicial a ser tratada e a ampliação dos estudos geológicos, dentre outros, que podem ser realizados pelo método.

Por fim, o material chega aos registradores. Até o final da década de 1970, as razões isotópicas eram medidas manualmente com o auxílio de régua comum e papel registrador. Hoje, o processo é feito de maneira automática nos microcomputadores que tornaram as razões isotópicas obtidas muito mais precisas.

2.5.3 LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)

O LA-ICP-MS é a junção da técnica de espectrometria de massa a um sistema de ablação a laser (LA). Essa técnica envolve a volatilização da amostra por um feixe de laser

seguido pela ionização por um plasma induzido (ICP) que possibilita a análise de grãos ou parte de grãos individuais. A possibilidade de análises pontuais e a rapidez com que são feitas essas análises são as vantagens desse método, em especial para grãos de zircão, que podem apresentar idades diferentes na borda e no núcleo. Outra vantagem do método é a baixa susceptibilidade à contaminação, ao contrário do que ocorre na diluição isotópica da amostra, procedimento que requer ambiente ultra limpo e que só fornece idades do grão como um todo, não levando em consideração diferenças geocronológicas internas ao grão.

O equipamento utilizado nas análises U-Pb e Lu-Hf desta tese foi um ICP Neptune Plus com sete coletores multiplicadores de elétrons e nove coletores *faraday*. O equipamento está acoplado a um *Excimer Laser Photon Machines* 193mm com fluxo de gás He de 0,550 L/min para o MCF1 e 0,200 para o MCF2 como exemplificado na figura 5. As configurações dos multicoletores e copos faraday para os métodos U-Pb e Lu-Hf estão dispostas nas Tabelas 1 e 2.

Para as análises de U-Pb, foi utilizada uma taxa de repetição de 8 pulsos por segundo com uma frequência de 8 e 9Hz. Para as análises de Lu-Hf foi necessária uma taxa de repetição de 10 pulsos por segundo a uma frequência de 65 a 70 Hz. O diâmetro dos furos com laser foram de 30 μ para as análises de U-Pb e de 50 μ para Lu-Hf (Tabela 2).

2.5.4 Química do sistema U-Th-Pb

O U (Z: 92) e o Th (Z:90) pertencem à série dos actínídeos da tabela periódica e apresentam propriedades químicas similares: ambos ocorrerem na natureza no estado de oxidação tetravalente, e possuem raios iônicos similares o que facilita a substituição de um pelo outro em muitos ambientes geológicos (Wedepohl, 1978 *apud* Gerald, 2010). Uma diferença entre eles é a alta mobilidade do U, que em condições oxidantes formando uranila, no qual o U passa a ter valência +6, muito solúvel em água, enquanto o Th permanece insolúvel pois ocorre apenas na forma tetravalente.

Nos processos de fusão parcial e cristalização fracionada de magmas o U e o Th se comportam como elementos incompatíveis concentrando-se no líquido e nas fases mais evoluídas, enriquecidas em sílica. Assim, rochas ígneas ácidas são mais enriquecidas em U e Th quando comparadas a rochas de composição básica e ultrabásica. Os dois elementos ocorrem normalmente em minerais acessórios, nos quais podem ser os principais constituintes ou podem estar substituindo outro elemento. Exemplos de minerais com U e Th na composição são uraninita, zircão, torita, allanita, monazita, apatita, xenotímio e titanita.

Tabela 2 Configuração dos detectores na análises U-Pb no Neptune.

Actual Cup Positions					
Cup Number	Species	Target (mm) CDD Defl.[V]	Actual Position[mm]	Single Cup Positioning	Status In position
L5-IC4		0			
L5-IC5		0			
IC3 A	206Pb				
L5-IC2	207Pb				
RPQ/IC1 B	208Pb				
L4-F		47.923	47.918	Set	Pos. OK
L3-F		29.476	31.027	Set	Undefined
L2-F		18.137	20.012	Set	Undefined
L1-F		6.683	8.767	Set	Undefined
RPQ/IC1 C F	223.95				
H1-F		5.828	8.190	Set	Undefined
H2-F		16.363	19.233	Set	Undefined
H3-F	232Th	45.400	45.406	Set	Pos. OK
H4-IC6		0			
H4-F	238U	77.500	77.525	Set	Pos. OK
H4-IC7		0			

Fonte: Laboratório Multiusuário de Meio ambiente e Materiais (MULTLAB)

2.5.5 O método de datação U-Th-Pb e o diagrama da concórdia

O diagrama concórdia-discórdia é resulta do plote das concentrações de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Tal diagrama, tende a definir conjuntos lineares com intercepto superior e inferior (Rollinson, 1993).

O conceito de curva da concórdia, definido por Ahrens (1955) e Wetherill (1956) *in* Geraldes (2010), representa o lugar geométrico dos pontos de idades concordantes obtidas pelos geocronômetros ^{238}U - ^{206}Pb versus ^{235}U - ^{207}Pb . Idades discrepantes podem ocorrer devido à perda de chumbo no sistema, que pode ser resultado de processos de intemperismo químico ou mesmo de processos metamórficos posteriores. Neste caso, o intercepto superior irá indicar a idade de cristalização e o inferior a idade do evento metamórfico.

Cristais de zircão magmáticos de rochas félsicas podem ser utilizados para datar o momento da cristalização, utilizando o intercepto superior na curva discórdia. Em contrapartida, rochas graníticas que são originadas por fusão de crosta antiga podem conter

zircões herdados, desse modo, o intercepto inferior irá indicar a idade de cristalização e o superior a idade da fonte crustal (Liew e McCulloch, 1985 *apud* Hollinson, 1992).

Para as análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf foram selecionadas seis amostras representativas dos diferentes tipos de rochas da Suíte Colíder. No processamento inicial, quantidades aproximadas de 30 kg de cada amostra selecionada foram lavadas, britadas e pulverizadas próximo a fração de granulometria fina, em equipamentos padrões e sob rígidos critérios de limpeza. Os minerais foram bateados e concentrados em bromofórmio para a separação de grãos leves. Após a separação da fração pesada, estes minerais foram submetidos a um separador eletromagnético (*FRANTZ*) sob diferentes graus de inclinação (fração não atraível, fração -5, -1, 0, 1,3 e 5).

Após este processo os grãos de zircão presentes nas frações foram selecionados em lupa binocular, com base em critérios morfológicos. Todos os zircões foram montados em uma seção circular de araldite com 2,5 cm de diâmetro e polidos até que zircões ficassem expostos. Os grãos foram imageados com a utilização do microscópio ótico (Leica MZ 125) e do microscópio eletrônico de varredura (FEI - QUANTA 250) no laboratório Multilab, para obtenção de imagens por catodo-luminescência e da superfície por elétrons espalhados.

2.6 O sistema Lu-Hf

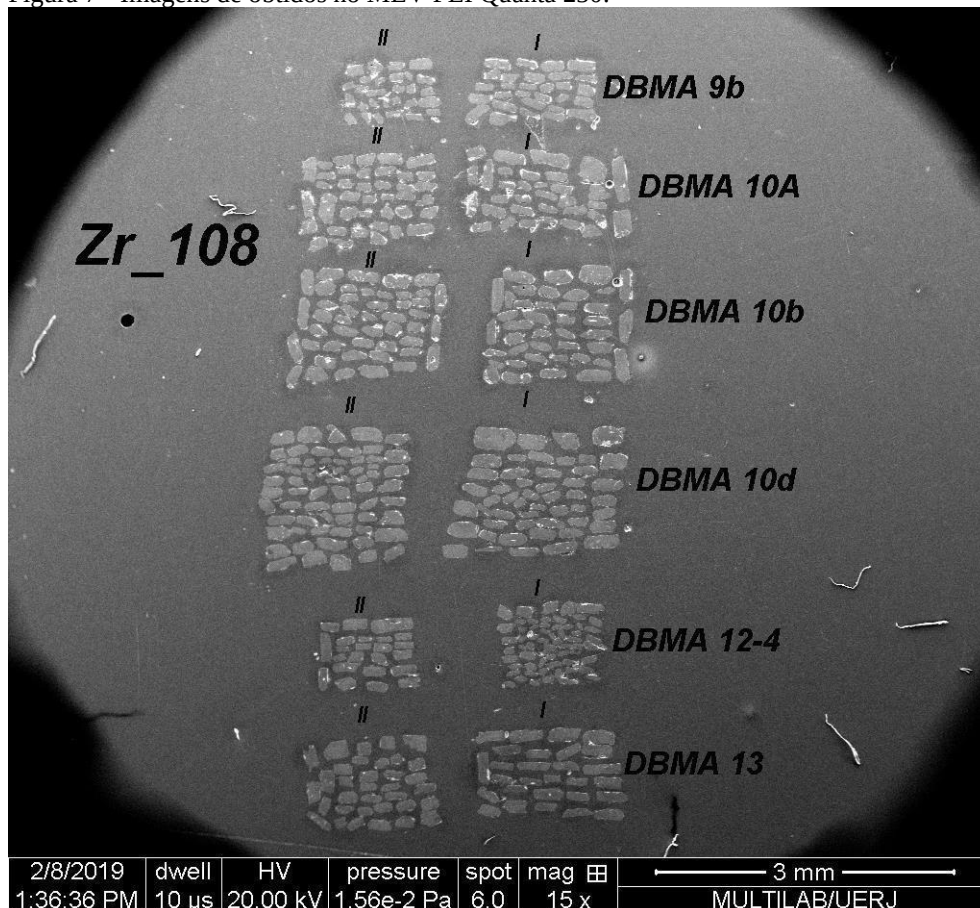
O par Lu-Hf tem propriedades geoquímicas semelhantes ao Sm-Nd. O Hf é mais concentrado do que o Lu, em líquidos silicáticos, logo magmas basálticos derivados de fontes mantélicas tem razões Lu-Hf inferiores aos valores da rocha fonte. O sólido residual que tem razão Lu-Hf mais alta que da rocha antes da diferenciação, é consequentemente mais empobrecido em Hf.

A metodologia Lu-Hf, possibilita, além da determinação da idade de diferenciação, estabelecer um indicativo petrogenético denominado ϵ_{Hf} que consiste basicamente na comparação da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, com o reservatório condritico padrão (CHUR). Este fator auxilia na identificação das fontes de magmas e de processos de formação de rochas e mineralizações.

ϵ_{Hf} positivo significa que a fonte de magma possuía uma razão Lu/Hf mais elevada que a do condrito, logo o magma é proveniente do manto. ϵ_{Hf} negativo significa que a fonte de magma possuía uma razão Lu/Hf inferior a do condrito, logo o magma é de origem crustal. Quanto

maior for o valor de ϵ_{Hf} positivo, mais empobrecido geoquimicamente em Hf é o manto do qual o material se derivou.

Figura 7 - Imagens de obtidos no MEV FEI Quanta 250.



Legenda: Imagens elétrons retroespalhados para as amostras utilizadas nesta investigação. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão analisados são apresentadas individualmente para cada amostra no capítulo de geocronologia.

A idade T_{DM} em zircões indica o tempo de residência crustal das rochas que hospedam esse mineral sendo calculada a partir da composição isotópica inicial de Hf no momento em que o zircão cristalizou e da razão Lu/Hf da crosta precursora.

As fontes derivadas do manto terão uma composição isotópica de Hf definida pela curva do manto depletado e uma composição de Hf estimada em 2,5 ppm (estimado de dado MORB).

2.6.1 Química do sistema Lu-Hf

O Lu (Z: 71) é um elemento terra rara que ocorre naturalmente na forma de dois isótopos: ^{175}Lu e ^{176}Lu , cujas abundâncias são 97,4 e 2,6%, respectivamente (Faure, 1986). O ^{176}Lu é radioativo e sujeito a um duplo decaimento por emissão de partículas beta para o $^{176}\text{Hf}_{72}$ e por captura de elétrons para o $^{176}\text{Yb}_{70}$, ambos estáveis.

O Hf pertence ao grupo IVB da tabela periódica e apresenta valência +4, mesmo grupo do Zr, o que confere grande similaridade a esses elementos, facilitando a associação destes na natureza. O Hf ocorre na natureza em substituição ao Zr e, de maneira mais restrita ao Ti em diferentes minerais, sendo o zircão, mineral que contém as maiores proporções daquele elemento, que chegam a 10.000 ppm (Hoskin & Schaltegger, 2003). Além do zircão, o Hf também pode ocorrer na composição da badeleíta, em proporções em torno de 1,33 % (Faure, 2005).

O decaimento relevante para estudos isotópicos é o do $^{176}\text{Lu}_{71}$ para o $^{176}\text{Hf}_{72}$, que ocorre espontaneamente e possibilita o cálculo da idade Lu-Hf em rochas e minerais a partir da equação 1:

$$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right) + \frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

onde t é o tempo decorrido desde a formação da rocha e λ é a constante de decaimento do ^{176}Lu .

A meia vida do ^{176}Lu tem sido determinada por diversos autores (Faure, 1977; Boudin and Deutscher, 1970; Patchett and Tatsumoto, 1980b; entre outros). Segundo Faure (1986) o melhor valor encontrado foi de $1,94 \pm 0,07 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ de Patchett et al (1981).

2.6.2 Evolução isotópica e aquisição de dados pelo método Lu-Hf

A razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ no zircão pode ser considerada como sendo o valor inicial de quando ele foi cristalizado (Koji et al. 2013). Além disso, a alta resistência desse mineral a eventos termais posteriores, devido à temperatura de fechamento de Hf no zircão ser de 200°C, torna a dupla U-Pb e Lu-Hf em zircão ainda mais interessante.

As propriedades químicas do Lu-Hf são semelhantes àsquelas do par Sm-Nd no que diz respeito ao comportamento desses elementos durante o processo de fusão parcial do manto.

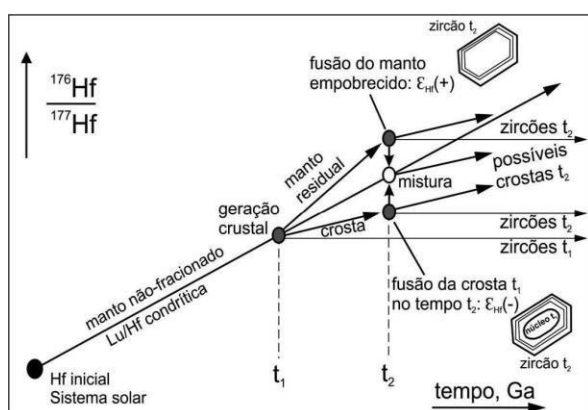
Da mesma forma que os isótopos de Nd, os valores isotópicos de Hf podem ser expressos em ϵ_{Hf} , que consiste basicamente na comparação da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ da amostra estudada para a época de sua formação ou de seu valor atual, relacionado ao reservatório condritico uniforme padrão (CHUR). Os valores de ϵ_{Hf} podem ser calculados de acordo com a equação 2.

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[\frac{^{176}\text{Hf}_{\text{amostra}}}{^{176}\text{Hf}_{\text{CHUR}}} - 1 \right] * 1000 \quad (2)$$

Este fator auxilia na identificação das fontes de magmas e dos processos de formação de rochas e mineralizações. Um valor de ϵ_{Hf} positivo significa que o magma progenitor tem razão maior que a do condrito; logo, a fonte é mantélica. Já um valor de ϵ_{Hf} negativo significa que o magma que formou essa rocha possuía razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ menor que a do condrito; logo, relacionado a uma origem crustal. Quanto maior for o valor do ϵ_{Hf} positivo, mais empobrecido geoquimicamente em Hf é esse manto do qual o material se derivou.

Outro dado importante fornecido pelo sistema Lu-Hf é a idade modelo do manto empobrecido, ou idade T_{DM} (*Depleted Mantle*) que é calculada a partir da composição isotópica inicial de Hf do momento em que o zircão cristalizou e da razão Lu/Hf da crosta precursora (Pietranik et al., 2008). A idade T_{DM} indica o tempo de residência crustal da rocha hospedeira do zircão. Os valores atuais assumidos para o manto empobrecido são de 0,28325 para a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e 0,0388 para o $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (Andersen et al., 2009).

Figura 8 - Diagrama esquemático de evolução isotópica de Hf partindo de um reservatório condritico.



Legenda: A evolução isotópica de Hf sugere a formação de crosta resultando em manto depletado.

3 GRANITOS DO TIPO-A E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

3.1 Introdução

O estudo de rochas graníticas é muito importante para o entendimento da formação do planeta Terra. Isso porque os granitos são as rochas mais abundantes na crosta continental superior e guardam informações importantes sobre a evolução do planeta Terra em razão de sua conexão com os processos geodinâmicos que ocorrem neste. Além disso, uma grande variedade de mineralizações está associada direta ou indiretamente a rochas graníticas o que torna o estudo dessas rochas ainda mais importante.

Granitos do tipo-A tem sido estudados em diversas regiões do mundo (Anderson, 1983; Eby, 1990; Anderson and Morrison, 2005; Frost et al, 2005; Ramo et al., 2005; Dall'Agnol & Oliveira; 2007, etc) sendo geralmente associados a depósitos estaníferos associados a altas concentração de elementos litófilos como (Li, Zr, W e U).

Este texto apresenta um copilado de informações relevantes sobre a formação de Granitos do tipo-A e mineralizações associadas. Antes de entrar na temática dos granitos do tipo-A é abordado de forma sucinta a origem dos magmas graníticos e os principais processos de formação das rochas graníticas.

3.2 Origem dos magmas e ambiente tectônico

As rochas ígneas são aquelas formadas pela fusão do interior da Terra (Gill, 2014). Na maioria das vezes a fusão se inicia no manto e depois com a passagem do magma quente através da crosta continental esta também pode fundir elevando desse modo a complexidade química e petrológica das rochas continentais (Gill, 2014).

Os processos que desencadeiam os episódios de geração de magmas no planeta Terra não ocorrem de forma aleatória. A variação local e/ou regional da pressão e/ou temperatura são fatores determinantes na fusão das rochas da crosta e do manto que em seu estado normal são sólidas (Robb, 2014).

Com relação ao ambiente tectônico Wilson (1989) define quatro ambientes geológicos principais de geração de magmas: (1) margem divergentes de placas que incluem o sistema da dorsal Mesoceânica e regiões posteriores de bacias do tipo “back-arc”; (2) Margens

convergentes incluindo arcos insulares e margem continental ativa; (3) Ambiente intraplaca oceânico, com formação de ilhas oceânicas relacionadas a hot spots e (4) Ambientes intraplaca continentais incluindo províncias basálticas continentais, magmatismo potássico e ultra-potássico não relacionados a zonas de *rift*.

A geração de granitos é um fenômeno relacionado, em sua maioria, aos continentes, sendo os granitos toleíticos os únicos gerados em ambiente oceânico. O ambiente geológico/tectônico de formação das rochas ígneas influencia diretamente na composição química do plutonismo. A composição química sofre certa polarização, com algumas exceções, relacionada com seu posicionamento em relação à zona orogenética (Pitcher, 1981; Ishihara, 1981; Lameyre e Bowden, 1982 e Clark *et al.* 1982). Desse modo, as manifestações plutônicas situadas nas proximidades da linha de subducção são caracterizadas por mineralogia pobre em K, resultando na composição cálcio-alcálica trondhjemítica. Avançando em direção ao continente, a quantidade de potássio aumenta, aparecendo, as séries cálcio-alcálicas, granodioríticas e monzoníticas. Ainda mais para longe da linha de subducção, relacionadas a zonas de *rifts*, ocorrem os granitos alcalinos (Biondi, 1986). As intrusões graníticas alcalinas também definidas como do tipo-A ocorrem na última etapa do ciclo plutônico. O magmatismo anorogênico continental está geralmente relacionado ao afinamento crustal (acompanhado ou não de plumas ou hot-spots) sendo característica a produção de magmas de composição bimodal (Robb, 2014).

No interior da crosta, ocorre participação decisiva de material sedimentar na composição da placa continental. Nesse ambiente a espessura da crosta e as compressões típicas geram fusão da crosta originando as séries graníticas do tipo-S. Após o término da compressão e dos movimentos laterais ocorre o “relaxamento” do ambiente, gerando uma tectônica tensional com movimentações diferenciais que proporcionam a fusão da base da crosta e a produção de magmas graníticos do tipo I.

O estudo petrogenético de rochas ígneas envolve a determinação da fonte dos magmas, das condições da fusão desta fonte e dos processos posteriores de modificação do magma primário derivado do manto durante o transporte a alojamento em câmaras magmáticas em níveis mais rasos da crosta (Wilson, 1989).

A composição dos magmas é controlada principalmente pela natureza da rocha fundida, bem como pela extensão da fusão, ou seja, quanto do protólito é fundido. Assim, teoricamente podem-se formar magmas com diversas composições, desde composições ultramáficas à altamente alcalinas. O decaimento da pressão e a adição de voláteis atuam

diminuindo a temperatura de solidificação possibilitando a formação de fundidos magmáticos mais fluidos (Robb, 2014).

A fusão parcial é o principal processo de geração de magmas, esse processo é complexo e geralmente afetado por diversas variáveis, sendo a assembleia mineral do protólito uma das mais importantes. A pressão local, a temperatura e a quantidade de água e voláteis funcionam como catalizadores para a fusão das rochas (Robb, 2014). Os processos de fusão parcial envolvendo geralmente a fusão de mais de um mineral do protólito simultaneamente. A presença de água no sistema, até mesmo em pequenas quantidades, irá potencializar a extensão da fusão e possibilitando também anatexia em temperaturas mais baixas (Robb, 2014).

Dois mecanismos de fusão parcial parecem ser os mais prováveis de ocorrerem: (1) O primeiro é referido como “fusão fracionada”, é o processo em que pequenas porções do fundido são instantaneamente removidos do sólido residual, agregando-se em outro local, geralmente em níveis mais rasos da crosta para formar um corpo magmático, isso significa que os componentes mais fundíveis como (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O e H_2O) concentram-se no líquido magmático gerado, enquanto os componentes mais refratários como MgO , Ni e Cr são retidos no resíduo sólido. Esse processo pode ser mais aplicável para magmas basálticos de baixa viscosidade. O processo de cristalização fracionada em rochas basálticas comumente resulta na formação de camadas sub-horizontais bem definidas resultado da cristalização fracionada de minerais máficos que, em razão de sua alta densidade (geralmente $> 3 \text{ g cm}^{-3}$) “afundam” no magma por meio de indução gravitacional formando cumulados que diferem da composição do magma inicial.

Em magmas graníticos é mais provável a formação de um único fundido que permanece em equilíbrio com seu sólido residual até a remoção física e sua colocação como magma em uma câmara magmática. Na câmara magmática também ocorrem processos que modificam a composição química do magma primário como cristalização fracionada (CF), mistura de magmas (MMX) e contaminação através da fusão das encaixantes ou ainda a mistura desses processos como assimilação + cristalização fracionada (AFC) (Rollinson, 1993).

Nas intrusões graníticas, em razão de sua alta viscosidade, o zoneamento é geralmente concêntrico, com as bordas preservando composição mais máfica e o centro mais fracionado. A maioria dos plútons graníticos intrudem a crosta em níveis rasos e boa parte do calor da intrusão é perdido para as rochas encaixantes, este tipo de zoneamento começa com a cristalização a partir das laterais e do teto da câmara magmática em direção ao centro. Apesar

dos cristais não serem removidos do magma residual, como ocorre nas intrusões máficas, eles são efetivamente isolados do fundido residual pelo “*front*” de cristalização que avança em direção ao centro da câmara. Este processo pode ser definido como uma forma de fracionamento do cristal, caracterizado pela concentração de elementos incompatíveis no centro da intrusão onde o produto final de fundidos graníticos diferenciado acumula. (Robb, 2014).

Durante a intrusão e cristalização do magma ocorrem variados graus de assimilação das rochas encaixantes. Consequentemente os “*trends*” químicos refletem processos de fracionamento acompanhados dos efeitos da contaminação do magma, ambos com importantes implicações nos processos ígneos de formação de minérios (Robb, 2014).

A maioria dos magmas félsicos ou graníticos é derivada de fusão parcial de material predominantemente crustal (encaixantes), embora possam ocorrer fundidos graníticos produzidos pela diferenciação de magmas mais máficos (Robb, 2014). Os ambientes de subducção entre placas geralmente favorecem processos de mistura de magmas. Os andesitos pertencentes às suítes de composição cálcio-alcálica no geral recebem tanto contribuição de material da crosta continental quando do manto litosférico através de processos de mistura e cristalização fracionada.

Alguns granitos Rapakivi reduzidos como do batólito Pikes Peak na América do Norte, são interpretados como originados através da cristalização fracionada de fundidos toleíticos derivados do manto (Frost&Frost, 1997)

Os granitóides de ambientes anorogênicos ou intra-placa geralmente, estão relacionados a processos de rifteamento e afinamento crustal, de forma a facilitar ou impulsionar a produção de magmas que apresentam tipicamente composição bimodal como, por exemplo, o Complexo Bushveld (2060 Ma) na África do Sul, onde intrusões de magmas máficos são seguidas pela colocação de volumosas Suítes Graníticas. Outro exemplo é o Complexo Rapakivi de Jaala-Iitti que consiste em quartzo-feldspato granitos porfiríticos associados à diabásios intrusivos no batólito Wiborg na Finlândia (P. T. Salonsaari and I. Haapala, 1992).

3.3 Classificação dos granitos

Chappell and White (1974) podem ser considerados os pais da classificação de granitos. Foram eles que introduziram em 1974, por meio do estudo dos batólitos do “Lachlan

Fold Belt”, na Austrália a terminologia Tipo-I e Tipo-S, classificação que tem como base a composição e as fontes de granitos orogenéticos. Nesse esquema simplista granitos do tipo-I seriam formados predominantemente pela fusão parcial de rochas ígneas ou meta-ígneas, enquanto que granitos do tipo-S teriam origem sedimentar ou metassedimentar. Quimicamente os granitos do tipo-I tendem a uma composição metaluminosa tonalítica (ou quartzo-diorítica) e granodiorítica, enquanto que granitos tipo-S, são geralmente peraluminosos e tem composição quartzo-monzonítica.

Paralelamente Wang *et al.* (1980, 1983, 1984) e Ishihara (1981) propuseram classificações semelhantes para os granitoides da China e do Japão. Wang identificou duas séries, denominadas de “tipo 1” e “tipo 2”. Granitos do tipo 1 são praticamente idênticos aos granitos do tipo I de Chappell and White (1974), ou aos granitos a magnetita de Ishihara, (1981). O mesmo ocorre com os granitos do “tipo 2” de Wang, comparáveis aos granitos do tipo S e a ilmenita. Os quadros 1, 2 e 3 resumem as principais características listadas pelos autores.

Quadro 1 – Características identificadoras de granitos tipo I e tipo S segundo Chappell and White (1979)

<i>Granitos tipo-I</i>	<i>Granitos tipo-S</i>
Plútons de composição variadas de básica à ácida, onde o granito é o termo final da série	Série granítica restrita, pouco diferenciada, com plútons em sua maioria de composição ácida
Contém + Na (geralmente > 3,2%) nos tipos félsicos e até 2,2% nos tipos máficos	Contém menos Na (geralmente > 3,2% em rochas com cerca de 5% de K ₂ O) e < 2,2% em rochas com menos de 2,2% de K ₂ O
Moles Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O + K ₂ O + CaO) < 1,1	Moles Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O + K ₂ O + CaO) > 1,1
Composição normativa CIPW mostra diopsídio ou < 1% de córindom	Composição normativa CIPW com > 1% de córindom
Razão inicial ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr < 0,708	Razão inicial ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr > 0,708
Presença comum de esfero e hornblenda	Presença comum de moscovita, monazita, cordierita e granada

Quadro 2 - Características identificadoras de granitos a magnetita (tipo I) e a ilmenina (tipo S) de acordo com Ishihara, (1981).

<i>Granitos a Magnetita</i> (tipo I)	<i>Granitos a Ilmenita</i> (tipo S)
Mais de 0,1% (vol) de magnetita	Menos de 0,1% (vol) de magnetita e ilmenina

Susceptibilidade magnética $> 1 \times 10^{-4}$ meu/g	Susceptibilidade magnética $< 1 \times 10^{-4}$ meu/g
Rochas com razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 0,5$	Rochas com razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 0,5$
Valores de isótopos ^{34}S positivos	Valores de isótopos ^{34}S negativos
Baixos valores isotópicos de ^{18}O	Altos valores isotópicos de ^{18}O
Principais acessórios: magnetita, ilmenita, hematita, pirita e calcopirita	Principais acessórios: ilmenita, pirrotita, grafita, monazita, granada e moscovita
Razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ dos anfibólios e das biotitas das rochas da série decrescem com o aumento do teor de SiO_2	Razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ dos anfibólios e das biotitas das rochas da série crescem com o aumento do teor de SiO_2

Quadro 3 - Características identificadoras de granitos tipo 1 e tipo 2 (Wang et al., 1983, 1984)

<i>Granitos do tipo 1</i> (tipo S, ou a ilmenita)	<i>Granitos do tipo 2</i> (tipo I, ou a magnetita)
Baixas temperaturas de formação (entre 600° e 680°C)	Altas temperaturas de formação (entre 980° e 1.140°C)
Biotitas com alto Fe	Biotitas com alto Mg
Paragênese de acessórios com magnetita+ilménita+zircão ou monazita+xenotímio+zircão.	Acessórios: magnetita, esfeno, apatita, ilmenita e zircões ricos em T.R.
Altos teores relativos de Fe, Li, Rb (Cs) e Be	Altos teores relativos de Cl e Sr. Total de Ce > total de Y.
Esgotamento de Eu	Eu entre 0,74 e 0,99, sem esgotamento
Valores isotópicos de $^{18}\text{O} > 10\%$	Valores isotópicos de $^{18}\text{O} < 10\%$
Valores isotópicos de ^{34}S muito variável	Valores isotópicos de ^{34}S semelhantes aos dos Meteoritos
Baixo teor de platinóides típico de derivação mantélica	Alto teor de platinóides
Razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7112 e 0,7360	Razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7036 e 0,7085
	Diques básicos intermediários compõem os termos finais da série

Em 1979, Chappell and White adicionam uma terceira letra “tipo M” ao esquema de classificação alfabético. A Letra “M” é então utilizada para classificar rochas formadas a partir de fusão de crosta oceânica (granitos toleíticos) ou de dorsais mesoceânicas. Neste estudo os autores também definem um quarto tipo de granito, este, com afinidade alcalina e alojada em ambiente anorogênico, porém não delimitaram nenhuma letra para classificar tal granito. No mesmo ano Loiselle and Wones (1979) utilizam pela primeira vez o termo “Granitos do tipo-A”, sendo o A relacionado ao ambiente tectônico de formação dessas

rochas, em blocos continentais estabilizados (anorogênico) ou zonas de *rift* intracratônicos além de também estarem relacionados a característica anídrica dessas rochas.

3.4 Características dos granitos tipo-A

Os granitos tipo-A descritos por Loiselle e Wones (1979) apresentavam características bem diferentes daqueles classificados como tipo-I e tipo-S como: ambiente intercontinental, altas concentrações de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, K_2O e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, baixos teores de CaO e MgO , além de quantidades elevadas de elementos traços incompatíveis tais como: REE, Zr, Nb e Ta e baixa concentração de elementos traços compatíveis em silicatos máficos e feldspatos.

A publicação de Loiselle and Wones (1979) tornou-se um marco na classificação de granitos de forma que outros autores passaram a utilizar o termo com frequência, e várias suítes graníticas mundo afora foram classificadas como do tipo-A. Ex: Batólito Pikes Peak na Série magmática “White Mountain” em New Hampshire, os Granitos Jovens da Nigéria, a Província Greenland Gardar, Complexo Rapakivítico da Finlândia (Fennoscandia) (Haapala, 1977a) entre outros.

Granitos do tipo A são formados em ambiente pós-orogênico ou anorogênico relacionado ou não a rifteamento. As séries graníticas são formadas principalmente por álcali-granitos, biotita-granitos e sienitos, além de rochas de composições contrastantes ácidas/básicas, em uma mesma série. Presença comum de peritas nos feldspatos, xenólitos cognatos, altos teores de F, razões iniciais de Sr entre 0,703 e 0,712. Associados a efusões alcalinas derivadas de caldeira ricos em mineralizações de cassiteirita e columbita (Lithos 151, 2012).

Eby, (1990), baseado numa revisão de diversas suítes graníticas descritas como do tipo-A como variação composicional de quartzo sienitos a granitos peralcalinos e seus respectivos vulcânicos, elenca outras feições diagnósticas de suítes graníticas do tipo A como: composição química de rocha total do tipo *Ferroan*, alcalino-cálcico a alcalino, altas concentrações de álcalis, alto FeO/MgO incluindo texturas *hipersolvus* a *subsolvus* nos feldspatos, mineralogia rica em minerais máficos com altos teores de Fe como fayalita, ferrohedenbergita, ferrohastingsita e annita entre outros, bem como altas concentrações de Y, Nb, Zr, Zn, Ga e ETRs (exceto Eu) e anomalias que indicam alto teor de fracionamento e

grande concentração de fluidos ricos em F e OH⁻, cristalizados tanto sob condições tanto reduzidas (baixo O) quanto oxidantes (alto O).

Segundo Whalen et al. (1987a) a razão Ga/Al é muito eficiente na discriminação de granitos do Tipo A de outros granitos. Pearce *et al.* (1984) caracteriza o enriquecimento nos elementos Nb, Y, Ta e Rb como diagnósticos para diferenciar granitos intra-placa de outros granitos.

Frost and Frost (2001, 2008 e 2011) além de sugerir que granitos do tipo-A são sempre do tipo *ferroan*, recomendam o uso dos elementos maiores para classificação de rochas graníticas. Isso porque, diferente das rochas basálticas, os elementos traços, são geralmente compatíveis em granitos. Elementos como REEs, U, Th e Zr residem em fases minerais acessórias como apatita, zircão, titanita, allanita e monazita. Outros elementos traços como Nb e Y são concentrados nos óxidos e também nos anfibólios e suas abundâncias podem estar relacionadas tanto com a história de cristalização como com parâmetros de fugacidade de oxigênio e água e com a composição do magma parental. Além disso, os elementos traços também podem ser incorporados no magma por contaminação da crosta perfurada pelo granito.

A classificação de Frost&Frost (2001) baseada nos elementos maiores inclui: Fe* (SiO₂ versus FeOt/(FeOt + MgO)); índice de alcalinidade modificado, MALI (SiO₂ versus Na₂O + K₂O – CaO) e índice de saturação em alumina, ASI (ASI versus A/NK). Eles concluem que granitos do tipo-A plotam principalmente nos campos de álcali- cálcicos e alcalinos, como, por exemplo, os granitos rapakivi da Finlândia, que são classificados como álcali-cálcicos metaluminosos a peraluminosos (Ramo, 1991).

Sobrepondo-se no triângulo QAP os elementos de minério de diversos depósitos minerais relacionados a granitos observa-se que os granitos tardi-orogênicos pertencem com frequência à série monzonítica com mineralizações semelhantes às séries alcalinas, e que, além de Eu e Th concentram muitos outros elementos como Zr, Nb e F. Os granitos crustais, ou mobilizados, também são muito férteis, concentrando elementos como W, Sn, Nb, U, Y, REE na cúpula de leucogranitos aluminosos. Nesses depósitos o W ocorre geralmente fora do corpo granítico, como sheelita no contato, ou wolframita em veios de quartzo (Biondi, 1986).

3.4.1 Fontes de Granitos tipo-A

Loiselle e Wones (1979): Sugerem que o fracionamento de basaltos alcalinos manto-derivados com ou sem interação da crosta seria um dos principais mecanismos de formação de granitos do tipo A.

Eby (1990, 1992) utilizando as razões Y/Nb e Yb/Ta para definir fontes de granitos do tipo A define que granitoides com valores de $Y/Nb < 1,2$ (tipo A1) seriam derivados de diferenciação de magmas basálticos de fonte do tipo OIB (basaltos de ilhas

Os granitos da Laurentia uma das maiores províncias magmáticas consanguíneas da Terra (Anderson e Bender, 1989), bem como os granitos rapakivi de Fennoscandia e os granitos do tipo-A de Lachlan na Austrália são classificados como do tipo A2. Magmas do tipo-A2 reduzidos também denominados de magmas da série-ilmenita, são relacionados a uma fonte ígnea quartzo-feldspática (Anderson e Morrison, 2005), provavelmente com um componente metassedimentar (Dall'Agnol et al., 2005), ou à diferenciação de fonte toleítica (Frost e Forst, 1997; Forst et al., 1999). Já magmas do tipo-A1 (oxidados) também denominados se magmas da série-magnetita, são derivados de fluidos com quantidades consideráveis de água ($\geq 4\text{wt.}\%$), originados a partir de uma fonte quartzo-feldspática na crosta inferior sob condições oxidantes (Anderson e Bender, 1989; Dall'Agnol et al, 1999b, 2005; Anderson e Morrison, 2005).

Frost & Frost (2010) propuseram que granitos do tipo ferroan poderiam se formar de três formas: (1) a partir de fusão parcial de uma crosta quartzo-feldspática (Anderson, 1983; Sylvester, 1989; Creaser et al., 1991), (2) a partir de diferenciação de magmas basálticos (Frost, 1997), ou (3) a partir de uma combinação desses dois processos, através de mistura magmática e/ou de cristalização fracionada com assimilação da encaixante (AFC) (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987).

Segundo Frost & Frost (2010) os granitoides do tipo ferroan alcalinos e álcali- cálcicos são geralmente formados pela fusão de rochas basálticas, enquanto granitoides ferroan cálcio-alcálicos são geralmente formados por fusão crustal ou que tenha incorporado grandes quantidades da crosta.

Segundo Bonin, (2007) a heterogeneidade de fontes é algo característico de granitos do tipo-A, isso também se reflete na grande variedade de assinaturas isotópicas encontradas em suítes de granitos do tipo A, relacionadas possivelmente a magmas de composições contrastantes somados a pequenos graus de fusão parcial com geração de pequenos volumes de magmas primários.

A determinação precisa das possíveis fontes de granitos do tipo-A deve levar em consideração a grande variedade de forma de ocorrência destes. Vários mecanismos foram

postulados para explicar a geração de magmas do tipo A. As principais ideias discutidas incluem o seguinte:

(1) Segundo Loiselle e Wones, (1979) granitos do tipo-A podem ser derivados a partir de fracionamento direto de magmas originados no manto.

(2) Magma alcalino derivado de manto reage com rochas crustais para produzir um derivado sienítico que fraciona a uma composição granítica (Barth, 1945). Barker et al. (1975) sugerem uma variante desse esquema, na qual o magma sienítico reage ainda mais com as rochas crustais e, eventualmente, forma um híbrido granítico.

(3) Já Collins et al., (1982) e Whalen et al., (1987) defendem que a fusão parcial de rochas da crosta de vários tipos, incluindo granulitos anidros da crosta inferior seja o mecanismo provável para a formação desse tipo de rochas.

(4) A imiscibilidade ocorre em pequena escala em muitos líquidos basálticos e tem sido sugerida como uma possível origem para magmas graníticos peralcalinos (por exemplo, Philpotts, 1976; Eby, 1979).

(5) Difusão gravitacional no estado líquido tem sido sugerida como a origem de variações químicas em alguns magmas tipo A (Shaw et al., 1976; Hildreth, 1979).

(6) Outros autores defendem a hipótese de diferenciação de rochas máficas (Frost e Frost, 1997) ou de rochas graníticas intermediárias variando de tonalito a granodiorito (Anderson, 1983; Sylvester, 1989; Creaser et al., 1991), ou ainda numa combinação de fontes crustais e mantélicas, através da mistura e/ou de cristalização fracionada com assimilação da encaixante (AFC) (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987).

Segundo Bonin (2007) a natureza da crosta cortada por magmas do tipo-A pode não ter tanta influência em termos de composição modal e elementos maiores, mas pode influenciar drasticamente nas composições isotópicas e de elementos traços de forma que a heterogeneidade isotópica é uma característica comum a granitos do tipo-A. Segundo o autor, “end-members” do manto enriquecido podem ser interpretados como uma mistura de manto residual depletado e reciclagem de crostas de diversas composições, idades e composições. Essa hipótese explica a grande variedade de assinaturas encontradas em suítes de granitos do tipo-A, evidenciando heterogeneidades composicionais, adicionados a um pequeno percentual de fusão parcial e geração de pequenos volumes de magmas primários.

A fusão parcial de fontes para granitos do tipo-A requer, segundo Bonin (2007) uma grande quantidade de calor. Entretanto, rochas classificadas como anorogênicas, ocorrem geralmente em regiões estáveis e frias, de espessamento litosférico. Segundo Black e Liègeois, (1993) a entrada de calor, independente de sua origem, resulta em erosão e/ou

mecanismos de delaminação de litosfera inferior. Os possíveis cenários propostos que resultariam na delaminação da litosfera envolvem o calor vindo de plumas mantélicas ou através de movimentos ao longo de zonas de cisalhamento.

O controle da litosfera por zonas de cisalhamento de grande escala é evidenciado, segundo Azzouni-Sekkal et al. (2003), pela percolação de fluidos de longa duração, que alteram a composição de rochas primárias e perturbam as assinaturas isotópicas, além de serem associados à concentração de metais de interesse econômico como Sn-W-Mo, Au, U-Th, Nb, Ta e elementos terras raras.

3.5 Formas e Geometria de intrusões graníticas

Embora seja natural imaginar que enormes massas intrusivas que formam os batólitos tenham raízes crustais profundas, estudos utilizando dados gravimétricos (Cruden, 1998, Taylor, 2007) mostram que tanto plútons independentes quanto os grandes batólitos podem ter a forma de grandes camadas tabulares. Alguns plútons de granitoides apresentam a forma de intrusões anelares, essas intrusões muitas vezes estão associadas a um sistema de caldeiras vulcânicas sobrejacentes, logo representam intrusões de nível crustal raso, Ex: Intrusão anelar de Glencoe, na Escócia, *Younger Granites* of Nigéria e Maciços Massangana (presente estudo) e São Carlos da Província Estanífera de Rondônia.

O cenário estrutural que parece favorecer a formação de granitos intraplaca envolvem delaminação litosférica da crosta inferior, ou a ascensão de material quente proveniente da ação de plumas mantélicas ou de falhas produzidas por movimentos do tipo *strike-slip* ao longo das zonas de cisalhamento (Liégeois et al. 2005). O controle da litosfera por zonas de cisalhamento de grande escala é evidenciado pela percolação de fluidos de longa duração, que alteram a composição da rocha primária, causando perturbações isotópicas além de concentração de minerais de interesse econômico, como Sn-W-Mo, Au, U-Th, Nb, Ta, ETRs (Bonin, 2007).

O alojamento de corpos graníticos em zonas de cisalhamento extensionais ocorre geralmente com formato romboédrico formado por falhas ou zonas de cisalhamento transcorrente em *echelon*. O desenvolvimento de fraturas de distensão profundas resulta de esforços regionais. Essas fraturas se associam a zonas de falhas transcorrentes, possibilitando o alojamento de magmas em níveis crustais bastante rasos (Hutton 1982). Nos Crátons da Báltica, Laurentia e Austrália, o magmatismo do tipo A é interpretado como uma expressão intraplaca do tectonismo que ocorre na margem convergente (Ahall, et al. 2000). O autor

relaciona temporalmente os estágios finais de cada fase de subducção, ocorridos no Escudo da Báltica, aos episódios de magmatismo intracratônico ocorridos na região e atribui a formação desses granitos a processos de convecção na astenosfera influenciados pelo subducção ocorrida no limite da placa tectônica. A origem do fluido mineralizante ainda é uma questão a ser discutida, se magmático ou remobilizado das rochas encaixantes.

3.6 Mineralizações de Sn, W e Nb associadas a granitos

A cristalização de maciços graníticos geralmente se desenvolve através de um zoneamento concêntrico, onde as bordas preservam composição mais máfica e o centro mais fracionado, de modo que o centro da intrusão granítica vai ficando cada vez mais enriquecido em elementos incompatíveis que incluem os elementos litófilos como (Li, Be, Cs) bem como metais (Sn, W, Nb) confinados com voláteis (F e Cl) e água em meio a um magma alcalino, super ácido e de baixa viscosidade. Esse fluido residual magmático altamente fracionado e reativo (devido à concentração de voláteis com F e Cl além de sílica e H₂O) é o produto final do fracionamento magmático que ocorre principalmente através de processos que envolvam cristalização fracionada. Este fluido residual permanece em certo equilíbrio na câmara magmática até que perturbações tectônicas regionais ou locais gerem falhas e/ou fraturas que possibilitem a sua percolação. Ao ser despressurizado ocorre a percolação por entre as falhas e fraturas interagindo com as rochas encaixantes (granitos, gnaisses anfíbolitos, etc) modificando sua mineralogia, resultando na formação de zonas de greisen; bem como de veios de quartzo contendo ou não minério e veios pegmatíticos. O processo de modificação da química e da estrutura dos minerais no estado sólido gerados pela interação da rocha pré-existente com um fluido residual é chamado de metassomatismo.

Depósitos minerais associados a rochas ígneas félsicas geralmente apresentam enriquecimento em elementos litófilos tais como: Li, Be, F, Sn, W, U e Th, os quais se concentram devido a sua natureza incompatível. Um elemento incompatível é aquele que possui carga e/ou o raio iônico de difícil substituição com qualquer outro mineral formador de rocha, de modo que os elementos incompatíveis tendem a serem excluídos dos produtos da cristalização, concentrando-se nos magmas diferenciados ou residuais (Robb, 2014).

Em granitos do tipo A, a combinação de alta temperatura, associada a quantidades altas de halogênios (voláteis) torna o fluido altamente móvel na crosta, sendo uma feição de grande importância na petrogênese e metalogênese desses granitoides. Uma questão ainda muito discutida é a origem dos elementos incompatíveis, altamente concentrados nos

granitoides do tipo A e dos halogênios, principalmente F e Cl. Bailey (1980) sugere que os halogênios são provenientes: (1) de derivação mantélica ou (2) são liberados durante a fusão parcial de anfibólios e biotitas residuais enriquecidos em halogênios extraídos previamente do fundido inicial (Collins, 1982).

Chappell & White (1979) Ishihara (1981) Wang et al., (1983, 1984) concluem de forma unânime que depósitos minerais de Sn-W são preferencialmente desenvolvidos em ambientes reduzidos que favorecem o desenvolvimento de granitoides da série da ilmenita (tipo 1 ou tipo S), enquanto que minérios de Cu-Mo-Au podem ser geneticamente relacionados a granitoides da série da magnetita (tipo 2 ou tipo I). Granitos estaníferos são caracterizados por formação em temperaturas mais baixas em zonas hipoabissais da crosta (mais rasas e com menor pressão), alto conteúdo de voláteis, altas razões FeO/Fe₂O₃ (geralmente > 0,88), ambiente reduzido (baixo oxigênio), geralmente pertencentes à série da ilmenita de Ishihara (1981).

A natureza da assembleia metálica de depósitos minerais associados geneticamente com intrusões graníticas é geralmente controlada pela origem e composição do magma inicial. Isso ocorre por que o fundido magmático carrega os metais que, certamente foram “doados” da rocha que fundiu primeiramente, ou seja, o protólito. Quando um magma félsico é derivado de rochas sedimentares ou metassedimentares as associações minerais comumente são caracterizadas pela concentração de metais como Sn, W, U e Th; já quando o protólito é uma rocha ígnea antiga (granito tipo-I) a associação mineral é tipificada por metais como Cu, Mo, Pb, Zn e Au (Robb, 2014, Chappel and White, 1974; Ishihara, 1978, 1981).

3.7 Granitos Rapakivi

O termo rapakivi caracteriza uma textura em rochas graníticas porfiríticas onde o feldspato potássico ocorre manteado por coroas de plagioclásio. Segundo Vorma, (1976), a textura rapakivi é caracterizada: (1) pelo formato ovoide de fenocristais de feldspato potássico; (2) manteamento dos feldspatos por finas coroas de oligoclásio- andesina; (3) ocorrência de duas gerações de feldspato potássico e quartzo.

Quando a quantidade de ovóides manteados é maior do que aquela de não manteados, a textura rapakivi recebe o nome especial de viborgítica, já quando ocorre o contrário, ou seja, a quantidade de fenocristais manteados é pequena, a rocha recebe o nome de Piterlito. A maior parte dos granitos rapakivi até então conhecidos são de idade Proterozóica, num range que vai de 1,8 a 1,0 Ga. No entanto, há corpos de granitos rapakivi de idade arqueana e

fanerozóica. De acordo com Haapala e Rämö (1992) granitos rapakivi são “granitos do tipo A caracterizados pela presença, pelo menos nos batólitos de maiores dimensões, de variedades de granito apresentando textura rapakivi”. A associação magmática dos granitos rapakivi é claramente bimodal (máfico- félsico); rochas básicas como diabásio, gabro e anortosito podem ser encontrados em associação com riolitos, granitos e sienitos. Uma possível interação entre esses dois tipos de magma pode gerar, ainda que localmente, rochas intermediárias (Haapala e Rämö, 1999). Um outro aspecto a ser considerado é a importância metalogenética dos álcali- granitos hospedeiros de topázio, que geralmente constituem a última fase intrusiva de complexos de granitos rapakivi (Haapala, 1995). Estes granitos mineralizados a topázio são diferentes dos granitos rapakivi, e as suas características geoquímicas e mineralógicas são aquelas típicas dos granitos mineralizados a estanho do Fanerozóico. Estudos petrológicos e geoquímicos (e.g. Haapala, 1977b, 1997; Bettencourt et al., 1999) mostram que os granitos mineralizados a topázio são petrogeneticamente associados com os granitos rapakivi.

A relação entre o magmatismo rapakivi e processos orogênicos vem sendo discutida em diversos artigos e estudos. Os modelos propostos podem ser classificados em três grupos principais: (i) underplating máfico que inclui fusão, mesmo que parcial da crosta devido à presença/injeção de um magma máfico de origem mantélica; (ii) processo de fusão de crosta já afinada em ambientes extensionais ; e (iii) magmatismo intracratônico relacionado a processos orogênicos que tomam lugar nas margens cratônicas.

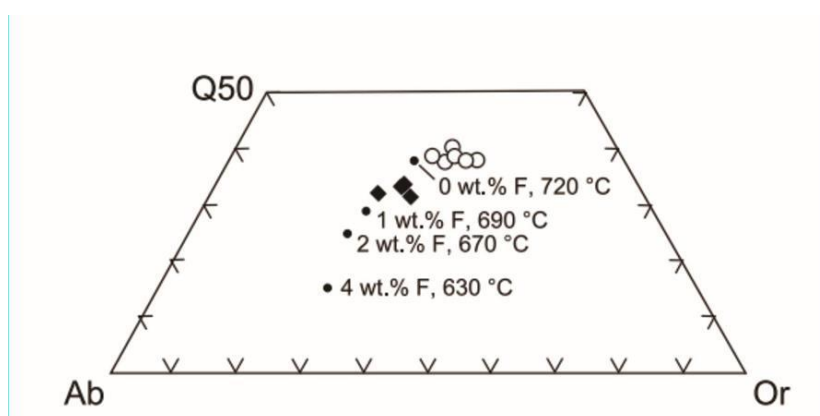
As características geoquímicas e isotópicas de granitos rapakivi podem ser mais bem explicadas tendo como base o modelo de underplating máfico, de modo que o sobrecrecimento de oligoclásio formando coroas ao redor do K-feldspato sugere mudança brusca na composição magmática (entrada de magma máfico). Outros autores relacionam essa textura a mudanças de condições físico-químicas de pressão e temperatura no ambiente, de forma que o plagioclásio tende a se estabilizar em detrimento do K-feldspato, permitindo reações nas bordas do mineral. Haapala e Rämö, 1999 atribuem a textura rapakivi apenas às condições de cristalização do magma.

Em granitos tardios e pegmatitos a albita é formada por processos de exsolução caracterizado pela formação de textura pertítica grossa nos feldspatos potássicos e albita intergranular, bem como pequenas inclusões de fluorita, topázio, quartzo, sericita, calcita e epidoto. A albita metassomática é formada por metassomatismo sódico, geralmente controlado por zonas de fraturas.

3.8 O comportamento do Flúor

Topázio granitos geralmente contém altos teores (1-4%Wt%) de flúor (Bailey, 1977). A presença de flúor diminui a temperatura solidus de magmas graníticos hidratados, atua também aumentando o campo líquido do quartzo e diminui o campo líquido do feldspato no sistema Qz-Ab-Or de forma que a estabilidade do quartzo e do topázio aumenta enquanto a do feldspato diminui com o aumento do teor de flúor. O íon de flúor quando dissolvido nesse fundido associa-se preferencialmente com Al^{3+} , Na^{+} e K^{+} . O decréscimo da viscosidade e densidade do fundido residual em razão do aumento no teor de F, facilita processos de cristalização fracionada de albita granitos ricos em F. Ao mesmo tempo a saturação em H_2O produz um fluido aquoso com composição Alb-Kfeldspato-Qz-Tz-Mica.

Figura 9 - Diagrama Q-Ab-Or proposto por Haapala e Lukkari (2005)



Nota: O efeito de concentrações crescentes de F no sistema granítico no diagrama demonstra que o magma pode ficar sólido mesmo com temperaturas baixas como 630°C com a presença de 4% de fluor. Fonte: Haapala e Lukkari (2005).

3.9 Hidrotermalismo

Os filões hidrotermais são responsáveis pela concentração da maior variedade de elementos metálicos de minério em depósitos granitogênicos (Biondi, 1986). Os pegmatitos, responsáveis pelo fornecimento de grande parte das gemas, são depósitos complexos com gênese muito semelhante a dos granitos.

A água (H_2O) é o líquido mais presente nas soluções hidrotermais de origem magmática, sendo responsável pela dissolução, transporte, e concentração de elementos, incluindo os metais, na crosta terrestre (Robb, 2014). Água magmática ou água juvenil são nomenclaturas que definem água nova, ou seja, não contaminada, que nunca apareceu na

superfície (Gilbert and Park, 2007), são também chamadas de “líquidos mãe” dos pegmatitos e dos fluidos hidrotermais ou gasosos de filiação magmática (Gilbert and Park, 2007). Contêm voláteis e minerais dissolvidos de baixa temperatura de cristalização, incluindo os elementos mais móveis (Cu, Pb, Au, Pb e outros) em pequenas quantidades; elementos litófilos (LIL) como Li, Be, B, Rb e Cs além de quantidades significantes de álcalis e voláteis, especialmente Na, K, Ca, Cl e CO₂.

A geração de fluidos aquosos residuais também chamados de fluidos mineralizante é cada vez mais aparente com a diferenciação. Elementos e íons como enxofre, flúor, boro, fósforo, dióxido de carbono e arsênio adicionados à água são os responsáveis pela formação de fluorita, topázio, turmalina, entre outros minerais comuns em rochas alteradas em torno de um plúton granítico.

Granitos mineralizados em Sn e W apresentam intensa alteração metassomática pervasiva sendo difícil a distinção entre os processos magmáticos e pós-magmáticos (Pollard, 1983; Stemprok, 1987). Uma das feições petrográficas mais típicas em granitos mineralizados é o processo de albitização.

Os estágios de alteração são geralmente (1) de alta temperatura que consiste no metassomatismo do feldspato através da albitização ou substituição por K-feldspato associado a veios miarolíticos ou a zonas de alteração pervasivas localizadas próximo ao teto das intrusões, (2) alterações pervasivas, com a formação dos greisens caracterizados por reações subsolvus e mineralogia composto por muscovita $\pm$ quartzo $\pm$ biotita ou clorita $\pm$ topázio $\pm$ fluorita e (3) formação de caolinita entre outras argilas que ocorre apenas nos estágios finais, em temperaturas mais baixas (Heinrich, 1990).

3.10 Veios de quartzo

Os veios de quartzo são os produtos da precipitação de sílica a partir da percolação de soluções aquosas quentes pelas fraturas da crosta Terrestre (Robb, 2014). A alta pressão do fluido é agora também aceita como um dos mecanismos de fraturamento da crosta que resulta na percolação dos fluídos ricos em sílica até níveis mais rasos da crosta, onde os mesmos precipitam (Bons, 2001). A subida rápida desse material quente pelas fraturas não permite resfriamento e precipitação significativos do material dissolvido, de forma que o fluido silicoso carrega altas concentrações de minerais dissolvidos a níveis elevados da crosta, onde

precipitam em grandes depósitos minerais ou alterando as paredes das rochas encaixantes. (Bons, 2001).

Nos veios associados a granitos estaníferos a cassiterita geralmente precipita junto com quartzo e muscovita ou micas litíferas (zinwaldita), associadas à minerais de F (fluorita e topázio), além de Berilo, biotita, clorita arsenopirita e/ou pirita. Em muitos casos os veios mais antigos do estágio de óxido são seguidos por um estágio sulfetado composto por calcopirita, pirrotita, esfalerita, galena, estanita e outros sulfetos (Heinrich, 1990).

3.11 Pegmatitos

Os estudos iniciais em pegmatitos realizados no início do século XX atentavam-se apenas a feições descritivas de corpos individuais, não levando em consideração a gênese dos mesmos. Nos anos 1950 a 1970 pesquisadores de todo mundo, em especial soviéticos (Beus, Ginsburg, Solodov, entre outros) formularam esquemas de classificação, critérios de exploração e interpretação da gênese de diversos depósitos de pegmatitos. Ao mesmo tempo nos Estados Unidos, Jahns, Burnham e London, formulam as primeiras classificações de pegmatitos.

Diversos estudos experimentais a cerca da origem genética dos pegmatitos, (Jahns, 1953a; Ginsbug, 1960; Cerny et al, 1986; London, 1991a. etc) discutiam se a origem desses corpos especializados com mineralogia exótica era um processo apenas magmática, ou também influenciado por fenômenos metassomáticos e hidrotermais provavelmente com a presença de uma fase fluida rica em H₂O e voláteis. Em 1991, Cerny retoma a definição genética que Jahns já havia feito em 1953, reconhecendo que os pegmatitos são formados essencialmente por processos magmáticos associados ao acúmulo e desmisturação das fases voláteis.

Pegmatitos normalmente apresentam mineralogia de granitos normais (quartzo, k-feldspato e biotita), porém com minerais em tamanhos bem maiores (>5cm) além de serem geralmente compostos por minerais exóticos como topázio, turmalina e berilo, quartzo, além de conterem altos teores de elementos litófilos como: Li, Rb, Cs, Be Ga, Sc, Y, ETRs, Sn, Ta, Nb, U, Th, Zr e Hf.

Apresentam formas variadas, dependendo da rocha hospedeira e do regime tectônico e metamórfico no momento da colocação do mesmo, podendo adquirir desde formatos elipsoidal, lenticulares a formatos tabulares e preenchendo fraturas na forma de diques, muitas vezes como zoneamento interno.

Cerny (1991) baseado na composição da assembleia mineral e nível crustal de colocação dos corpos pegmatíticos reconhece três famílias principais (1) suítes do tipo N-Y-F associadas a granitos metaluminosos sub-alcálinos (geralmente associados a granitos do tipo-I) e (2) Suítes do tipo LCT enriquecidas nos elementos Li-Cs-Ta, também em boro e tipicamente associadas a granitos peraluminosos (geralmente do tipo S) e (3) mistura das duas anteriores (LCT+NYF). A tabela a seguir resume as principais variedades de pegmatitos segundo a classificação proposta por Cerny (1991).

Tabela 3: Classificação de Pegmatitos proposta por Cerny (1991).

Classe	Família	Ambiente metamórfico	Relação com o granito	Elementos menores típicos
Abissal	-	Anfibolito superior à fácies granulito alto a baixo P ~4-9kbar ~700-800°C	Nenhuma (segregação de leucosoma anatético)	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo Mineralização fraca a moderada
Muscovita	-	Alta-P Fácies anfibolito ~5-8 kb ~650-580°C	Nenhuma (corpos anatéticos) a marginal e exterior	Li, Be, Y, ETRs, Ti, U, Th, Nb>Ta Mineralização fraca a moderada em micas e minerais de cerâmica
Elementos Raros	LCT	Baixa-P, fácies anfibolito a Xisto verde superior (andalusita-silimanita) ~2-4 kb ~650-500°C	Interior, a marginal e exterior	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Nb<, >Ta, Sn, Hf, B, P, F Mineralização fraca a moderada em gemas e minerais Industriais
	NYF	Variável	Interior a marginal	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F Mineralizações pobres a abundantes em Minerais cerâmicos

3.12 Greisens

Os Greisens são depósitos apicais disseminados de Sn que raramente constituem concentrações econômicas, entretanto, são responsáveis por 60-70% do estanho lavrado nos anos 80 em todo mundo, recuperado pelo desmonte e erosão de depósitos de paleovales.

Greisens são rochas de textura grosseira, embora existam variedades microgranulares, ou com certa xistosidade. A composição mineralógica inclui agregados de mica, quartzo e topázio. Outros minerais que podem estar presentes em quantidade variável são: fluorita, dickita, hidromoscovita e hematita. As mineralizações associadas à greisens são de Sn (cassiterita), W (sheelita e wolframita), Mo (molibdenita) e Bi (bismutinita).

A greisenização é um processo metassomático que acompanha a origem de alguns granitos. As principais mudanças consistem em decomposição da biotita e dos feldspatos e remobilização da sílica e do alumínio (Stemprok, 1987).

As alterações metassomáticas geralmente seguem a seguinte regra:

- (1) A biotita se decompõe primeiro, seguida pelo plagioclásio e feldspato potássico;
- (2) O primeiro estágio de decomposição tende a preservar a forma original do mineral. Durante o processo de substituição essa tendência é gradualmente perdida de forma que a rocha é completamente transformada;
- (3) Em rochas com minerais de diferentes tamanhos (ex: granitos porfiríticos), os grãos menores tendem a alterar primeiro.

Os greisens geralmente são acompanhados de um enxame de veios preenchidos por quartzo e minerais acessórios. Sua ocorrência nas zonas apicais de intrusões graníticas, além da facilidade com que seus minerais sejam degradados por agentes intempéricos tem como consequência a formação de depósitos secundários aluviais, que são de fácil extração. O produto mais típico dos greisens é a cassiterita, podendo ocorrer também topázio e minério de wolfrâmio.

Quando o greisen se desenvolve nas encaixantes do plúton, são denominados de exogreisen, já quando se desenvolvem no granito em si, são denominados endogreisen. Os granitos estaníferos são via de regra ricos em SiO₂ (70-75%), baixos teores de Ca (<2%) e de MgO (<0,5%) e altos teores de K₂O (> 4,0%). Em granitos greisenizados o topázio geralmente ocorre substituindo o plagioclásio e mais raramente o K-feldspato como grãos irregulares (Haapala, 1997). O topázio se forma em dois estágios, um magmático e um

metassomático. Stemprok (1987) sintetiza os principais estágios de alteração metassomáticas ocorridos em granitos greisenizados (Tabela 4).

Tabela 4: Sequência de alterações pós-magmáticas em depósitos de greisens associados a granitos

Estágio	Alterações pós-magmáticas	acidicidade/basicidade
I	microclinização I	aumento da acidez
	albitização I	
	turmalinização I	
	origem de micas I	
II	silicificação	máxima acidez
	origem de topázio	
	origem de micas II	
	(fluoritização)	aumento da alcalinidade
	turmalinização II	
III	albitização II	
	microclinização III	máximo alcalinidade
	albitização III	aumento da acidez
	sericitização	
IV	Kaolinização	
	fluoritização	ácido
	carbonatação	aumento da alcalinidade

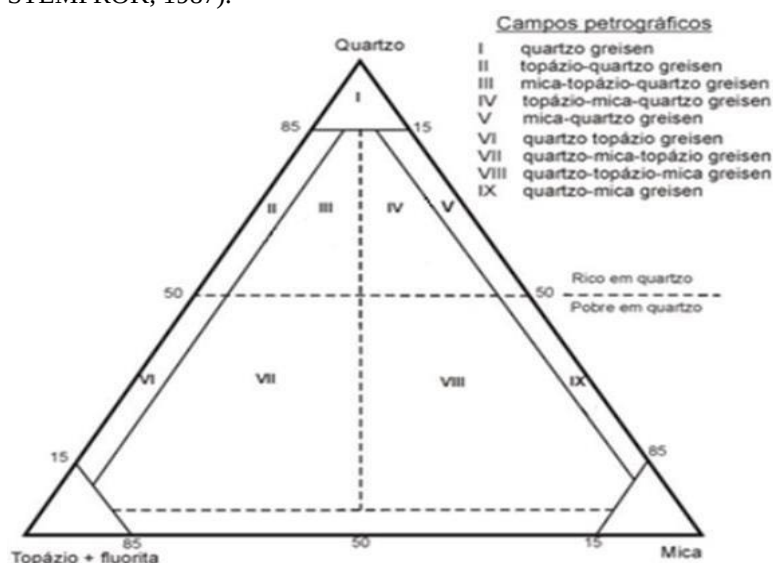
Fonte: (Rundkvist et al, 1971 in Stemprok 1987).

Em granitos greisenizados e cloritizados praticamente toda a albita é exsolvida migrando para as bordas dos grãos, onde cristaliza na forma de grãos subédricos a euédricos. O topázio de origem magmático ocorre na forma de cristais suédricos dispostos na matriz, já nos greisens, o topázio ocorre geralmente substituindo o plagioclásio e mais raramente o K-feldspato.

Os greisens são classificados qualitativamente de acordo com seus principais minerais constituintes (quartzo, micas e topázio) e quantitativamente com relação aos teores em porcentagem de cada mineral principal. Na química é comum ocorrer uma significativa perda de sódio em razão da decomposição dos feldspatos. O potássio pode ser perdido ou aumentado, dependendo da quantidade de mica na rocha. Os greisens ricos em quartzo são decorrentes do ganho de sílica no sistema, já nos topázio-mica- greisens a teor de alumina que é aumentado (Stemprok,1987).

Quantitativamente Kühne et al. (1972, em STEMPROK, 1987) elaborou um diagrama (Figura 1.4), onde os greisens com mais de 85% de quartzo são denominados de quartzo-greisen, mica-greisen e topázio-greisen. Os greisens com mais de 50% de quartzo sempre terão o adjetivo quartzo no nome, enquanto que os greisens com menos de 50% de quartzo terão o nome de outros constituintes.

Figura 10 - Diagrama de classificação quantitativa de greisens elaborado por Kühne et al. (1972, em STEMPROK, 1987).

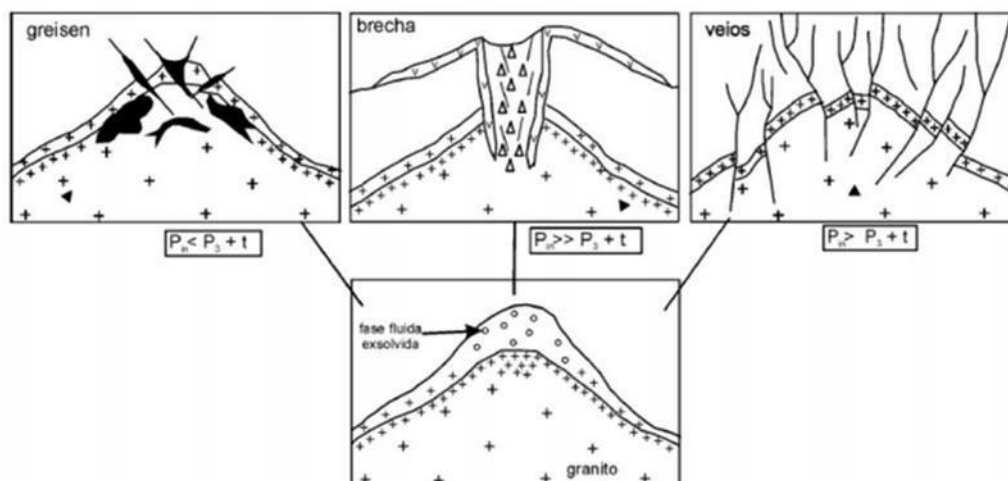


Segundo Plimer (1987), três fatores principais estão relacionados com a formação de greisens: (01) pressão de fluidos exsolvidos do magma residual (P_{in}), (02) o eixo de tensão mínima (P_3) e (03) a tensão de ruptura da carapaça selante (t). A formação de greisens ocorre se $P_{in} < P_3 + t$, o que significa que a pressão de fluidos não será suficiente para fraturar a carapaça selante e as rochas encaixantes. Essa carapaça selante é desenvolvida na parte superior da cúpula granítica e permite a concentração e aprisionamento dos fluidos em uma armadilha estrutural dentro da cúpula granítica aprisionando os fluidos. Quando a quantidade de fluidos é escassa ou quando a intrusão granítica encontra-se alojada em níveis crustais mais profundos o valor de P_{in} fica muito baixo de forma que os fluidos permanecem aprisionados por um longo período de tempo, o que leva ao “cozimento” da cúpula granítica por seus próprios fluidos e consequentemente a alterações pós-magmáticas (PLIMER, 1987).

Em contrapartida, quando a quantidade de fluidos é alta e estes permanecem por pouco tempo aprisionados, são geradas brechas hidrotermais e sistemas de veios. A acumulação destes fluidos nas cúpulas graníticas gera um aumento na pressão, que acarreta no rompimento da carapaça selante. Este rompimento resulta na diminuição súbita da pressão dos fluidos e a sua consequente liberação repentina e explosiva, gerando brechas hidrotermais.

Quando a liberação ocorre de forma mais amena, os fluidos percolam fraturas extensionais e desta maneira formam-se sistemas de veios (Plimer, 1987; Laznicka, 1989).

Figura 11 - Desenhos esquemáticos representando mecanismos de formação de greisens



Legenda: Mecanismos de formação de greisens, brechas e veios hidrotermais. P_f = pressão da fase fluida; P_3 = componente de tensão mínima; t = tensão de ruptura da rocha encaixante (Plimer, 1987).

4 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

4.1 Introdução

Este capítulo apresenta a descrição das fácies graníticas e suas distribuições ao longo da Intrusão Massangana e stock São Domingos (Tabela 5). Primeiramente serão descritas as litofácies graníticas em seguida, serão descritos os setores mineralizados de forma a apresentar os caminhos da evolução magmática que deram origem aos corpos de minério. A separação de fases magmáticas de Romanini, (1982) foi utilizada pois a coleta de amostras desta pesquisa não abrangeu determinadas áreas, sendo mantida a versão do mapa de Romanini (1982) para a distribuição das fases magmáticas Bom Jardim e Taboca . Estas fases são aqui caracterizadas como (A) área de Massangana e (b) área de São Domingos (C) área de Bom Jardim. Neste sentido, os principais litotipos estudados são apresentados na tabela 5 e os corpos mineralizados (e tipos de mineralização) são apresentados na Tabela 6.

Tabela 5. As fácies graníticas encontradas no maciço Massangana com base em Romanini (1982).

		AMOSTRAS	ROCHAS
A	Maciço Massangana (Fase magmática Massangana de Romanini, 1982)	BD-MA-21	biotita-granitos grossos a porfirítico
		BD-MA-22	
		BD-MA-27	
		BD-MA-28	
		DB-09-B1	
		BD-MA-16	Biotita-hornblenda granitos médio a Grossos
		BD-MA-20	
		BD-MA-29	
		BD-MA-33	
		BD-MA-40	
		BD-MA-43	
		BD-MA-28 e BD-MA-34	Piterlitos
B	Stock São Domingos (Fase magmática São Domingos de Romanini, 1982)	DB-MA-12F	Microgranitos de composição quartzo-monzogranítica

		BD-MA-07 BD-MA-08 BD-MA-12 DB-MA-09 BD-MA-13	biotita granito equigranular médio a grosso Biotita-álcali granito porfirítico
C	Bom Jardim (Fase magmática Bom Jardim de Romanini, 1982)	DB-MA-07	Sienogranito equigranular
D	Fácies Taboca (Fase magmática São Domingos de Romanini, 1982)	DB-MA-16	Sienito

Tabela 6. Os principais corpos mineralizados e tipos de minério descritos neste estudo.

Fases Magmáticas		Corpo Mineralizado	Amostras	Rochas	Tipologia da Mineralização
Região de São Domingos	(A)	Granitos com alteração metassomática e Pegmatoide	DB-M-10-A	biotita-granito	Pegmatitos, endogreisen e topázio-granitos e albita-granitos
			DB-MA-10 D3	albita granito	
			DB-MA-10 D1B	Zinwaldita-albita granito pegmatítico	
			DB-MA-10 D5	Topázio-granito porfirítico	
			DB-MA-08F DB-MA-12	Topazito	
				Topázio-granito porfirítico	
	(B)	Álcali-granitos e Endogreisens	DB-MA-08-1	Álcali-granito	Endogreisen gerado a partir de álcali-granito e biotita-granito
			DB-MA-8 D	Zinwaldita-topázio-greisen	
			DB-MA-8 A	Quartzo-zinwaldita-greisen	
			DB-MA-08 C	biotitito	
			DB-MA-8 B	Zinwaldita-quartzo-greisen	
			DB-MA-4 B	Greisens a 2 micas	
	(C)	Pegmatitos Zonados	DB-MA-10-D1	Pegmatito 1 (zona de contato com gnaiss rosado (Serra da Providência))	
	(D)		DB-MA-04 DB-MA-21	Pegmatito 2 (zona de contato com anfibolito do Complexo Jamari)	
	(E)	Exogreisen	DB-MA-3D	Zinwaldita-greisen	
			DB-MA-11	Exogreisen com cassiterita	
			DB-MA-3 A e B	mica greisens	
			DB-MA-3C	Topázio-mica-quartzo-greisens	
			DB-MA-01	Quartzo-sericita-greisen com monazita	

	(F)	Veios de quartzo A	DB-MA-08	Veios de quartzo com cassiterita, berilo e topázio.
	(G)	Veios de quartzo B	DB-MA-01 DB-MA-03 DB-MA-11	Veios de quartzo com cassiterita e wolframita associados ao exogreisen
Fase Bom Jardim (centro-norte do Maciço Massangana)	(H)	Sulfetos e SnO ₂ disseminados em granito	DB-MA-16	Sienogranito rosa médio com berilo e sulfetos disseminados
				Sienito (intrusiva na Fase Bom Jardim) correspondente à Fase taboca

4.2 Geologia do Maciço Massangana

O Maciço Massangana apresenta dimensões batolíticas (cerca de 900 Km²), formato elipsoidal com alongamento na direção NNE-SW sendo destacável em produtos de fotografias aéreas e imagens de radar exibindo fraturamentos anelares relacionado ao processo de cristalização pulsos/episódios magmáticos que formaram o maciço. Encontra-se encaixado em rochas metamorfasadas do Complexo Jamari (gnaisses e anfibolitos) e rochas da Suíte Serra da Providência (granitos, granitos gnaisses e tonalitos). Dados geofísicos mais recentes da região obtidos na campanha aerogeofísica da Província Estanífera de Rondônia, executada pela CPRM (2010) mostram que o alojamento do Maciço Massangana é controlado por grandes falhas com direção principal ENE/SW como já identificado por outros autores em estudos de sensoriamento remoto (Bettencourt et al. (1999), Okida et al. (1999, 2000) Veneziani, et al. (2001) que relacionam essas grandes falhas direcionais a terceira fase de movimentação tectônica que ocorreu no SW do Cráton Amazônico, predominantemente rúptil, responsável pelo controle do alojamento dos maciços graníticos com idades de 1,09 a 0,97Ma da PER

Na porção sul do maciço Massangana um stock granítico faz contato subparalelo com o maciço, este stock corresponde à fase magmática de São Domingos de (Romanini, 1982) e neste trabalho é denominado de stock São Domingos.

Os mapas do sinal analítico e da 1ª derivada mostram o controle de alojamento do stock São Domingos e da porção oeste do Maciço Massangana também relacionado às falhas com direção principal NE/SW.

O stock São Domingos apresenta aproximadamente 80 km² localizado a sudeste do maciço Massangana, faz contato diminuto com este na porção nordeste sendo separado do mesmo por uma faixa (menos de 1km) de contato com as encaixantes granitos-gnaisses da Suíte Serra da Providência) na porção NE e com paragneisses do Complexo Jamari na porção sul e sudoeste. Esses contatos são cortados por intenso fraturamento tanto nas rochas encaixantes quanto nos granitos, zonas brechadas e silicificadas associadas ao minério primário, na forma de veios de quartzo com cassiterita, greisens, veios pegmatitos e das fácies graníticas mais evoluídas deste estudo.

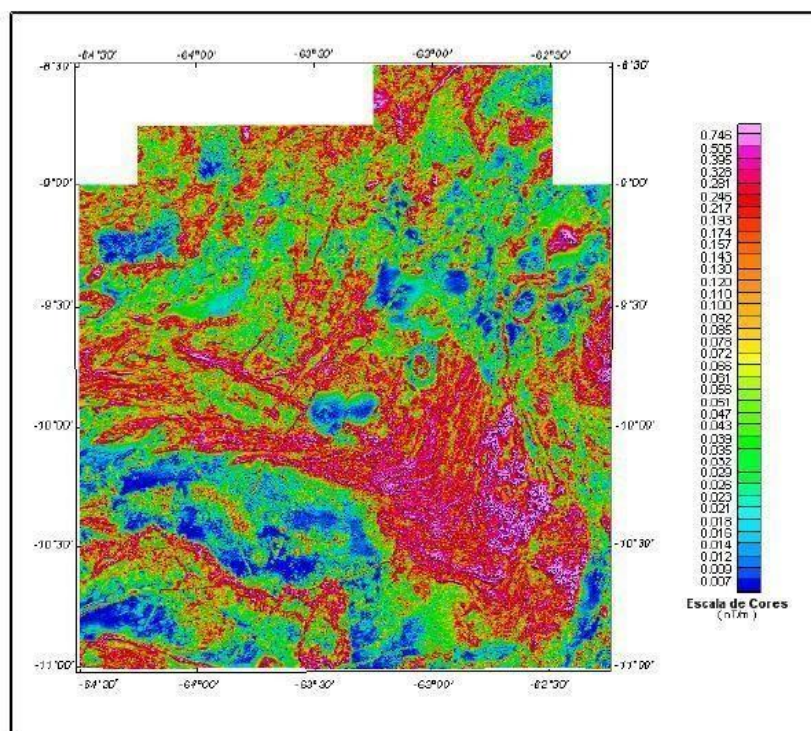
Na porção centro-oeste do Maciço Massangana (local de ocorrência da fase Bom Jardim de Romanini, 1982) a ocorrência de mineralizações é evidente devido a intensa atividade garimpeira na região. Os litotipos descritos são principalmente biotita-granitos e sienogranitos de textura grossa a porfirítica e nas porções mais centrais rochas com textura equigranular apresentando berilo, sulfetos e cassiterita disseminados. Nesta porção também foi descrito um litotipo de composição alcalina (sienito) sendo este possivelmente os sienitos descritos por Romanini, (1982) pertencentes as fase Taboca. Uma característica comum nesta porção é a formação de camada laterítica sobre o granito, esta camada é resultado de intenso processo de laterização ocorrido na Amazônia no período terciário e em alguns depósitos estaníferos com da Serra da Onça (Oliveira e Valente, 1993) são associadas às mineralizações de cassiterita.

Nos mapas da Figura 12 pode-se observar que no interior da intrusão mapeada como granito Massangana ocorrem variações do sinal analítico (Figura 13A) e na 1ª derivada (Figura 13B) indicando composições diferentes no interior do granito. Os limites da intrusão são bem definidos, e as variações de cores no seu interior permitem sugerir que a intrusão ocorreu de forma policíclica (com relações de corte entre as intrusões), definindo uma variação temporal da atividade magmática possivelmente de uma câmara magmática subjacente. Outra hipótese seria a existência de variações composicionais laterais, resultado de fracionamento magmático que gerou fácies de diferentes composições. Os estudos anteriores onde foram elaboradas cartografias geológicas indicaram a mistura das duas hipóteses anteriores, isto é, observou-se corpos intrusivos em rochas pré-resfriadas, bem como a existência de variações composicionais graduais decorrente de processos magmáticos principalmente de cristalização fracionada.

As litofácies identificadas foram separadas principalmente de acordo com a variação e do mineral máfico presente (biotita e hornblenda) e do tipo de feldspato; aspectos como a granulação e a textura também foram levados em consideração. Desse modo, três litofácies

principais são reconhecidas: (1): biotita-hornblenda-granito grosso e porfirítico (BHG), (2) biotita-granito médio a grossos (BG) e (3) biotita-granito fino a médio (BGF). Os litotipos mais observados em campo são granitos de granulação grossa a muito grossa, que tem a biotita como principal mineral máfico, além de microclina e ortoclásio geralmente apresentando textura pertítica; o plagioclásio ocorre geralmente de forma intersticial. Os BHG ocorrem geralmente nas zonas de borda do maciço, afloram com frequência nas porções norte, nordeste e sudeste do plúton granítico Massangana, com variações marginais para tipos piterlíticos. Em direção as zonas de núcleo os BG são mais frequentes, variando texturalmente de grosso a médios. Os BGF ocorrem na forma de diques intrusivos no biotita-granito grosso, podendo formar afloramento próprio nesses contatos.

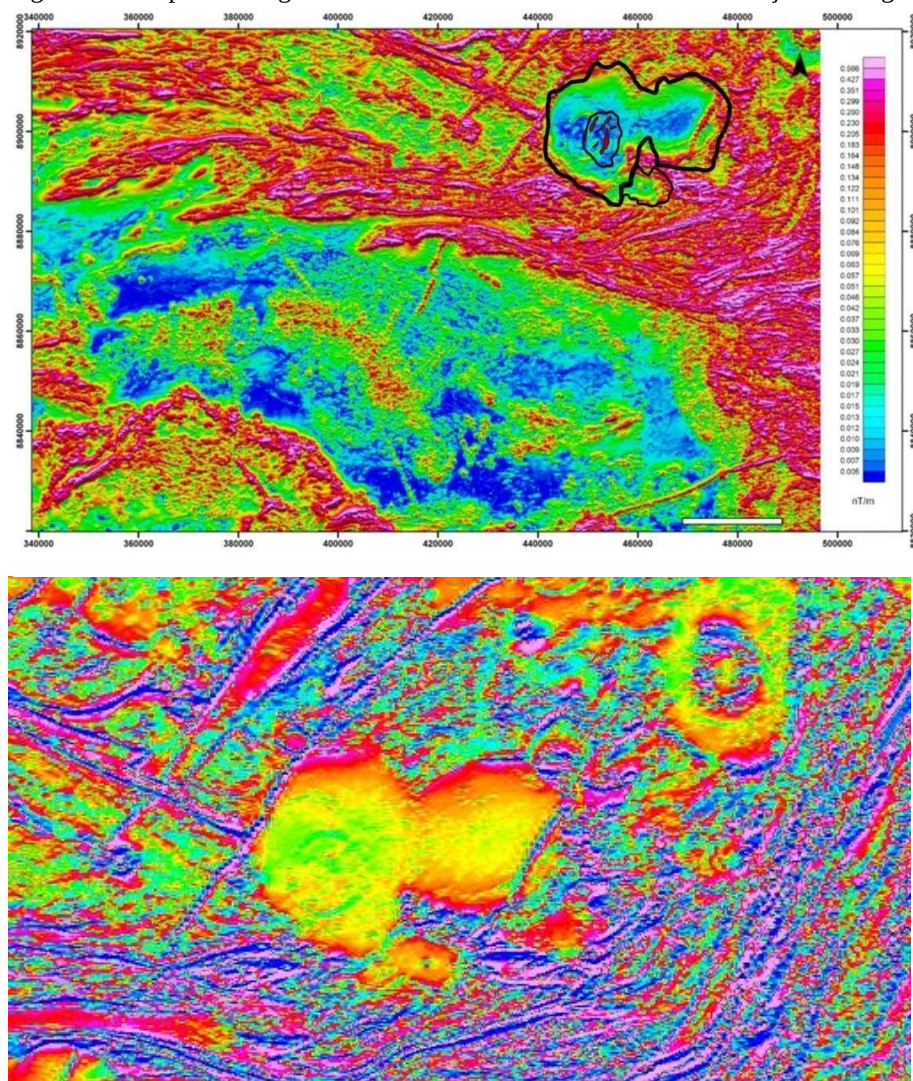
Figura 12 - Mapas de magnetometria da região Central de Rondônia (Folha Rondônia Central CPRM, 2018).



Legenda: Acima mapa do sinal analítico do campo magnético total (Reduzido do IGRF) e Distribuição de alguns dos principais plútons graníticos da Província Estanífera de Rondônia: (MA) Maciço Massangana, (BF) Bom Futuro, (SC) São Carlos, (CA) Caritianas, (SB) Santa Bárbara/Potosi

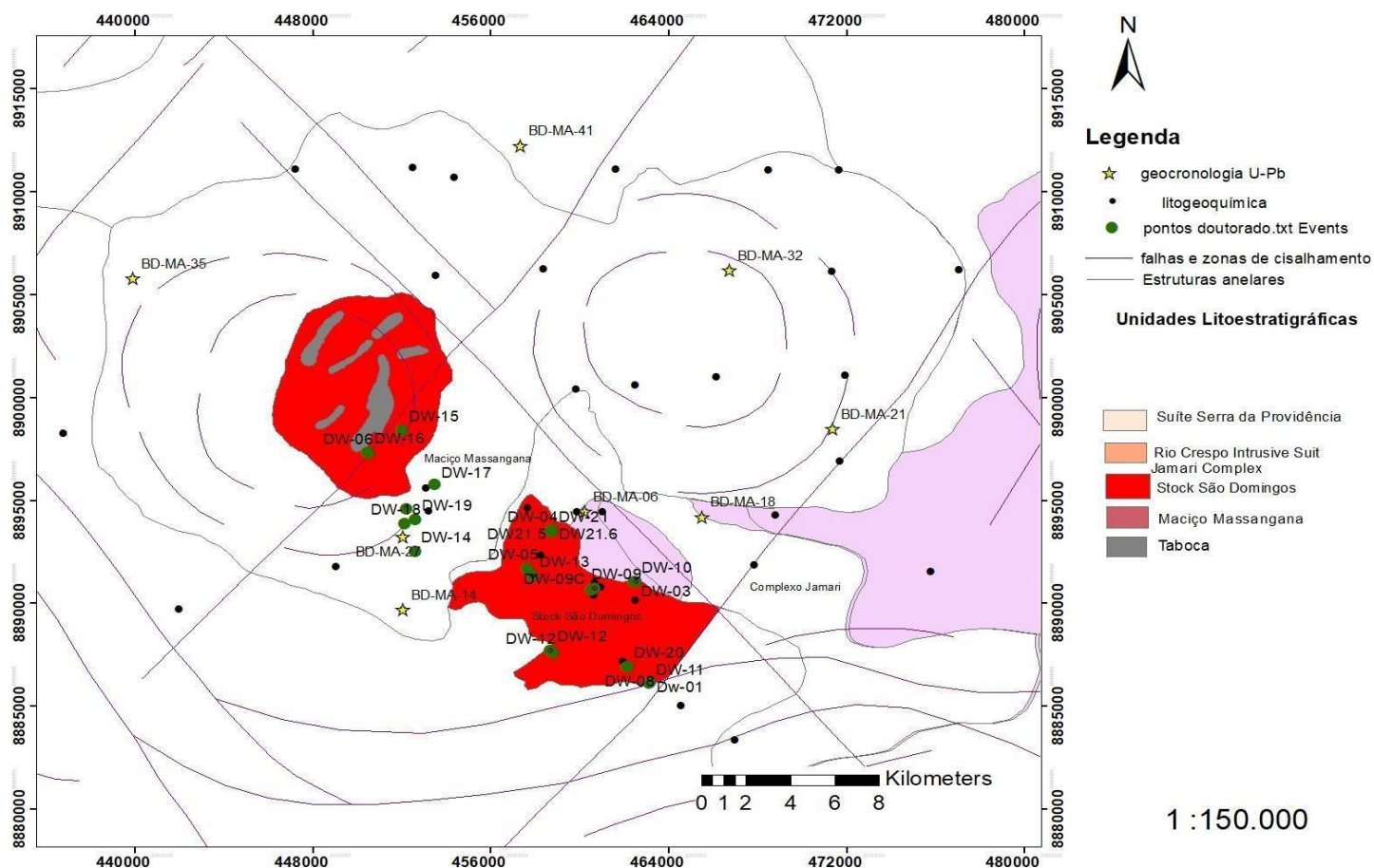
Fonte: CPRM, (2018).

Figura 13 - Mapas de Magnetometria e 1ª Derivada com zoom no Maciço Massangana e contornos



Legenda: Mapa do sinal analítico com contornos do maciço Massangana e Stock São Domingos e mapa da 1ª derivada mostrando controle estrutural dos plutons graníticos por grandes falhas regionais com direção N25E/SW.

Figura 14 - Mapa geológico mostrando limites do maciço Massangana e stock São domingos em contato a SE do maciço bem como pontos de coleta de amostras.



Legenda: Mapa geológico das fases magmáticas do Maciço Massangana e das rochas encaixantes.

Fonte: A autora (2020) modificado de Isotta et al. (1978) e Romanini. (1982).

4.2.1 Hornblenda-biotita granitos (HBG)

Esta litofácies está representada pelas amostras BD-MA-16, BD-MA-24, BD-MA-20, BD-MA-21, BD-MA-29, BD-MA-33, BD-MA-40, BD-MA-43A e BD-MA-43B. Aflora principalmente na forma de lajedos e blocos (Fig. 15A) e apresenta coloração cor-de-rosa claro a cores acinzentada, textura inequigranular grossa a muito grossa (Fig. 15B) ou porfírica podendo por vezes apresentar textura rapakivítica (piterlitos) (Fig. 15D), sendo mais comum sua ocorrência nas regiões de borda da fase Massangana. A mineralogia principal é composta por feldspatos alcalinos (35-45%), representados pelo ortoclásio, por

vezes com pertitas pouco desenvolvidas, quartzo (25-30%), plagioclásio (15-20%), hornblenda (8-12%) e biotita (5-10%).

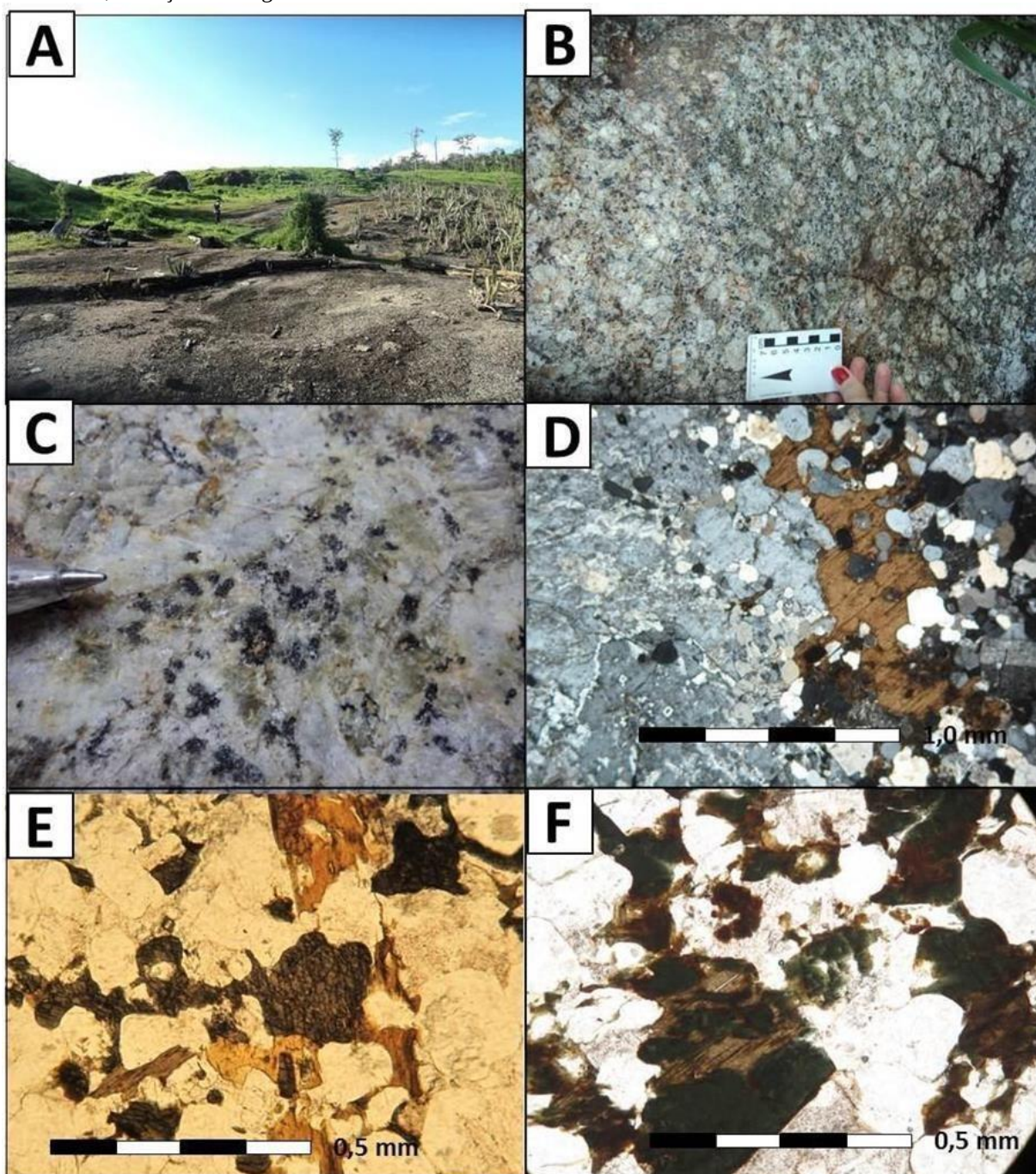
O ortoclásio (20-30%) ocorrem na forma de grandes cristais (cerca de 1,60 a 2,0 mm de comprimento), são geralmente subédricos a anédricos, apresentam, na maioria dos cristais, textura pertítica a subpertítica. Também ocorre a microclina (10-20%) intersticial entre os grãos maiores de ortoclásio apresentando macla característica e pertitas de albita.

Os cristais de quartzo ocorrem em duas formas: grandes cristais xenomórficos com cerca de 1,0 mm de diâmetro e outra intersticial, na forma de aglomerados anédricos que ocorrem juntamente com a albita. Este se apresenta, geralmente na forma de pequenas ripas com terminações irregulares.

A hornblenda (8-10%) é o principal máfico desta fácies e apresenta formato subédrico e coloração verde escuro. A associação da hornblenda com a biotita ocorre geralmente através de contatos interdigitados. A biotita é geralmente escassa (3-5%), ocorre em pequenas lamelas de coloração bege a castanho, quase sempre com as bordas serrilhadas e alteradas.

Os minerais acessórios são cristais de zircão na forma de prismas curtos com as bordas arredondadas, alanita (formando halos pleocróicos na biotita), titanita, de hábito em cunha euédrica a subédrica associados a minerais opacos xenomórficos. Os minerais secundários são representados pela sericita, que ocorre geralmente como forma de alteração dos feldspatos e pela clorita, que ocorre como produto de alteração da biotita.

Figura 15 - Afloramento, aspecto macroscópico e fotomicrografias da fácies grossa a muito grossa com hornblenda, Maciço Massangana.



Legenda: Em A: afloramento na forma de lajedo da fácies porfirítica do maciço Massangana; em B e C: feição macroscópica da amostra BD-MA-28 de amostra porfirítica da fácies hornblenda granito, mostrando fenocristais de k-feldspato ovalados e matriz média; em D, E e F, fotomicrografias da fácies porfirítica, mostrando em C a matriz, composta por quartzo e feldspato anédrico, este último com alteração sericítica, em E fenocristal de k-feldspato pertítico em contato com lamela de biotita e matriz e .em F detalhe com nicóis paralelos cristais de hornblend, de coloração verde musgo, intercrescidos com ripas de biotita.

Fonte: A autora, 2020.

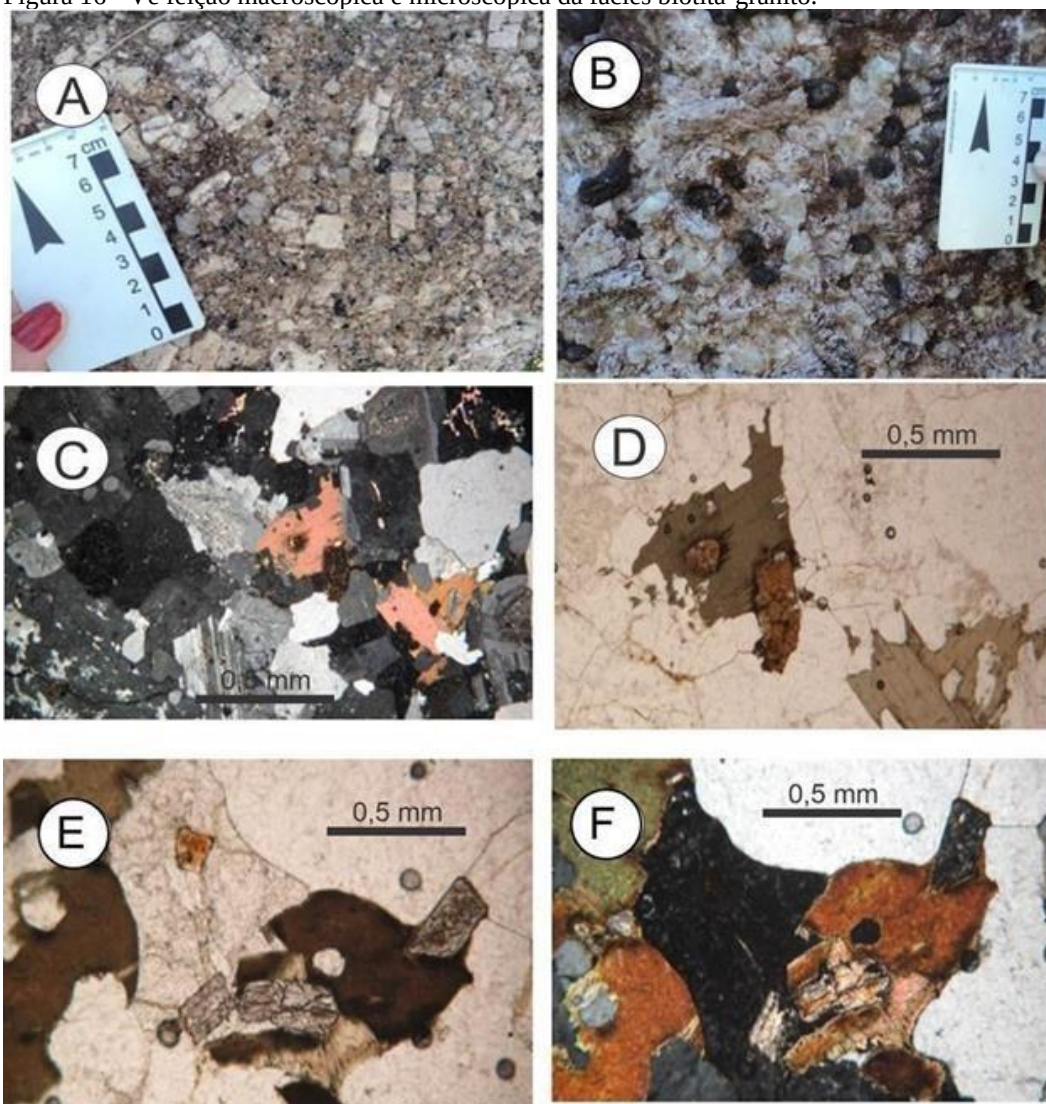
4.2.2 Biotita-granito (BG)

Na porção ocidental central do maciço Massangana ocorre uma concentração de biotita- granitos de granulação grossa a muito grossa por vezes porfirítica, já na porção SW, é comum biotita-granitos médios a grossos intrudidos por granitos finos e pegmatóides na forma de diques e bolsões.

É comum a presença de granito médio ou porfiríticos (Figura 16A) variando lateralmente a rocha com textura de aglomerados de minerais máficos (Figura 16B). Os grãos de quartzo (20-25%) são geralmente anédricos e ocorrem em contato com os cristais de feldspato ou em aglomerados intersticiais ou em grandes cristais (>1 cm de diâmetro), de bordas irregulares (Figura 16C). O ortoclásio é o principal feldspato (30-45%), ocorre na forma de grandes cristais (>1 cm de diâmetro) anédricos a subédricos com textura pertítica a mesopertítica. A microclina (10-15%) é menos frequente que o ortoclásio, quando presente apresenta formato subédrico e tamanho variando entre 0,5 e 1,0 mm. O plagioclásio é geralmente intersticial e ocorre na forma de pequenas ripas tabulares (Figura 16C).

A biotita (8-15%) é o único máfico nesta fácies, apresentando coloração que variam de bege, a castanho ou verde, ocorre como lamelas bem formadas, por vezes com as bordas irregulares. Em algumas amostras é escassa, e apresenta coloração avermelhada com bordas serrilhadas e feições de alteração hidrotermal. É frequente nas biotitas a presença de halos pleocróicos, devido à inclusão de cristais de zircão e allanita (Figura 16D). Minerais acessórios: zircão, fluorita, allanita.

Figura 16 - Vê feição macroscópica e microscópica da fácies biotita-granito.



Legenda: (A e B) mostram feição macroscópica de biotita-granito porfirítico e biotita-granito grosso, (C e D) mostram feição microscópica da amostra BD-MA34 exibindo arranjo intergranular de K-feldspato com pertitas, quartzo, biotita e plagioclásio e detalhe de inclusão de alanita em biotita esverdeada, (E e F) mostram minerais acessórios, zircões em contato e inclusos em biotitas avermelhadas e cristais anédricos de quartzo.

4.3 Geologia stock São Domingos

O stock granítico de São Domingos ocorre em contato lateral com o maciço Massangana, feições de campo e os dados de magnetometria (CPRM, 2019) corroboram com a hipótese de que esta região trata-se de uma intrusão independente. O stock São Domingos é caracterizado por predominância regional de biotita-granitos de granulação média a grossa (Figura 18 C e D) porém é comum a ocorrência de microgranitos de composição granítica ocorrerem em contato com os tipos de granulação média a grossa na forma de diques ou lentes, por vezes formando afloramentos próprios na forma de lajedos e blocos, tendo

fragmentos do granito grosso ou porfirítico por vezes englobado ao granito fino, ou na forma de estratificações de granito fino rosado, fino cinza e zonas pegmatíticas.(Figura). Em alguns afloramentos os biotita-granitos grossos mostram fenocristais de k-feldspato orientados subparalelamente aos contatos. Bolsões porfiríticos e cavidades miarolíticas onde são observados cristais de quartzo bem desenvolvidos e zonas pegmatóides com quartzo, k-feldspato, micas e berilo também coexistem juntamente com as fácies grossas e finas.

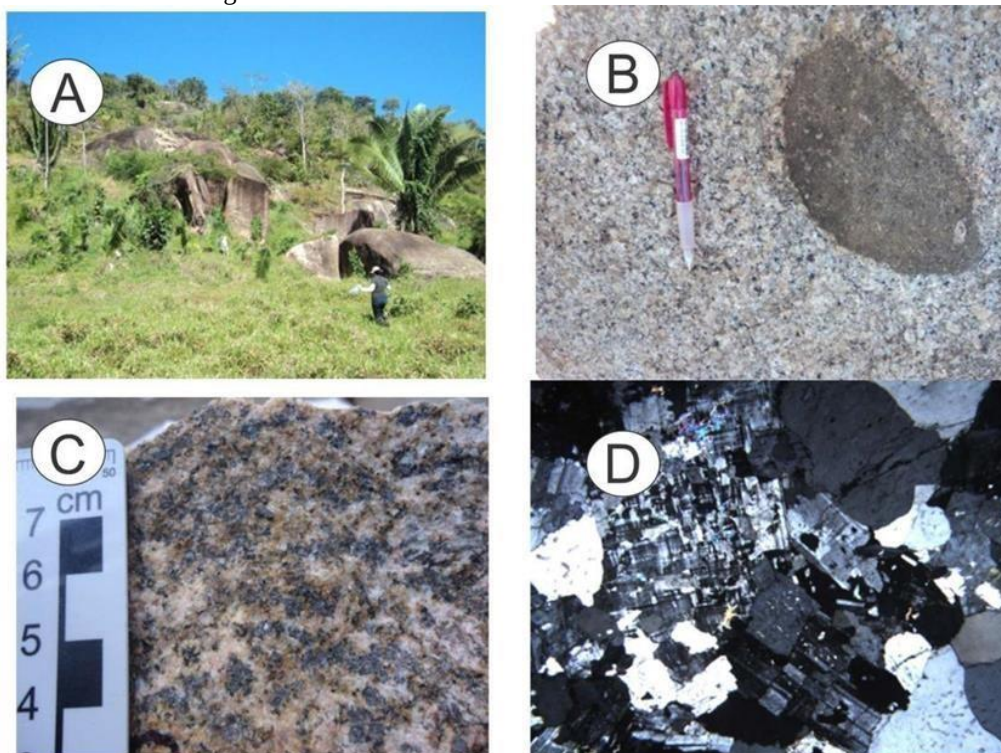
Os contatos do stock São Domingos com as encaixantes imprimiram intenso faturamento caracterizados pela ocorrência de veios de quartzo leitoso na forma de lentes subparalelas com direção principal NE/SW associadas variação composicional complexa devido à existência de processos de mineralização por fluidos co-magmáticos que serão descritos em detalhe ao longo deste capítulo no item “Mineralizações”. a intensa greisenização da encaixante (porção SW). Também são observados endogreisens na porção SE associados a um albita-granito de granulação fina. Veios Pegmatíticos também ocorrem preferencialmente nas zonas de borda.

Os aspectos microscópicos das amostras da região de São Domingos apresentam em linhas gerais arranjos de microclina, quartzo, plagioclásio e biotitas. Ocorrem ainda monazita e grande quantidade de opacos.

4.3.1 Biotita-granito médios a grossos

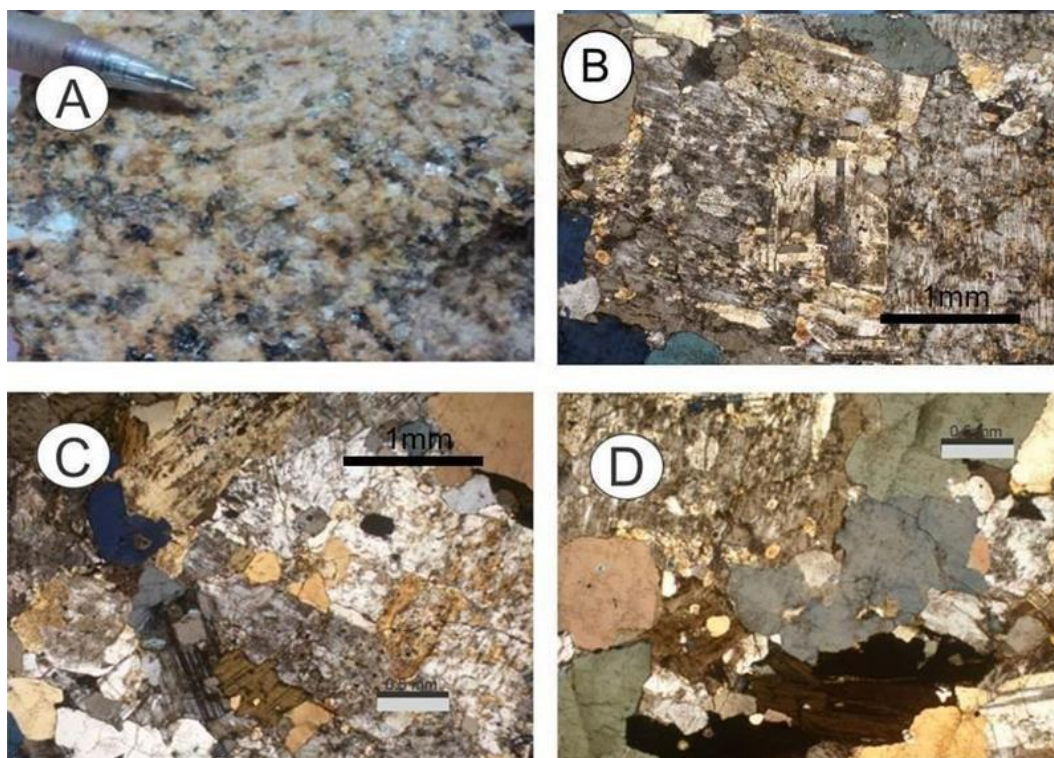
A rocha de composição biotita-granito é a principal litofácies aflorante no stock São Domingos. Regionalmente são predominantes os tipos equigranulares médios a grossos, mas localmente ocorrem os tipos de granulação porfirítica. O biotita-granito médio (Figura 17 A) que compõem boa parte das rochas da porção central do stock granítico São Domingos apresenta coloração cinza a rósea com mineralogia principal composta por ortoclásio peritítico, microclina, quartzo subédrico, albita e biotita. O k-feldspato (30-35%) ocorre geralmente intensamente peritizado e por vezes apresenta cristais de albita inclusos ou bordejando o ortoclásio mostrando clara alteração do K-feldspato para albita. A microclina (10-15%) ocorre com formato subédrico, em contato com cristais de quartzo e plagioclásio. O plagioclásio ocorre com macla do tipo carlsbad e polissintética incluso ou nas bordas dos cristais maiores de K-feldspato (Figura 18). A biotita ocorre na forma de palhetas de cor castanha, tendo halos pleocróicos devido às inclusões de zircão. Como acessórios tem-se fluorita, zircão, opacos, alanita, topázio. Os minerais de alteração são representados pela sericita e clorita.

Figura 17 - Feição macroscópica e microscópica do biotita-granito equigranular médio a grosso, fácies São Domingos.



Legenda: (A) Foto de afloramento na forma de blocos ponto DB-MA-08 e feição macroscópica e fotomicrografias. Afloramento (B) Enclaves máficos em biotita-granito médio (C) Aspecto macroscópico de biotita-granito médio do stock São Domingos e (D) fotomicrografias mostrando arranjo de microclina, quartzo, plagioclásio e biotitas bordas alteradas para zinwaldita e halos pleocróicos devido a inclusão de cristais de zircão.

Figura 18 - Aspecto macroscópico dos biotita-granitos de granulação média que compõem a Região de São Domingos.

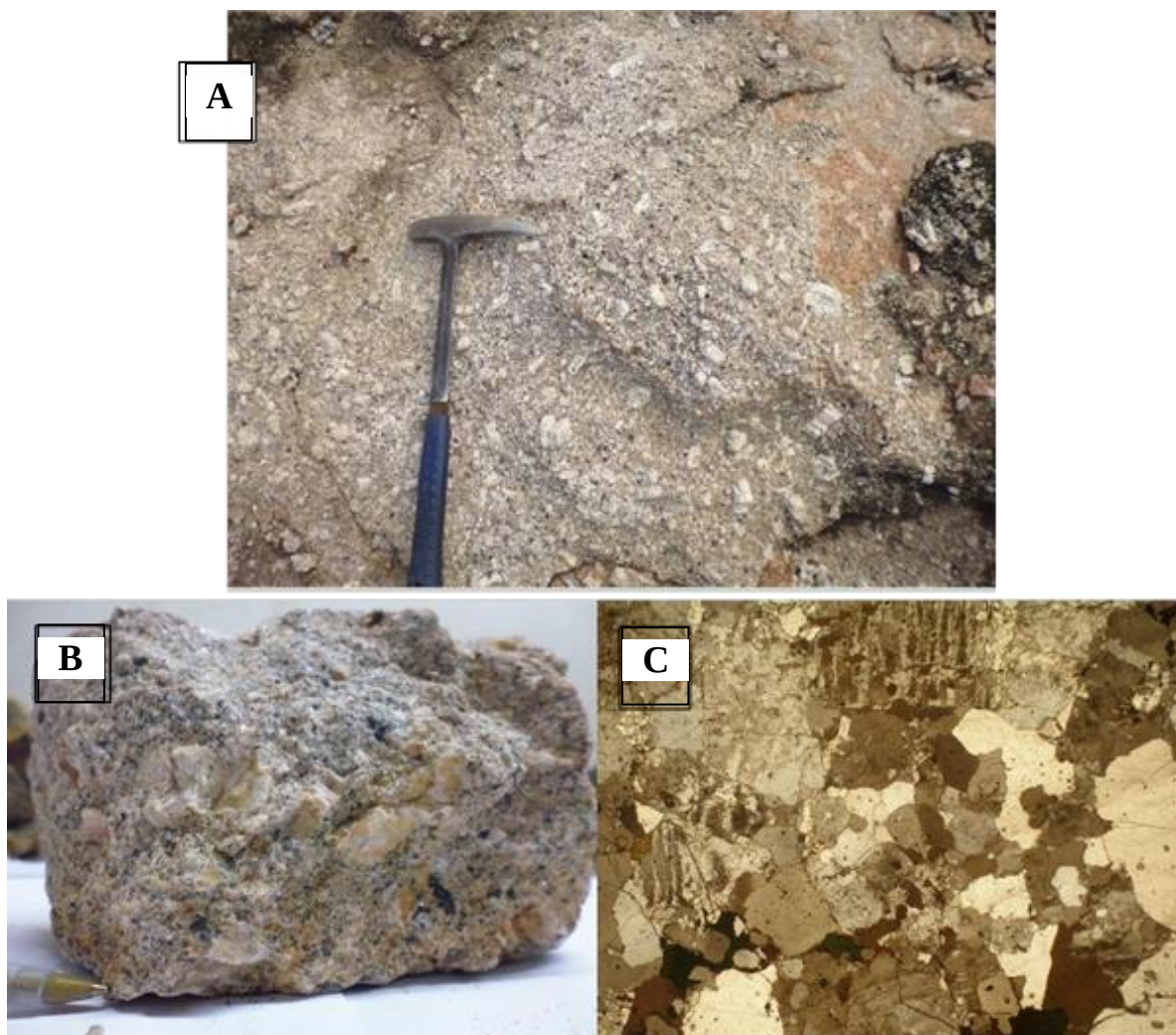


Legenda: (A) Aspecto macroscópico de biotita-granito médio da região central do stock São Domingos, (B e C) feição microscópica de k-feldspato (maiores) com pertitas e plagioclásio cristalizado em seu interior, (D) contato entre critais de Ortoclásio com pertitas em contato com cristal anédrico de quartzo e biotita de cor castanha.

4.3.2. Biotita álcali-granito porfirítico

Esta rocha ocorre na porção norte do stock Sça Domingos, apresenta coloração cinza a rosada textura porfirítica tendo fenocristais arredondados e tabulares de K-feldspato. A mineralogia principal é representada por de K-feldspato (60%), quartzo (25%), plagioclásio (8%) e biotita (10%). Os cristais de K-feldspato apresentam formato subédrico e textura pertítica, ocorrem em contato com cristais subédricos de quartzo por vezes forma agregados granulares entre os cristais maiores de K-feldspato pertítico. A biotita apresenta pleocroísmo variando de bege a marrom avermelhado e ocorre claramente preenchendo os interstícios entre os cristais maiores de K-feldspato. É comum observar variações locais das quantidades de fenocristais e porções do afloramento onde a matriz mais fina parece formar fluxos entre os bolsões de granito porfirítico (Figura 19). O plagioclásio é escasso, ocorre na forma de ripas esporádicas intersticiais. Os minerais acessórios são zircão, óxido de Fe-Ti, monazita e fluorita.

Figura 19 - Feição macroscópica e microscópica do biotita-álcali granito porfirítico.



Legenda: (A) Afloramento do biotita-álcali-granito porfirítico coletado na região de Bom jardim, (B) amostra de mão e (C) feição microscópica mostrando cristais de ortoclásio pertítico maiores em contato com matriz de cristais menores de quartzo e lamelas de biotita intersticial.

4.3.3 Biotita Granito fino de composição monzogranítica (BGF)

Na zona de borda do maciço Massangana, próximo aos contatos com o stock São Domingos ocorre o contato entre um biotita-granito grosso a porfirítico e um biotita-granito fino, que geralmente intrude o granito grosso na forma de diques ou bolsões, podendo forma afloramento próprio na forma de lajedos (Figura 17). O granito fino apresenta coloração cinza a rosada granulação inequigranular contendo mineralogia principal composta por k-feldspato, quartzo, biotita e plagioclásio esporádico.

O ortoclásio (30-35%) é o principal feldspato presente, apresenta-se na forma de cristais subédricos maiores que o restante da matriz (entre 0,1 e 0,5mm), parcialmente sericitizados. O plagioclásio é escasso (8-12%) ocorre na matriz de forma intersticial, alguns

cristais da matriz) parecem ter a macla da albita-periclina, não sendo possível definir com certeza se trata-se da microclina ou somente do plagioclásio. O quartzo (35-40%) quando em contato com o feldspato e a biotita ocorre na forma de grãos anédricos (0,2mm) menores do que os cristais de ortoclásio distribuídos na matriz, em alguns pontos foi observado grãos menores com feições de recristalização. A biotita apresenta coloração bege a marrom e apresenta manchas de cor marrom escuro sobreposta aos cristais as bordas apresentam processos de corrosão e diluição das bordas mostrando a alta acidez do ambiente de cristalização ou percolação de fluidos ricos em voláteis como F e Cl.

Os minerais acessórios são apatita, zircão e minerais opacos.

Figura 20 – Contatos de granito fino com granito grosso a porfíritico na porção norte do Stock São Domingos.



Legenda: (A) Afloramento mostrando contato entre granito fino em contato com granito porfíritico apresentando apófises do mesmo, (B) contato do granito fino na forma de dique intrusivo no granito grosso, (C) afloramento na formama de blocos e lajedo de granito fino em contato com granito profiritico

4.4 Região de Bom Jardim

A fase Bom Jardim é descrita por Romanini (1982) como um “stock” elipsoidal de contornos irregulares e diâmetro de cerca de 10 Km, intrudida no maciço Massangana através de contatos abruptos e interpenetrativos na sua porção centro-oeste, com grande quantidade de enclaves de rochas graníticas provavelmente de suas encaixantes da Fase Massangana.

As relações de contato entre as duas fácies não foram identificadas em campo. As rochas do presente estudo coletadas na região geográfica descrita como Bom Jardim são caracterizadas por biotita-granitos e sienogranitos de textura equigranular média (1) variando para tipo de granulação grossa.

4.4.1 Sienogranito equigranular médio

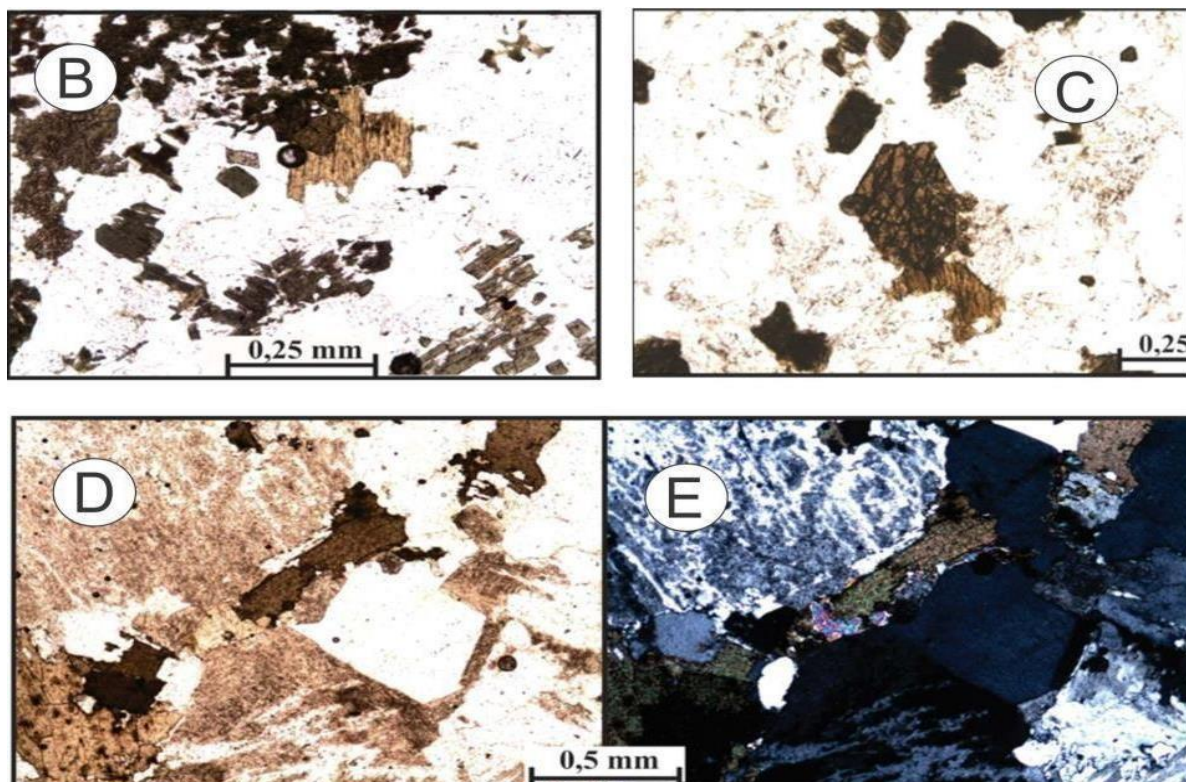
Apresenta coloração cinza a esbranquiçada com pontos escuros (textura sal e pimenta) mineralogia principal composta por ortoclásio (50%), sempre com pertitas, quartzo (20%) é euédrico a subédrico, por vezes formando junção tríplice, evidenciando processo de recristalização, plagioclásio (15%) em ripas curtas intersticiais e máficos representados por hornblenda (5 %, Figura 21) e biotita bege (10%) a marrom (Figura 21 D e E). O feldspato potássico pode apresentar sericitização (Figura 21 D). Os acessórios são fluorita, zircão e allanita.

Figura 21 - Aspecto macroscópico de sienogranito equigranular (Fase Bom Jardim).



Legenda: (A) Amostra de mão do sienogranito equigranular (amostra TB04) coletado na região de Bom jardim.
Fonte: A autora (2020).

Figura 22 - Aspecto microscópico de sienogranito equigranular (Fase Bom Jardim).



Legenda: (B e C) cristais de hornblenda em contato com ripa de biotita e hornblenda euédrica no sienogranito equigranular (D e E) biotitas com halos pleocróicos devido a inclusão de minerais radioativos (zircão e alanita) em contato com feldspato peritíticos e cristais euédrico de quartzo

4.4.3 Rochas sieníticas

Na porção central da região de Bom Jardim foi observado a ocorrência de fácies sieníticas finas em contato com álcali-granito médio. Embora não tenha sido possível determinar a quantidade e distribuição das rochas sieníticas o estudo de um afloramento juntamente com a descrição desses corpos fornecida na literatura mostram que os mesmo se distribuem na forma de lentes, com espessura que variam de cerca de 1m a 2m intrusivas nos granitos médios da fase Bom Jardim (Romanini, 1982). A extensão lateral dos corpos lenticulares não foi definida devido ao afloramento estudados estar numa cava no substrato rochoso feita pelos garimpeiros na procura por cassiterita e outros minerais de interesse (Figura 23) e também devido a intensa cobertura vegetal da região dificultar o caminhamento e localização de mais corpos sieníticos. Dessa forma, no mapa geológico os corpos filoneados de rochas sieníticas são relacionados a mapeamentos anteriores de Isotta et al. (1978) e

Romanini, 1982). Neste estudo foram localizados apenas dois pontos de ocorrência das rochas descritas como sienitos.

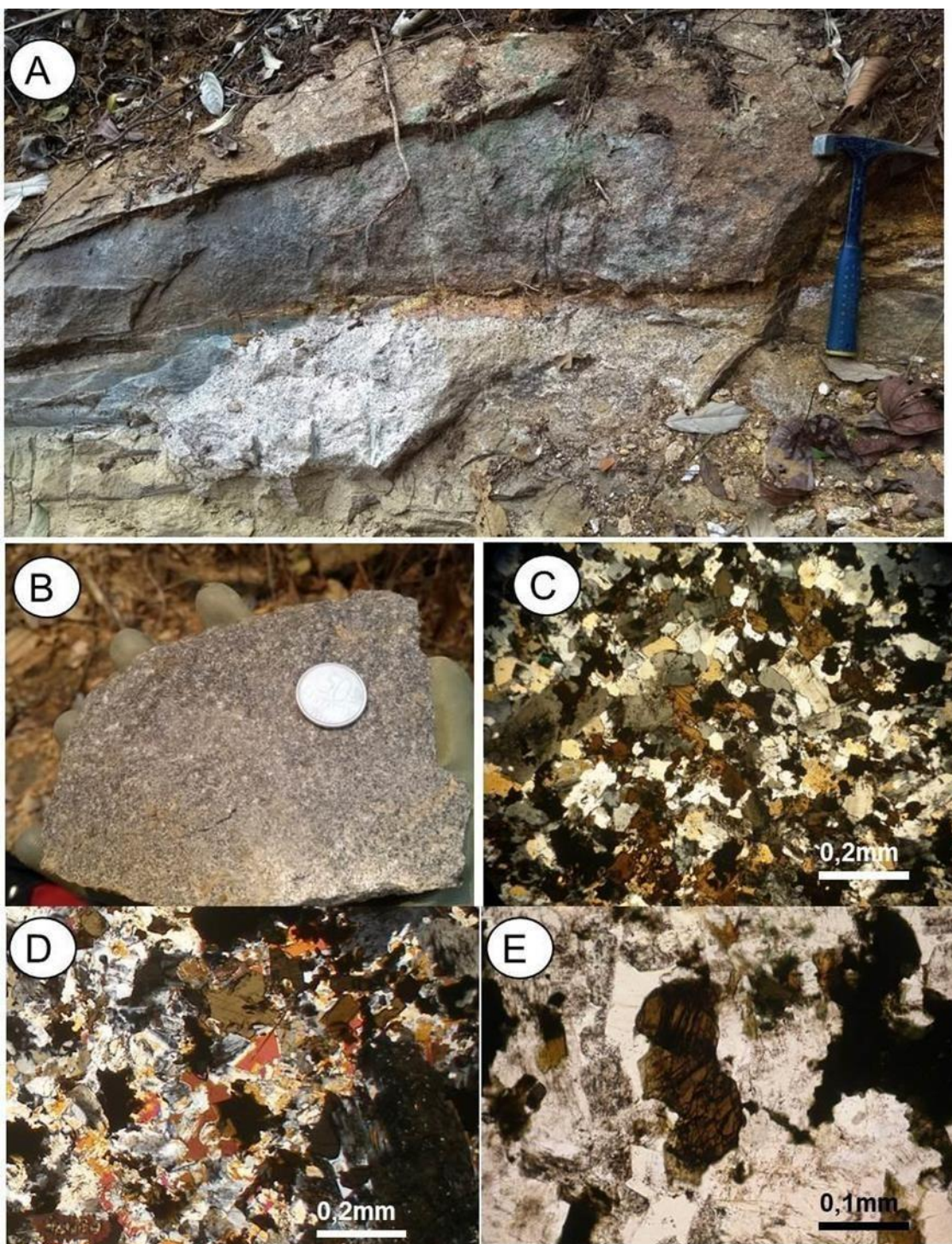
Figura 23 - Afloramento do contato entre quartzo-sienito fino (ponto DB-16) com biotita álcali-granito região central de Bom Jardim.



Legenda: Afloramento na forma de lajedo, quebrado pelo garimpeiros na tentativa de retirada de cassiterita, onde foi visualizado contato entre lentes de rocha sienítica fina de cor cinza escuro com biotita-álcali-granito rosado, sendo observado disseminação de sulfetos com galena e esfalerita no biotita-álcali-granito.

O quartzo-sienito fino apresenta textura equigranular (Figura 24 B) composta por ortoclásio, quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita. O ortoclásio (45-50%) ocorre na matriz apresentando aspecto manchado e com alterações no núcleo para sericita. O plagioclásio é mais escasso (<10%) sendo intersticial. Os fenocristais de K-feldspato são esporádicos com formato subédrico e bordas irregulares (Figura 24 D).

Figura 24 - Quartzo-sienito fino lenticular de cor cinza em contato com álcali-granito médio (branco a rosado) (ponto DB-16) região central de Bom Jardim.



Legenda: Afloramento na forma filoneada de sienito cinza fino (B) feição macroscópica do quartzo-sienito cinza, C) e (D) fotomicrografias do quartzo-sienito mostrando matriz composta basicamente por k-feldspato com bordas irregulares e biotitas e (E) detalhe de anfibólio marrom e anfibólio esverdeado com manchas escuras.

O quartzo é escasso com formato anédrico (<15%) e ocorre preenchendo cavidades intersticiais. Os anfibólios apresentam coloração marrom claro e encontram-se manchados para tons escuros (Figura 24 E) ocorrem em grãos euédricos a palhetas subédrica isoladas ou associadas à biotita também de coloração bege a marrom

constituindo cerca de 20% da composição da rocha. A biotita apresenta cor marrom claro e ocorre em palhetas distribuídas entre os cristais de ortoclásio. Minerais acessórios: Zircão, minerais opacos (galena e esfalerita).

4.5 Caracterização dos Corpos Mineralizados

A região de São Domingos e Bom Jardim representam a maior produção de cassiterita e de topázio no contexto do Maciço Massangana, distribuídos por várias frentes de lavra garimpeiras. Estas áreas de explorações permitem a visualização através de aberturas na superfície por desmonte hidráulico e mecânico e em subsuperfície através de poços e túneis.

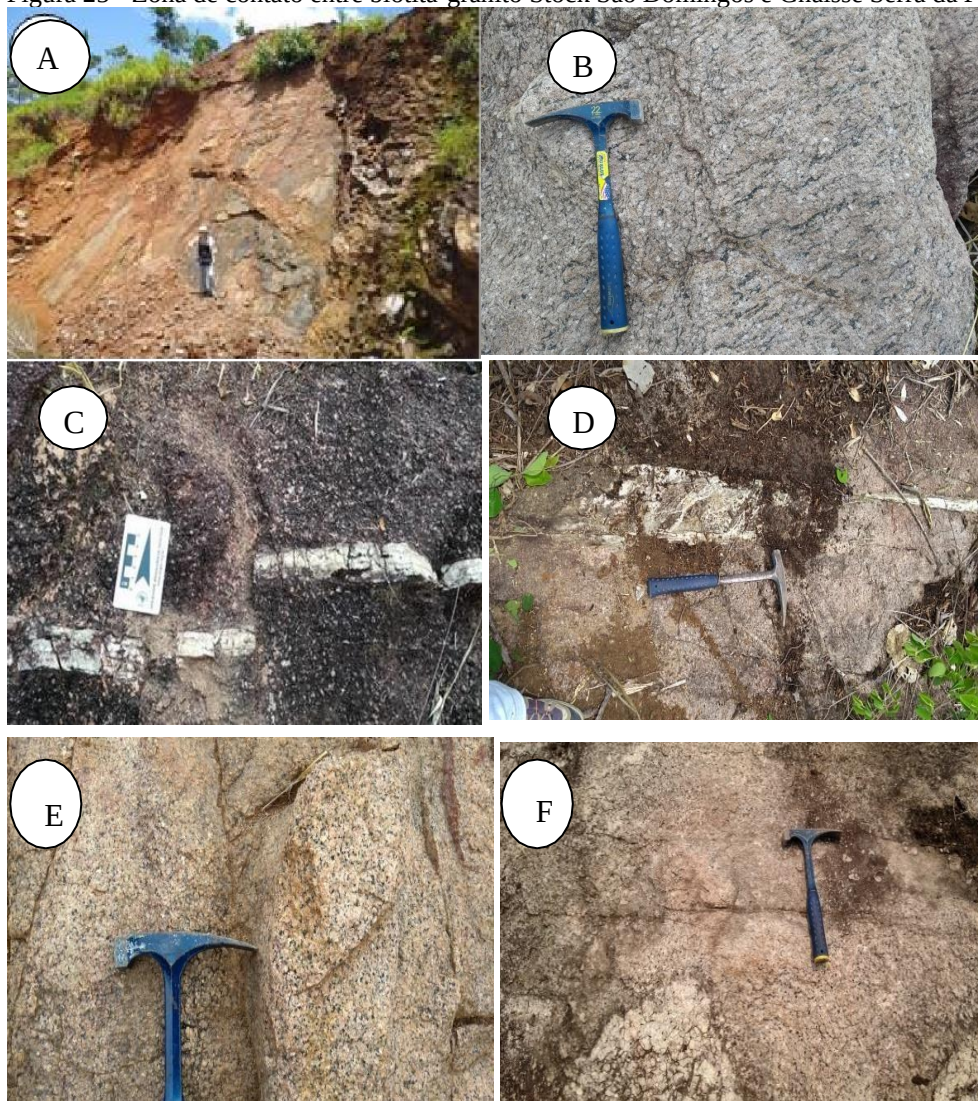
As relações entre as fácies magmáticas e os corpos mineralizados são complexos e de difícil caracterização devido a diversos processos atingirem uma mesma rocha, não sendo possível definir com exatidão a ordem cronológica de cada alteração, que será abordada neste capítulo tentativamente no sentido de se compreender a evolução dos líquidos magmáticos que resultaram em corpos mineralizados de importância econômica.

Na borda nordeste do stock São Domingos, junto ao contato com um gnaisse rosado (Suíte Serra da Providência), ocorre intercalação de fácies graníticas altamente fracionadas e evoluídas, com feições petrográficas que sugerem processos de albitização, seguido de silicificação e topazificação. Estes processos são acompanhados do desenvolvimento de pegmatitos albitizados com mineralizações em cassiterita, acompanhados nas proximidades, de veios de quartzo com berilo, topázio e cassiterita intrudindo os biotita-granitos porfiríticos do stock São Domingos. Junto ao contato com a encaixante gnáissica, o biotita-granito apresenta texturas equigranular sendo marcado pelo desenvolvimento de porções greisenizadas e veios de quartzo, atingindo tanto na encaixante quanto o granito (Figura 25). Os elementos estruturais identificados na área estudada são principalmente famílias de fraturas sub-verticais, que mostram direções preferenciais para N30E e N25E com vergulho sub-horizontal. Juntos ao contato ocorrem veios de quartzo, veios pegmatóides, seguindo também as direções principais NE-SW e um sistema de fraturas conjugadas associadas a estruturas semelhantes às que se formam em zonas de cisalhamento, onde veios de dilatação do tipo tension Gash.

O afloramento com a melhor exposição das fácies ocorre na forma de um paredão vertical onde as fácies se entrecortam na forma de lentes delimitadas por um halo de alteração hidrotermal. Nas partes superiores do afloramento o intenso

intemperismo não permitiu a caracterização faciológica das fácies, entretanto na base do afloramento foi possível identificar pelo menos três fácies: (1) albíta-granitos médios (2) pegmatito com matriz de albíta e (3) topázio-granitos porfiríticos com matriz de topázio e plagioclásio. A fácies mais potássica (4) topázio-álcali-granito fino tem o ortoclásio como principal feldspato, apresenta microclina intersticial e também é caracterizada pelo aumento do teor de quartzo e topázio. Estas fácies são descritas a seguir.

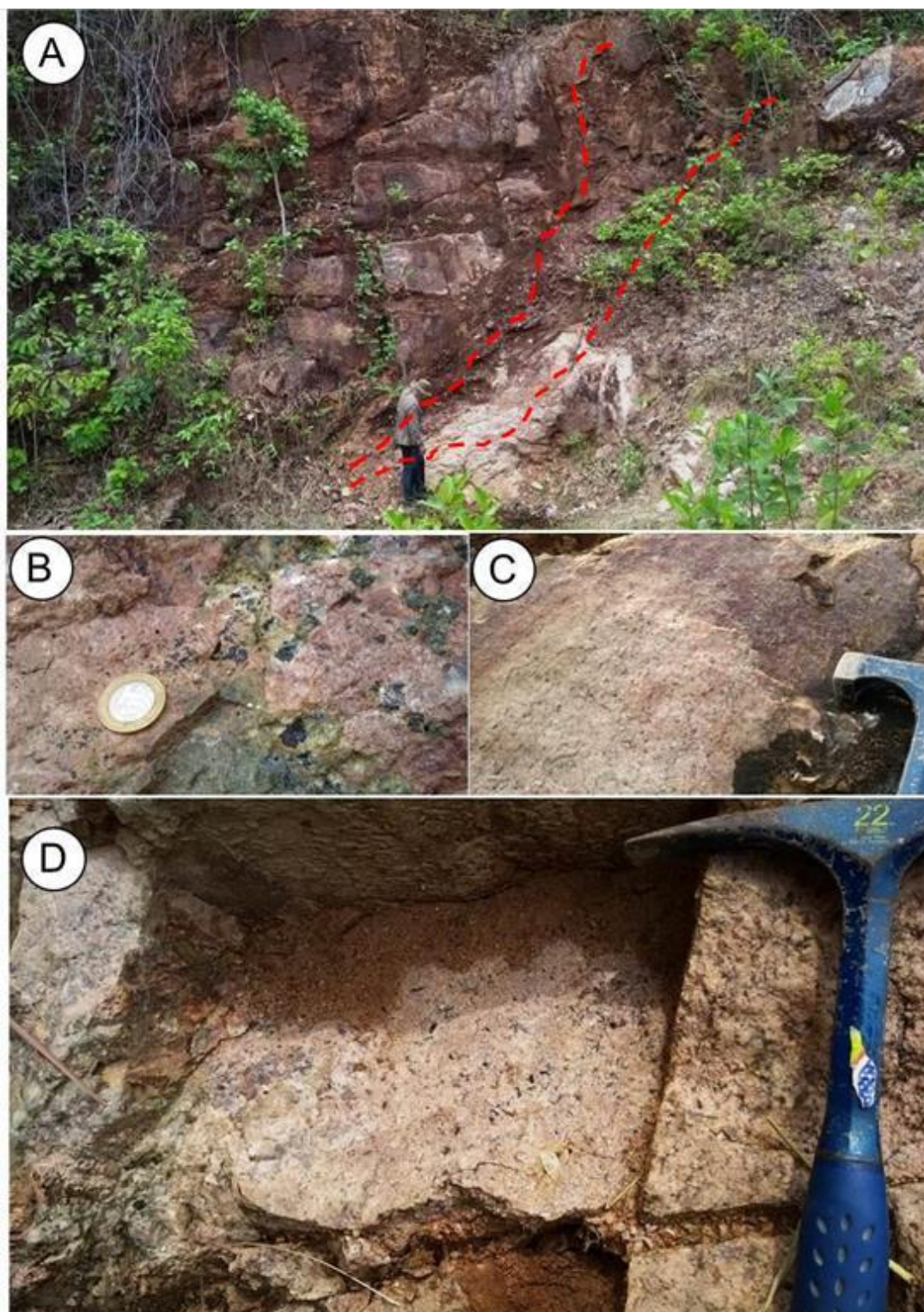
Figura 25 - Zona de contato entre biotita-granito Stock São Domingos e Gnaiss Serra da Providência





Legenda: Contato entre biotita-granito médio e gnaissé rosado marcado por fraturas conjugadas e injeção de pegmatitos, (B) gnaissé Serra da Providência, (C e D) detalhe veios quartzo em biotita-granito médio, com deslocamento e veios de dilatação semelhantes a estruturas de cisalhamento do tipo *tension gashes*. (D) biotita - granito médio, (F e G)) contato entre fácies graníticas mais finas e evoluídas de cor rosada e fácies grossa a porfírtica, (H) cristais de berilo euédrico em meio a granito grosso.

Figura 26 - Afloramento artificial na forma de parede vertical de fácies graníticas evoluídas relacionadas a processos de albitização e topazificação.



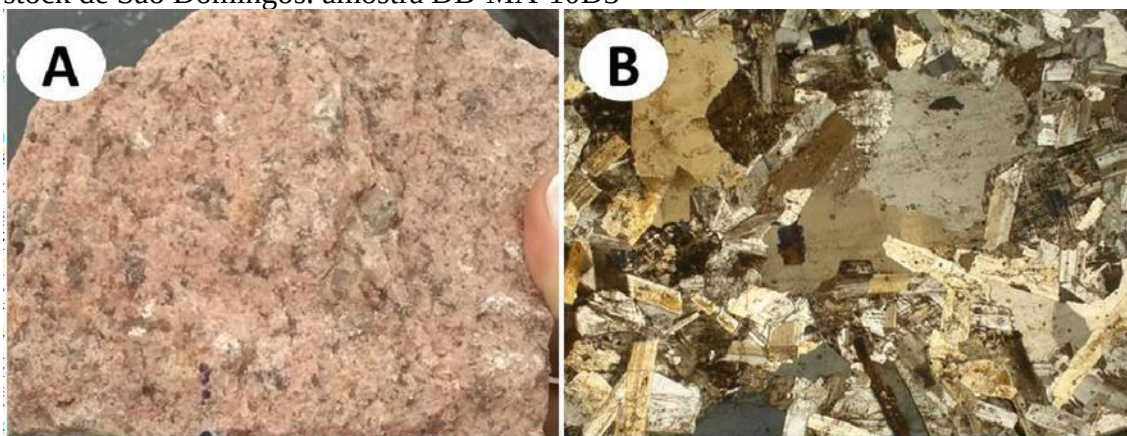
Legenda: (A) Afloramento artificial na forma de parede vertical onde ocorre fácies albitizada, fácies microclinizada e fácies topazificadas e pegmatóide com matriz de albita com cassiterita, linha pontilhada mostra contato de alo de alteração hidrotermal (B) detalhe de fácies pegmóide matriz de albita e cassiterita, (C) fácies topázio-álcali-granito fino, (D) mostra contato entre granito albitizado médio com zinwaldita (direita) com topázio-álcaligranito fino (meio) e pegmatito (esquerda).

4.5.1. Granito médio albitizado

Esta rocha apresenta granulação média coloração rosada (Figura 27A) composta basicamente por plagioclásio ripiforme euédrico (65)%, variando de 1 mm a 3 mm distribuídos de forma aleatória na matriz circundando cristais maiores de quartzo. Também ocorre microclina de forma esparsa e intersticial e a mica (possivelmente a zinwaldita) de forma escassa <2%, e intersticial.

Pode ocorrer cristais de topázio, com texturas que dificultam a sua identificação em relação ao quartzo. O topázio parece ter relevo maior e apresentar fratura. Alguns cristais de plagioclásio apresentam fraturas preenchidas por material vermelho (óxido de ferro) e minerais opacos com as bordas avermelhadas (na luz refletida apresentam pontos brancos no interior). Alteração para sericita em alguns cristais de plagioclásio.

Figura 27 – Aspecto macroscópico do granito albitizado coletado na porção leste do stock de São Domingos. amostra DB-MA-10D3

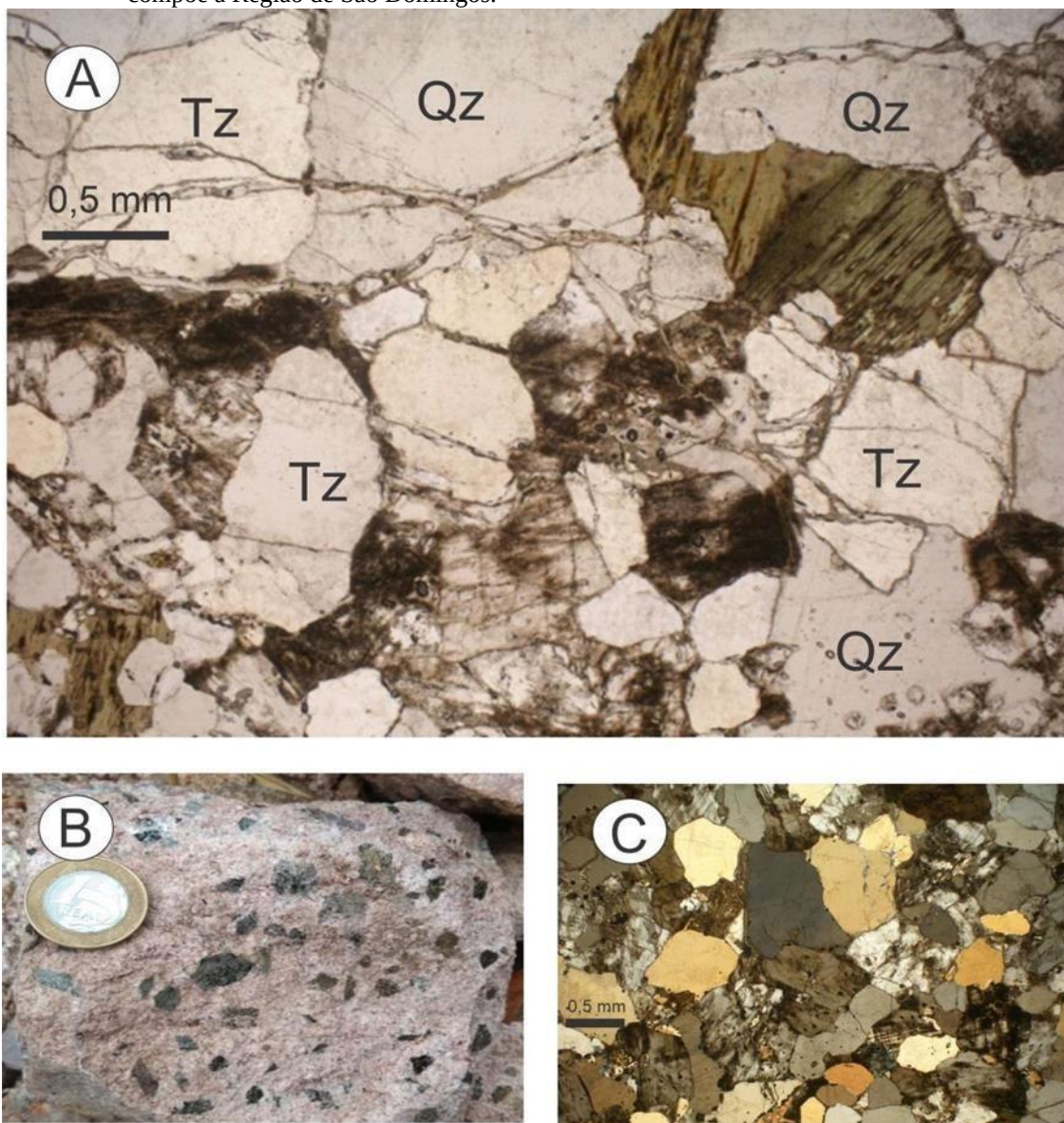


Legenda: Amostra de mão do Albita granito, (A) Feição macroscópica de granito albitizado (B) Fotomicrografias (A=nícois // e B=nícois X) albitas, quartzo e micas.

4.5.2 Topázio-álcali-granito

A rocha apresenta coloração rosada com matriz fina composta por quartzo granular anédrico e topázio e cristais de ortoclásio (Figura 28A). Em amostra de mão as biotitas apresentam cerca de 1 mm, sendo observadas a olho nu (Figura 28B) distinguindo dos demais minerais (quartzo+microclina+ortoclásio) que compõem a matriz. Na lâmina cristais anédricos de quartzo e topázio, em contato com ortoclásio e microclina intersticial e lamelas de biotita de coloração verde com planos oxidados (Figura 28 C).

Figura 28 - Aspecto macroscópico dos granito silicificado e topazificado, amostra DB-MA-10 D2 que compõe a Região de São Domingos.



Legenda: Cristais anédricos de quartzo e topázio fraturados em contato com ortoclásio e microclina, (B) Feição macroscópica de topázio-álcali-granito com biotitas em desenvolvimento (c) quartzo, ortoclásio anédricos e biotitas verdes. Siglas: Qtz = Quartzo, Tz = Topázio.

4.5.3 Pegmatito com zinwaldita albita e cassiterita

O veio pegmatítico apresenta direção N25E com mergulho para SW e ocorre em contato com lentes do granito médio a fino rosado. Este veio pegmatítico não apresenta zoneamento interno como os outros descritos mais adiante, apresenta coloração rosada (Figura 29A), seguido de quartzo, que varia de cristais anédricos em meio a massa de feldspato potássico, com tamanhos de 1 a 5 cm (Figura 29B), ou em porções mais

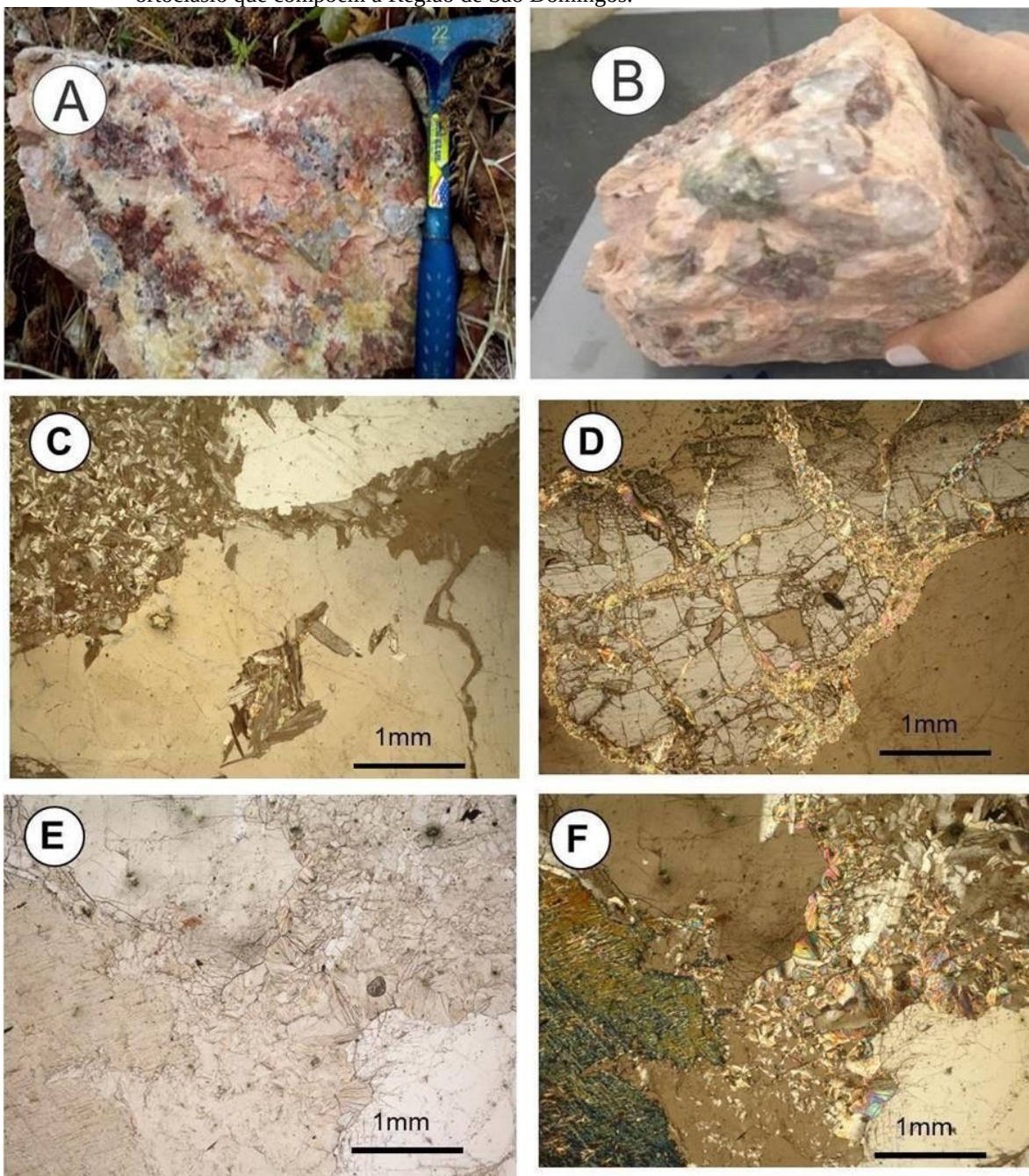
quartzosas com 30 cm de espessura associados a aglomerados de mineral esverdeado (siderofilita +cassiterita), além de biotita que apresenta em algumas lamelas coloração avermelhada devido à oxidação superficial. O veio parece se desenvolver a partir do granito muito fino. Em lâmina a cassiterita é preta e ocorre tanto nessa massa de mineral verde quanto inclusa nos feldspatos. Também ocorre aglomerados arredondados de minerais de cor cinza e branco (muito pequenos), identificadas como de uma massa de cassiterita ripiforme e zinwaldita.

Foi realizado o estudo de duas lâminas petrográficas desse pegmatito mostrando que esta rocha é composta por uma matriz fina de coloração rosada (Figura 29C e D) cuja mineralogia principal é representada por cristais de plagioclásio ripiforme subédrico com bordas serrilhadas (50%), cristais maiores subédricos de quartzo (35%) e K-feldspato totalmente sericitizado. O mineral máfico é a zinwaldita (8-10%). O plagioclásio ripiforme compõe a maior parte da matriz em contato com cristais maiores de quartzo. A zinwaldita é comumente acompanhada de minerais opacos nos planos de clivagem (Figura 29E e F). O ortoclásio ocorre como manchas esparsas na matriz de albita ou quase que completamente alterado para sericita.

Na Figura 30 são ampliados os detalhes da amostra de pegmatito albitico com zinwalditas, onde é possível observar o quartzo ocorrendo na forma de cristais maiores anédricos a subédricos com as bordas arredondadas, sugerindo recristalização. O feldspato predominante é o plagioclásio que ocorre na forma de ripas curtas na matriz em contato com os cristais maiores de quartzo, e o ortoclásio parcialmente ou totalmente sericitizados. Os minerais acessórios são representados principalmente por opacos, que ocorrem associados às micas.

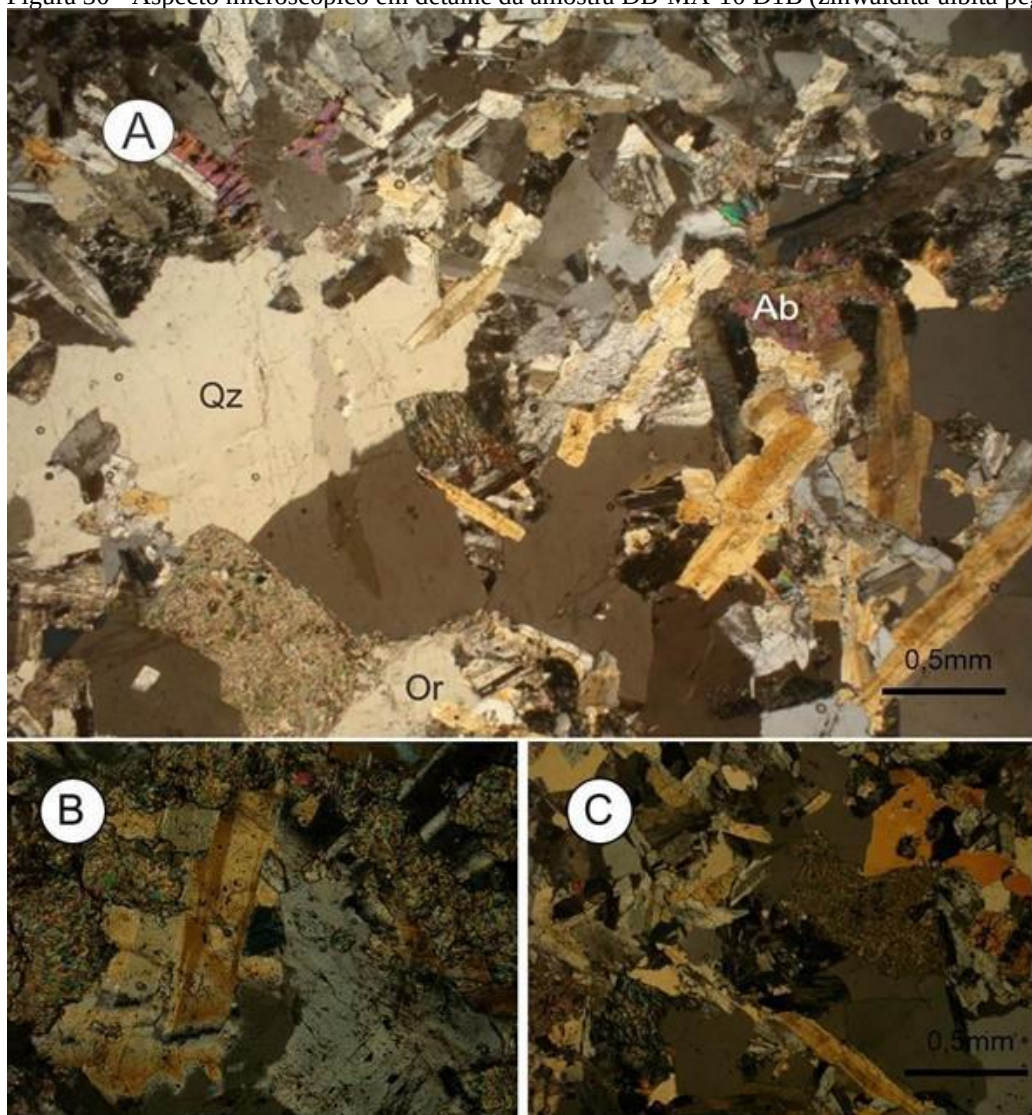
Algumas variações faciológicas para tipos mais topazificados foram observadas no entorno, não sendo possível definir as relações de contato com as demais fácies, entretanto é possível verificar que a matriz dessa rocha (topázio granito porfirítico) é composta por uma associação de plagioclásio+topázio de forma que pode-se afirmar que esta fácies é posterior a albitização

Figura 29 - Aspecto macroscópico de pegmatito albítico com zinwaldita e fenocristais de quartzo e ortoclásio que compõem a Região de São Domingos.



Legenda: (A e B) amostras de mão de rocha porfítica a pegmatítica com bandas mais albíticas e bandas mais potássicas (C) fotomicrografias em luz polarizada de pegmatito exibindo matriz microgranular de albite e com cristais de quartzo (D) cristal de feldspato fraturado com fraturas preenchidas por sericita, (E) e (F) fotomicrografias em N // e Nc de cristais de quartzo maiores bordejados à esquerda por zinwaldita e à direita por ripas de plagioclásio + mica branca com formatos radiais.

Figura 30 - Aspecto microscópico em detalhe da amostra DB-MA-10 D1B (zinwaldita-albita pegmatito)



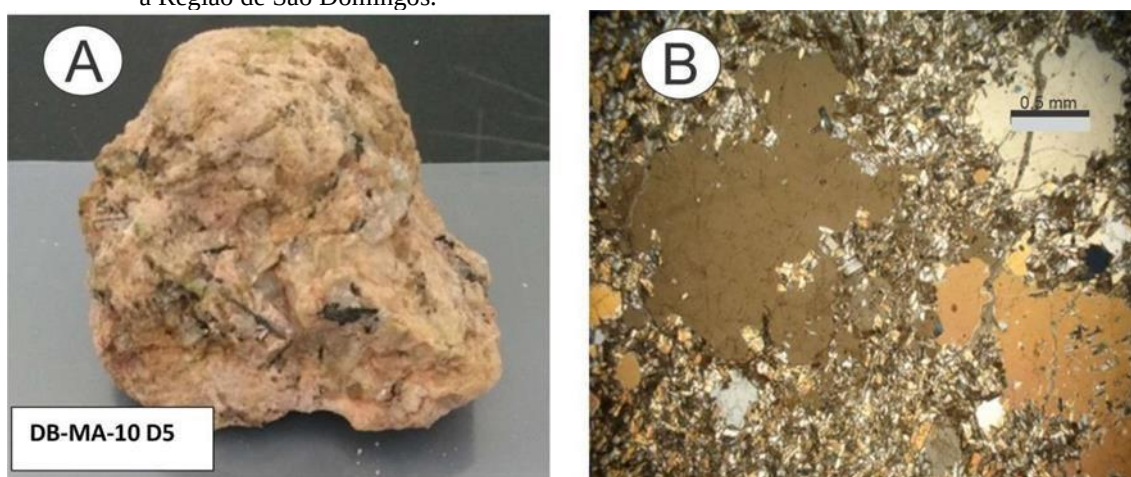
Legenda: Fotomicrografias amostra DB-MA-10 D 1B (cristais maiores de quartzo e cristais ripiformes subedrais de plagioclásio), com macla característica da albita alteração do ortoclásio para sericita. Amostra 10 D1 (B e C) com nicóis // e X. Relação de contato entre grãos de albita quartzo, ortoclásio e mica litífera (zinwaldita), no lado direito da foto percolação de fluido de coloração vermelha a negra com precipitação de óxido migrando do cristal de biotita (direita da foto) percolando as fraturas no plagioclásio e quartzo.

4.5.4 Topázio-granito porfirítico

A amostra DB- A-10 D5 compreende uma rocha de matriz fina de cor rosa claro envolvendo cristais maiores de quartzo e mica (Figura 31A). Ao microscópio essa rocha apresenta a matriz de plagioclásio+topázio no formato de ripas tabulares. Na Figura 32 é visualizada de forma ampliada a trama da matriz de topázio apresentando comumente o mesmo formato do plagioclásio, sugerindo que este se formou à custa do plagioclásio. Em meio a matriz descrita ocorrem fenocristais de quartzo e lamelas de

biotita de cor castanho que apresentam bordas de alteração para zinwaldita, além de cristais euédricos de topázio (1mm), de formato ortorrômbico associado ou incluso nos cristais maiores de quartzo e biotita. (Figura 32A e B). A biotita apresenta coloração bege a castanho (Figura 32 C e D), ocorrendo bordas de alteração para muscovita ou zinwaldita). Na Figura 32 E e F observa-se o topázio desenvolvido entre cristais de quartzo em contato com a matriz composta por albita+topázio ripiforme. Como acessórios são ocorrem minerais opacos finos (cassiterita e columbita) associados à matriz de plagioclásio e topázio.

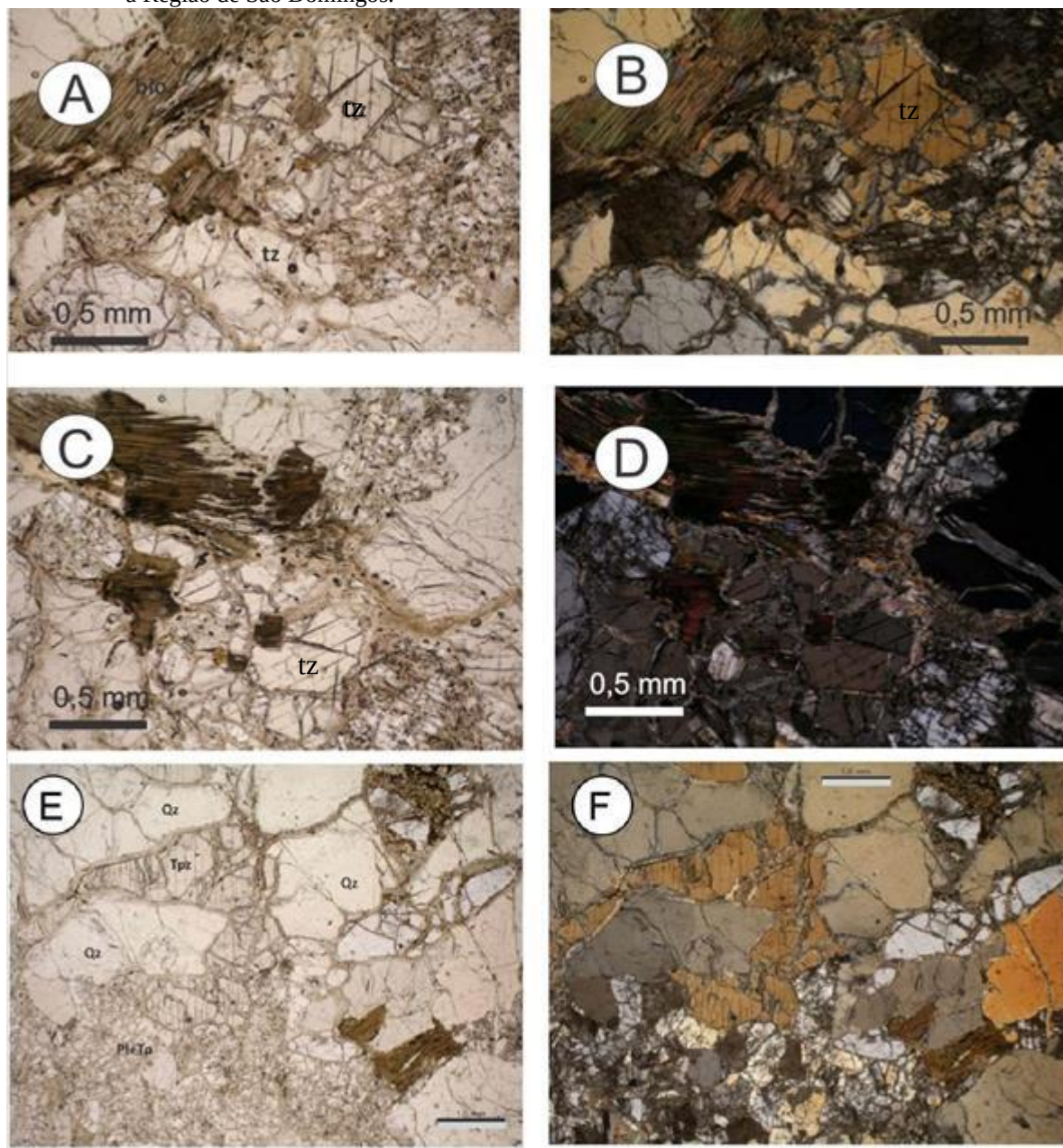
Figura 31 - Aspecto macroscópico dos topázio-granito porfirítico. Amostra DB-MA-10 D5 que compõem a Região de São Domingos.



Legenda: Amostra de mão de topázio-granito porfirítico. Amostra DB-MA-10 D5. (B) Aspecto microscópico da rocha, com matriz microgranular composta por plagioclásio+topázio e fenocristais de quartzo e biotita.

A descrição petrográfica das fácies neste ponto permitiu a proposição de uma evolução das fácies associadas a processos de feldspatização sódica e potássica, bem como topazificação e silicificação formando as seguintes fácies metassomáticas relacionadas ao biotita-granito: granitos albitizado de textura média a pegmatítica apresentando a zinwaldita como principal mineral máfico, granito alcalino silicificado e topázio-granitos porfiríticos.

Figura 32 - Aspecto microscópico do topázio-granito porfirítico. Amostra DB-MA-10 D5 que compõem a Região de São Domingos.



Legenda: Fotomicrografias em nicóis // e nicóis x de topázio-granito ou topázio-greisen amostra (DB-MA-10 D5). Em (A) e (B) mostrando cristais euedrais de topázio em contato com biotita com bordas de alteração para zinwaldita, em (C) e (D) cristais de topázio em contato com cristal de quartzo com fraturas conchoideais em e agregados minerais de plagioclásio+topázio em ripas subédricas e opacos, (E e F) cristais de topázio em contato com cristais de quartzo e matriz microgranular de albita+topázio ripifo

Figura 33 - Quadro com a evolução das fácies associadas ao zinwaldita-albita-Pegmatito com cassiterita culminando com a formação do topázio-granito porfirítico.

Pegmatito com matriz de albita ponto DB-MA-10 CONTATO COM GNAISSE Serra da Providência					
zonação	albitização		silicificação	topazificação	
fácies	biotita-granito	granito albitizado	pegmatito com zinwaldita e albita	biotita-álcali-granito	topázio-albita-granito porfirítico
minerais		DB-MA-10-3	DB-MA-10-1	DB-MA-10-2	DB-MA-10-5
quartzo					
microclina		pouco	ausente		
ortoclásio		pouco	pouco		
Albita	médio			ausente	
biotita castanha		ausente	ausente		
biotita verde					pouco
zinwaldita		pouco		ausente	
topázio	acessório	acessório			
óxido Fe/Ti					
Zircão					
titanita					
Monazita					
fluorita					
sericita					
sulfetos					

Legenda: Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao Pegmatito com albita e topázio-granito porfirítico.

Na porção sul do stock São Domingos, as fácies mineralizadas estão relacionadas a intrusões de fácies graníticas finas altamente fracionadas como um zinwaldita-granito fino e alterações metassomáticas posteriores com a formação das zonas de greisens na forma de blocos e bolsões no interior do biotita-granito fino e zonas onde os feldspatos são quase que totalmente transformados em topázio, formando uma rocha denominada de topazito.

O processo de alteração do biotita-granito parece resultar na formação de uma rocha cada vez mais enriquecida em topázio e também em zonas de greisens cuja mineralogia essencial é representada por proporções variadas de quartzo, micas

litiníferas (zinwaldita) e topázio. Um estágio de transição é marcado pela lixiviação dos feldspatos e formação do topázio-greisesens.

As fácies identificadas e descritas são biotita-granitos finos com variações para zinwaldita-granito-fino, topázio-granitos finos a topazito e greisen. Veios de quartzo com topázio, berilo e cassiterita ocorrem intrudindo as fácies anteriores, exceto os greisesens que ocorrem como blocos e bolsões em meio ao biotita-granito fino alterado intempericamente (Figura 34).

4.5.5. Zinwaldita-granito fino

Estas rochas afloram na forma de lajedos e blocos em cota superior ao local de lavra a céu aberto onde se localizam os endogreisesens apresentados na Figura 36. Em estudo petrográfico essas rochas apresentou textura fina com mineralogia principal composta por k-feldspato (ortoclásio e microclina), quartzo, plagioclásio e zinwaldita. Os contatos dos minerais na matriz mostram-se difusos provavelmente devido a interação com os fluidos metassomáticos. Os feldspatos da matriz são o ortoclásio que ocorre com formato anédrico, a microclina que apresenta aspecto manchado o que dificultou a visualização das maclas com clareza, de forma que a matriz parece ser composta tanto por microclina, quanto por plagioclásio. A microclina ainda ocorre como cristais maiores (1mm) em meio a matriz de granulação menor, sendo evidente a alteração desse mineral por fluidos pós-magmáticos (Figura 36B) O plagioclásio é identificado de forma intersticial entre os cristais maiores de quartzo, ortoclásio e biotita.

A biotita ocorre na forma de palhetas isoladas em meio aos cristais de feldspato (Figura 36D): apresentam pleocroísmo variando de bege a amarelado e porções de cor mais escura (oxidação?). A zinwaldita é escassa e apresenta coloração rosa pálido sempre com minerais opacos nos planos de clivagem. Os minerais acessórios são zircão e monazita como zircão e monazita. Os minerais secundários são sericita, que ocorre como produto de substituição do plagioclásio, muscovita e clorita que ocorrem como produto de alteração dos feldspatos potássicos e da biotita, respectivamente.

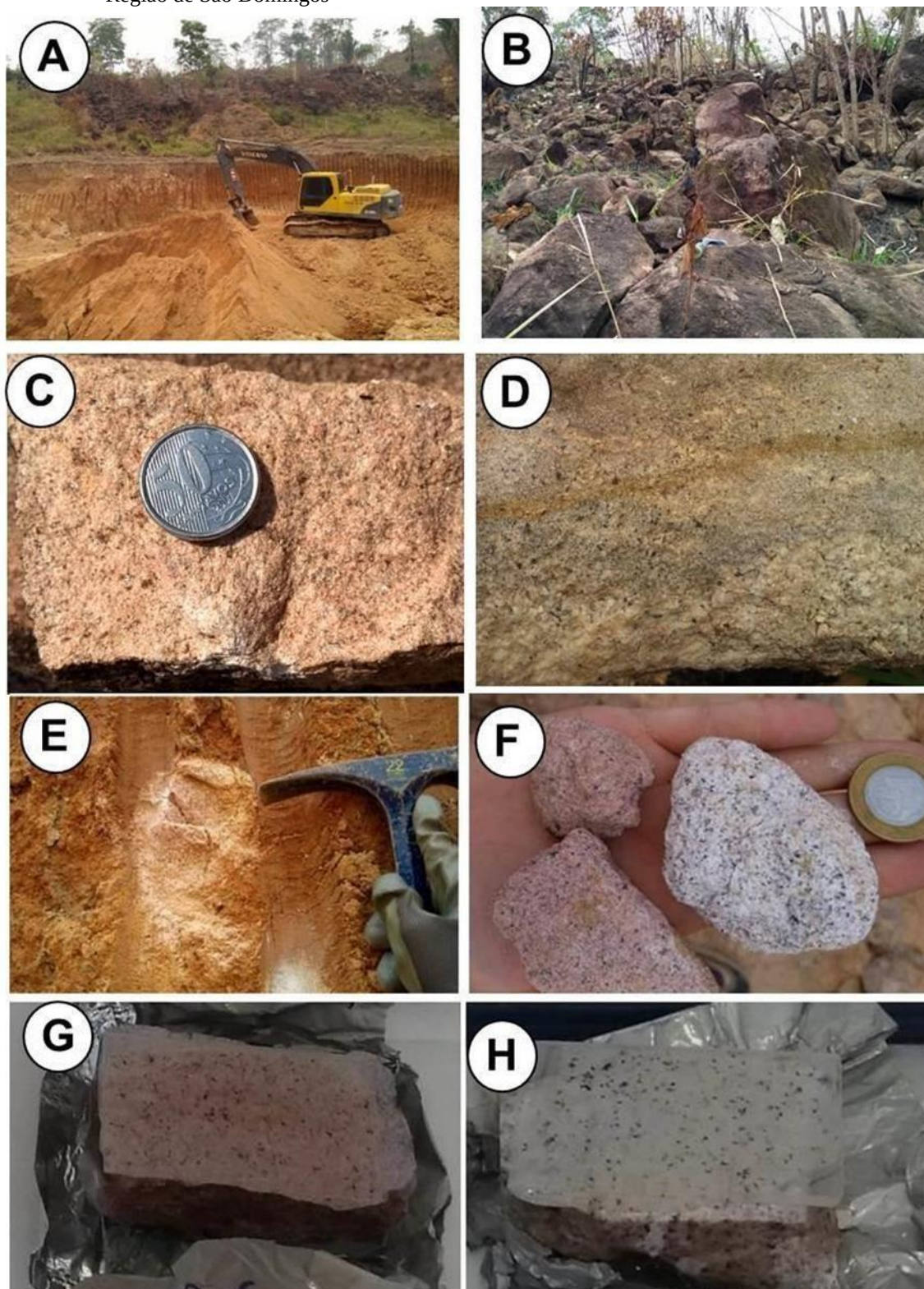
4.5.6. Zinwaldita-topázio-granito

Esta rocha apresenta granulação fina e cor rosa (Figura 34C), parece representar um estágio de alteração mais evoluído da anterior. A mineralogia principal é representada por feldspatos, formando uma matriz com aspecto manchado que parece estar relacionado com a desintegração dos feldspatos, associado ao desenvolvimento de cristais maiores de topázio (topazificação) e zinwalditas intersticiais, nesta lâmina se vê mais a biotita. Em estudo petrográfico esta amostra apresentou composição mineral representada por cristais de topázio subédricos intensamente fraturados imersos em uma matriz de feldspato (Figura 36A e B), sendo difícil a definição de qual feldspato (se K-feldspato ou plagioclásio) devido a este estar recoberto por manchas marrons (argilização) que dificultaram a visualização das possíveis maclas. Nesta matriz também ocorre zinwalditas de forma escassa e intersticial. Os minerais acessórios são opacos, zircão e monazita granular.

4.5.7. Topazito

Esta rocha foi coletada na cava (Figura 34) juntamente com blocos de greisens (descritos a seguir), apresenta granulação fina sendo muito semelhante macroscopicamente ao zinwaldita-granito, diferenciando-se deste pela cor mais cinza a esbranquiçada, enquanto aqueles são rosados. Em estudo posterior, foi identificado afloramento desta rocha na forma de blocos na parte posterior da cava. Em estudo petrográfico esta rocha apresentou mineralogia representada por cristais de topázio subédricos a anédricos intensamente fraturados destacados do restante da matriz que parece ser composta por um arranjo microgranular de topázio sericita e ripas esporádicas de zinwaldita.

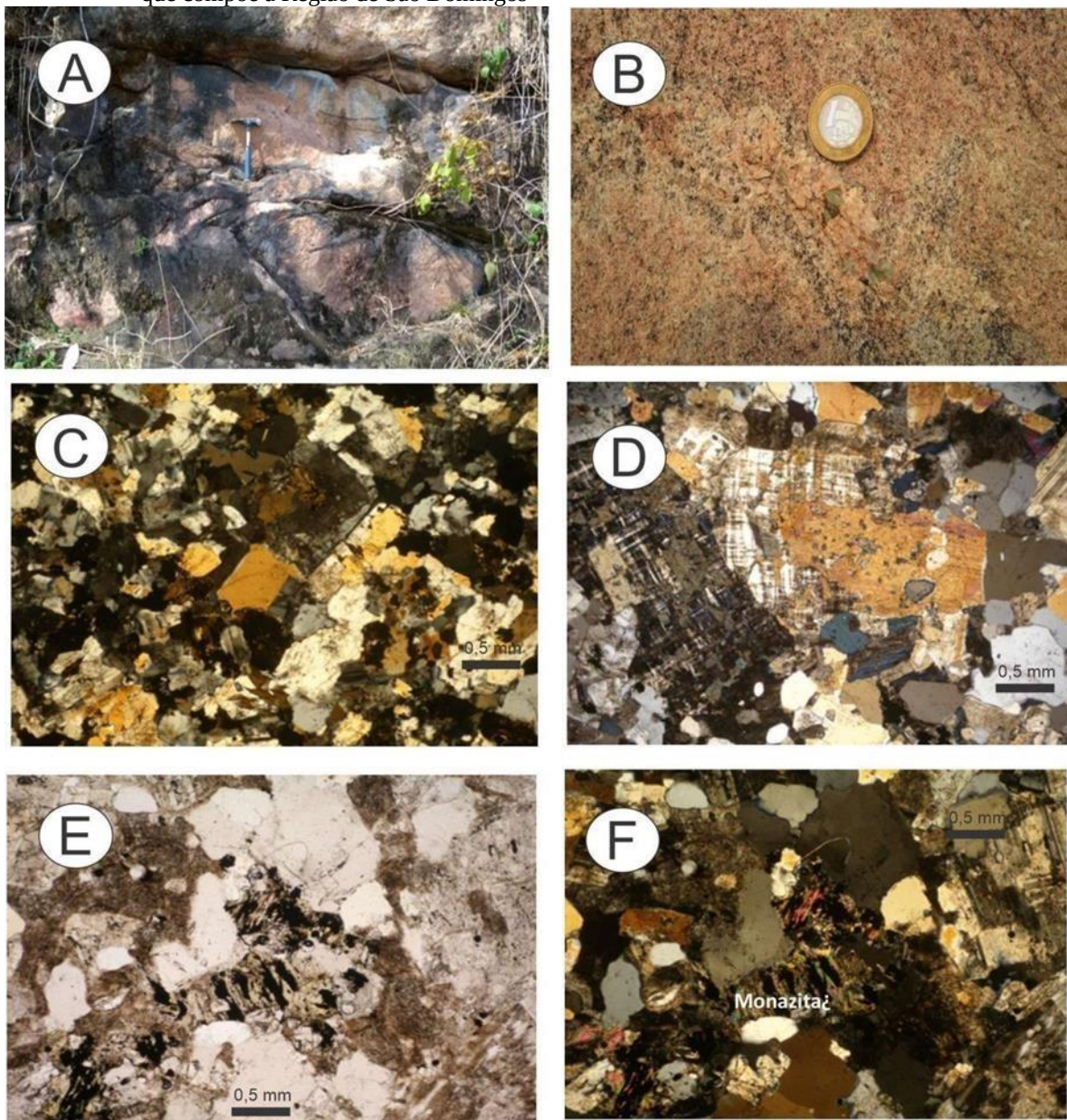
Figura 34 - Aspecto macroscópico de zinwaldita-granito e topazito amostra DB-MA-08 E que compõe a Região de São Domingos



Legenda: (A) Desmonte mecânico de zinwaldita-álcali-granito fino saprolitizado para a retirada de blocos de greisen próximo ao afloramento na forma de blocos e lajedos, (B) afloramento na forma de topazito, (C) amostra de álcali-granito fino em meio a biotita-granito fino saprolitizado, (D) detalhe macroscópico de topazito cinza fino, (E) blocos de álcali-granito (rosado) em meio a rocha saprolitiza, (F) blocos de álcali-granito fino e de

topazito (branco) retirados juntamente com os blocos de greisen de granito saprolitizado, (G e H) blocos laminados do álcali-granito e do topazito.

Figura 35 - Afloramento e aspecto microscópico de zinwaldita-granito fino amostra DB-MA- 08-01 e que compõe a Região de São Domingos



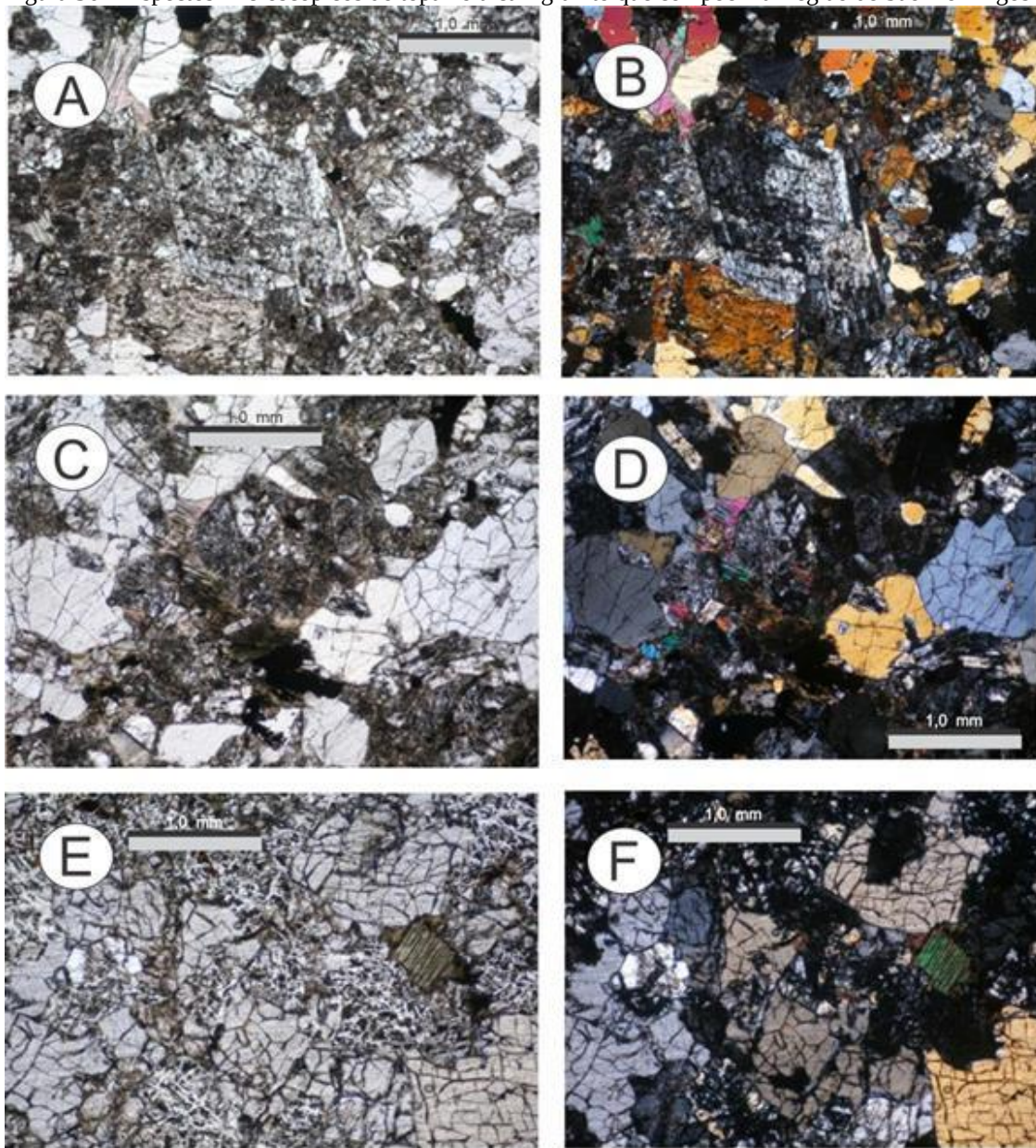
Legenda: (A) Afloramento acima da cava que estava em operação mostrando veios de quartzo na forma de lente, (B) contato com álcali-granito, (C) detalhe da textura fina do álcali-granito apresentando (D) K-feldspato sericitizado, (E) e (F) zinwaldita com mineral opaco nos planos de clivagem (DB-MA-08-1).

4.5.8. Endogreisens

Os endogreisens como já mencionado, ocorrem na forma de blocos com tamanhos entre alguns centímetros e no máximo 1,0m de diâmetro, em uma camada de rocha saprolitizada, provavelmente um biotita-granito equigranular médio. Acima dessa porção

ocorre o zilwaldita- granito fino de cor rosada. Os greisen encontram-se distribuídos na forma de blocos em meio ao material saprolitizado (Figura 34) apresentam granulação média e cores que variam de cinza a cinza escuro e preto. O estudo petrográfico dos greisens coletados na cava descrita mostrou três variedades principais: (1) quartzo-mica-greisen (2) mica-quartzo greisen e (3) quartzo-mica-topázio-greisens conforme classificação quantitativa proposta por KuHne et al. 1982 *in* Stemprok, 1987 (Figura 35).

Figura 36 – Aspectos microscópicos do topázio álcali-granito que compõem a Região de São Domingos

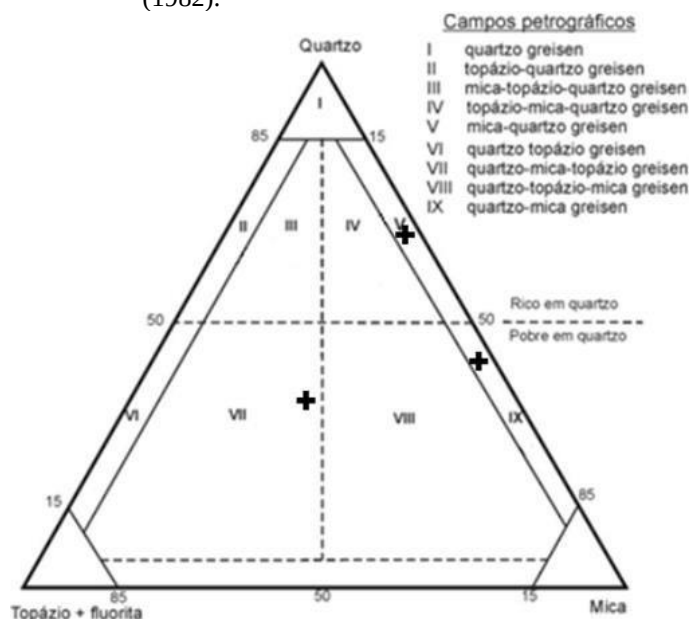


Legenda: Fotomicrografias a nicóis paralelos e nicóis cruzados mostrando processo de topazificação no álcali granito amostras DB-MA-08E e DB-MA-08F. Em (A e B) cristais maiores de feldspato alterado e cristais menores arredondados de topázio e zinwaldita intersticial, (C e D) cristais maiores de topázio fraturados circundados por matriz de feldspato parcialmente caulinizado associado à zinwaldita e minerais opacos (E e F) rocha com matriz totalmente alteraza,

mostrando cristais maiores de topázio (topázio-greisen). Siglas: Tpz-topázio, Zw – zinwaldita, Fds – Feldspato.

- (1) **Quartzo-mica-greisen:** As amostras assim descritas apresentam textura média equigranular coloração preta e prateada tendo mineralogia composta por quartzo (35-45%) e micas (40-60%). O quartzo ocorre com terminações em junção tríplice indicando processo de recristalização. As micas são representadas por zinwaldita euédrica formando agregados placóides bem desenvolvidos com pleocroísmo variando de rosa a verde claríssimo. Apresentam na clivagem preenchimento por opacos e óxido de Fe associados a ocorrência de minerais metálicos não identificados na lâmina, porém possivelmente tratando-se de cassiterita. (teor médio 200ppm de Sn).
- (2) **Mica-quartzo greisen:** Nos mica-quartzo greisens. O quartzo predomina (45-60%) em relação às micas, sendo estas também a zinwaldita. O quartzo além de formar agregados com junção tríplice, também ocorre na forma de cristais maiores do que no com formato anédrico. (Figura 38).
- (3) **Quartzo-mica-topázio greisen:** Apresenta cor cinza e granulação média. O topázio e as micas são mais abundantes que o quartzo, o que está relacionado com uma maior incorporação de Al, nestas amostras dos que nos demais greisens. O topázio ocorre na forma de cristais subédricos e apresenta-se intensamente fraturado geralmente em contato com as micas, também zinwalditas, o quartzo ocorre granular em meio as palhetas de zinwaldita. Os minerais metálicos ocorrem associados às zinwalditas

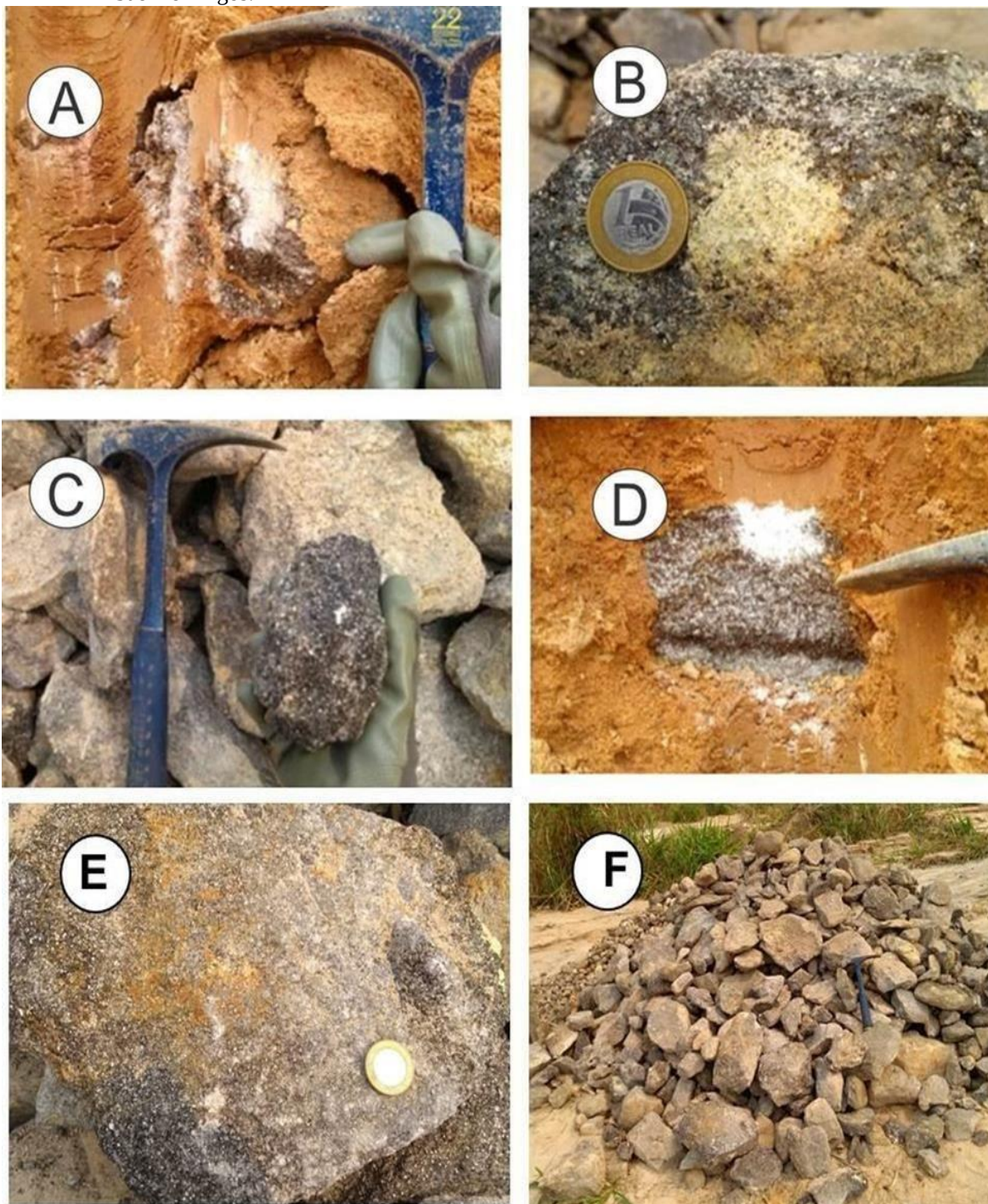
Figura 37 - Classificação quantitativa do greisens deste estudo em diagrama proposto por KuHne et al. (1982).



Legenda: (+) greisens deste estudo plotados em diagrama quantitativo de acordo com estimativa visual dos principais minerais constituintes da rocha.

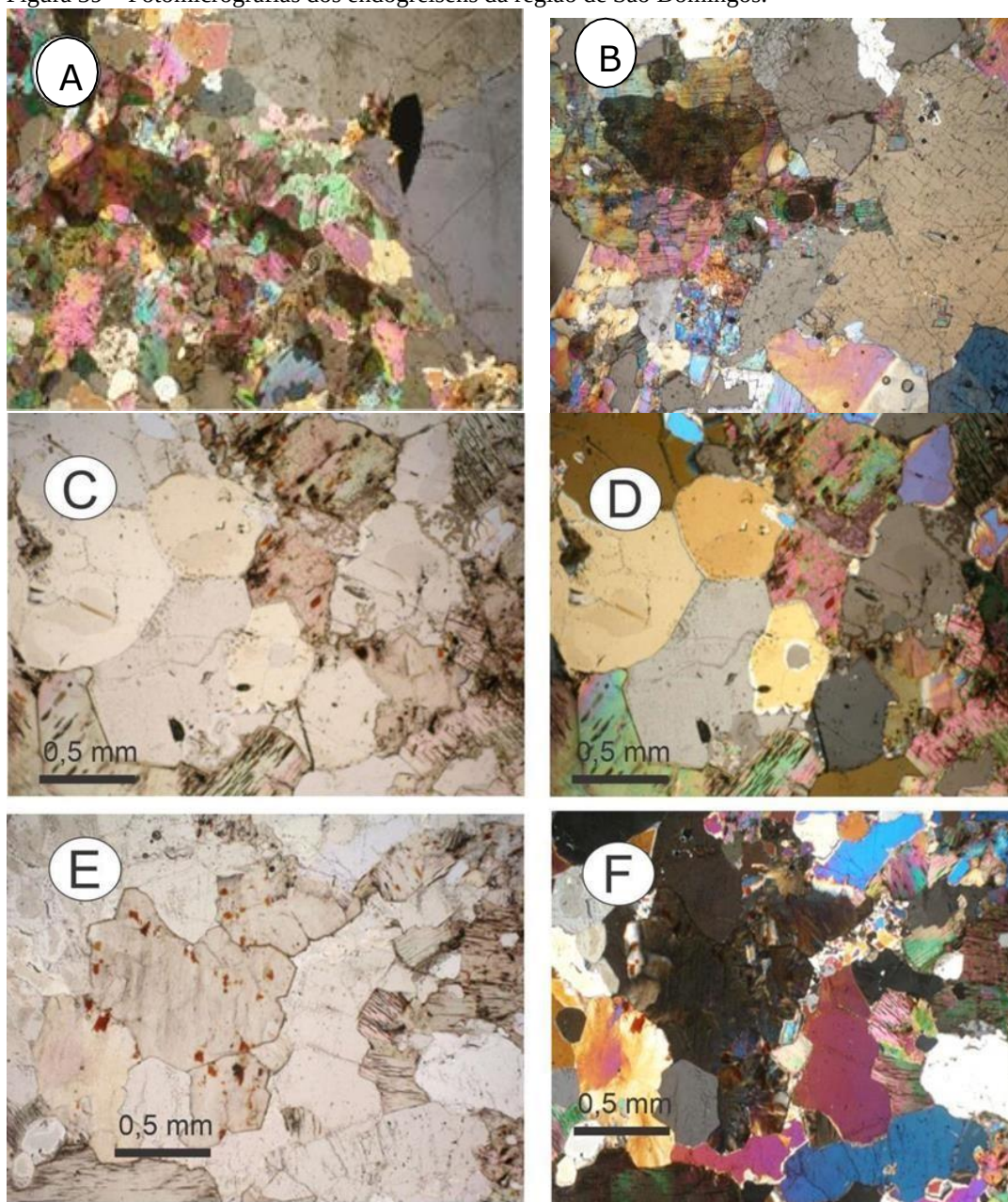
Fonte: KuHne et al. (1982) in Stempok, (1987).

Figura 38 - Aspectos macroscópicos e variação de cor dos endogreisens que compõem a Região de São Domingos.



Legenda: Em (A) bloco de greisen em meio a granito fino saprolitizado, (B) blocos de greisen, retirados da cava apresentando alteração clorítica, (E) greisen micáceo gradando para greisens com mais topázio, (F) quartzo-mica greisens in-situ, em meio a massa de álcali-granito saprolitizado e blocos de greisens retirados através de desmonte mecânico e hidráulico.

Figura 39 – Fotomicrografias dos endogreisens da região de São Domingos.



Legenda: (A e B) Fotomicrografias de quartzo-mica-greisen e quartzo-mica-topázio-greisen (C e D) mica-quartzo-greissens e (E e F) quartzo-mica-greisen.

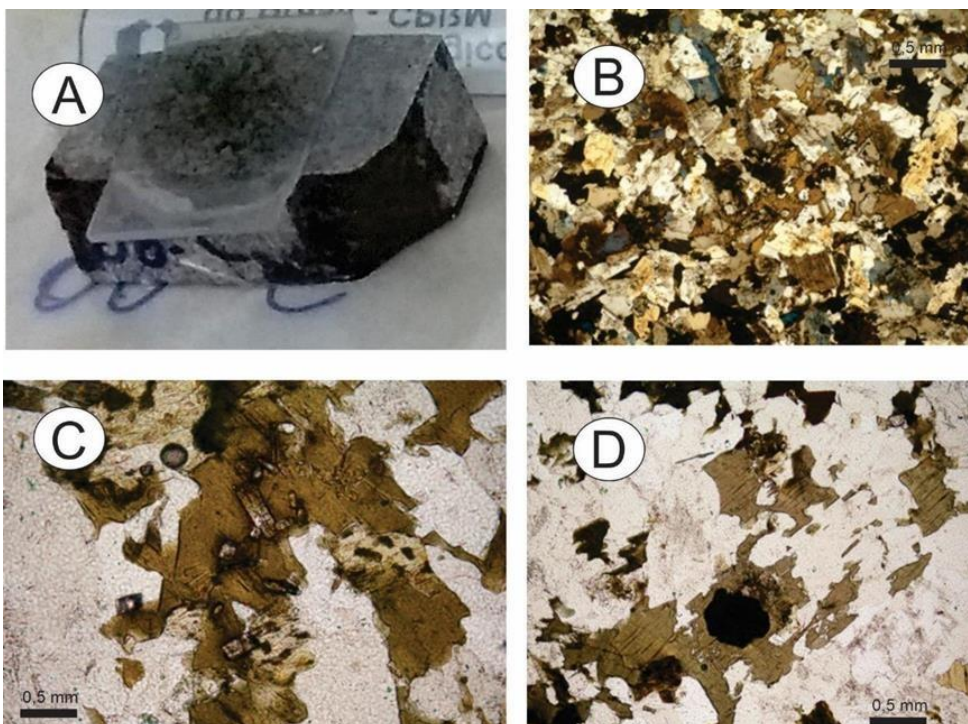
4.5.9. Biotitito 1

Uma amostra coletada juntamente com os blocos de greisens, apresentou composição semelhante ao quartzo-sienito descrito na região de Bom Jardim. Apresenta coloração cinza escuro (Figura 40 A), granulação fina composta por k-feldspato, plagioclásio e biotita. O plagioclásio e o K-feldspato (30-35%) parecem estar

em proporções semelhantes, embora seja difícil precisar devido aos cristais se apresentarem sem formato bem definido e com manchas que mascaram as possíveis maclas, ocorre em ripas curtas subedrais a anédricas. (Figura 40) O quartzo é escasso (<10%) ocorre geralmente intersticial, preenchendo as lacunas entre os cristais de plagioclásio, ortoclásio e biotita. A biotita (25-30%) (ocorre na forma de lamelas de cor castanho claro a médio com as bordas irregulares (Figura 40). Os minerais acessórios são representados por grande quantidade de zircão com formato prismático euédrico, geralmente inclusos na biotita formando halos pleocróicos, apatita, minerais opacos também associados à biotita e monazita.

Os biotititos parecem ter um processo evolutivo a parte do caminho principal, provavelmente resultado de aprisionamento mecânico (conforme proposto por Charoy and Raimbault, 1994), devido à presença de biotitas neoformadas de cor marrom juntamente com a matriz de plagioclásio e ortoclásio. Estas amostras apresentaram química semelhantes ao quartzo-sienito descrito na região de bom Jardim, como: teores mais elevados em CaO e Na₂O do que as demais deste estudo e o maior teor de Zr (~1830 ppm) e Zn (1023 ppm) evidenciado pela grande quantidade de cristais de zircão e opacos possivelmente sulfetos, como galena. Os teores de ETRs também são elevados (conforme a análise química) e devem estar associados a fases acessórias como monazita visualizada no formato granular. Os teores de Nb (em torno de 150 ppm), mais elevados que nos endogreisens (~56 ppm) (ver capítulo 5).

Figura 40 - Aspecto macroscópico de amostra DB-MA-08 C Região de São Domingos.



Legenda: (A) amostra de biotitito com textura fina, (B) fotomicrografia composto por biotita marrom, ortoclásio e plagioclásios intersticial identificados nesta mesma secção sob nicóis cruzados). (C) cristais de zircão, formando halos pleocróicos nas biotitas de cor castanha, (D) opaco euédrico incluso na biotita.

4.5.10. Endogreisen associado a pegmatito

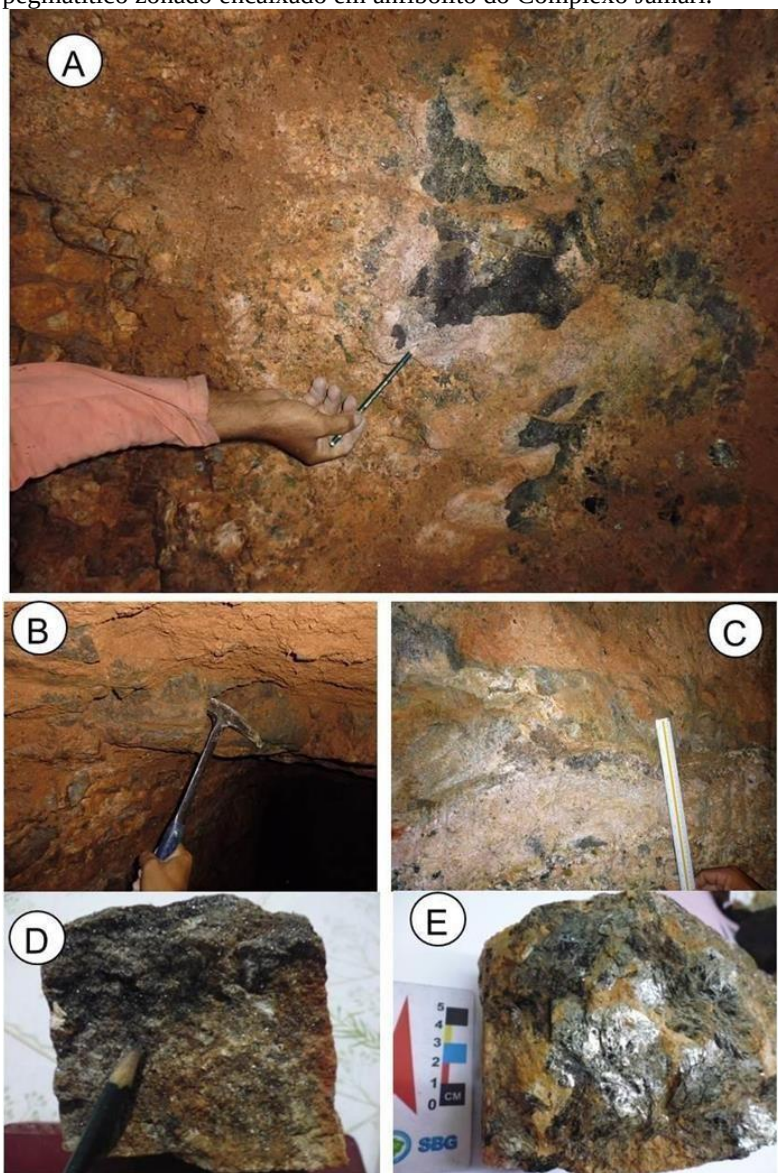
As amostras de endogreisen ocorrem de forma irregular, sendo mais facilmente observáveis em áreas de exploração onde os blocos são removidos das rochas alteradas intempéricamente com auxílio de desmonte mecânico e hidráulico como visualizado no ponto descrito anteriormente. Porém, um túnel aberto por garimpeiros para a exploração de um veio pegmatítico localizado na área mais a norte do stock São Domingos (Figura 41A), observa-se a ocorrência de greisens desenvolvidos tanto nas encaixantes quanto no biotita-granito.

Esses greisens parecem se formar pela a interação de uma fácies granítica fina a média de coloração rosada (Figura 41 B) com micas prateadas (zinwaldita- -granito?) nas zonas de borda de um pegmatito zonado (descrito mais adiante) encaixado em um paragneisse cinza (Figura 41C). Nas Figuras 41 (D e E) são apresentadas as amostras coletadas para estudos petrográficos do referido greisen.

As análises das lâminas delgadas permitiram identificar uma composição mineral compreendida principalmente por micas (90%) (Figura 42C e D), além de pequenas quantidades de quartzo, topázio e cassiterita. As micas são siderofilas (micas

de tonalidade verde oliva) e zinwalditas (transparente a rosadas) zonas de predomínio das micas do tipo siderofilas e em contato com zonas da mica zinwalditas ocorrem no interior da zona de greisen com algumas porções intermediárias onde as duas se misturam (Figura 41 E e F). Em outra porção do greisen, zonas mais quartzosas com quartzo microgranular ocorrem em contato com zonas mais micáceas, formadas pela zinwaldita. Minerais acessórios são representados por zircão ovaladas formando halos pleocróicos nas siderofilas, monazita e xenotima (minerais anédricos de cor bege a cinza) (Figura 42B).

Figura 41 - Afloramento e aspecto macroscópico do endogreisen desenvolvido no interior do veio pegmatítico zonado encaixado em anfibolito do Complexo Jamari.



Legenda: (A) Contato entre zona de cristais intermediários (esquerda) com álcali-granito fino rosado parcialmente greisenizado, (B) porção com greisen tabular desenvolvido no contato do pegmatito com o biotita-granito, (C) detalhe do contato entre a encaixante paragneissica (topo)

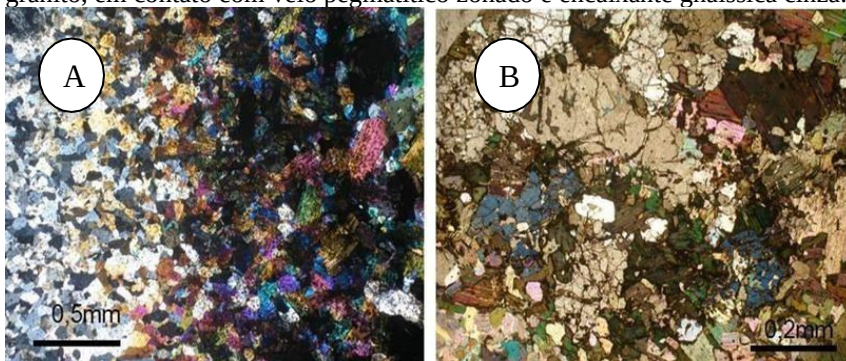
avermelhada devido alteração intempérica, apresentando injeção do granito fino formando exogreisens e na base contato desse granito fino com zona de borda do pegmatito (D e E) amostras coletadas para estudos petrográficos do greisen.

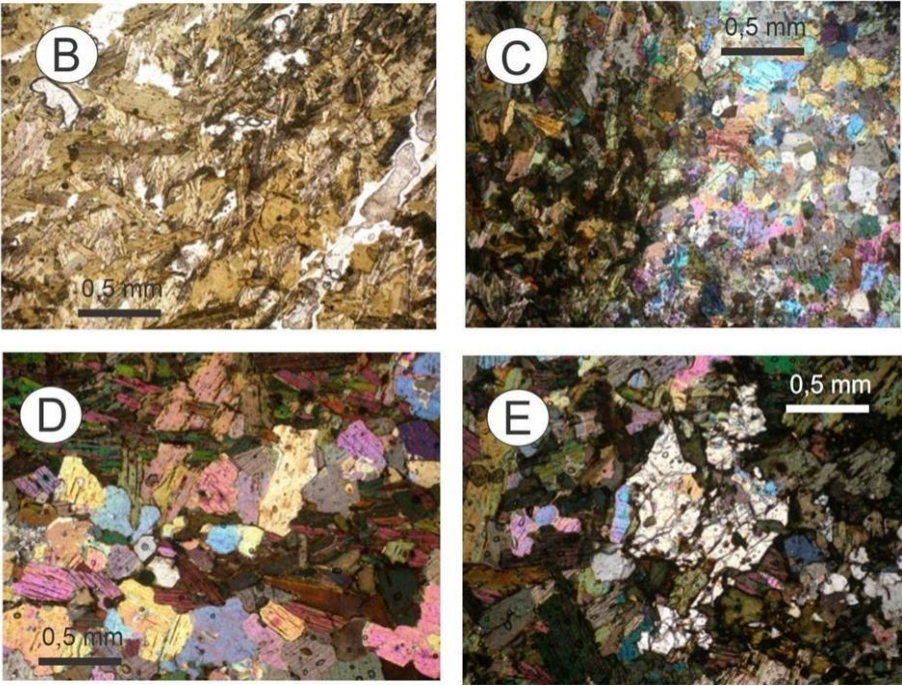
A Figura 43 apresenta uma síntese das rochas do endogreisen, com suas respectivas paragéneses minerais. No diagrama é proposta uma sequência evolutiva para o magma e das soluções hidrotermais comagmáticas que inicia por rochas biotita-granito e zinwaldita-topázio- granitos e resulta em rochas greiseneizadas compostas essencialmente por quartzo, micas litíníferas e topázio.

Com relação aos aspectos de campo e de petrografia, não se observou a passagem lateral do biotita-granito para zinwaldita-granito até topázio-granito atingindo a fase de greisens (dada pela substituição quase completa da rocha original constituída basicamente por uma matriz hipidiomórfica de quartzo, feldspatos (tanto sódicos como potássicos) e biotita, Esta rocha evolui para rochas greisenizadas a partir de processos de lixiviação dos álcalis, onde o Na é perdido e o K pode ser ganhado, no caso dos greisens desse estudo (análise química no capítulo V) o K é ganhado resultando na formação de uma rocha composta por zinwaldita+quartzo e quando há um aumento no teor de Al ocorre também a precipitação do topázio. Segundo a literatura (Pichavant & Manning, 1984), a interação da rochas com porções mais ricas em Al do magma original, resultando também na precipitação de monazita. Os acessórios são principalmente cassiterita.

O processo de albitização, embora possa ocorrer, não se caracteriza como uma fácies bem definida. A albita aparece geralmente na matriz com aspecto turno, em algumas lâminas resultado da substituição localizada do k-feldspato, ou de forma intersticial no zinwaldita-granito fino.

Figura 42 - Aspectos microscópicos dos Greisen B, associados ao pegmatito desenvolvido no biotita-granito, em contato com veio pegmatítico zonado e encaixante gnáissica cinza.





Legenda: Fotomicrografias do endogreisen desenvolvido no pegmatito. Em (A) zinnwalditas bem desenvolvidas em contato com zona mais quartzosa, (B) micas litiníferas, monazitas e xenotima, (C e D) mostra porção do endogreisen de composição mais quartzosa em contato com porção constituída quase que exclusivamente por zinnwalditas e (D e E) mostra Monazita fraturada(branco) em contato com siderofilitas no greisen. Siglas: Mz – Monazita, Xe – Xenotima.

Figura 43 - Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao Endogreisen A.
Paragênese mineral dos endogreisens ponto DB-MA-08



4.5.11 Pegmatitos

Foram descritos três pontos de ocorrência de corpos pegmatóides todos localizados no maciço São Domingos próximos aos contatos com as encaixantes. O primeiro (descrito acima) associado a fácies graníticas bem evoluídas como topázio-granitos albita-granitos próximo ao contato do biotita-granito com um gnaiss rosado (Serra da Providência). O segundo veio ocorre em contato brusco com uma rocha de coloração cinza com foliação, trata-se de um paragnaisse (Complexo Jamari) e apresenta-se zonado. Outro veio pegmatítico ocorre desenvolvido em um biotita-granito médio rosado, neste são extraídos topázios com qualidade gemológica e tamanhos que chegam até 10 cm e foi apresentado, juntamente, com o endogreiss pegmatítico por apresentar indícios de continuidade evolutiva com o albita-granito.

4.5.11.1 Pegmatito 1 (zonado)

Este corpo pegmatóide ocorre no contato NE do maciço São Domingos, biotita-granitos médios com um paragnaisse do Complexo Jamari. A visualização do corpo só foi possível devido à abertura de túneis pelos garimpeiros para exploração do topázio e da cassiterita de forma secundária. (Figura 44). O veio principal ocorre em contato com um paragnaisse e com porções do granito médio. O veio principal é composto por pelo menos quatro zonas diferentes: (1) encaixante gnaiss, (2) zona de borda composto por um granito muito fino com zinwaldita (3) zona intermediária composta por cristais intermediários (tamanhos entre 5,0 e 10 cm) de k-feldspato, quartzo, zinwaldita e biotita e (4) zona de núcleo composta cristais maiores (até 40 cm) de quartzo, feldspato e biotita com berilo, topázio associados. Este zoneamento é caracterizado em detalhe a seguir.

(1) Gnaiss cinza - Rocha de coloração cinza médio a escuro de granulação fina a média, arranjo granolepidoblástico com bandas mais quartzosas de cor branca e bandas mais micáceas de cor cinza. Em estudo petrográfico apresenta mineralogia composta por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e fengita (paragnaisses do Complexo

Jamari). Ocorre em contato em contato com a zona de cristais intermediários do veio pegmatito (Figura 44A), por vezes esse contato apresenta-se greisenizado devido a percolação de uma fácies granítica fina altamente evoluída de cor rosada granulação fina.

(2) Zona de cristais intermediários - Esta zona ocorre em algumas porções na base do túnel sendo descrita pelos garimpeiros da região, como a porção portadora de cassiterita, nióbio e topázio (Figura 44B). Apresenta mineralogia principal composta por quartzo, feldspato potássico, biotita, mica branca (zinwaldita) e cassiterita, além de topázio e berilo como mineral acessório. Em alguns pontos formam-se veios discordantes Também ocorre na que cortam a encaixante anfibolítica.

(3) Zona de núcleo (Figura 44C). Esta zona ocorre no núcleo do pegmatito, entre a zona de cristais intermediários. Sua mineralogia é composta por quartzo tabular com tamanhos entre 5-20 cm, feldspato potássico preenchendo os interstícios entre os cristais maiores de quartzo e biotita de coloração preta na forma de aglomerados que chegam a 20 cm de largura.

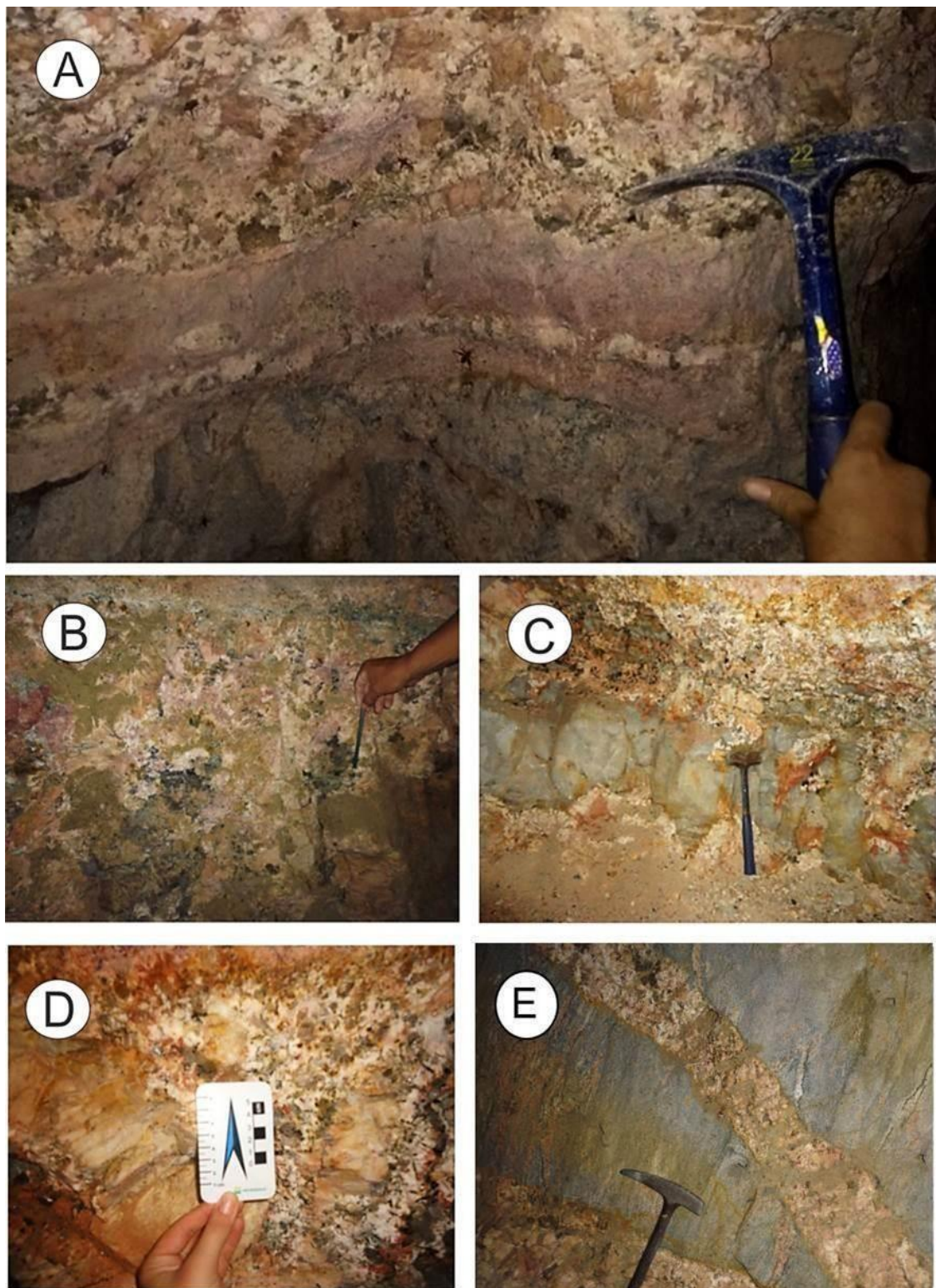
(4) Diques de microgranito rosado fino e vênulas micáceas - Ocorrem geralmente no contatos entre a encaixante anfibolítica com a zona de borda do veio apresentando espessura que varia de alguns centímetros até 15 cm e extensão de até 5m no decorrer do contato quando pode desaparecer ou ser substituída por vênula de composição micácea com menos de 1cm de espessura. Também ocorre no contato interno do veio entre as zonas de cristais intermediários e zona de núcleo. Apresenta cor rosada, textura fina e parece ser composta por uma arranjo microgranular de feldspatos e zinwaldita fina.

(5) Greisens: Corresponde ao endogreisen descrito anteriormente. Este ocorre na forma de blocos por vezes com formato tabulares na zona de contato com o biotita-granito ou desenvolvido no biotita-granito devido ao contato com o granito rosado fino (mineralizante), e também na encaixante gnáissica.

Um segundo veio pegmatítico com zoneamento bem definido ocorre no contato com rochas da fácies São Domingos com composição litológica de biotita-granitos médios e com a encaixante anfibolítica. Em outras porções o pegmatito intrude apenas no granito. Nesta porção do túnel os corpos pegmatitos apresentam morfologia tabular à irregular, apresenta por vezes somente a zona intermediária ou a zona de núcleo com grande agrupamento de cristais de biotita alongados dispostos radialmente ou em

textura de pente, marcando a zona da parede ou da borda associado a uma zona de topázio zinwaldita-micro-granito rosado com espessura de até 6cm.

Figura 44 - Aspecto zonado do Pegmatito 01 que compõe a Região de São Domingos.



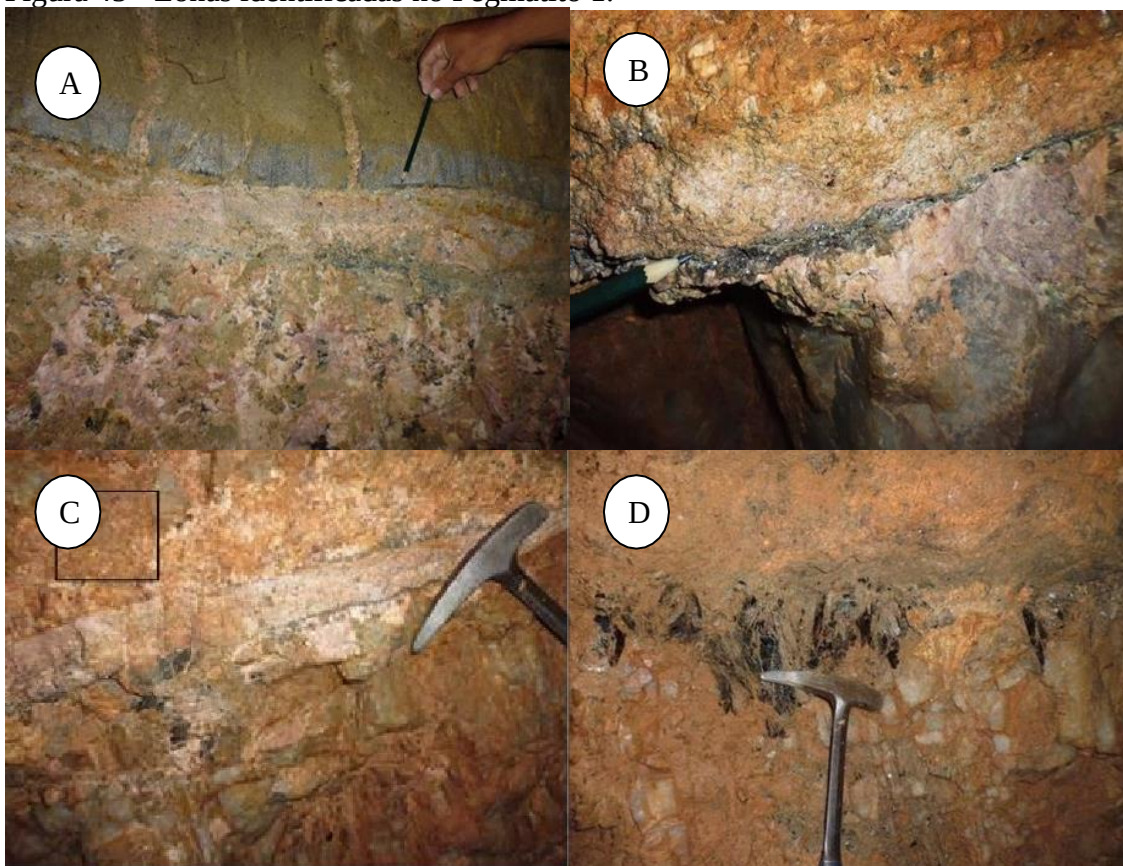
Legenda: (A) Visão geral do pegmatito 1, com zoneamento mostrando bordas, zona intermediária e núcleo de composições distintas, (B) zona de contato entre o microgranito e a zona

intermediária (mineralizada), (C) detalhe da zona intermediária com k-feldspato, quartzo biotita preta e cassiterita, (D) zona de núcleo com quartzo, topázio e berilo, (E) veios pegmatíticos secundários intrusivos discordantemente na encaixante gnáissica fina.

Em direção ao centro ocorre a zona intermediária, composta por agregados inequigranulares composta por K-feldspato (parcialmente alterado para caulinita), quartzo, mica (biotita) e Na-plagioclásio (também argilizada), cujos cristais atingem um tamanho de até 1,5 cm. Nesta zona também ocorrem cristais disseminados de fluorita, topázio, cassiterita, wolframita, columbita-tantalita e alguns sulfetos. Na zona central que é tabular e/ou lenticular, as gemas azuis (berilo e topázio; Figura 45) ocorrem normalmente associadas ao quartzo, cassiterita, wolframita columbita-tantalita e fluorite e xenotímeo.

Uma proposta de evolução magmática e hidrotermal para o Pegmatito 1 é apresentada na Figura 46.

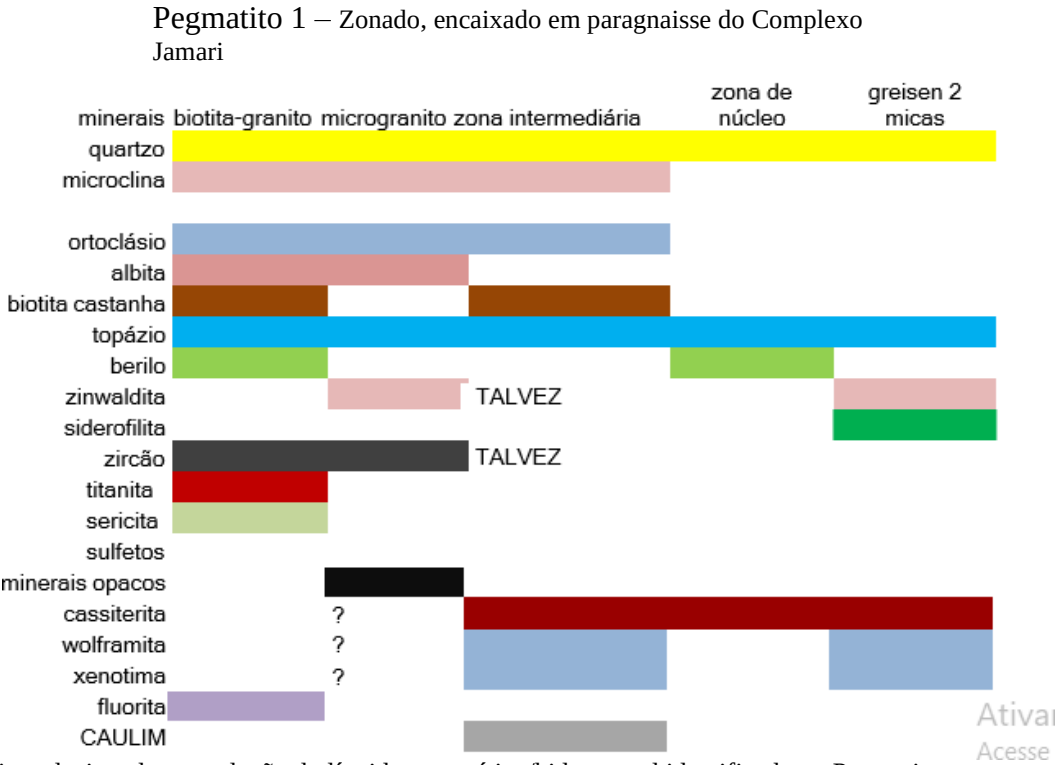
Figura 45 - Zonas identificadas no Pegmatito 1.





Legenda: (A) Contato entre encaixante cinza alterada intempericamente para tons vermelhos (superior) com zona de microgranito com mica (fluido mineralizante), (B) contato entre biotita-granito com microgranito e fina vênula de composição micácea (zinwaldita) com a zona intermediária. (C) mais um contato das zonas internas do pegmatito por meio desse microgranito rosado com bordas apresentando vênulas micáceas, (D) agregados de biotitas pretas em contato superior com zona de greisen e inferior com cristais de quartzo da com matriz fina com os elementos metálicos como cassiterita e xenotime, (E e F), cristais de berilo prismático a subédricos coletado da zona de núcleo ncluso nos cristais de quartzo e topázios azuis associados ao pegmatito

Figura 46. Paragênese mineral obtida pela observação local e análise petrográfica das amostras relacionadas ao Pegmatito 1.



Legenda: Fácies relacionadas a evolução do líquido magmático/hidrotermal identificado no Pegmatito

4.5.11.2 Pegmatito 2

O Pegmatito 2 ocorre nas porções apicais de uma intrusão granítica na forma de morro, situada a oeste do Maciço São Domingos, conhecida regionalmente como “Serra do Negão”. As rochas desta porção são principalmente granitos rosados de granulação média (Figura 47), sendo comum na base do afloramento a ocorrência frequente de enclaves máficos (Figura 47B) e mais raro blocos da encaixante gnáissica intrudidos pelo granito bem como microgranitos, as vezes com xenólitos de encaixante gnáissica (Figura 47 D-E).

O granito rosado médio a grosso encaixante do pegmatito apresenta mineralogia principal composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita e grande quantidade de minerais opacos. Como acessórios ocorrem zircão, apatita e topázio e berilo. O quartzo é geralmente arredondado formando a trama intersticial (2ª geração) bordejando os cristais maiores de ortoclásio e albita. A biotita é marrom avermelhada, por vezes encontra-se oxidada, tendo os minerais opacos associados. Os veios pegmatóides cortam na forma de diques discordantes esse granito e apresentam direção principal NW.

O microgranito p (Figura 48 A) apresenta mineralogia principal composta por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e anfibólio. O k-feldspato predominante é o ortoclásio e ocorre no formato de cristais subédricos juntamente com em contato com plagioclásio, este ocorre na forma de cristais possivelmente albita-oligoclásio, pelo padrão da macla observado, (Figura 4.38 B e C, nicóis // e X respectivamente). O anfibólio apresenta cor marrom a verde ocorre em formato granular anédrico associado a minerais opacos, possivelmente a ilmenita. O quartzo é geralmente intersticial e granular (Figura 48). A mineralogia acessória é composta por titanita, ilmenita, zircão e opacos.

No interior do túnel localizado na base da encosta do morro, o pegmatito parece seguir um zoneamento com o seguinte padrão: rocha encaixante (Figura 49) composto por granito médio rosado. Um veio de granito fino cinza esbranquiçado caulinizado corta a encaixante (Figura 49 B) e a zona pegmatóide onde se concentra topázio (Figura 49 C e D). Outros veios com espessura de até 30 cm cortam o granito médio parecendo se tratar de outra geração de veios. Estes são compostos por uma massa cinza fina (caolim) de forma difusa (Figura 50) em meio o biotita-granito e veio secundário composto por feldspato e mica.

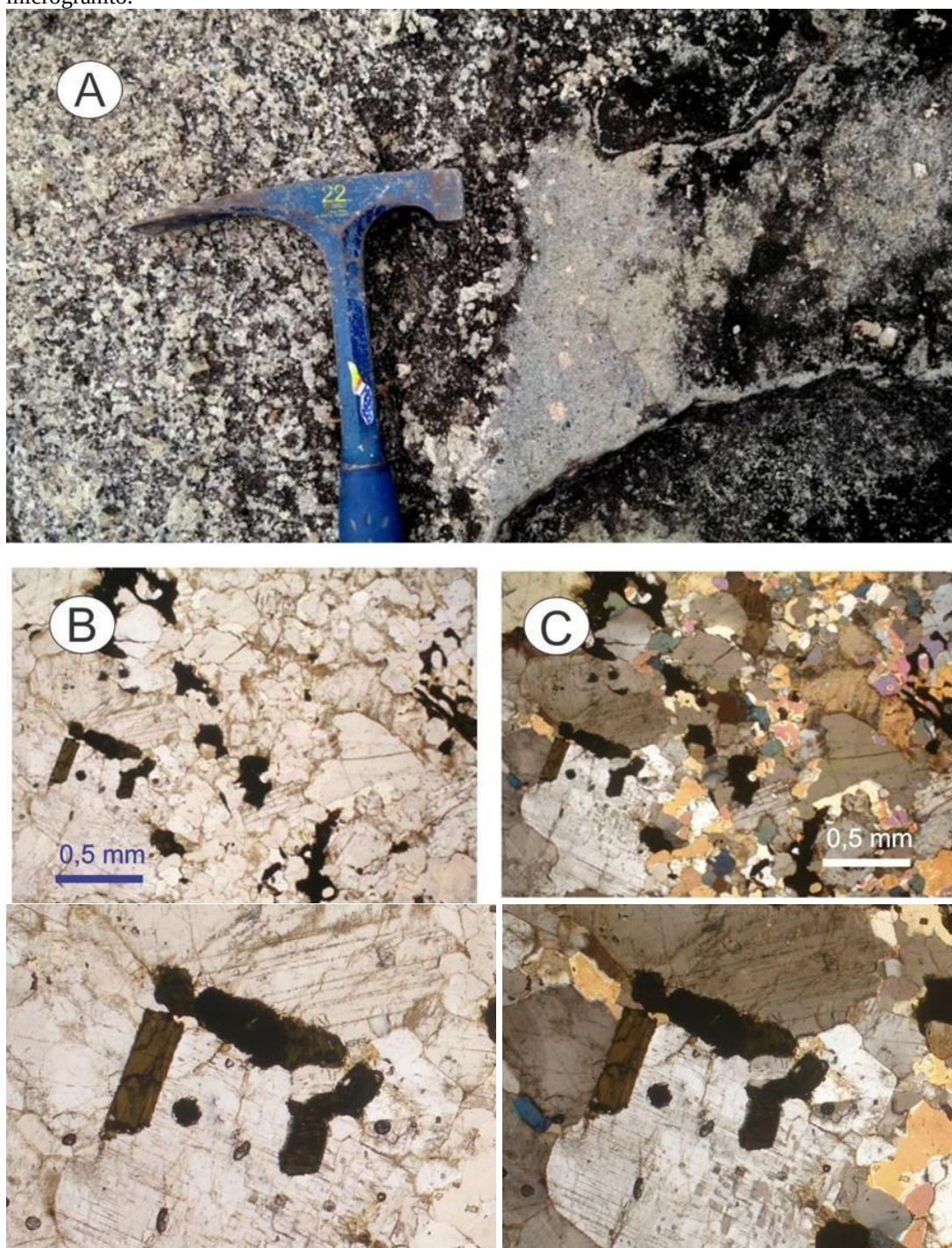
O topázio ocorre como cristais de hábito prismático, cor azul claríssimo a transparente, variando de límpido e sem fraturas (Figura 51A), com alto potencial gemológico, a fraturados com tamanhos que variam de 05 até 10 centímetros de diâmetro. O Quartzo é prismático, principalmente nas variações de cores fumê com até 20 cm de comprimento (Figura 51B), o berilo é prismático e chega a mais de 20cm de comprimento (Figura 51C), entretanto apresenta-se intensamente alterado intempericamente não tendo valor gemológico.

Figura 47– Aspecto macroscópico e feições de campo de granito médio rocha encaixante do Pegmatito 02.



Legenda: (A) Aspecto macroscópico de afloramento de biotita-granito médio localizado na base do morro encaixante do pegmatito 2, (B) xenólito da encaixante e *clots* máfico englobados pelo biotita-granito, (C) detalhe do xenólito de cor cinza gnáissico. (D) injeção de granito cinza fino em porção grossa do biotita-granito e (E) injeção do mesmo microgranito controlado por falhas conjugadas.

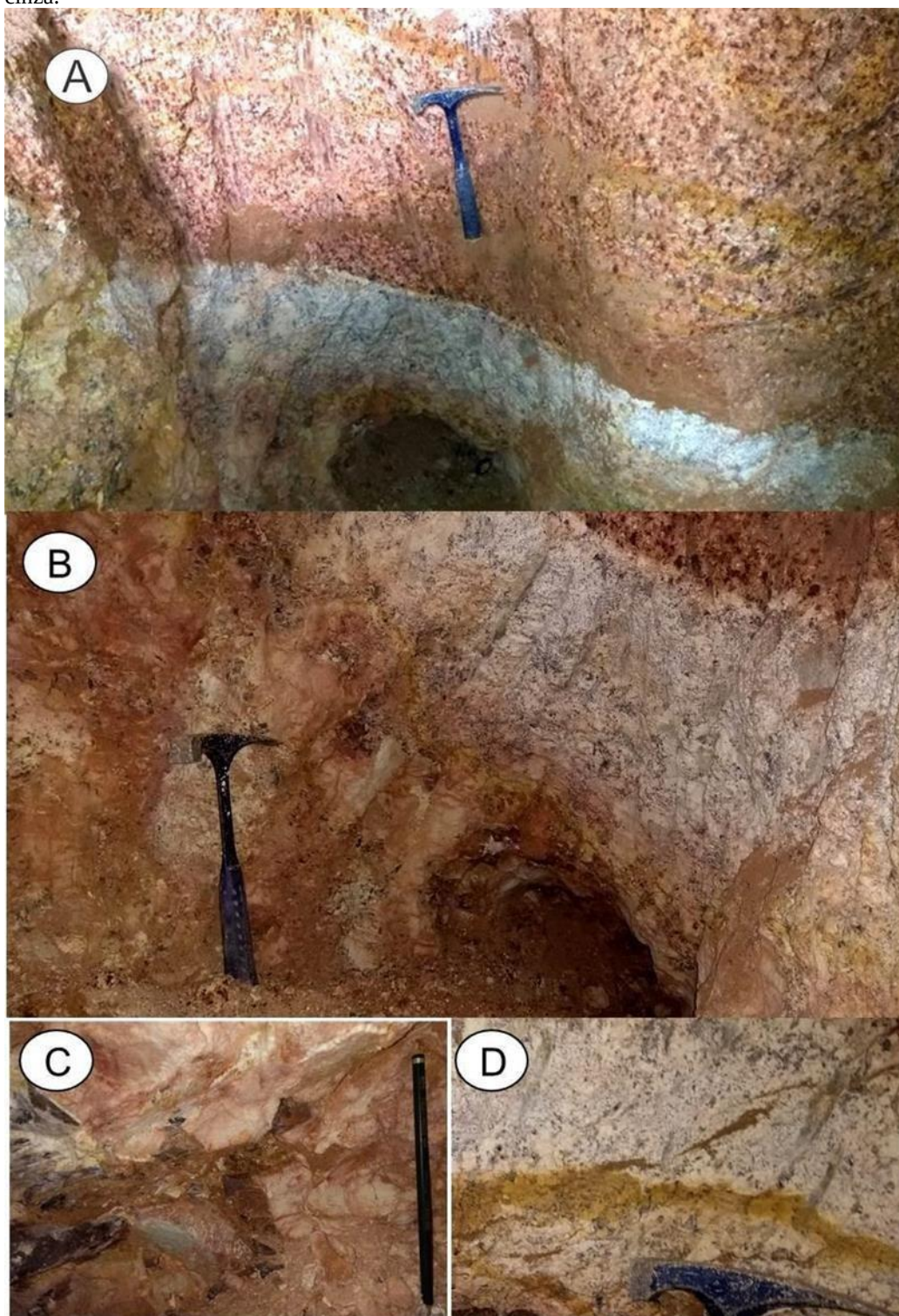
Figura 48 – Enclave do Microgranito no granito médio associado ao Pegmatito 2 e feição microscópica do microgranito.



Legenda - Acima, xenólito da encaixante gnáissica e abaixo granito fino porfirítico intrudido em biotita-granito médio, (B) e (C) fotomicrografias microgranito porfirítica mostrando

fenocristais de plagioclásio e k-feldspato, (D e E) detalhe de cristal fraturado de titanita e anfibólio verde em contato com opaco e plagioclásio (albita- oligoclásio).

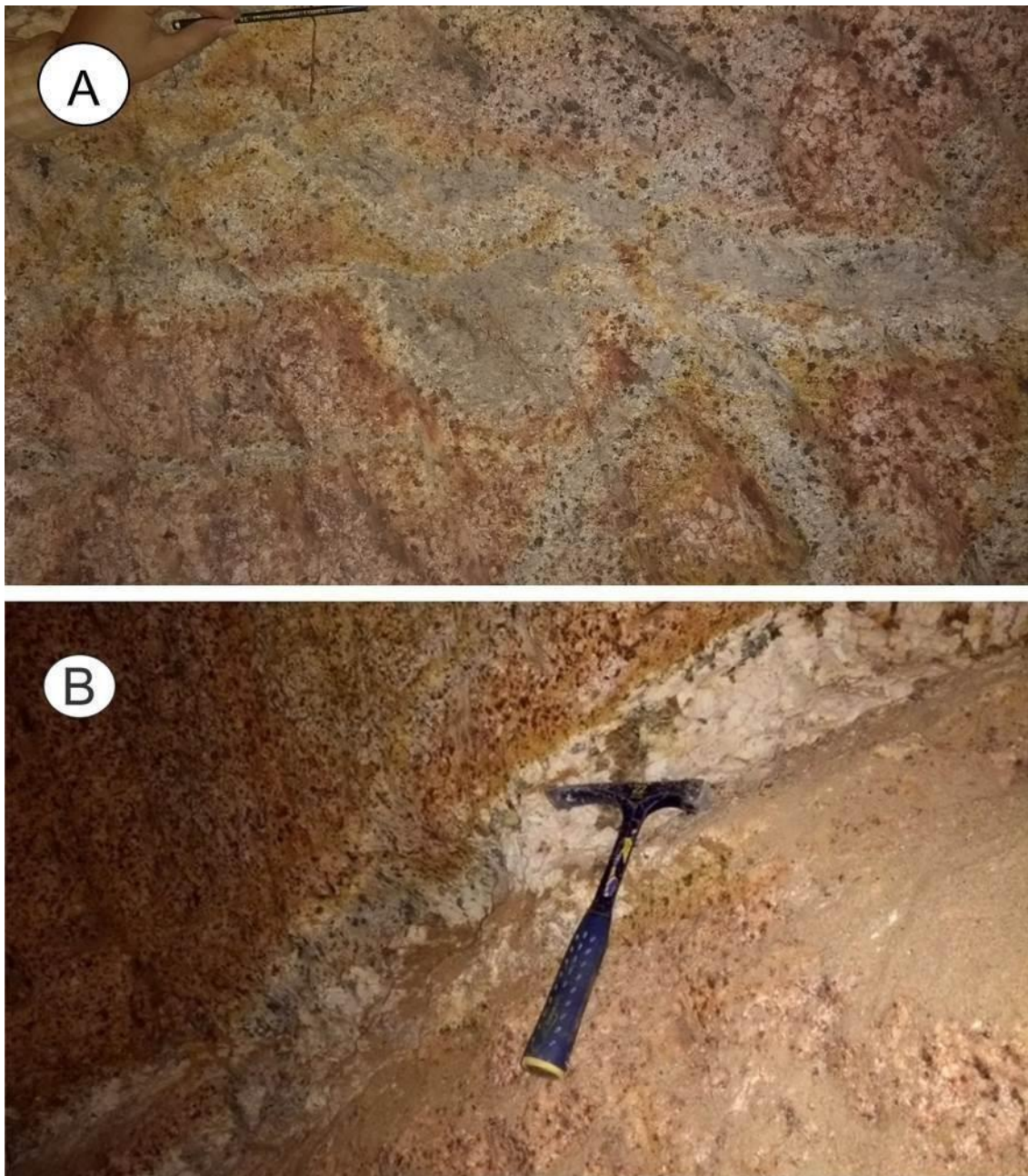
Figura 49 - Pegmatito 02 encaixado no biotita-granito médio com zona intermediária composta por microgranito cinza.



Legenda: (A) Contato entre biotita-granito médio com zona de borda de pegmatito composta por microgranito cinza a branco (topázio-granito?) caulinizado, (B) detalhe da zona de núcleo do pegmatito formada por cristais de quartzo, topázio e berilo em meio a matriz de

feldspato geralmente caulinizada, (C) detalhe da zona de núcleo e (D) detalhe macroscópico da massa branca (mineralizante).

Figura 50 - Massa cinza fina de forma difusa em meio o biotita-granito e veio secundário composto por feldspato e mica.



Legenda: Interior de um dos túneis abertos pelos garimpeiros para retirada do topázio, mostrando biotita granito rosado médio em contato com massa caulinizada de granito cinza fino. (B) veio de feldspato e zinwaldita cortando biotita-granito.

Figura 51 - Aspecto mineralógico do Pegmatito 2 que compõe a Região de São Domingos



Legenda: (A) Cristais de topázio euédricos e azulados retirados da zona de núcleo do pegmatito intensamente argilizada (caulim), (B) cristais de quartzo fumê e de berilo com aderência de caulim retirados da mesma zona.

Todos esses minerais são retirados pelos garimpeiros de uma massa de feldspato caulizada de cores branca lilás e avermelhada que ocorre na forma de diques no granito de granulação média, produto da intensa alteração intempérica dos feldspatos e das micas dos veios pegmatóides.

A evolução do Pegmatito 2 é proposta a partir das relação de corte observado no interior do túnel e da observação das encaixantes (granito rosa e microgranito) e no túnel onde o pegmatito é observado com sua zona externa (com caulim, quartzo e cassiterita) cortada pela zona interna (com k-feldspato, biotita, muscovita, berilo e cassiterita).

Figura 52 Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao Pegmatito 2.

Pegmatito no biotita-granito com topázios maiores ponto DB-MA-12

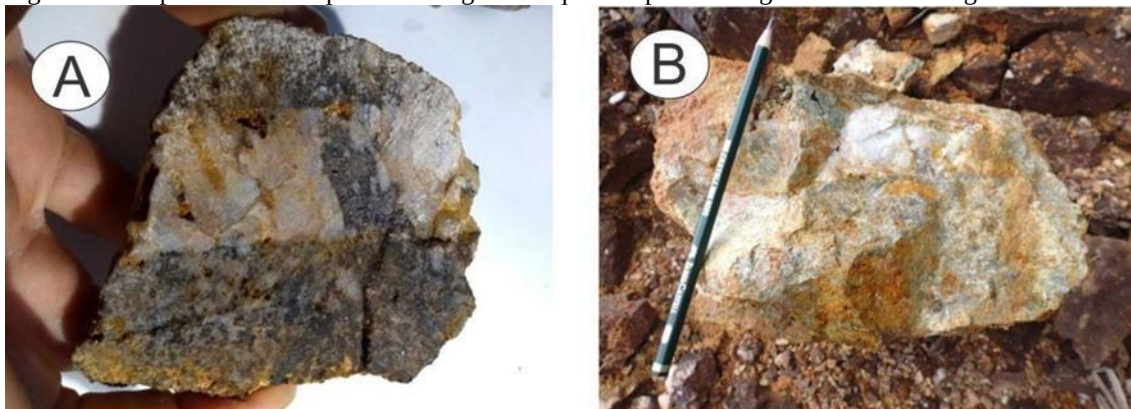
Minerais	Encaixante biotita- granito	Zona de borda granito fino	Núcleo pegmatito
Quartzo			
Microclima			
Ortoclásio			
oligoclásio- andesina		?	
Albita		?	
biotita castanha			
Anfibólio			
Topázio			
Berilo			
óxido Fe/Ti			
Fluorita			
Zircão			
Titanita			
Sericita			
Sulfetos			
minerais opacos			
Cassiterita			
Caulim			

4.5.12 Exogreisens

Uma importante ocorrência dos exogreais está na borda SW da fácies São Domingos, onde este corpo mineralizado se desenvolveu em um gnaiss cinza fino cortado pelos fraturamentos do tipo *stockwork* de veios de quartzo leitoso (Figura 53). Lateralmente, a esta zona de veios de dilatação, os greisens desenvolvidos neste gnaiss encontram-se quase que completamente cloritizados e /ou sericitizados apresentando por vezes fragmentos de quartzo (Figura 53 B). A rocha encaixante é composta por um gnaiss rosado de granulação média composto por ortoclásio, plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita. Anfibólio de coloração verde escuro a marrom. O ortoclásio apresenta formato anédrico. cinza claro decorrentes da mineralogia representada por porções mais claras.

Foram descritas duas variedades de exogreais: Um de coloração cinza escuro associado a veios de quartzo com cassiterita. A encaixante nesse ponto é um paragneiss cinza fino do Complexo Jamari. O exgreisen 01 apresenta textura equigranular média cores cinza escuro e cinza claro decorrentes da mineralogia representada por porções mais claras compostas por quartzo e topázio e porções mais escuras compostas por micas (ziderofilita+zinwaldita), tendo grande quantidade de minerais opacos (ilmenita) associados a cassiterita. O exogreisen 02 apresenta tonalidades verde claro composto quase que essencialmente por quartzo+ mica branca (sericita) e minerais opacos. Esses tipos ocorrem principalmente próximos as zonas de contato entre os paragneisses do Complexo Jamari e os biotita-granitos São Domingos marcado por zonas de veios do tipo stockwork (Figura 58) preenchidos por sílica e mineralizados em cassiterita (Figura 59).

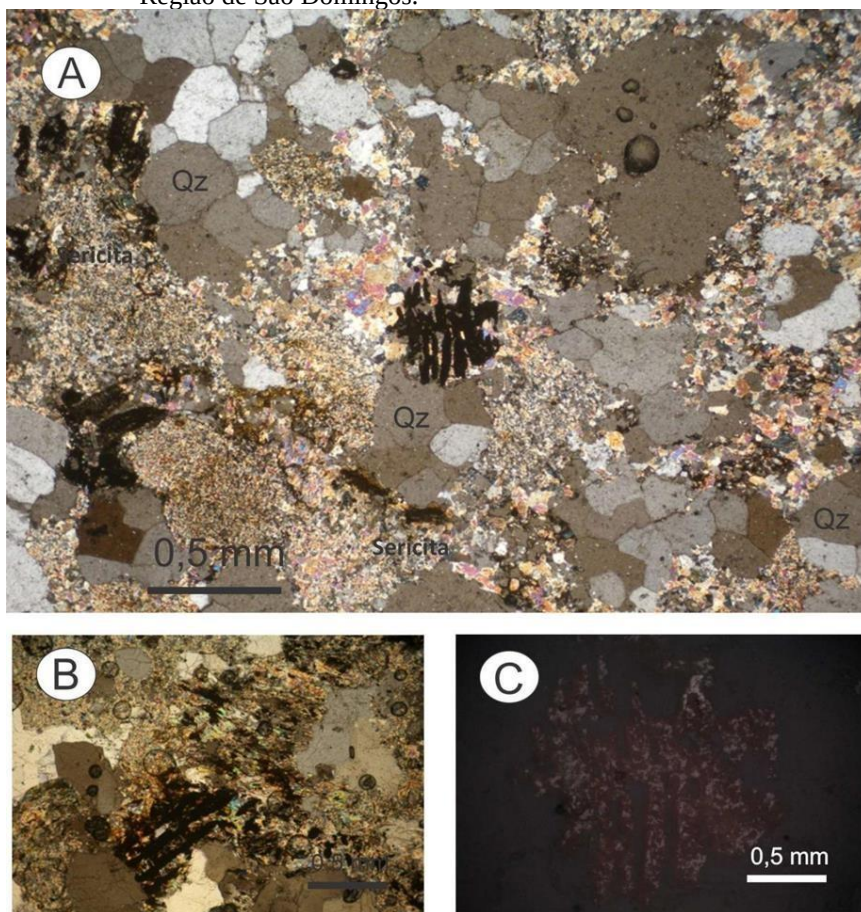
Figura 53 - Aspecto macroscópico dos exogreais que compõem a Região de São Domingos.



Legenda - Feição macroscópica dos exogreisen I, com quartzo+topázio+micas e exogreisen II composto por sericita+quartzo.

O aspecto microscópico do exogreisen 01 (amostra DB-MA-01) da Região de São Domingos revela rochas constituídas por quartzo e o matriz de com topázio, cassiterita e ilmenita (Figura 53). Os cristais de quartzo apresentam formato granular anédrico ocorrem em aglomerados em meio a uma matriz composta por material micáceo intersticial (sericita e muscovita) formando um fluxo intersticial com os minerais acessórios aglomerados disseminados como zircão, apatita, monazita, ilmenita, cassiterita.

Figura 53 - Aspecto microscópico do exogreisen composto por quartzo, sericita e opacos que compõe a Região de São Domingos.

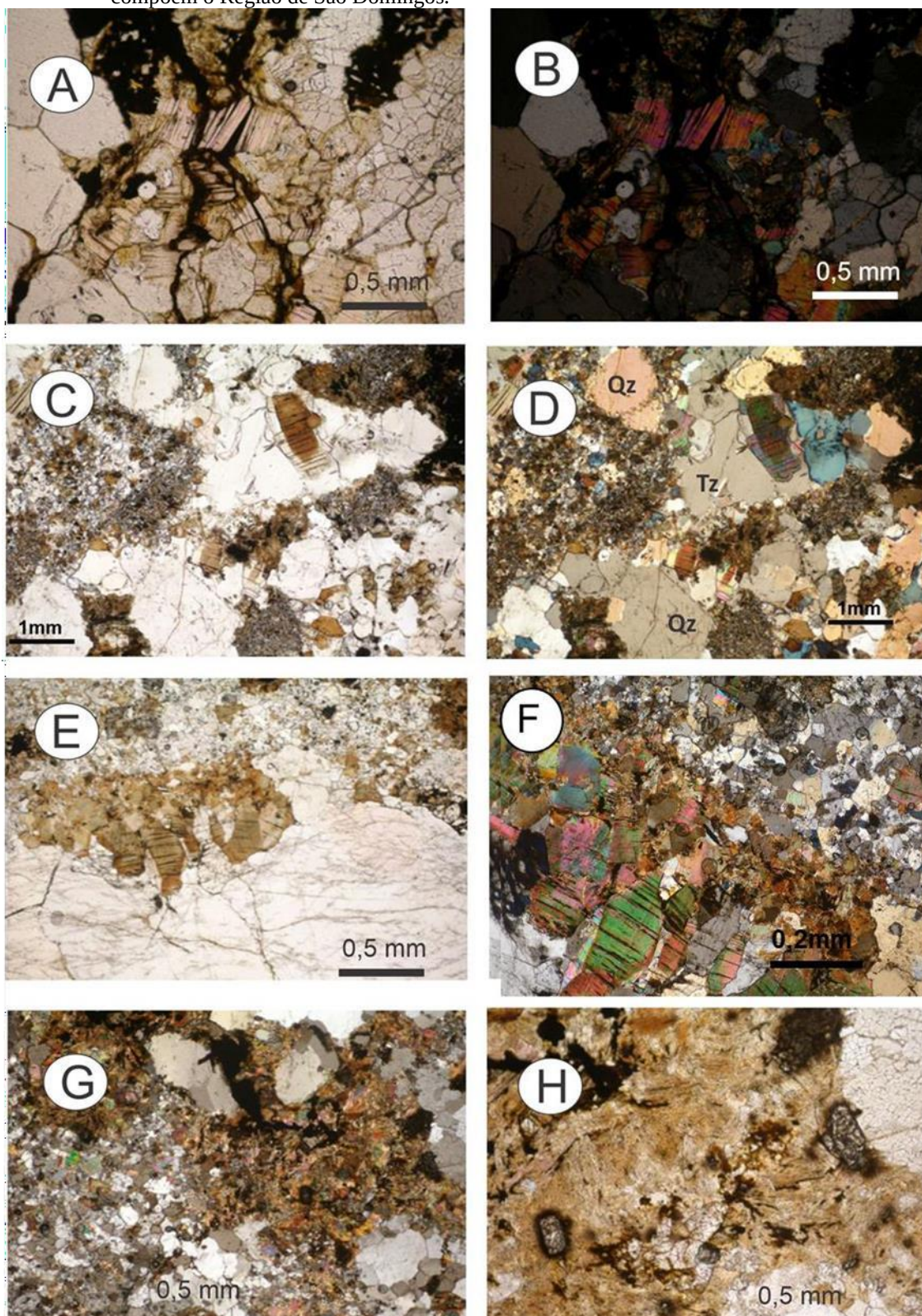


Legenda - Aspecto geral de Exogreisen 01 verde ponto DB-MA-01. (A) Rocha constituída de quartzo-sericita-greisen; detalhe massa sericítica bordejando os cristais de quartzo e (B) minerais opacos, (C) detalhe de ilmenita com bordas oxidadas).

O exogreisen 02 apresenta cristais de quartzo com textura granofírica em contato com zinwaldita e opacos. Na amostra DB-MA-11-1 o quartzo pode apresentar terminações em junção tríplice evidenciando recrystalização (Figura 54A nicóis // e B nicóis X), topázio intensamente fraturado, biotita marrom, com bordas de alteração para zinwalditas, topázio parcialmente a completamente substituídos associadas a minerais

opacos (Figura 4.45 C nicóis// e D nicóis X) e matriz microgranular de quartzo sericita e muitos opacos (Figura 54E).

Figura 54 - Aspecto microscópico do exogreisen associado a veios de quartzo e encaixante gnáissica que compõem o Região de São Domingos.



Legenda: Fotomicrografias de exogreisen. Em (A) cristais de quartzo com textura granofírica em contato com zinwaldita, opacos e topázio, (C nicóis // e D nicóis X) de cristais maiores de quartzo e

zinwaldita e matriz microgranular de siderofilita, zinwaldita, opacos e quartzo ; (E nicóis // e F nicóis X) contato entre o veio de quartzo com cassiterita e a zona de greisen onde se observa o desenvolvimento de zinwalditas e siderofilitas euedrais e (G nicóis X e H nicóis //) massa microgranular de cristais de quartzo em contato com massa microgranular de zinwalditas e/ou sericita e opacos e detalhe dos cristais de zircão metamíticos em meio a de zinwaldita alterada.

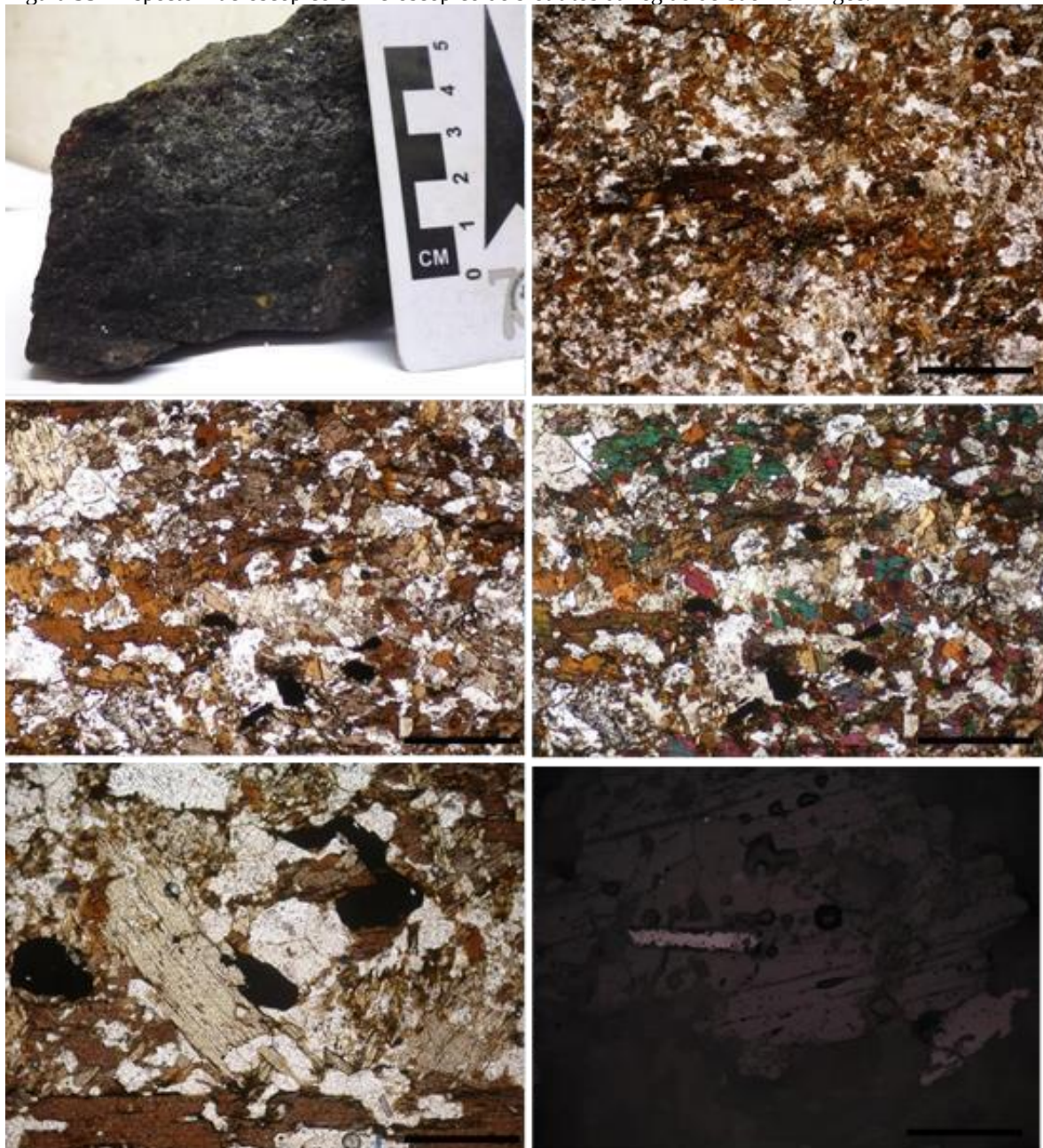
A cassiterita mais bem desenvolvida ocorre nos veios de quartzo (Figura 54F) associados aos exogreises (Figura 54G). A zona de greisen onde se observa o desenvolvimento de zinwalditas euedrais e cristais de quartzo em contato com zinwalditas e opacos e detalhe das zinwalditas com cristais de zircão metamíticos (Figura 54H). A paragénese mineral aqui apresentada obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas aos exogreises demonstram uma evolução (Figura 4.47) distinta dos endogreises, atingem dimensões menores (o que demonstra a participação de um volume menor de magma e fluidos em relação as encaixantes) bem como uma composição mais restrita (mais enriquecida na fase volátil), com o desaparecimento de feldspatos no início da evolução. A biotita é outra fase que desaparece nas fases iniciais a intermediárias. No final, restam apenas zinwaldita, topázio e quartzo, indicando o extremo da evolução das porções finais do hidrotermalismo gerador dessas rochas.

4.5.13. Biotitito 2

Esta rocha foi coletada na zona de contato entre as rochas encaixantes da Suíte Serra da Providência e o biotita-granito médio do stock São Domingos. Apresenta coloração preta e granulação fina, com composição quase que exclusiva de biotitas de cor castanha (65-75%) na forma de palhetas com tamanhos que variam de 0,2 a 0,5mm. O quartzo (20-30%) ocorre entre as palhetas de biotita no formato intersticial, geralmente granular, formando por vezes terminações em junção tríplice, evidenciado processos de recristalização. Os minerais acessórios observados são opacos, sendo ilmenita com formato tabular, e outros opacos com formato anédrico, sempre associados às biotitas. Também ocorre xenotima, cassiterita e monazita em prismas curtos com bordas arredondadas. Junto aos cristais de quartzo ocorrem minerais com alteração para sericita, não sendo possível identificar se tratam-se de feldspatos ou topázio.

Estas rochas apresentaram as maiores concentrações de Fe_2O_3 (t), MgO , MnO e TiO_2 deste estudo além de Sc, Ba, Y, V, Sn, e ETRs médios e pesados (capítulo de geoquímica).

Figura 55 - Aspecto macroscópico e microscópico de biotititos da região de São Domingos.



Legenda: (A) amostra de mão de biotitito, (B) feição microscópica de distribuição de biotitas com pleocroísmo variando de bege a castanho e minerais félsicos, (C e D) cristais de biotita (castanho), minerais com ETRs (possivelmente a xenotima, de cor amarela) e opacos, (E) detalhes de cristais de biotita em contato com quartzo com junção tríplice e opacos, (F) ilmenita tabular incluída em palheta de biotita.

Figura 56 - Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao Exogreisen.

Exogreisens

exogreisans 01 DB-MA-11	exogreisen 02 DB-MA-01	biotitito DB-MA-03A
minerais		
quartzo		
microclina		
ortoclásio		
Albita		
siderofilita		
zinwaldita		
biotita		
castanha		
topázio	POUCO	
Berilo		
óxido Fe/Ti		
fluorita		
Zircão		
titanita		
sericita		
sulfetos		
minerais		
s		
opacos		
cassiterita		?
ilmenita		

4.5.14 Veios de quartzo

Os veios de quartzo ocorrem com ampla distribuição associados aos granitos, greisens e pegmatitos. Eles apresentam mineralogia simples (somente quartzo), mas também podem apresentar óxidos, cassiterita e berilo. O controle estrutural dessa porção se estende por um lineamento de direção NE que segue para Norte em direção ao interior do plúton Massangana. Neste ponto ocorre uma grande ocorrência de quartzo leitoso formando afloramentos em blocos (Figura 57). Embora não tenha sido observado mineralizações associadas, esta ocorrência de quartzo tem importância no contexto regional e possivelmente está relacionada com os grandes lineamentos observados. Não foi possível obter medidas, pois o contato com o granito não estava aparente, porém em escala regional e com estudos geofísicos (CPRM, 2019) é possível relacionar estas exsudações de quartzo com as estruturas regionais alinhadas a NE.

Figura 57 - Concentração de quartzo leitoso na zona NE da região de Massangana.



Legenda: Afloramento na forma de blocos de quartzo leitoso.

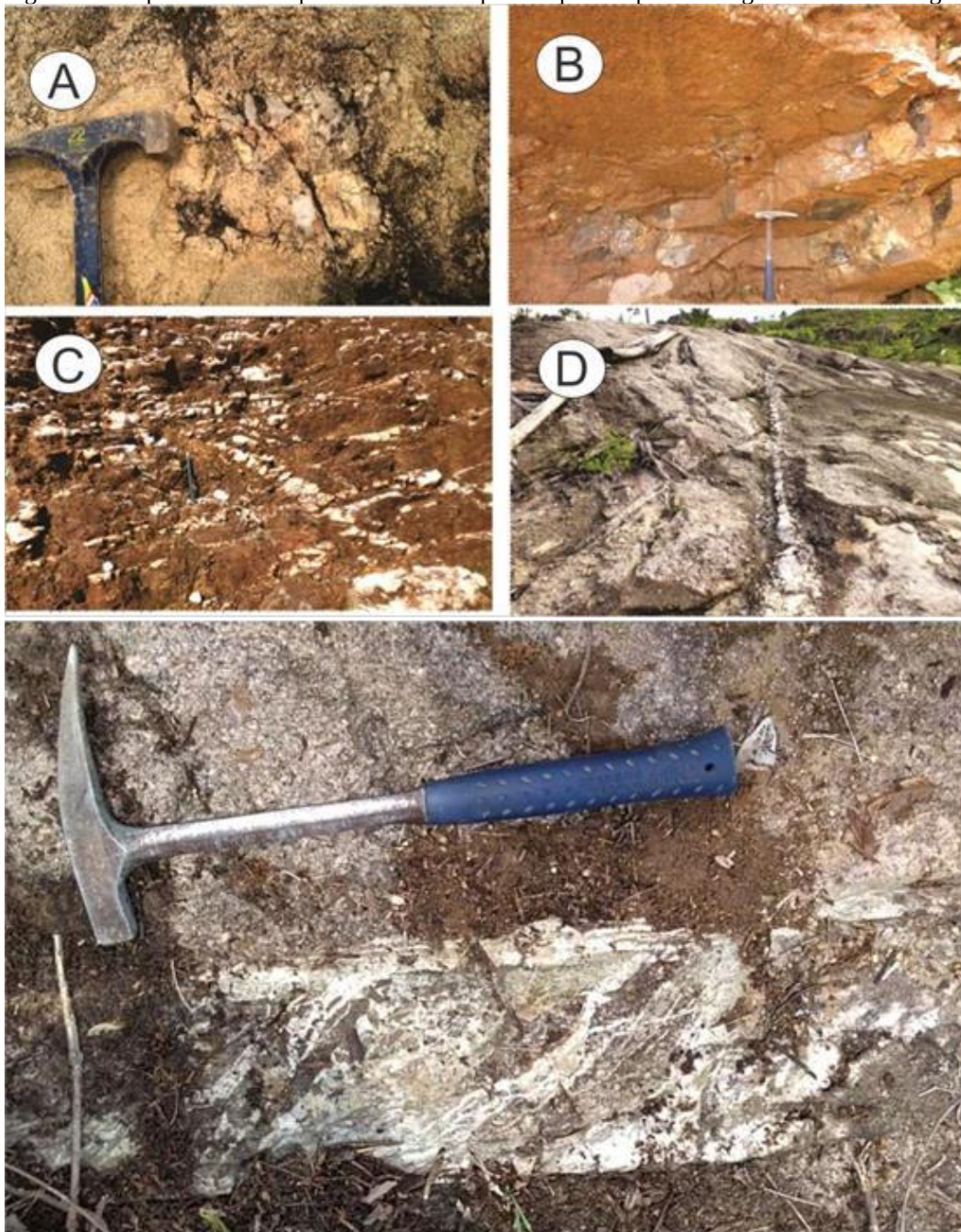
Os contatos da fácies São Domingos com a encaixante são marcados por intenso faturamento com zonas de veios subparalelos preenchidas por quartzo (Figura 58 A), que englobam fragmentos da encaixante, ou na forma de pares conjugados de falhas e feições semelhantes áquelas encontradas em zonas de cisalhamento (*tension gash*) que podem indicar atividade tectônica intensamente nesta porção. Esta zona de contato se apresenta através de um paredão artificial (aberto pelos garimpeiros) onde é visualizado um veio principal (veio possante) no topo já parcialmente erodido, por desmonte mecânico e desgaste natural e por vênulas menores logo abaixo que se estendem por cerca de 10 metros de altura e 50 de comprimento (Figura 58A). O veio principal apresenta aproximadamente um metro de largura e segue a direção principal $25^{\circ}/125^{\circ}$ coincidente com as direções das principais linhas de fraqueza crustais identificadas em outros maciços da Província Estanífera de Rondônia. Os veios e vênulas menores também de composição quartzosa apresentam direção subparalela ao veio principal NE/SW (Figura 58 B) A Encaixante do veio varia de uma granito saprolitizado avermelhado com leve orientação a zonas de exogreio esverdeadas a enegrecidas já bem alteradas pelo intemperismo.

Figura 58 - Aspecto macroscópico dos veios de quartzo em zona de contato do Stock São Domingos com encaixante paragneíssica do Complexo Jamari.



Legenda: No topo, veio possante com até 2,5m de largura com grandes fragmentos da encaixante gnáissica. GS: gnaiss. Na fotografia observa-se zona de contato entre granito médio já saprolitizado (topo esquerda) e encaixante gnaiss através de zonas de veios preenchidos por quartzo leitoso.

Figura 59.- Aspecto macroscópico dos veios de quartzo que compõem o Região de São Domingos.



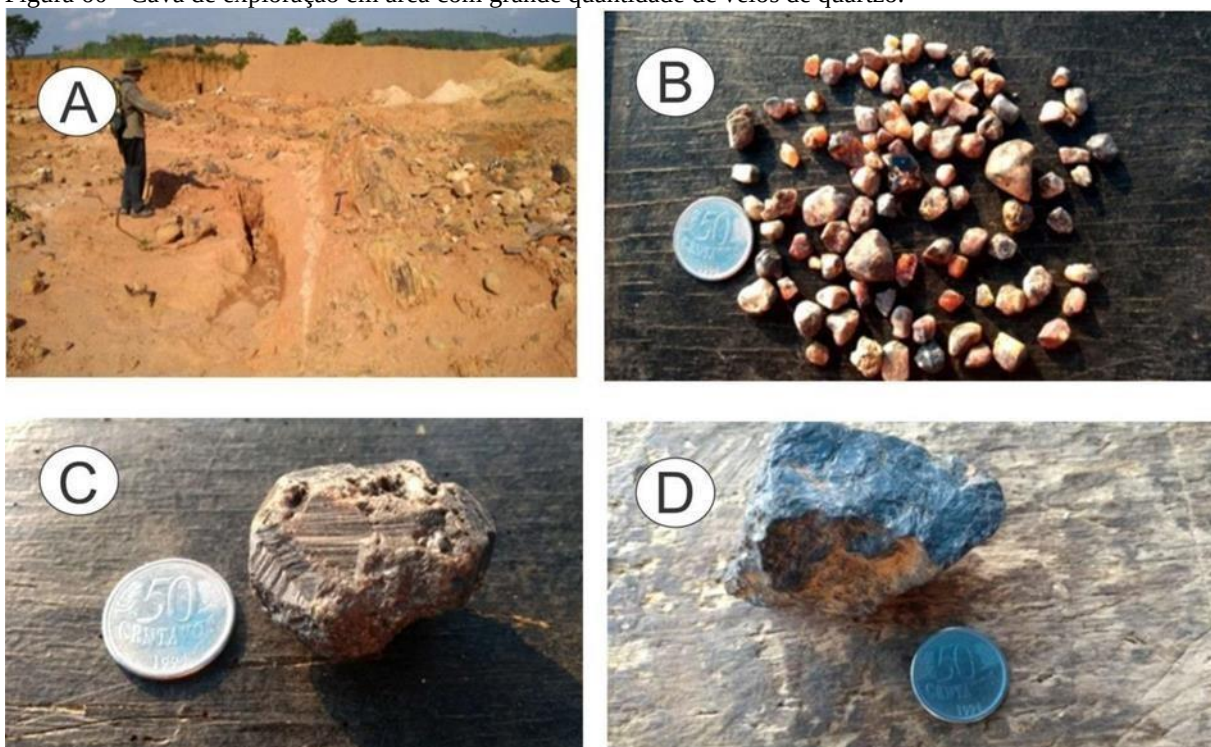
Legenda: Exemplos de veios de quartzo mineralizados a cassiterita explorado por garimpeiros na região de São Domingos. Em A: Vênula com cassiterita e Berilo em granito médio; B: greisen de cor cinza e branco com formato tabular em granito saprolitizado; C) detalhe da zona de veios com direção principal subparalela ao veio maior e alguns veios com direção NW/SE; D) estruturas de alívio, preenchidas por sílica amorfa, semelhante a estruturas do tipo tension gash, típicas de zonas de cisalhamento.

Em alguns pontos esse veio engloba fragmentos lenticulares da encaixante. Ramificações desse sistema de veios que além de quartzo, apresentam cassiterita e menos frequente, wolframita, ocorrem na encaixante gnássica greisenizada localmente, não sendo possível definir o formato dos corpos de greisen em razão destes não terem

sido observados in- situ, apenas nos blocos rolados de uma cava (Figura 60A), onde ocorre extração de cassiterita (Figura 60B e C) e wolframita (Figura 60D), juntamente com cristais de topázio (não muito frequente). A cassiterita ocorre numa variedade de coloração entre castanho avermelhado, amarelo e preto ou cinza-prateado com tamanhos de até 3,0 cm, por vezes geminadas. A wolframita ocorre anédrica, porém com exemplares de até 4 cm de diâmetro.

A importância econômica dos veios de quartzo depende da concentração de cassiterita e wolframita, como também do espaçamento entre os veios, que define um minério lavrável por maquinário em larga escala, influenciando também o grau de intemperismo da rocha. Nestas lavras a céu aberto pode se observar uma paragênese mineral que releva o valor destes veios de quartzo em contato com zona de exogreisen.

Figura 60 - Cava de exploração em área com grande quantidade de veios de quartzo.

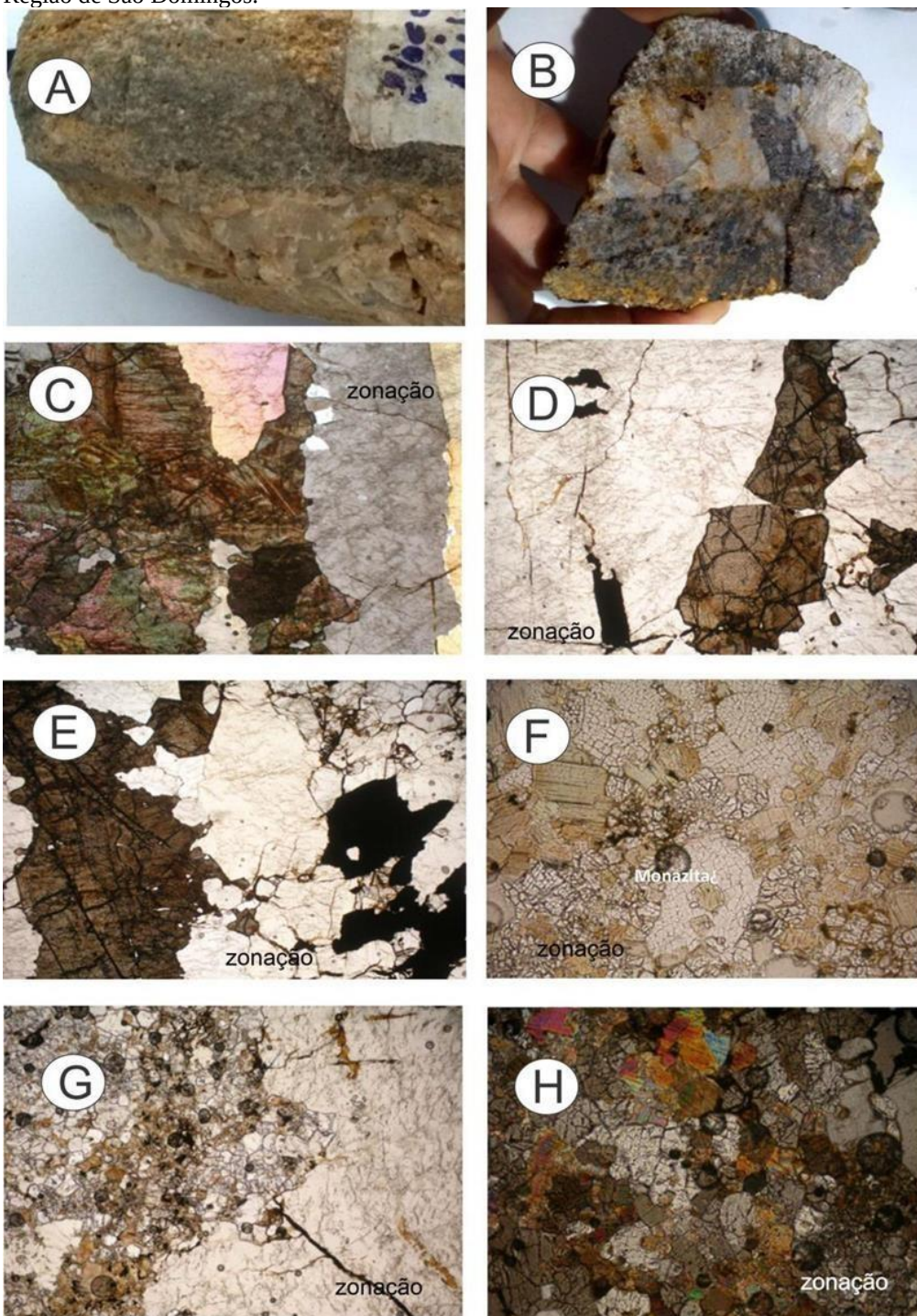


Legenda: (A) Cava aberta para exploração de cassiterita e woframita mostrando blocos da encaixante na base formada por gnaiss cinza (Complexo Jamari), a exploração foi parada após ao se atingir a encaixante, (B) exemplares de cassiterita de cores variadas retiradas do local e wolframitas, (C) cassiterita com geminação e (D) wolframita.

As amostras de mão permitem a identificação de quartzo com cassiterita (Figura 61A e B). Em lâmina observam-se grãos de cassiterita zonados em veio de quartzo e mineral opaco (Figura 61C). A amostra coletada no contato entre veio e greisens ocorre

uma zona microgranular de quartzo, topázio e siderofilas e zinwalditas (Figura 61D e E).

Figura 61 - Aspecto macroscópico e microscópico dos veios de quartzo e exogreisen que compõem a Região de São Domingos.



Legenda: (A) e (B) mostram aspectos macroscópicos de veio de quartzo com cassiterita em contato com exogreisen. Em (C), (D) e (E) observa-se fotomicrografias das cassiteritas zonadas em veio de quartzo e mineral opaco (ilmenita), em (F) zona microgranular de topázio e zinwalditas e monazitas em exogreisen, (G) contato de veio de quartzo com zona de greisens composta por grãos menores de quartzo, topázio e Li-micas, (H) arranjo intergranular de exogreisen, porção composta apenas por topázio, zinwaldita (lâminas DB-MA-11-2).

Nesta amostra é possível ainda observar que as micas ricas em Fe são gradualmente substituídas por micas litíferas começando pelas bordas do mineral, em resposta ao contato com o fluido mineralizante (Figura 61 F e G). Em outras porções da lâmina é observado um arranjo intergranular composta apenas por topázio, zinwaldita (Figura 61G e H) (lâminas DB-MA-11-2).

4.6 Mineralizações na região de Bom Jardim

A ocorrência de cassiterita na porção centro-oeste do maciço Massangana é evidenciada pelas diversas frentes de lavras de cassiterita e topázio desenvolvidas na camada de solo sobreposta a um biotita-álcali-granito médio (Figura 62A e B).

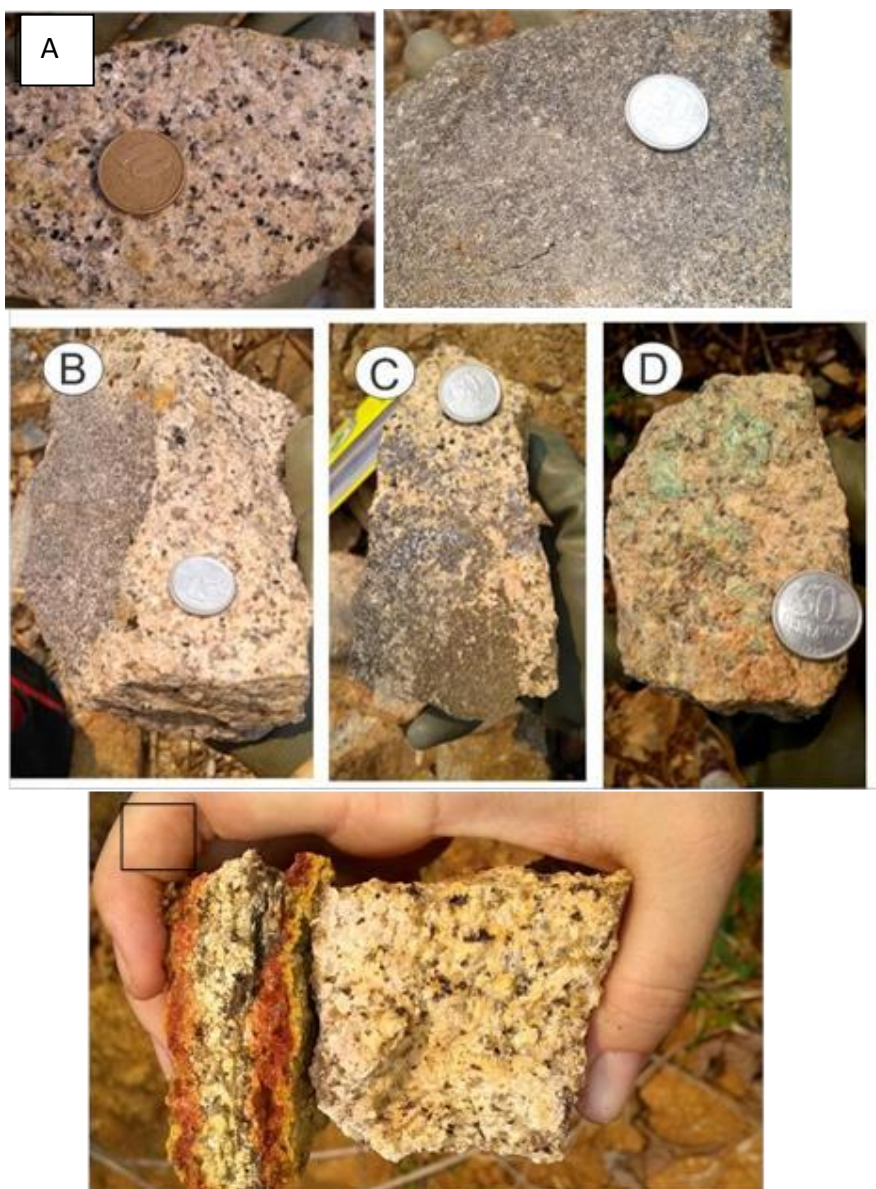
Figura 62 - Mineralizações associadas à biotita-álcali-granito médio da região de Bom Jardim.



Legenda: (A) Lavra de cassiterita e topázio região central de Bom Jardim, (B) biotita-álcali-granito médio da região lavrada, (C) Blocos do álcali-granito, feldspato branco, cristais de quartzo e blocos de laterita desenvolvida em camada mais externa superficial do granito retirados de cava de exploração da cassiterita, (D) cristais de topázio retirados da cava localizada na porção centro-oeste do Maciço Massangana, (E) sienogranito t porfírico da região de Bom Jardim, (F) bloco de laterita localizada em zona de afloramento de granito médio e porfírico.

Em estudo de campo foi observado que as porções mais externas da região de Bom Jardim são compostas por sienogranitos porfiríticos enquanto que nas regiões mais internas predominam álcali-granitos equigranulares de granulação média (Figura 62B e C). A mineralização parece ocorrer de forma disseminada no biotita-álcali granito médio. Nesta porção foi observado a ocorrência de blocos de diferentes tamanhos de rocha semelhante a couraça ferruginosa formada na região em períodos de extrema seca até o Eoceno, sendo associadas a concentração de cassiterita (Oliveira e Valente, 1993).

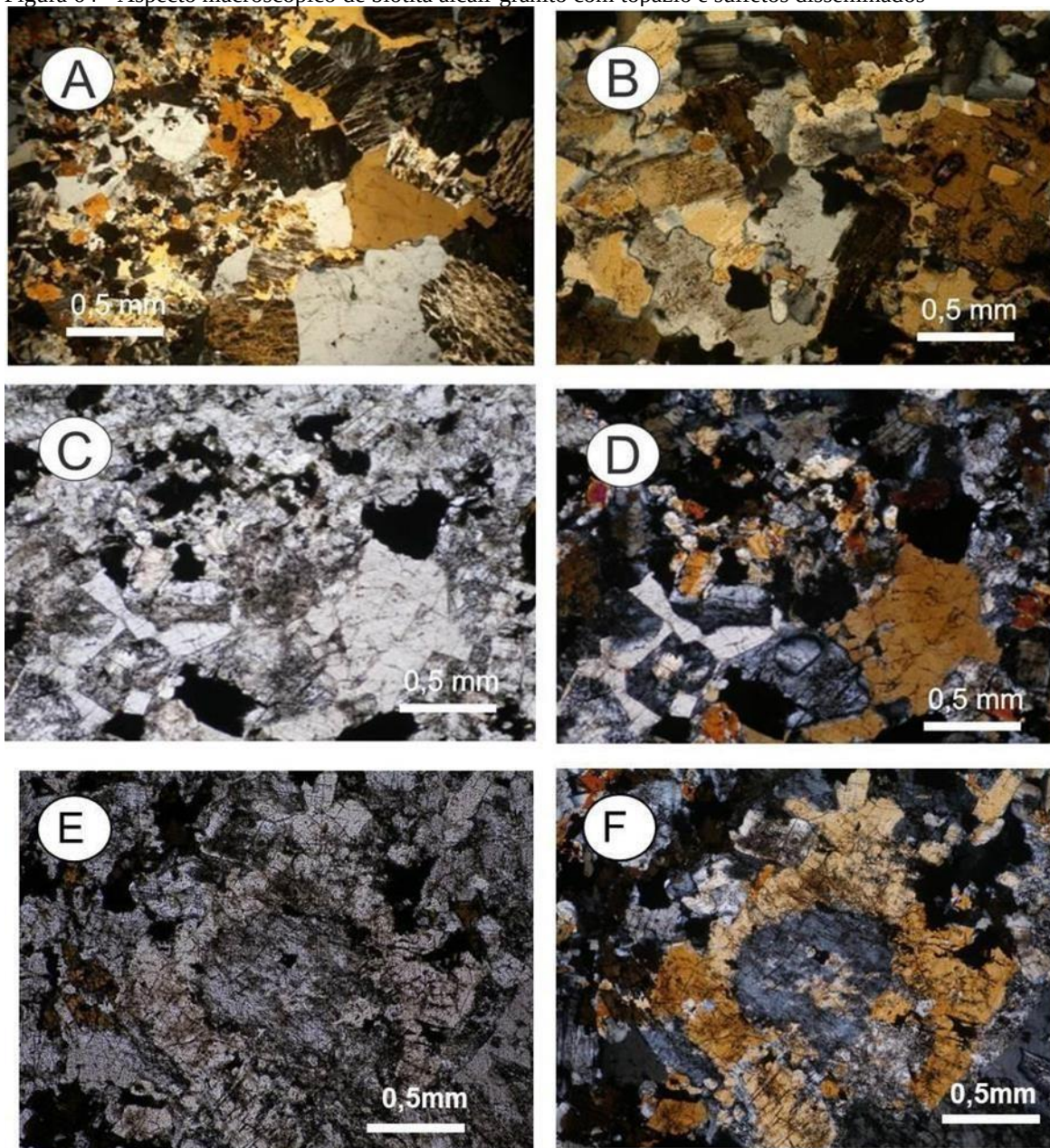
Figura 63 - Biotita-álcali-granito médio em contato com sienito fino



Legenda: (A) Amostras de mão do biotita álcali-granito médio e do sienito; (B) de mão mostrando apófise da fácies cinza fina na fácies granítica média, (C) Sulfetos disseminados no biotita-

granito (galena e/ou esfalerita), (D) Berilo no biotita-granito e feldspato potássico e (E) couraça ferruginosa desenvolvida no biotita-álcali- granito médio.

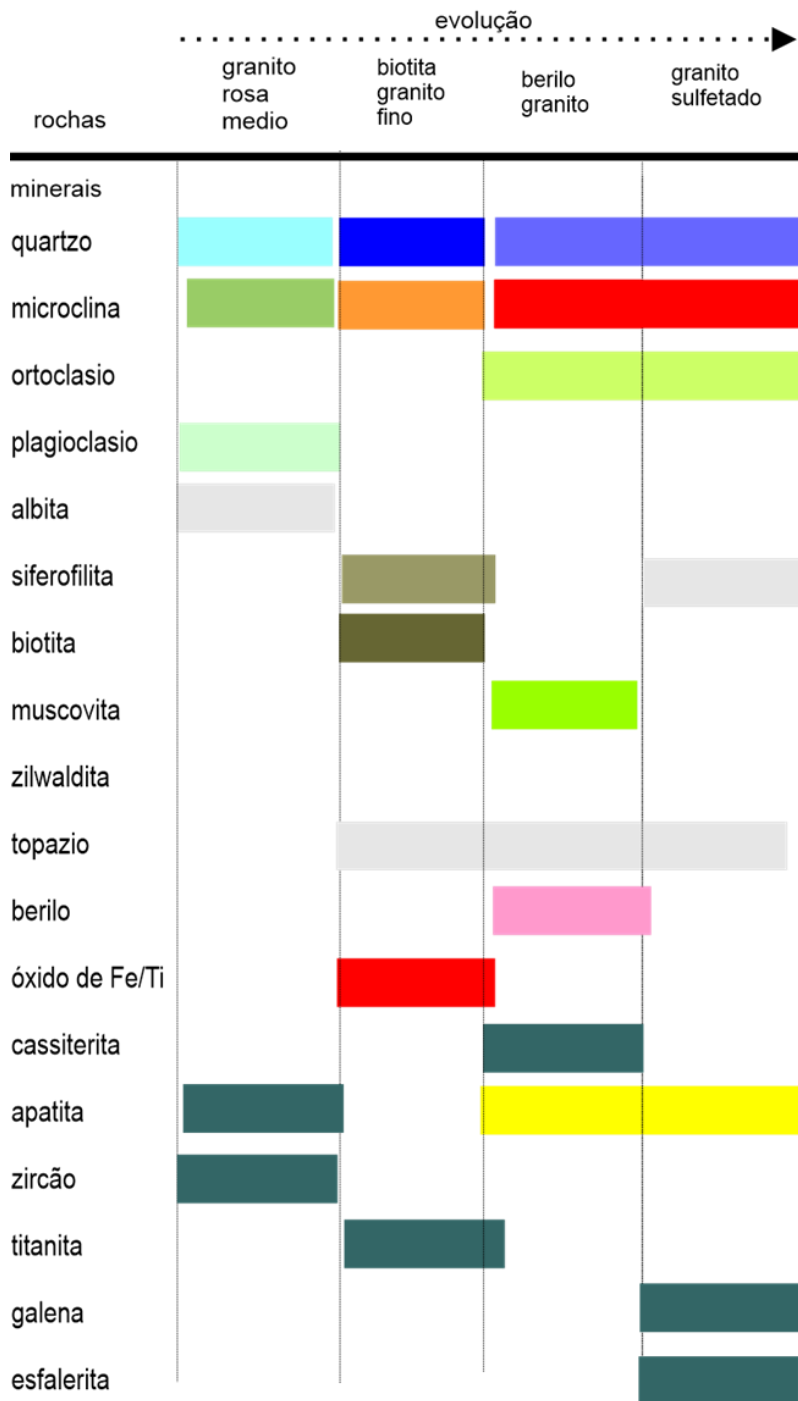
Figura 64 - Aspecto macroscópico de biotita álcali-granito com topázio e sulfetos disseminados



Legenda: Fotomicrografias mostrando contato entre biotita-granito médio com cristais de K-feldspato perítico rocha sienítica ou monzonítica fina com hornblenda e biotita como máficos, (B) contatos difusos entre matriz do biotita-granito mostrando interação com fluido metassomático (C) Distribuição dos opacos possivelmente os sulfetos visualizados a olho nu.(E) e (F) detalhe de cristais de ortoclásio com bordas alteradas para

Figura 65 - Paragênese mineral obtida pela análise petrográfica das amostras relacionadas ao biotita-granito médio da porção central de Bom Jardim.

granito Bom Jardim



Legenda: As análises petrográficas das amostras do granito Bom Jardim e do sienito taboca permitem sugerir uma paragênese mineral conforme acima proposto. Errata: onde está escrito biotita-granito fino, trocar por sienito fino.

5 LITOGEOQUIMICA E GEOQUÍMICA DA MINERALIZAÇÃO

5.1 Introdução

Este Capítulo apresenta dez novas análises de litogeoquímica que são interpretadas em conjunto com os dados do mestrado publicado em Debowski et al., (2016). As novas análises foram focadas em amostras de greisens e zinwaldita-granito, topázio-granitos, granitos finos e sienitos não amostrados no mestrado com o objetivo de investigar os caminhos seguidos magma (rochas graníticas intimamente associadas às mineralizações, conforme controles de campo) e das soluções hidrotermais co-magmáticas durante a evolução final das fácies do granito Massangana e stock São Domingos. A localização dos pontos amostrados é apresentada no mapa geológico (ANEXO). Estes processos merecem ser destacados uma vez que são os responsáveis pela formação dos corpos mineralizados de cassiterita e outros minerais de elementos economicamente importantes (cassiterita, tantalita-columbita, wolframita, berilo e topázio.).

Inicialmente os resultados litogeoquímicos foram tratados com o objetivo de entender a natureza química desta suíte, bem como elaborar modelos para a formação dessas rochas (item 6.2) e suas possíveis fontes e ambientes tectônicos (item 6.3). O passo seguinte foi interpretar diagramas específicos com o intuito de entender os caminhos da evolução das soluções hidrotermais mineralizantes e suas relações com os líquidos co-magmáticos originais (item 6.4). No total foram utilizados dados de vinte e três amostras do Maciço Massangana (sendo 07 de rochas mineralizadas), num total de trinta e três amostras. Os dados obtidos para os granitos finos, topázio-granitos e o albita-granito foram interpretados juntamente com os dados obtidos para as rochas do restante do maciço. Já os dados dos endo e exo greisens, por se tratarem de processos pós-magmáticos onde a rocha original tem sua mineralogia parcialmente ou totalmente modificada através da interação com fluido metassomático, foram estudadas separadamente. Os dados inéditos foram obtidos através de análise litogeoquímica realizada no Activation Laboratories Ltda. (ACTLABS, no Canadá). É importante frisar que as metodologias analíticas foram idênticas em todas as análises e os procedimentos analíticos utilizados são descritos no item Metodologia e em Debowski et al., (2016).

Das vinte e cinco amostras do maciço Massangana, seis pertencem à fácies biotita-hornblenda granito, sendo uma destas porfirítica; quinze à fácies biotita-granito,

também com uma amostra porfirítica e cinco à fácies biotita-granito fino a médio sendo duas destas (DB-12F e DB-14) são do stock São Domingos.

Todos os dados foram plotados em diagramas geoquímicos já consagrados na literatura. Também foram confrontados os valores de elementos maiores e menores versus a sílica (diagrama de Harker), com o objetivo de entender a evolução magmática das rochas da Suíte Intrusiva Rondônia. A tabela com os novos resultados das análises de litogeoquímica está na Tabela 10, e os dados da literatura estão no Anexo A. Os resultados incluem a análise de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO(t) , Na_2O , K_2O , CaO , TiO_2 , MgO , MnO e P_2O_5), perda ao fogo (PF) e a soma de todos os óxidos (TOTAL). A tabela inclui também os resultados analíticos para elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb, Sr, U e Th), imóveis (Zr, Y, Nb e Hf), elementos incompatíveis (Ni, Cr, V e Co) e elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Os gráficos utilizados neste capítulo foram confeccionados com auxílio do software GCDKIT 2.3 (Geochemical Data Toolkit) e Microsoft Excel. Os ANEXOS B e C mostram o mapa geológico dos maciços estudados de o mapa de detalhe do Maciço Massangana com a localização dos pontos amostrados para geoquímica.

5.2 Litogeoquímica e processos magmáticos

Os granitoides analisados do Maciço Massangana e stock São Domingos apresentam uma ampla variação nos teores de SiO_2 , entre 65% e 76,5%; sendo as amostras coletadas no stock São Domingos as que apresentaram os maiores teores de SiO_2 . Os demais óxidos apresentaram valores para Al_2O_3 entre 11,5 e 16,4 %; $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, entre 1,2 e 5,3 %; Na_2O , entre 2,5 e 4,9%; K_2O , entre 4,5 e 6,7 %; CaO , entre 0,1 e 2,4%; TiO_2 , entre 0,05 e 0,5%; MgO , entre 0,01 e 0,2%; MnO , entre 0,01 e 0,08 % e P_2O_5 , entre 0 e 0,09 %.

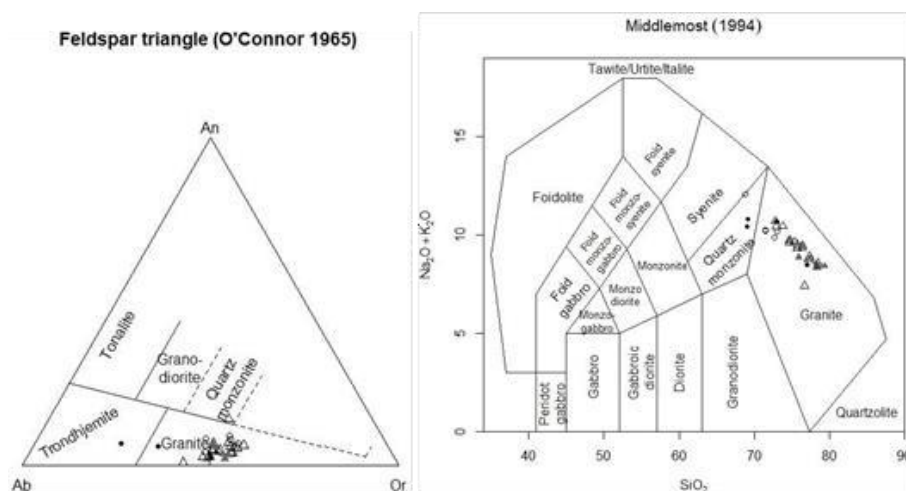
As rochas sieníticas (DB-MA-16D e DB-MA-8C) coletadas respectivamente na porção central da região de Bom Jardim, na forma de lentes em contato com um biotita-álcali-granito e juntamente com os blocos de greisens associado ao zinwaldita-granito apresentam o menor conteúdo de SiO_2 (62,7 e 63,2%) além dos maiores conteúdo de $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ (5,7 e 7%) de CaO (2,4 e 2,2%) de K_2O (6,5 e 5,5%) deste estudo. Nos

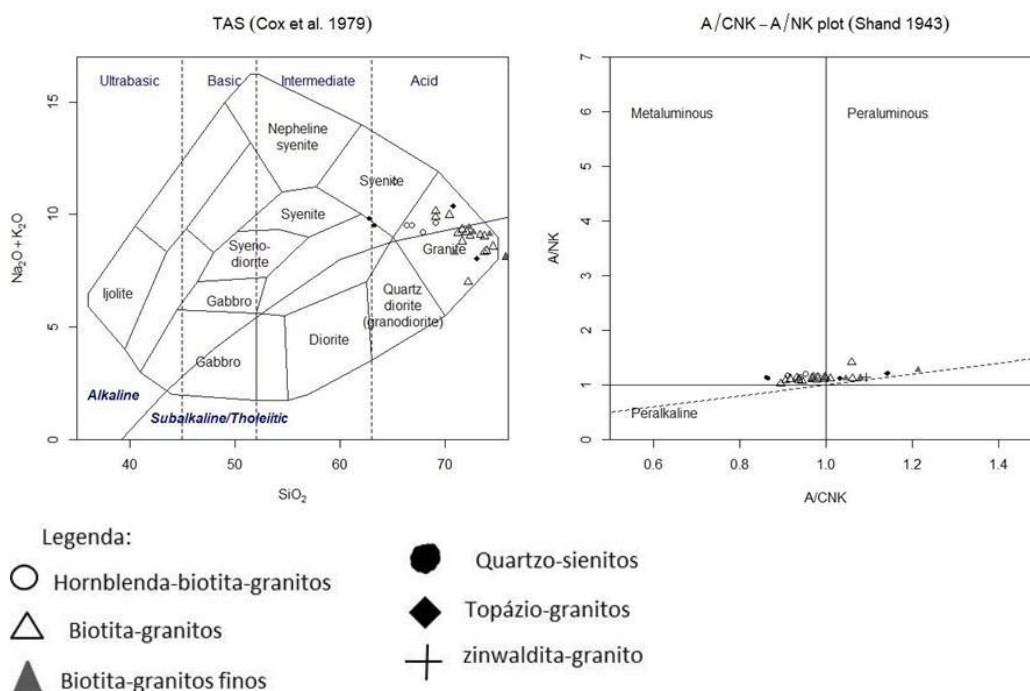
diagramas harkers (descritos mais a diante), estas amostras não seguem os padrões observados para as demais amostras o que pode indicar evolução magmática diferente para estas rochas.

5.2.1 Diagramas de classificação química

No diagrama para classificação de rochas plutônicas de O'Connor (1965), as rochas pertencentes aos Maciços Massangana, se concentram no campo de granito (Figura 66). No diagrama SiO_2 versus $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ de Middlemost (1985) (Figura 66), boa parte das amostras é classificada como granito e outras poucas como quartzomonzonitos (amostras pertencentes à fácies biotita-hornblenda granito) e como sienito (uma amostra desta mesma fácies). Já nos diagramas de SiO_2 versus $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ de Cox et al. (1979) as amostras plotam preferencialmente no campo de granitos subalcalinos com algumas amostras da fácies biotita-hornblenda granito e biotita-granito fino no campo alcalino, neste diagrama duas amostras (DB-MA-08C e DB-MA-16B) plotaram próximo ao campo de rochas sieníticas. Com relação ao índice de aluminosidade as fácies com hornblenda, alguns biotita-granitos de composição monzogranítica e os sienitos são metaluminosos, ao passo que, as fácies mais fracionadas como biotita-granitos finos, topázio-granitos e zinwaldita-granito são peraluminosas (Figura 66).

Figura 66 - Diagramas de classificação de rochas plutônicas para as amostras deste estudo.





Legenda. A) As amostras se concentram no campo de granito, com exceção de uma amostra da fácies inequigranular fina a média que foi classificada com quartzo monzonito e uma amostra sienítica, (B) Grande parte das amostras é classificada como granito, com algumas exceções representadas por amostras do maciço Massangana plotadas no campo de quartzo monzonito e sienito.

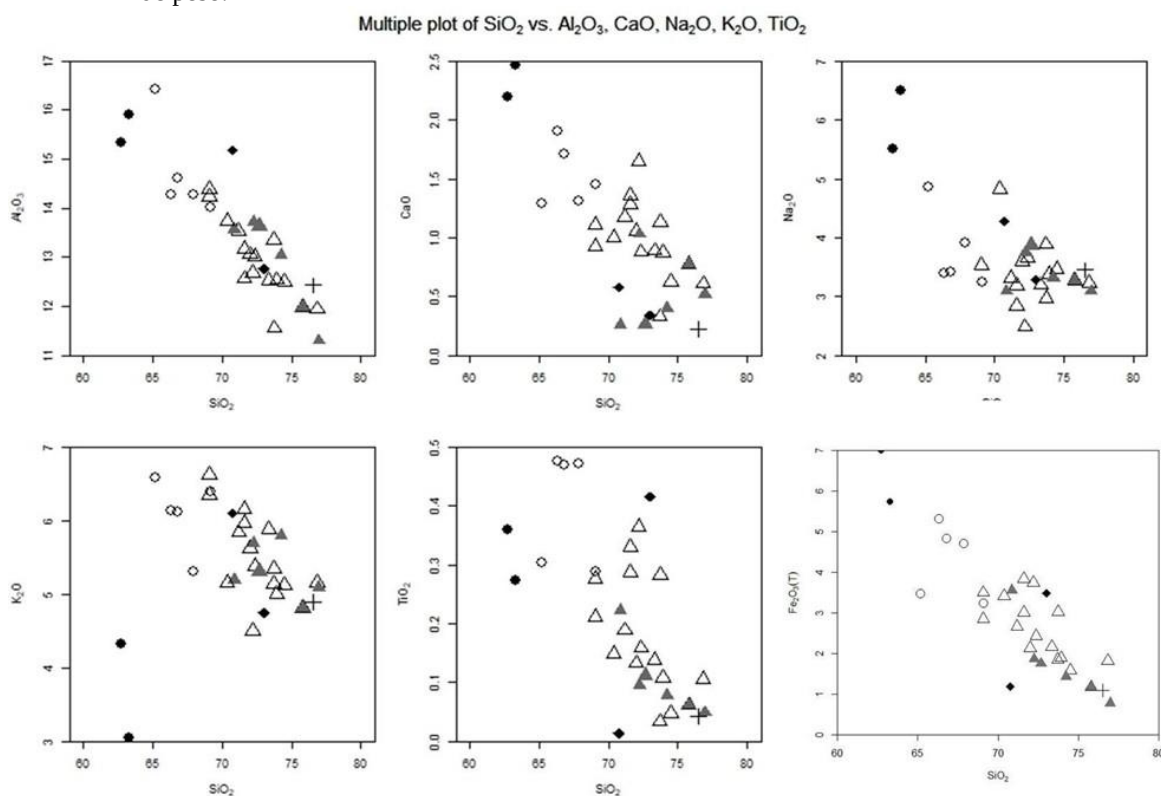
Os diagramas de variação Harker para as amostras deste estudo indicam que o aumento no teor de SiO_2 está associado a um decréscimo nos teores de MnO (0,08 - 0,01 %), Al_2O_3 (16,4 - 11,3 %), K_2O (6,6 - 3,0 %), TiO_2 (0,5% - 0,02), FeO (7,0 - 0,7 %) e P_2O_5 (0,14 - 0,01 %) (Figura 67). No diagrama SiO_2 versus Na_2O ocorrem uma dispersão dos resultados e no diagramas SiO_2 versus K_2O as amostras da fácies sieníticas não seguem os trends preferencias. No diagrama de SiO_2 versus TiO_2 o que pode sugerir processos diferentes de formação destas amostras, não relacionado a evolução proposta para o restante do maciço. A correlação negativa da sílica com a maioria dos óxidos por meio de trends lineares e sem lacunas mostra que esses elementos entraram no retículo cristalino dos minerais através da subtração do líquido provavelmente por de cristalização fracionada. Em adição é possível sugerir que a assembleia fracionante para esses líquidos deve ser composta por plagioclásio, hornblenda, apatita, titanita e óxidos de Fe-Ti.

Os óxidos K_2O e Na_2O versus SiO_2 mostram empobrecimento com relação ao aumento da sílica embora seja notável que as fácies biotita-granito e biotita-granitos finos se misturem mostrando que esses elementos foram incorporados de forma irregular durante a cristalização de duas formas distintas, uma relacionada ao

fracionamento magmático e um segundo grupamento provavelmente relacionado ao processo hidrotermal mineralizante.

A razão A/CNK, mostra correlação positiva (Figura 68A) com a sílica mostrando a tendência peraluminosa das fácies mais finas e topázio-granito. O Rb mostra tendência negativa com SiO_2 nas fácies sieníticas e fácies com hornblenda e mudança para uma correlação positiva nas fácies onde a biotita é o único máfico, mantendo essa tendência nas fácies mais diferenciadas, evidenciando a entrada tardia de Rb no sistema que, provavelmente, deve ter sido controlada pela cristalização da biotita, evidenciado na petrografia através da ocorrência de biotita secundária de forma intersticiais.

Figura 67 - Diagramas de variação para óxidos maiores com SiO_2 . Todos os valores são expressos em % de peso.



Legenda: É possível observar correlações negativas dos óxidos Al_2O_3 , FeO(t) , CaO , TiO_2 , Na_2O e com SiO_2 .

Fonte: A autora, 2020. Software GCDkit 4.00.

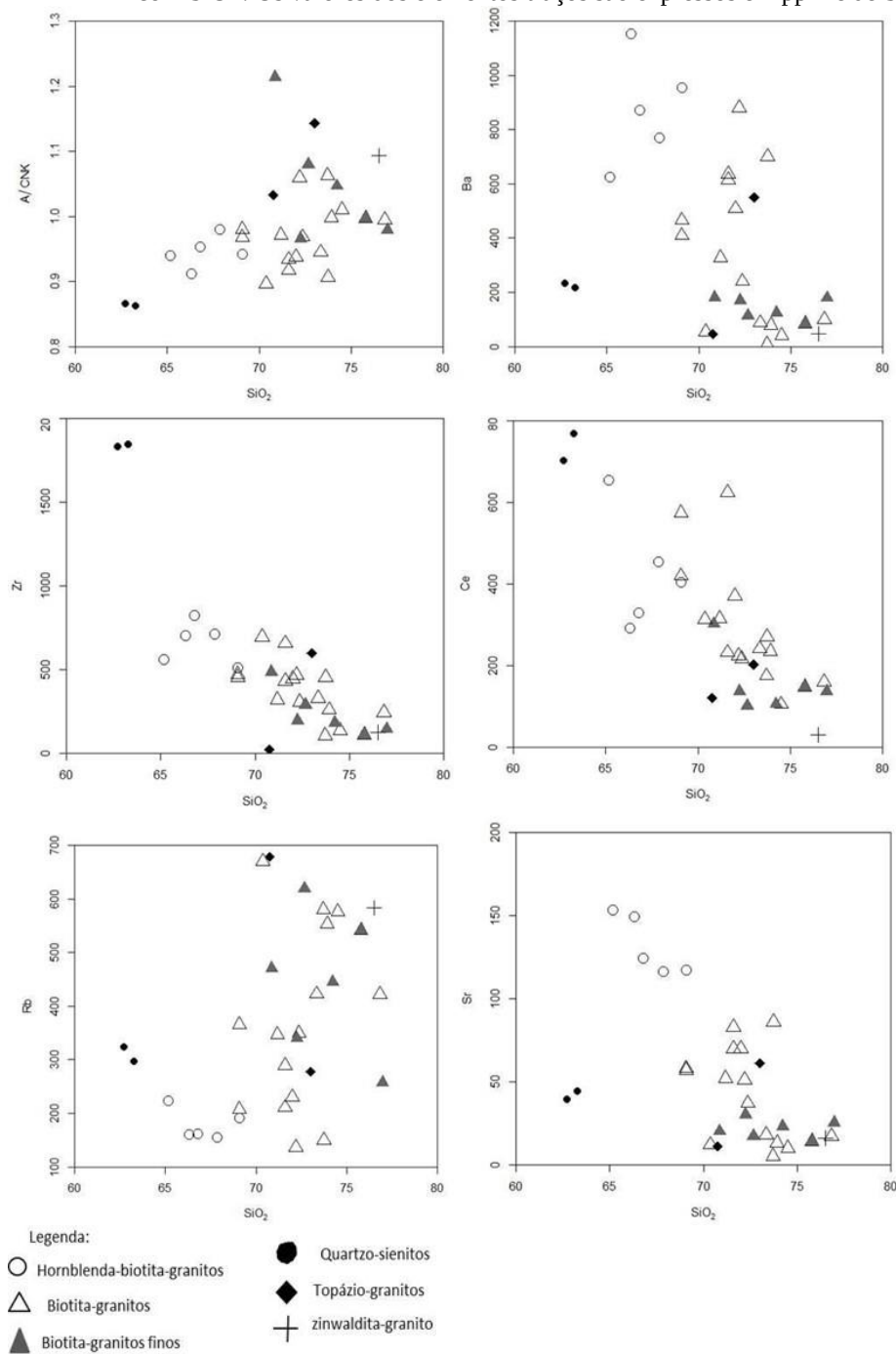
No diagrama da Figura 68 também são apresentados os diagramas Harker dos elementos traços em relação à sílica. Os elementos Ba, Sr e Zr e Ce mostram correlação negativa com a SiO_2 , o que indica que esses elementos entraram em fases minerais

primárias como nos feldspatos, biotita, zircão e allanita, minerais visualizados na petrografia (Cap. 4). A amostra de zinwaldita-granito e as amostras de topázio-granitos acompanham os trends preferenciais dos biotita-granitos, de forma que é possível afirmar que estas rochas são cogenéticas e estejam relacionadas aos últimos estágios de fracionamentos das rochas dos maciços Massangana e São Domingos.

As rochas sieníticas (círculos pretos) apresentarem alguns padrões compatíveis com as demais amostras deste estudo, entretanto nos diagramas de SiO_2 vs. Ba, Zr, Rb e Sr é notável a separação dessas amostras em um grupo separado, possivelmente formado num outro pulso magmático.

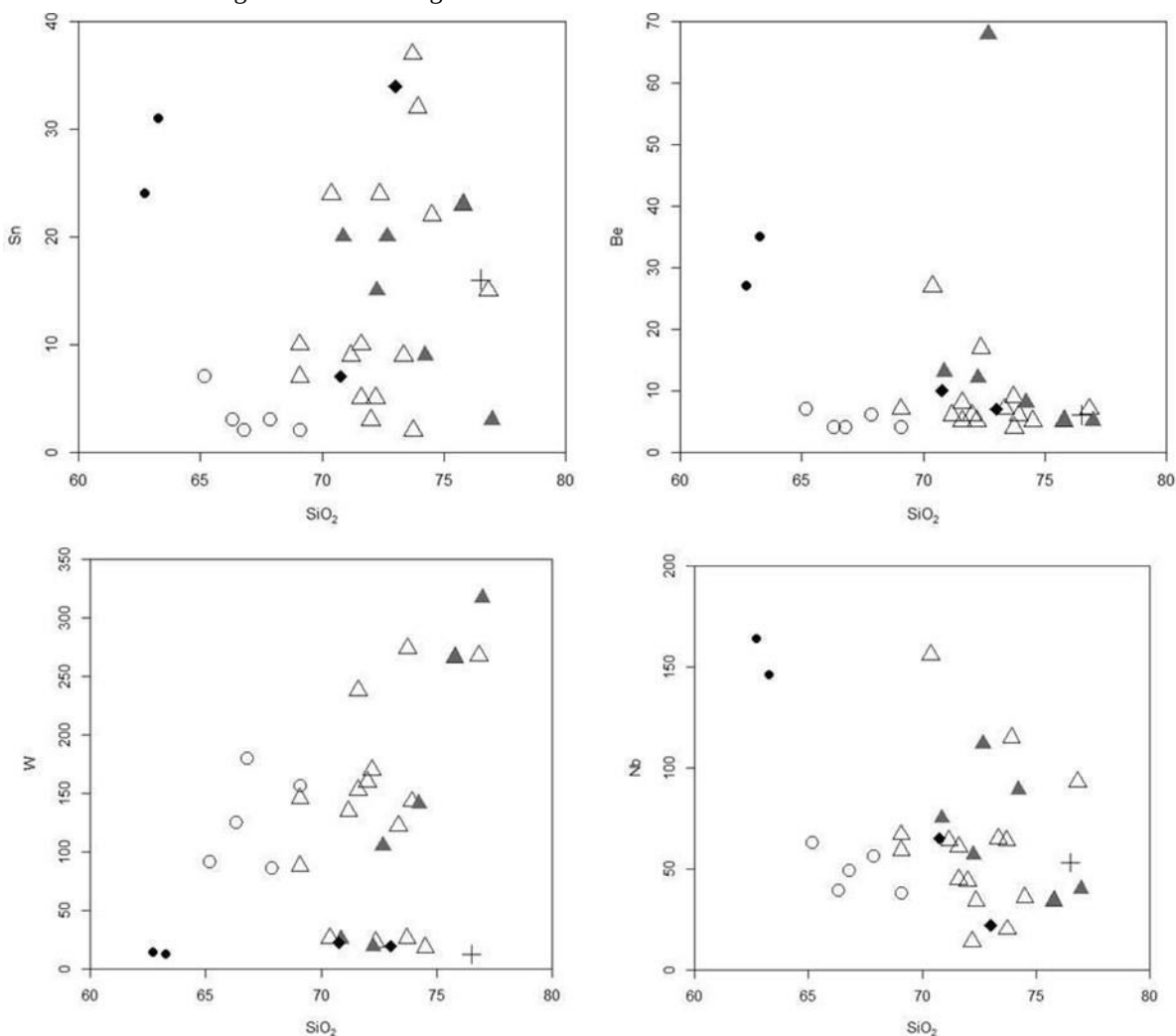
O W parece ter sido incorporado aos biotita-granitos em fases minerais como a monazita (Ce, La, Nd e Th) PO_4 , estando empobrecido nas fases mais evoluídas como os topázio-granitos. O Sn mostra comportamento compatível com SiO_2 , sendo provavelmente retido no fluido residual e cristalizando nas fácies mais evoluídas e também junto com fluidos hidrotermais, nos greisens e veios de quartzo com berilo e topázio. O Nb apresenta leve dispersão, porém com tendência de enriquecimento nas fácies mais evoluídas, sendo mais abundante nas rochas sieníticas, que são provavelmente relacionadas a pulso magmático posterior, mais alcalino e também com maior concentração de ETRs. Essas amostras também mostraram enriquecimento em Ba, Y, Zr e Zn (1020ppm) além de Nb, Mo, e ETRs leves incluindo o Eu (5,84ppm) o que indica pouco ou nenhum fracionamento do plagioclásio.

Figura 68 - Diagramas de variação para razão A/CNK com SiO₂ e elementos traços (Ba, Zr, Ce, Rb e Sr) com SiO₂. Os valores dos elementos traços são expressos em ppm e de SiO₂ % em peso.



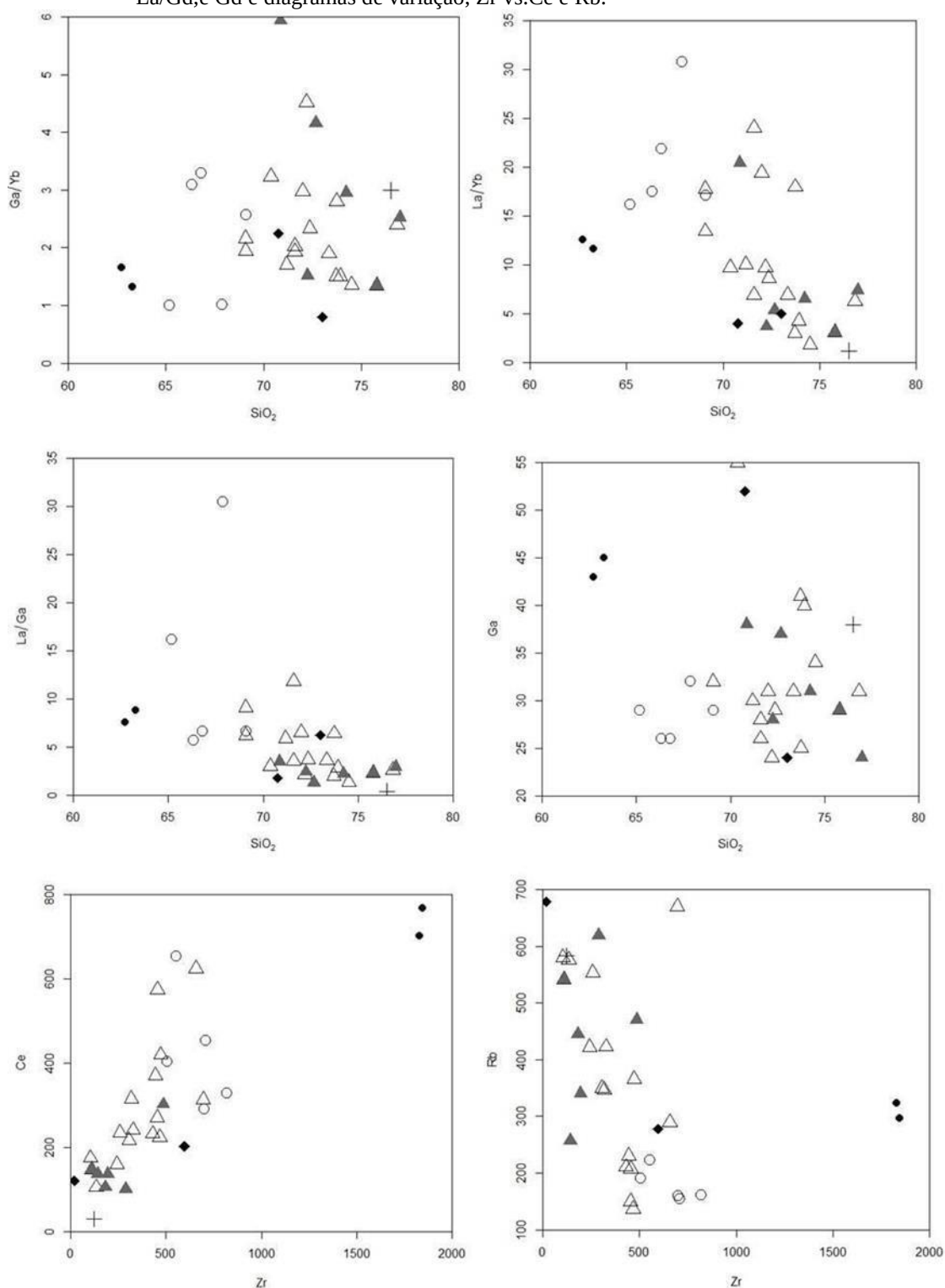
Legenda: Observa-se correlação negativa do SiO₂ com Ba, Zr, Ce, e Sr e positiva com a razão A/CNK e com Rb. Notar que as amostras definidas como quartzo-sienitos (círculos pretos) mostram comportamento diferente das demais nos diagramas de SiO₂ versus Ba, Sr e um conteúdo muito elevado de Zr. No diagrama vs. Rb parecem sugerir uma mudança na assembleia fracionante, entretanto o padrão divergente dessas amostras das demais leva a conclusão que se tratam de processos evolutivos.

Figura 69 - Diagramas binários de SiO_2 versus Sn, Be, W e Nb para as amostras do maciço Massangana e São Domingos.



Na Figura 70 são apresentados os diagramas de razão entre elementos traços versus sílica. As razões La/Yb e Gd/Yb mostram ampla variação para a primeira (3,06 a 30,8) e moderada para a segunda (0,70 a 3,22), e sugerem a existência de dois grupos de rochas seguindo caminhos evolutivos distintos. As amostras com menos sílica e grande dispersão nestes diagramas podem ser interpretadas como resultado dos processos hidrotermais. Os diagramas de variação, Ce versus Zr e Rb versus Zr mostram comportamentos antagônicos, onde o primeiro diagrama mostra que o Zr tem relação diretamente proporcional ao Rb, sugerindo que ambos são consumidos simultaneamente no líquido magmático; e o Ce tem relação negativa com o Rb sugerindo incorporações em momentos diferentes da cristalização.

Figura 70 - Diagramas de variação com a sílica com índice de diferenciação versus Ga/Yb, La/Yb, La/Gd, e Gd e diagramas de variação, Zr vs.Ce e Rb.

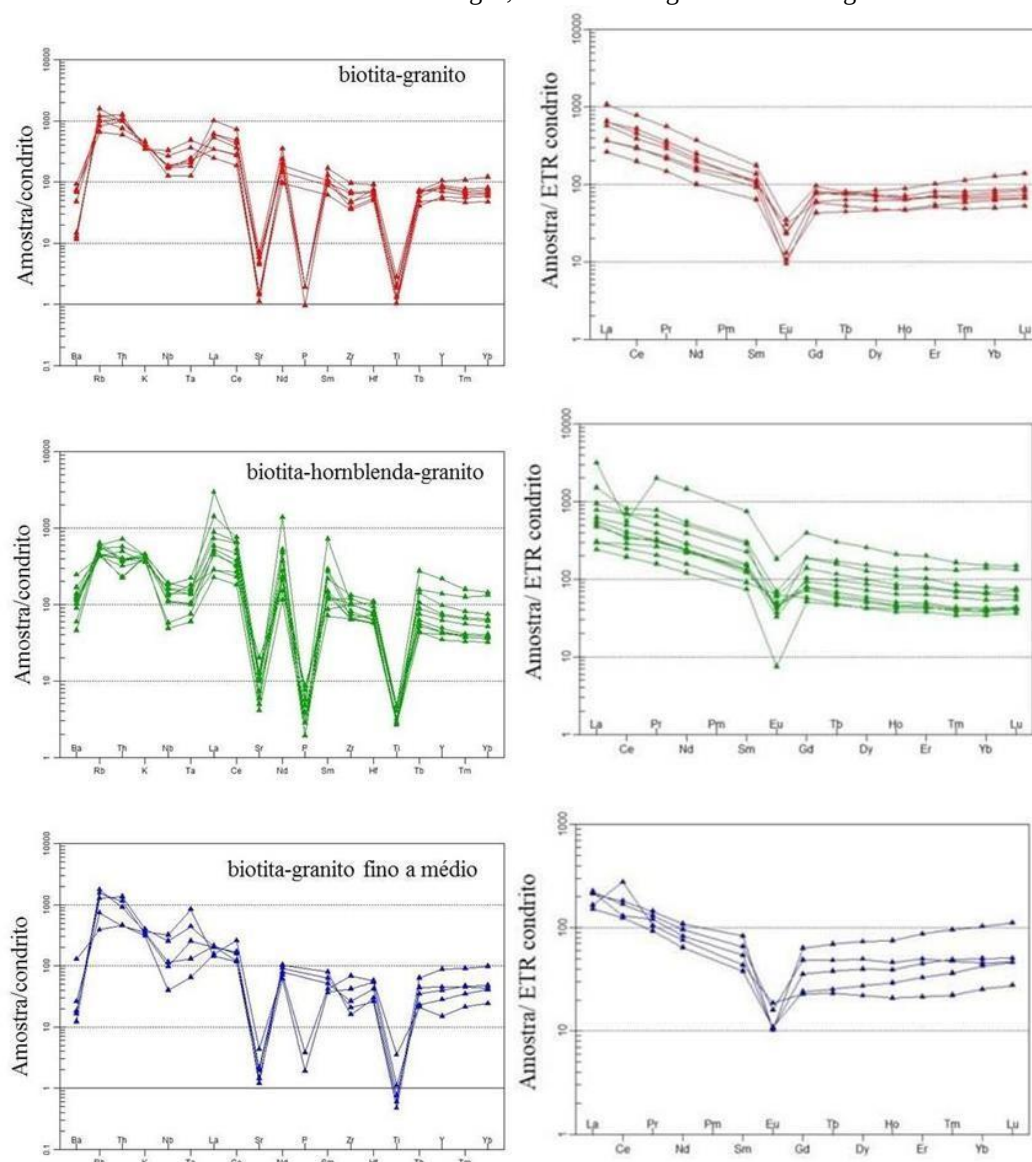


Legenda: Diagramas propostos por Wilson (1989) aplicado aos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia.

5.2.2 Elementos Terras Raras

Com relação aos diagramas multielementares normalizados para o condrito de Thompson (1982), as amostras do Maciço Massangana apresentam padrões relativamente homogêneos com anomalias negativas acentuadas em Ba, Sr, Ti, evidenciando a entrada desses elementos em fases minerais primárias como feldspatos e a titanita. (Figura 71). As fácies com apenas biotita como mineral máfico apresentam um enriquecimento maior em Rb, Th do que as rochas da fácies com hornblenda mostrando a entrada tardia desses elementos que devem ter sido incorporados na biotita e no zircão respectivamente.

Figura 71 - Diagramas multielementares para as rochas do maciço Massangana incluindo algumas amostras do stock São Domingos, fácies biotita-granito e biotita-granito fino a médio.



Fonte: Resultados normalizados segundo Thompson, 1982 e Boynton, (1984).

O padrão de distribuição dos elementos Terras Raras (ETR) no Maciço Massangana (Figura 71) mostra de forma geral enriquecimento em ETRL com relação aos ETRP nas amostras da fácies biotita-hornblenda granito ETRL (entre 708 e 2997 ppm), ETRP (entre 135 a 412ppm) e biotita-granitos (ETRL entre 295 a 810ppm) e (ETRP 57 a 304 ppm). Esse padrão pode estar associado a presença de fases acessórias como Alanita e Monazita que incorporam ETRL.

As amostras da fácies biotita granito fino apresentam concentrações de ETRL, entre 243 e 607 ppm mostrando uma tendência de enriquecimento em ETRs pesados, isso pode estar relacionado a incorporação desses elementos em fases acessórias, como xenotima. A razão $(La/Yb)_N = 2,06$ a $6,54$ evidencia o enriquecimento fraco em ETRs dessas amostras. Todas as fácies do Maciço Massangana mostram anomalia negativa acentuada em Eu (variações de $[(Eu/Eu^*)_N]$ entre 0,12 e 0,50) (Figura 71) mostrando o que o fracionamento do plagioclásio foi um processo comum na evolução dessas rochas.

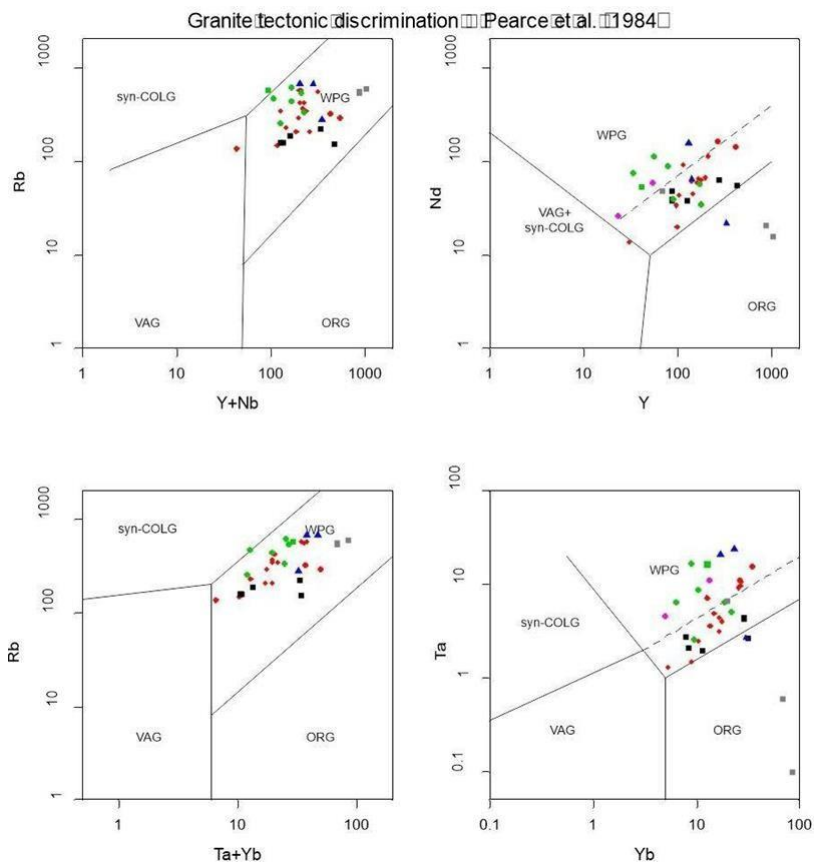
5.2.3 Fontes e Ambientes Tectônicos

Na Figura 72 são apresentados os diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al (1984). As amostras aqui estudadas concentraram-se no campo de ambiente intraplaca exceto uma amostra da fácies BGFM e duas da fácies BHG do Maciço Massangana que nos diagramas Rb vs. Y + Nb e Ta versus. Yb plotam nos campos de arco vulcânico e crista oceânica respectivamente.

No diagrama multicatiônico R1-R2 de Batcelor e Bowden (1985), ilustrados na Figura 73A, as amostras dos maciços estudados plotam preferencialmente entre os campos 4 e 5, correspondentes a magmatismos de estágio final de orogenia e anorogênicos. No diagrama ternário Y-Nb-Ce (Figura 6.8 B), proposto por Eby (1992) as amostras estudadas plotam preferencialmente no campo A2, dos granitos anorogênicos de origem crustal.

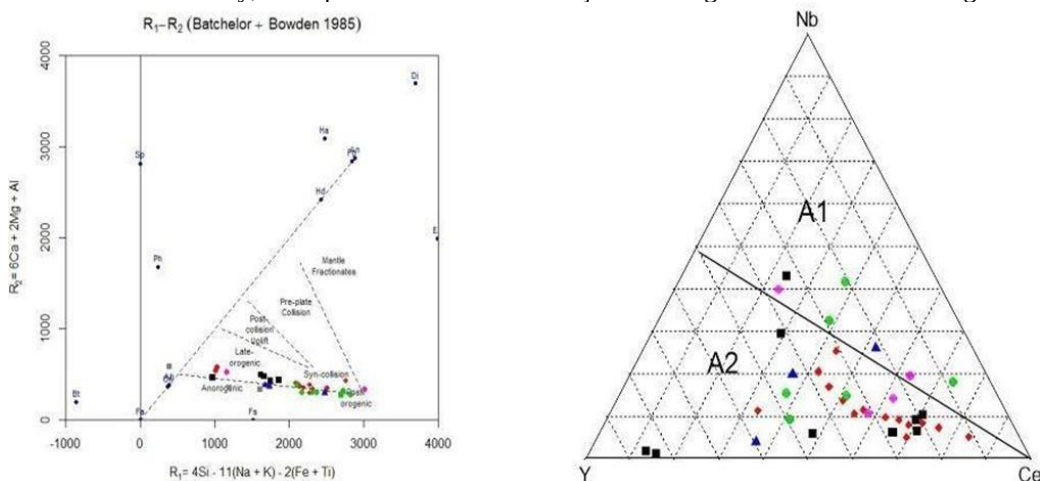
Nos diagramas de Whalen et al. (1987), que diferenciam granitos do tipo-A de granitos do tipo-I, do tipo-S e de granitos fracionados e granitos comuns, as amostras deste estudo plotam exclusivamente no campo de granitos do tipo-A (Figura 74).

Figura 72 - Diagramas de discriminação de ambiente tectônico aplicados às rochas dos Maciços Massangana e stock São Domingos.



Legenda. As amostras aqui estudadas concentraram-se no campo de ambiente intraplaca.
Fonte: Pearce et al., 1986.

Figura 73 (A) Diagrama Tectônico R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985) e (B) diagrama ternário Y- Nb e Ce de Eby, 1992 para as rochas dos Maciços Massangana e stock São Domingos.

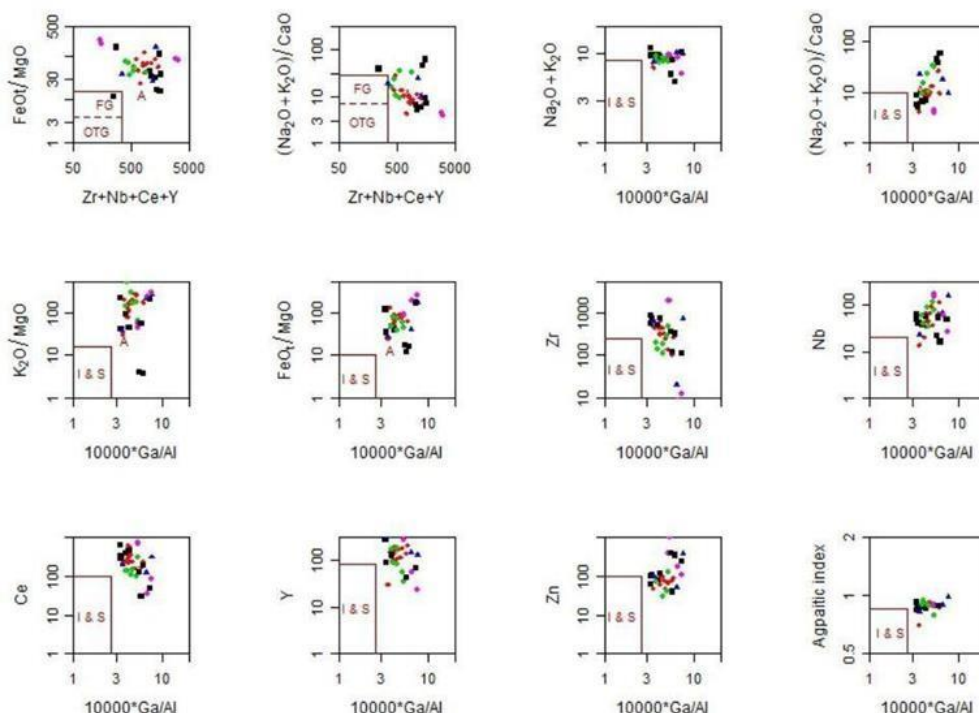


Legenda: (A) As amostras dos maciços estudados concentram-se preferencialmente entre os campos de granitos de estágio final de orogenia e anorogênicos. (B) No diagrama ternário de Eby as amostras são de forma preponderante de origem crustal (campo A2). (A1) granitoides tipo-A associados a hotspots, plumas e zonas de rift continental em ambientes anorogênicos; A2: granitoides tipo-A associados a ambientes pós-colisionais e granitos anorogênicos,

Fontes: Batchelor e Bowden, 198 e Eby, 1992.

Figura 74 - Diagramas de distinção de Granitos do tipo A Whalen et al (1987).

Plots to distinguish A-type granitoids – Whalen (1987)



Legenda: Diagramas de distinção de granitos do tipo A de granitos do Tipo I & S. FG: granitos fracionados, OTG: granitos comuns. Os granitos deste estudo se concentram no campo de granitos do tipo A.

Fonte: Whalen et al., 1987.

Romanini (1982) sugere que o Maciço Massangana teria sido formado por sucessivos pulsos magmáticos, possivelmente relacionados a diferentes fontes. As características químicas aqui apresentadas indicam que a formação do Maciço Massangana foi predominantemente a partir de fonte crustal, com contribuição restrita de fontes mantélicas.

Os dados petrológicos, geoquímicos e experimentais sustentam uma origem do magmatismo tipo-A a partir da fusão de uma rocha granítica do tipo I e/ou tipo-S (rochas metassedimentares). Por outro lado, os magmas derivados do manto (basaltos) têm importante participação ao fornecerem a fonte de calor para a fusão parcial. As reações de fusão mais prováveis envolvem decomposição de biotitas e anfibólios enriquecidos com halogênio que eram anteriores a geração das rochas tipo I. Os granitos tipos A, especialmente quando fracionados, são fundidos de baixa viscosidade devido à sua alta temperatura, conteúdo moderado de H₂O e teor elevado de F. Isso é consistente com a ocorrência comum de fluidos hidrotermais. Vários mecanismos

foram postulados para explicar a geração de magmas do tipo A. As principais ideias discutidas incluem o seguinte:

- (1) Os magmas alcalinos são residuais e formados pelo fracionamento de rochas manto-derivadas (Loiselle e Wones, 1979).
- (2) Magma manto-derivado reage com rochas crustais para produzir um derivado sienítico que fraciona a uma composição granítica (Barth, 1945). Barker et al. (1975) sugerem uma variante desse esquema, na qual o magma sienítico reage ainda mais com as rochas quartzosas crustais e, eventualmente, forma um híbrido granítico.
- (3) A imiscibilidade líquida ocorre em pequena escala em muitos líquidos basálticos e tem sido sugerida como uma possível origem para magmas graníticos peralcalinos (por exemplo, Philpotts, 1976; Eby, 1979).
- (4) Diferenciação gravitacional no estado líquido tem sido sugerida como a origem de variações químicas em alguns magmas de riolitos do tipo A (Shaw et al., 1976; Hildreth, 1979).
- (5) O fracionamento de um líquido residual do tipo A a partir de rochas parentais foi discutido por Collins et al. (1982).
- (6) Magmas tipo-A são devidas da fusão da crosta inferior sob a influência do fluxo de materiais voláteis derivados do manto (Bailey, 1974).
- (7) A fusão parcial por alta temperatura de uma fonte de tipo I empobrecida na crosta continental inferior forma os magmas Tipo A (Collins et al., 1982; White e Chappell, 1983). Esse modelo assume que os magmas do tipo A são relativamente anidros, fundidos em altas temperaturas. No entanto, poucas evidências diretas foram produzidas para apoiar essa conclusão.

Uma grande variedade de rochas está incluída sob denominação de tipo A; por causa dessa variedade, é razoável considerar que nenhum dos esquemas acima pode ser considerado (unicamente) responsável pela gênese de todos os granitos tipo-A. É possível, até provável, que mais de um desses processos tenha contribuído para a origem de qualquer suíte específica tipo A.

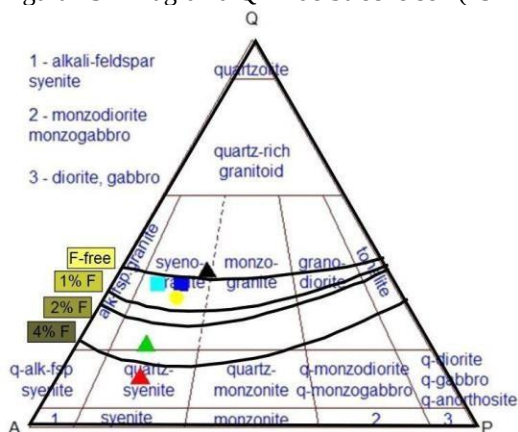
5.3 Geoquímica das Mineralizações

A estreita associação espacial os depósitos de estanho e granitos em estágio avançado de evolução magmática, ricos em F, Li e B, permite sugerir que o flúor em particular pode desempenhar um papel importante no transporte e na concentração de estanho, especialmente durante o estágio magmático avançado. A cassiterita é o principal mineral econômico em Massangana, sendo seus depósitos primários os greisens e veios de quartzo e veios pegmatóides, embora os depósitos secundários (aluviais e coluviais) tenham sido os mais enriquecidos e explorados na região desde os anos 1950. A wolframita ocorre apenas em pequenas quantidades dentro dos veios enquanto uma quantidade muito maior de estanho é distribuída em um amplo halo de alteração hidrotermal.

As principais características químicas dos granitos a topázio são suas altas concentrações de SiO_2 , altos teores de F e Rb e baixo conteúdo de MgO , TiO_2 , Ba, Sr e Zr. Essas características são típicas para granitos ricos em estanho geoquimicamente especializados (Tischendorf 1977).

A adição de flúor aumenta o campo líquido do quartzo e diminui o campo líquido do feldspato no sistema Q-A-P (Figura 75) com uma mudança na posição em relação ao ápice da albita. Desta forma, a evolução do magma pode ser comparada com dados experimentais (Pichavant & Manning, 1984) derivados de estudos de sistemas graníticos com adição de flúor, como pode ser observado nas áreas delimitadas na Figura 6.11. Este elemento (juntamente com o B) atua como facilitador do fluxo, permitindo que os magmas enriquecidos com flúor persistam a temperaturas tão baixas quanto 650°C e 1 kbar. Além disso, o efeito do aumento do teor de flúor desloca o mínimo no diagrama Q - A - P ($a \sim \text{H}_2\text{O} = 1 \text{ kbar}$) em direção ao ápice da albita.

Figura 75 - Diagrama QAP de Streckeisen (1972) para as rochas mineralizadas aqui estudadas.



Legenda: Diagramas QAP para as amostras mineralizadas com cariação composicional entre monzo-granito, sieno-granito a quartzo-sienito. Fonte: Streckeisen, 1972. As linhas de concentração de F (resultados experimentais) são reportados por Pichavant & Manning, 1984.

Os topázio-granitos ricos em flúor apresentam este padrão de deslocamento no sistema Q-A-P segundo Haapala & Lukari, (2005), sugerindo que o papel do flúor nos processos magmáticos pode afetar de forma significativa a composição da rocha, bem como as temperaturas de cristalização. As baixas temperaturas de cristalização permitem que fases como muscovita ou sericita, topázio e dois feldspatos alcalinos (com K e Na) cristalizem diretamente de fundidos enriquecidos em F.

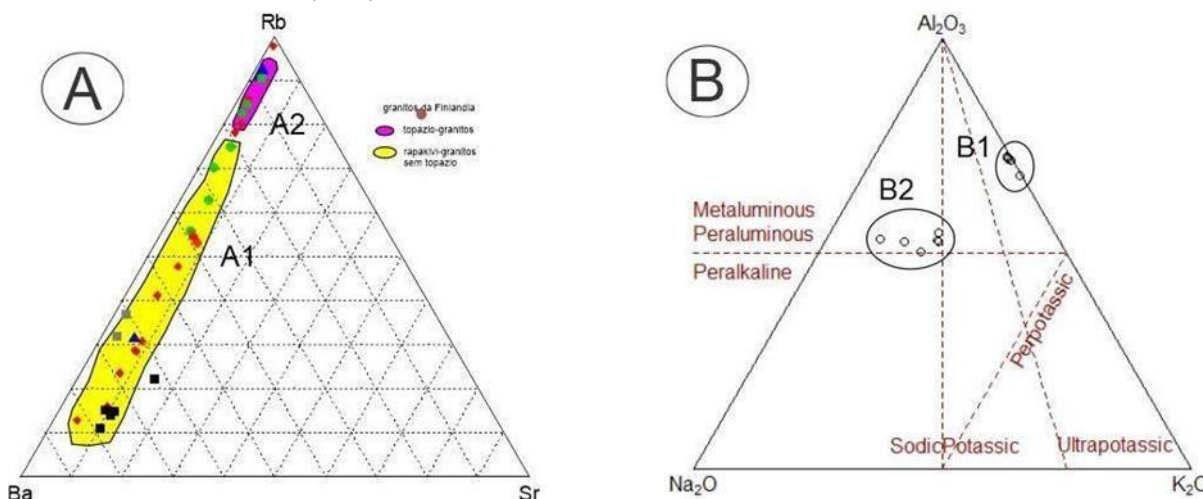
Mysen e Virgo, (1985) e Manning et al., (1980) apresentam uma explicação bastante plausível para este efeito do F, de forma que o íon fluoreto está dissolvido na fase líquida associado preferencialmente a Al, Na e K e destruindo o tetraedro Al-O₂ (as unidades formadoras de feldspato) com os íons Na⁺ e K⁺. Neste ambiente, a adição de F pode aumentar a razão Si / (Si + Al) e a atividade de SiO₂ no fundido e, ao mesmo tempo, diminuir as atividades dos componentes NaAlSi₃O₈ (Ab) e KAlSi₃O₈ (Or). Esta é a razão pela qual os limites superiores das temperaturas estáveis do quartzo aumentaram e os do feldspato diminuem à medida que o conteúdo de F aumenta neste sistema. Sob a condição de alto teor de F (F = 6% em peso), todos os tetraedros de Al-O₂ podem ser completamente destruídos e a cristalização do feldspato não ocorre, enquanto o topázio, substituindo o feldspato, cristaliza a partir desse magma rico em F.

No diagrama triangular Rb – Sr – Ba sugerido por Haapala & Lukarry (2005) (Figura 76A), os granito porfirítico, biotita-granito e granito fino plotam no campo evoluído de granitos rapakivi "normais" (sem topázio), enquanto os granitos com topázio e zinwaldita-granito possuem composições extremas semelhantes aos granitos de topázio descritos na Finlândia (Haapala & Lukarry, 2005). Estes elementos compatíveis (Rb, Sr e Ba) mostram o caráter mais evoluído dos topázio-granitos que, segundo estes autores, podem estar relacionados, em parte, a reações metassomáticas pós-magmáticas.

No diagrama triangular Al₂O₃ - K₂O - Na₂O (Figura 76B) proposto por Frost e Frost, 2001 observa-se claramente a existência de dois grupamentos, onde B1 é caracterizado pela composição potássica e o outro grupo (B2) observa-se a participação do Na₂O na composição dos feldspatos. Este comportamento químico das amostras estudadas corrobora com a existência de uma suíte evolutiva do minério a partir do

álcali-granito e outra do albita-granito, conforme discutido no item (Capítulo 5) Petrogenese.

Figura 76 - Diagrama sugeridos para estudos dos topázio-granitos segundo Haapala & Lukarrry (2005) e Frost e Frost, (2001).



Legenda: Classificação química de granitos segundo Frost e Frost (2001) no diagrama triangular (Al_2O_3 - K_2O - Na_2O) predominaram os tipos alcalinos e álcali-sódicos.

5.3.1 Os Elementos Terras Raras (ETRs)

Os padrões de ETRs dos granitos tipo-A estudados são levemente enriquecidos com elementos terras raras leves (LREE) e apresentam fortes anomalias negativas da Eu. O európio particiona fortemente em ambos os feldspatos durante a cristalização e, portanto, a razão eu / Eu^* diminui à medida que a diferenciação progride (Miller & Mittlefehldt, 1982). Este padrão sugere fracionamento extremo de plagioclásio cálcico em uma fase fluida aquosa coexistindo com o material solidificado nas fases iniciais (Irber, 1999) e é compatível com observações petrográficas descritas no Capítulo 5.

Os topázio-granitos tendem a apresentar-se mais empobrecido no ETRP do que os granitos de biotita granitos. Normalmente, os granitos de topázio descritos na Finlândia têm um padrão REE relativamente plano com menor LREE e maior conteúdo de HREE e uma anomalia da Eu mais profunda do que os granitos rapakivi normais (Haapala, 1988).

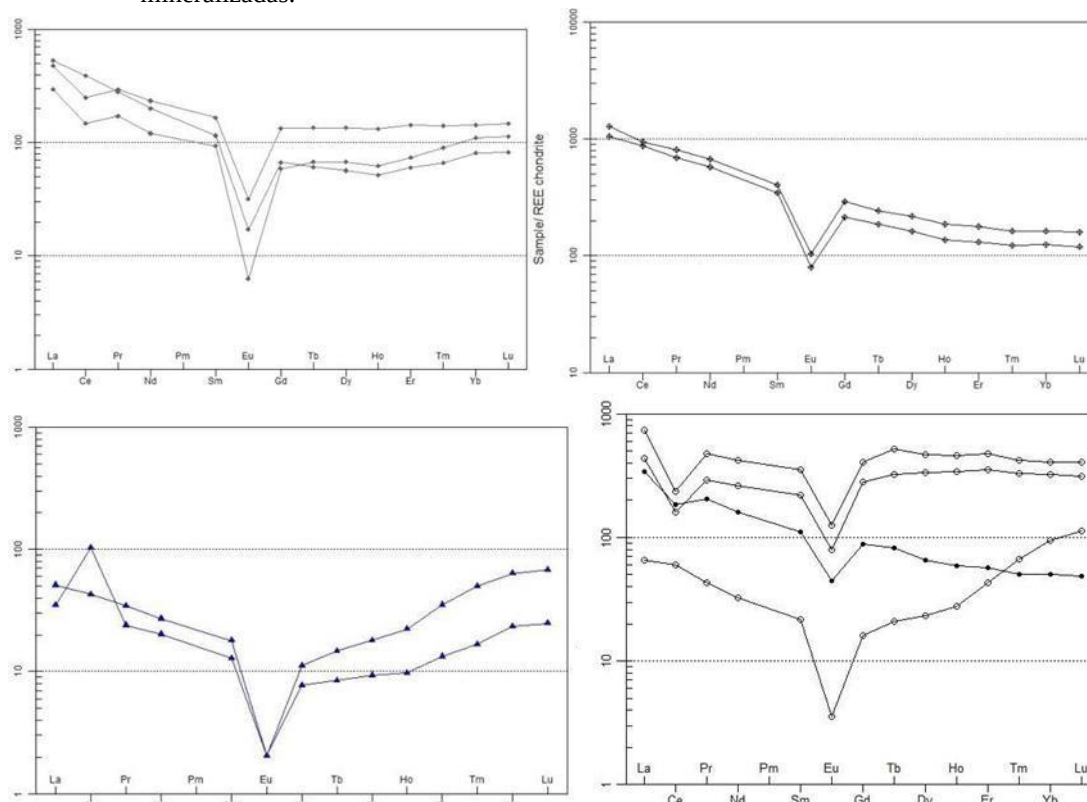
As amostras sieníticas apresentaram enriquecimento dos LREE em relação ao HREE, provavelmente é causado pelo fracionamento do zircão (Rollinson, 1993) ou talvez como consequência do fracionamento da monazita (Yurimoto et al, 1990).

Em adição, é provável que o perfil enriquecido em HREE, juntamente com o alto conteúdo de REE (REE total de até 5200 ppm em uma amostra de greisen), resultem da precipitação de um conjunto de acessórios dominado pelo zircão e um fluoreto rico em Th, Ca. Essa acumulação significativa de HREE, juntamente com a proeminente anomalia negativa da Eu, é comumente encontrada em granitos enriquecidos com Na (meta-somatizados) segundo Pichavant & Manning (1984).

Outro aspecto importante sobre os ETR observado nos resultados das amostras aqui estudadas é o denominado efeito “tetraedo” descrito como um padrão de valores elevados (Ce, Pr) e (Tb, Dy) em relação ao REE vizinho (Irber, 1999). Esse efeito é típico de sistemas magmático-hidrotermais e é frequentemente encontrado em granitos ricos em voláteis altamente evoluídos. Segundo Irber (1999) e Jahns et al. (2001), é improvável que o fracionamento mineral por si só possa gerar o efeito tetraedo nos granitos evoluídos, e enfatizaram a importância do fluido aquoso durante os estágios finais da cristalização do granito. Aparentemente, esse é o caso do granito Massangana, onde os granitos cristalizados do magma residual rico em H₂O e F altamente evoluído e as interações fluido-rocha aquosas tardi- magmáticas a pós-magmáticas incrementaram as modificações na textura e na composição do granito já originalmente anômalo.

Desta forma pode-se postular que a presença de efeito tetraedo indica condições de sistema aberto durante a cristalização do granito através da percolação de soluções hidrotermais. Segundo Pichavant e Manning, (1984) esse efeito foi registrado em rochas magmáticas e em precipitados de fluidos hidrotermais, entretanto trabalhos recentes relacionam o efeito tetrado a rochas ígneas altamente diferenciadas, que são interpretadas como transicionais entre o fim de sistema magmático e o início da alteração hidrotermal de alta temperatura. Segundo Irber (1999), o efeito tetrado pode ocorrer na transição de sistema magmático silicático para um sistema hidrotermal de alta temperatura e na coexistência de um magma silicático com um fluido tardio aquoso de alta temperatura. Em ambos ambientes ocorre forte complexação dos ETR por F, conforme verificado por este autor através da correlação positiva do efeito tetrado com os conteúdos de F em rocha total, confirmando, assim, o F como o agente complexante mais importante nos fluidos dos estágios tardios dos granitos.

Figura 77 - Diagrama de elementos ETR normalizadas para o condrito Boynton, (1984) para as amostras mineralizadas.



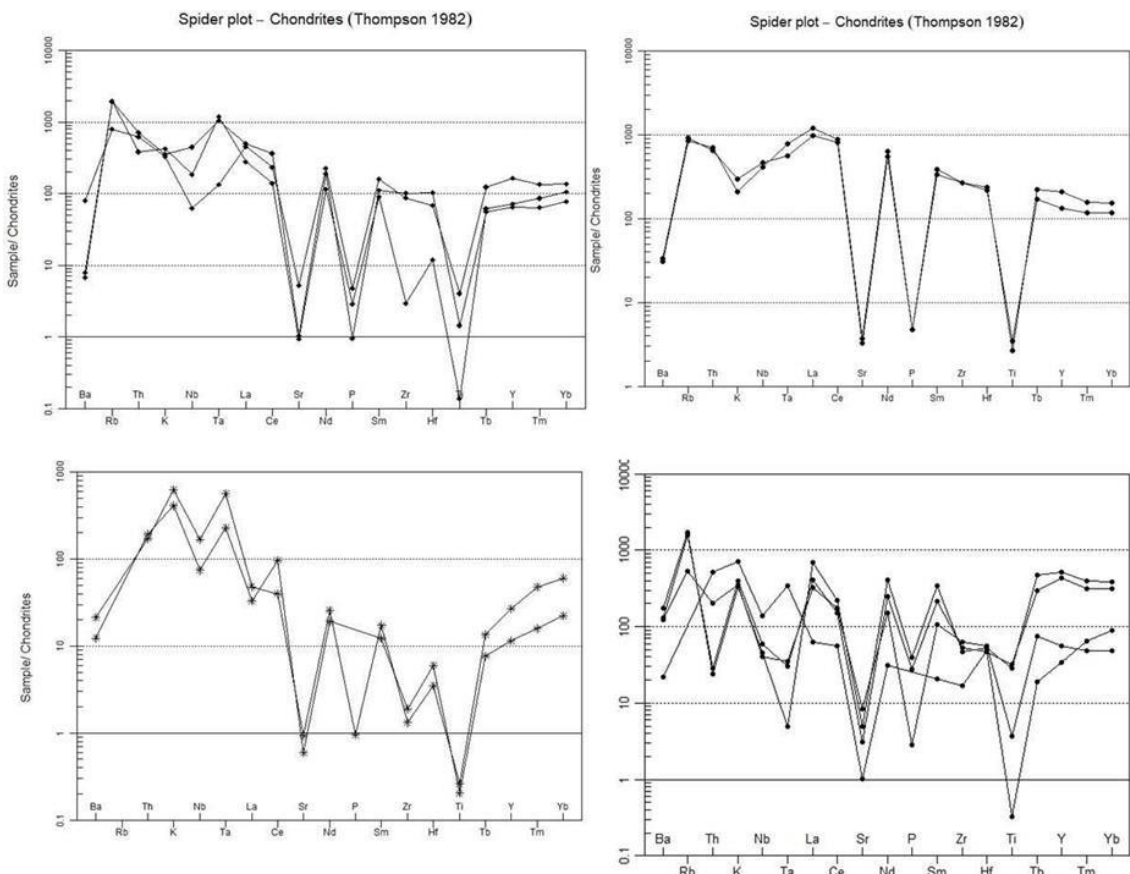
Legenda: Diagramas de ETRs para as amostras mineralizadas, em (A) topázio granitos; em (B) rochas de composição sienítica, (C) endogreissens e (D) exogreissens.

O padrão de ETR definido como “efeito tetraedo” corresponde a um padrão de valores elevados (Ce, Pr) e (Tb, Dy) em relação ao REE vizinho (Irber, 1999).

A abundância de elementos principais e traços das amostras dos granitos de textura primária (não mineralizadas) constituídas por biotita-granito, granito fino e as amostras mineralizadas mostram as seguintes características gerais:

- Com a modificação progressiva da textura e formação de greisen, há uma diminuição no conteúdo de SiO_2 e aumento no Al_2O_3 , Fe_2O_3 (t), CaO e P_2O_5 , enquanto o MnO permanece praticamente constante.
- O comportamento dos elementos alcalinos Na_2O e K_2O é um tanto variável. Embora seja esperado um aumento no componente de albita no fracionamento (segundo Pitchfield, 1988), os diagramas apontam para processos de albitização de tipos de textura intermediários que indica a sobreposição de processos de adição de fase fluida ou metassomáticos envolvendo troca de álcalis (K por Na).

Figura 78 - Mostra padrão de distribuição de ETRs para as rochas mineralizadas do stock São Domingos.



Legenda: Padrão ETRS para amostras (a) topázio-granitos (b) sienitos (c) endogreais (d) exogreais. Valores normalizados para o condrito de Thompson (1982).

Quanto ao Al_2O_3 , são observadas importantes variações nas concentrações durante a evolução do processo de mineralização mesmo com o caráter corindon normativo indicativo de uma peraluminosidade para as amostras estudadas. O caráter aluminoso crescente ocorre localmente, e pode ser explicado pela adição progressiva de uma fase rica em sílica- alumina formando minerais como topázio e zinwaldita (mica litínifera) combinada com um processo de fracionamento ou, mais provavelmente, pelo efeito da perda de álcalis (Na em detrimento de K) através de uma fase fluida exsolvida. O resíduo rico em alumínio seria expresso nos numerosos minúsculos vugs (crescimento excessivo de biotita, mica branca e topázio) distribuídos pelas amostras de minério.

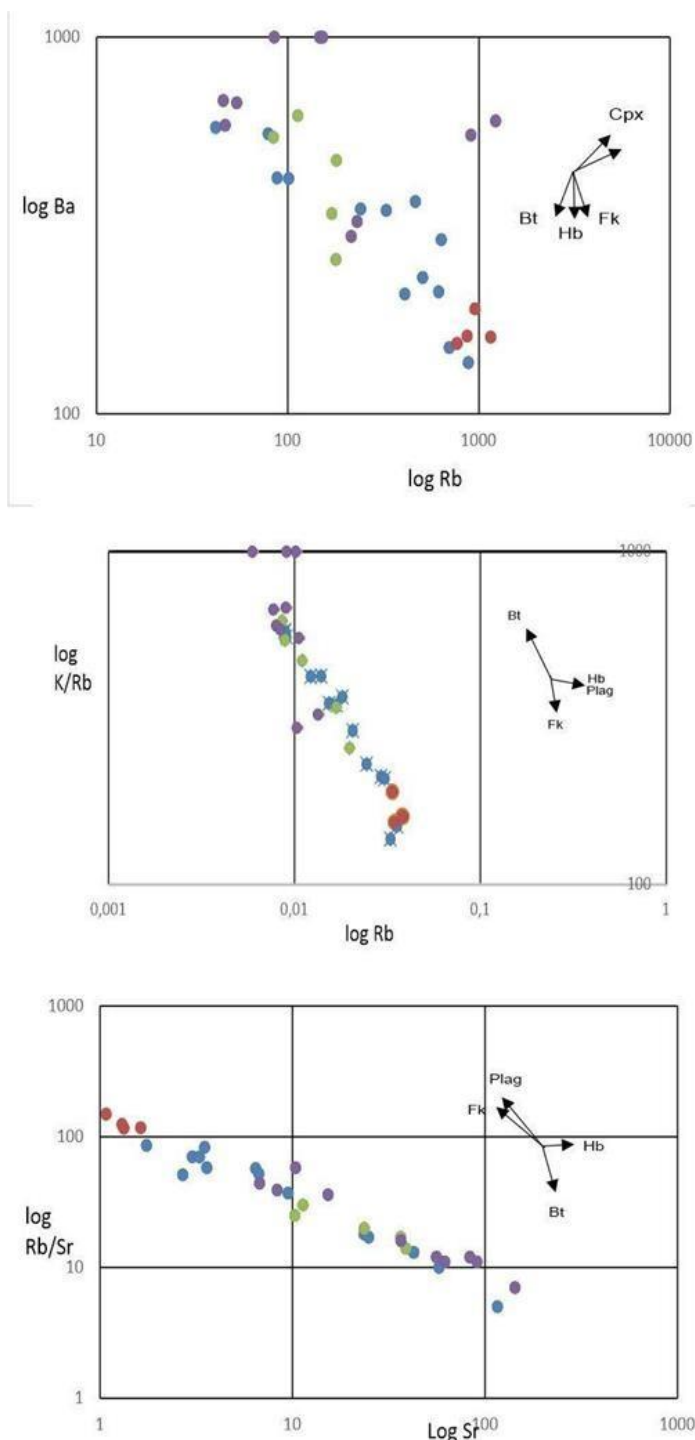
O teor de ferro total mostra uma variação considerável nos tipos individuais de granito, mas os granitos mais jovens são mais enriquecidos mostrando um empobrecimento que pode ser relacionado a cristalização da biotita. A concentração de Mg é baixa e a sua depleção juntamente com o Fe pode ser explicada pelo fracionamento da biotita e minerais máficos.

Os elementos LILES

Rubídio, Ba e Sr, são quase exclusivamente controlados pelos principais silicatos onde, a baixas pressões, há um enriquecimento de Rb acompanhado de um forte esgotamento de Sr. Assim, diagramas envolvendo estes elementos são ferramentas importantes para a discriminação de processos magmáticos e hidrotermais, e pode ser usado para definir comportamento da evolução magmática nos quais essas fases principais estão envolvidas. Feldspato ou plagioclásio alcalino (ou ambos) e micas são bons candidatos para controlar esses elementos.

Os dados do LILE são apresentados como gráficos logarítmicos de Rb contra Ba, K / Rb contra Rb e Rb/Sr contra Sr (Figura 79). Nas rochas estudadas, Rb (incompatível) aumenta, enquanto Sr e Ba (compatíveis) diminuem. Variações definem tendências lineares que são vinculadas ao aparecimento destas fases minerais ou ao seu desaparecimento. Assim, a razão K/Rb diminui e o Rb/Sr aumenta, o que implica num fracionamento do K-feldspato ou a ocorrência de uma fase rica em Rb como a biotita. O fracionamento do K-feldspato também acentua a anomalia negativa da Eu (como observado acima na apresentação dos ETR). A tendência global no gráfico Rb vs. Ba pode ser interpretada como uma mudança drástica no fracionamento de Ba ou, mais provavelmente, como a crescente importância da biotita. Tais tendências são facilmente explicadas pela incorporação de Rb e Ba na biotita e Sr na fluorita.

Figura 79 - Diagramas dos elementos LILE para as amostras mineralizadas.



Legenda: Diagramas discriminantes de elementos LILE para as amostras de minérios aqui estudadas; os vetores de fracionamento são redesenhados a partir de Harris et al. (1983). (a) Rb vs. Ba; (b) K / Rb vs. Rb; (c) Rb / Sr vs. Sr.

A distribuição de elementos traços são sensíveis para modelagem petrogenética da fonte de magma diante de um eventual retrabalhamento na fase subsólido (Pearce et al., 1984; Eby, 1990). Tendências regulares definidas em diagramas podem ser interpretadas em termos dos principais processos evolutivos por meio de etapas sucessivas de uma paragênese magmática (McCarthy & Hasty, 1976; Tindle & Pearce,

1981; Brown et al., 1984; Cocherie, 1986; Raimbault et al., 1987). É provável que tendências lineares resultem da cristalização fracionária (McCarthy &, 1976). A variação de elementos traços discutida acima são coerentes com os dados petrográficos, corroborando para a compreensão da evolução da paragênese mineral da mineralização controlada por uma fase alcalina com formação de K-feldspato intercalada por processos de albitização seguido de topazificação e greisenização apresentada no Capítulo Petrogenese.

5.3.2. Greisens

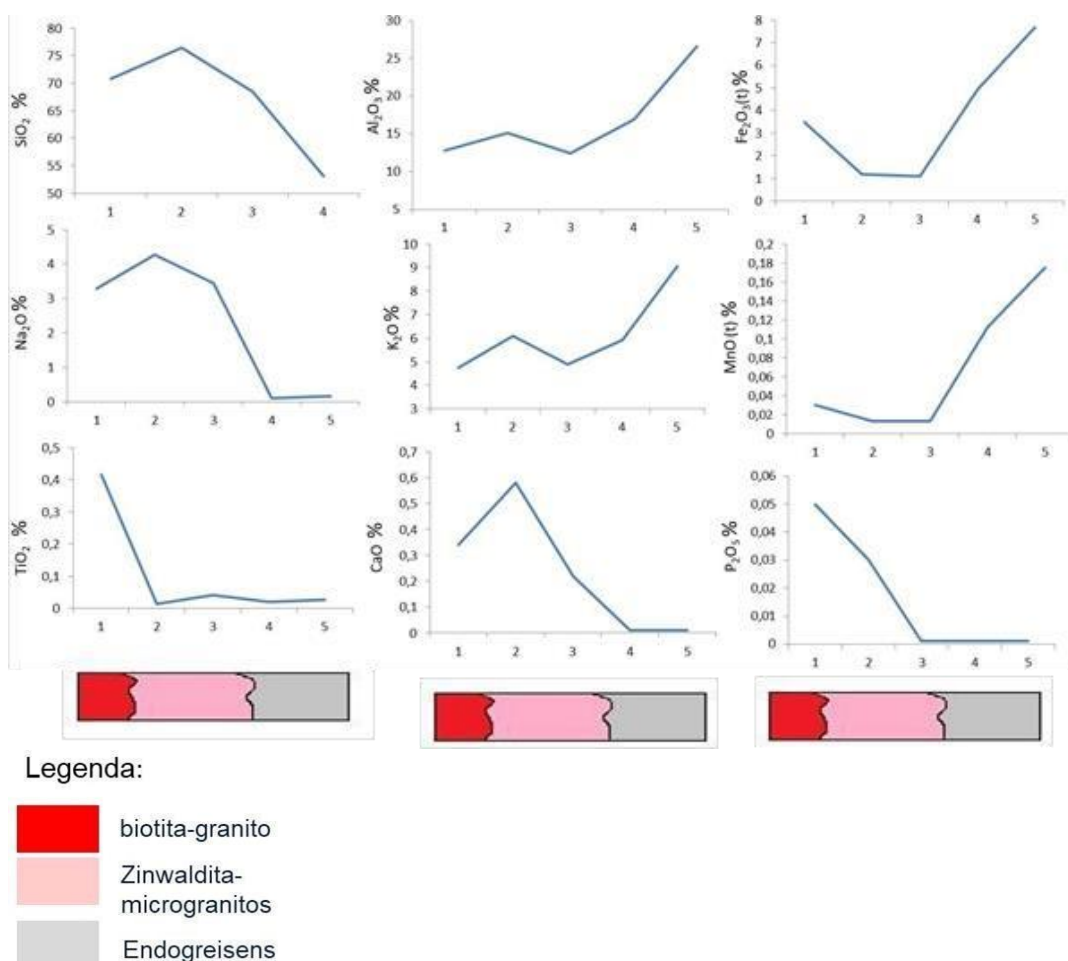
Os endogreisens submetidos à análise química mostraram redução no conteúdo de SiO₂ (68-52%) com relação aos biotita-granitos (74-70%), enriquecimento em Al₂O₃ (26,6% 17%) representando pelo aumento no conteúdo de topázio visualizado em lâmina, além de enriquecimento em Sn (330 e 200ppm) Be (250ppm) no tipo mais micáceo e aumento no teor de K₂O (9,3%) e no conteúdo de Fe₂O₃(total) (7,5%) dos quartzo-topázio-mica-greisens evidenciado pela cristalização de Li-micas (zinwalditas) com planos de clivagem com manchas vermelhas e precipitação de ilmenita como mineral acessório.

O estudo a respeito da mobilidade de elementos químicos durante o processo de alteração metassomática necessitaria de um estudo sistemático das diferentes fácies metassomáticas até chegar nos greisens. Entretanto essa amostragem não foi possível devido os afloramentos naturais de greisen serem escassos e da região não apresentar testemunhos de sondagem que pudessem definir todos os estágios de alteração até a zona de greisen.

Dessa forma optou-se por apresentarmos a variação do comportamento químico de alguns elementos maiores e alguns elementos traços nas zonas mineralizadas (albita-granitos, topázio- granitos, endogreisens e exogreisens) Nestes diagramas é possível observar uma diminuição brusca do conteúdo de SiO₂ nos greisens com relação aos topázio-granitos e albita-granitos, um progressivo aumento no teor de Al₂O₃ exceto no biotita-greisen (DB-MA-3C). Os teores de NaO₂ são mais elevados nos topázio-granitos do que no albita-granito, também diminuindo bruscamente na zona de endo e exogreisens. K₂O apresenta comportamento semelhante ao Al₂O₃ mostrando aumento nos endogreisens e no exogreisen verde e diminuição no biotita- exogreisen. Os óxidos

NaO₂ e CaO apresentam comportamento semelhante sendo enriquecidos nas amostras de topázio-granito e depletados nos greisens. Na figura 82 é observado um aumento significativo, como já era esperado, no teor de LOI% nas zonas de greisens. Ba e Sr apresentam padrões semelhantes, sendo mais enriquecidos no topázio-granito e biotita-exogreisen.

Figura 80 - Variação geoquímica de alguns elementos maiores e elementos menores em uma área com zoneamento metassomático.

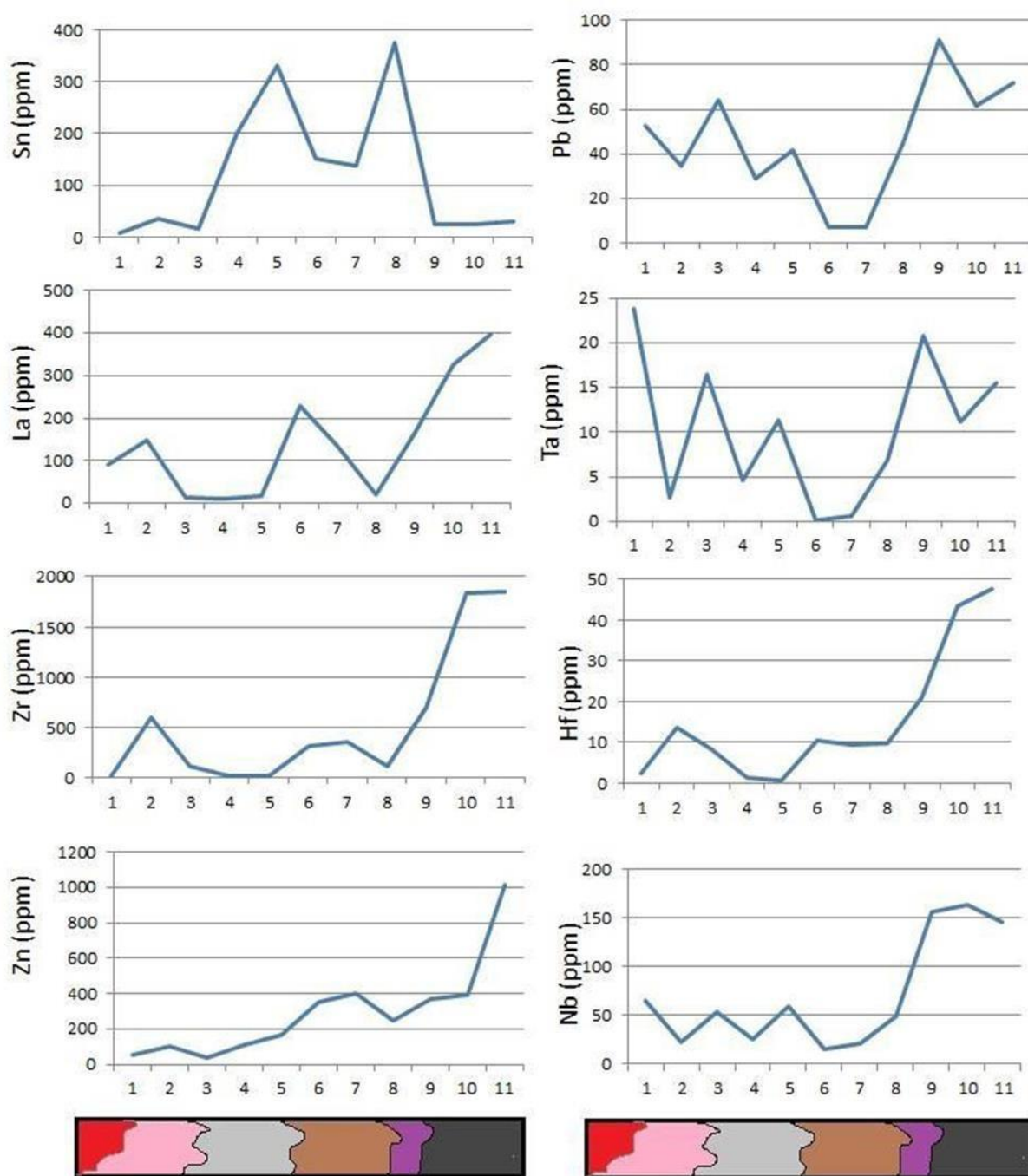


As amostras sieníticas não foram incluídas dos diagramas acima por apresentarem química bem diferente das demais, possivelmente relacionadas a outro pulso magmático, embora o contato com o zinwaldita-granito possa ter fornecido a estes teores de metais como Nb, Pb, Zn e Ta. As relações de campo não foram conclusivas, as amostras estudadas (DB-8C e DB-16D) ocorrem respectivamente intrusivas nas fácies topázio-granito-sulfetado (contato observado) ou na forma de blocos associadas a zonas de greisens intrusivas no zinwaldita-granito (contato não observado) de forma

que não é possível afirmar de trata-se de pulso posterior ou anterior a greisenização. Essas amostras apresentaram valores de elementos maiores em torno de: 63% para SiO₂; 15,5% para o Al₂O₃; 7 % para Fe₂O₃total; MnO = 0,19%, teores de CaO (2,19%), Na₂O (6,5% e 5,5%) e TiO₂ (3%) P₂O₄ (0,4% e 0,3%) mais elevados dentre as amostras deste estudo, K₂O = 3% e 4,33%. A razão Na₂O/K₂O também é a maior reportada neste estudo (2,1 e 1,3%) mostrando o caráter mais sódico cálcico e aluminoso dessas rochas em relação às demais deste estudo. Encontram-se enriquecidos em Zr (1844 e 1829ppm) e Zn (1020 e 390ppm) além de Nb (146 e 164ppm), Th (29,4 e 27,5 ppm) Hf (47,5 e 43,3ppm) além de Ag (4,8ppm) Mo, e ETRs leves incluindo o Eu (7,7 e 5,8ppm) o que indica pouco ou nenhum fracionamento do plagioclásio nestas amostras.

Em razão das amostras de sienitos terem apresentado os maiores teores de Nb deste estudo, inclusive maiores que dos greisens foram confeccionados diagramas mostrando o comportamento de alguns elementos traços destas amostras juntamente com os zinwaldita- granitos, topázio-granitos, endogreisens e exogreisens. Nestes diagramas (Figura 81) é possível notar que os estanho está mais concentrado nos endo e exogreisens e que as rochas sieníticas apresentam-se enriquecidas em Zr, Hf, Ta, Nb, Pb e Zn além de também apresentarem elevados teores de ETRS como Ce, La, Pr, Nd, Sm. No contato dos sienitos com as rochas graníticas, estas apresentam sulfetos disseminados (galena e esfalerita) resultado do enriquecimento em Pb e Zn, também superior ao das demais amostras.

Figura 81. - Variação geoquímica entre as rochas mineralizadas deste estudo, não representando uma sequência evolutiva.



Legenda:



5.2 Paragênese mineral

Neste item são indicadas algumas reações entre minerais propostos na literatura de mineralogia experimental (Clemens et al., 1986; Bailey, 1977) relacionadas aos processos tardi- magmáticos e pós-magmáticos que ocorrem em granitos do tipo-A mineralizados em estanho. A cristalização dos minerais portadores de F e B dentro da sequência de cristalização é um tema interessante a investigar. Neste sentido, o curso da substituição dos minerais em granitóides observada em experimentos laboratoriais mostra uma tendência geral de decompor primeiro a biotita, depois a plagioclásio e terminar com a decomposição dos feldspatos potássicos.

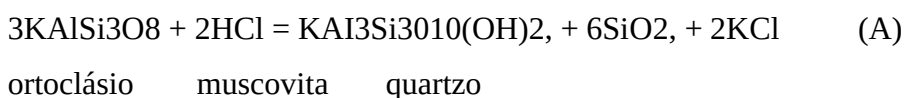
Segundo os autores supracitados, uma segunda regra é que a decomposição do primeiro passo tende a preservar a forma do grão mineral original que é substituído. Durante a substituição progressiva, essa tendência se perde gradualmente e a rocha (e os minerais) é completamente reconstituída.

A terceira regra é que nas rochas com diferenças marcantes no tamanho dos grãos, os grãos menores tendem a ser alterados mais cedo do que os grãos maiores. Assim, nos granitóides porfiríticos, a matriz é atacada antes dos fenocristais.

As alterações características no estado subsólido incluem (i) sericitização parcial de plagioclásio e topázio, (ii) cloritização e muscovitização de biotita. (iii) caulínização do feldspato alcalino; (iv) albitização (metassomatismo) de K-feldspato; (v) e K-feldspatização do plagioclásio; (vi) feldspatos são parcialmente substituídos por quartzo, mica branca e em seguida por topázio (reação A).

Ortoclásio

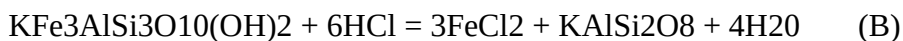
No granito greisenizado, o topázio geralmente substitui a plagioclásio e, mais raramente, os grão de K-feldspato, e às vezes o topázio e o quartzo parecem ter substituído a albita, deixando o K-feldspato imperturbável. Os grãos de topázio são frequentemente alterados ao longo de suas margens e fraturas para sericita ou muscovita (reação A), às vezes para minerais de argila ou clorita.



Biotita

A biotita tem estrutura planar e possivelmente pode carregar o Sn e outros elementos entre sua estrutura. O líquido residual do processo de cristalização fracionada dos topázio- granitos apresenta composição muito ácida e diversos elementos terras raras, além de voláteis (Cl, O, F). No caso estudado é sugerido que o Flúor é o elemento que juntamente com a Sílica, altamente ácida, promoveram a quebra da estrutura das biotitas liberando Fe e outros elementos (a liberação de Fe das biotitas é observada em lâminas) desde as fácies de biotita-granitos até os granitos a topázio altamente fracionado.

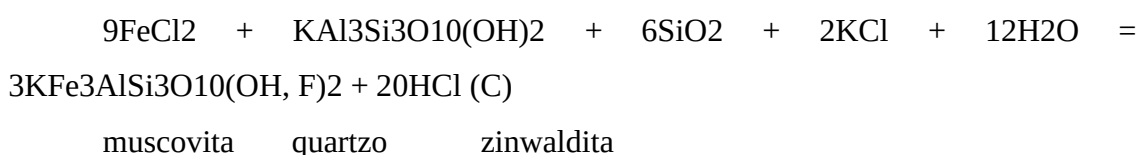
Após a quebra das biotitas (reação B) ocorre um rearranjo dos elementos químicos, formando então a zinwaldita, mica e topázio bem como a cassiterita que é carregada nos estágios hidrotermais pela sílica e depositada na forma de veios de Qz+cassiterita ou bolsões de Qz+mica+cassiterita. Em algumas amostras foi observado a ocorrência de uma biotita mais férrica de cor verde juntamente com processo de microclinização.



biotita feldspato

Zinwaldita

A composição das micas é um reflexo do magma em que cristalizaram (Abdel Rahman 1994). A zinwaldita apresenta em sua composição elementos com F e Li, resultado da ocorrência de fluidos magmáticos-hidrotermais, sendo geralmente o último mineral do estágio magmático a cristalizar. Por outro lado, a zinnwaldita (biotita com F), costuma cristalizar nos períodos finais, embora de origem não metassomática.

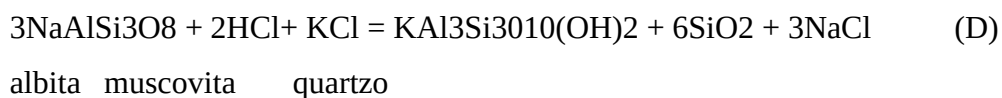


Albita

A albita granular é um constituinte comum do granito em estágio tardio com topázio, e pode ocorrer concomitante com grãos de feldspato alcalino. As inclusões de albita no interior de feldspato alcalino e geralmente têm bordas em continuidade cristalográfica com a feldspato alcalino.

Quando os grãos de albita são euédricos, a geminação tende a ser irregular. A quantidade de albita pertítica é geralmente menor comparado com os cristais de k-feldspato. Da mesma forma, os grãos de plagioclásio adjacentes aos grãos de feldspato alcalino têm albita. Entre dois grãos de feldspato alcalino de orientação diferente, a albita forma arestas irregulares.

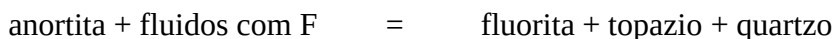
O magma granítico saturada de H₂O é obviamente baixo nos componentes de Fe, Mg e Ca e é dominado pelas unidades de estrutura totalmente polimerizadas que consistem em tetraedros SiO₂, NaAlO₂ e KAlO₂ (reação D). O íon fluoreto é dissolvido no magma, associado preferencialmente a Al³⁺, Na⁺ e K⁺ e destruindo o tetraedro AlO₂ (as unidades formadoras de feldspato) com os íons Na⁺ e K⁺ (Mysen e Virgo, 1985; Manning et al., 1980).



Anortita

O plagioclásio primário quase sempre é alterado para albita, que contém inclusões muito pequenas de topázio e fluorita, além de quartzo e sericita. Estes são formados por reações entre fluidos contendo flúor e a molécula de anortita do plagioclásio. A indicação de que os protólitos dos topázio-granitos terem baixa concentração de Ca é a indicação de que a adição de uma pequena proporção deste elemento elevaria drasticamente a temperatura da cristalização do álcali feldspato solvus (James e Hamilton, 1969) e, conseqüentemente, favoreceria a cristalização direta de dois feldspatos do magma. O desaparecimento precoce da anortita ou sua inexistência é sugerido pelas descrições petrográficas do Maciço Massangana e na maioria das amostras, todo o Ca obtido nas análises químicas pode ser fornecido pela fluorita (reação E).

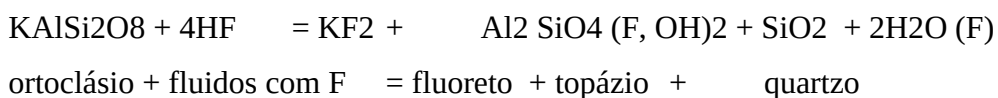




Topázio

Embora o topázio possa cristalizar em vários estágios e em várias associações paragenéticas em pegmatitos, este mineral pode ocorrer como uma fase relativamente precoce nos topázio-granitos. Isto também é apoiado pela observação de que, nos granitos de turmalina, contrariamente ao topázio, a andalusita, é uma fase magmática precoce. Além disso, sabe-se que o topázio rico em F é estável em temperaturas e pressões magmáticas (Rosenberg, 1972; Barton, 1982).

Como discutido anteriormente, o topázio pode ter se formado como resultado de uma alta relação fluido / sólido de 5: 1, que poderia causar uma séria alternância da composição do magma e reação dos feldspatos (reação F). O topázio é um constituinte menor comum nas fases intrusivas peraluminosas, em estágio tardio, dos complexos de granito rapakivi. Os cristais de topázio às vezes contêm pequenas inclusões fluidas (Haapala, 1977a), que durante experimentos de microtermometria fornecem uma temperatura de $\sim 570^{\circ}\text{C}$. Em algumas amostras, o topázio ocorre com feldspatos e biotita como inclusões primárias euédricas ao longo de antigas zonas de crescimento em partes marginais de megacristais de quartzo, sugerindo uma precipitação precoce no fracionamento magmático. O topázio de origem hidrotermal ocorre como produto de substituição principalmente da albita.

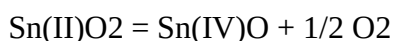


Cassiterita

A solubilidade da cassiterita em um fluido com cloreto como $\text{NaCl} + \text{KCl}$ -, sofre redução durante o resfriamento, como também o feldspato potássico + albita + muscovita + quartzo. A solubilidade em cassiterita é muito baixa e são necessárias condições incomuns de redução de temperaturas (abaixo de 400°C para atingir solubilidades de Sn (II) de 10 ppm ou mais. Por contraste, concentrações de 100 a

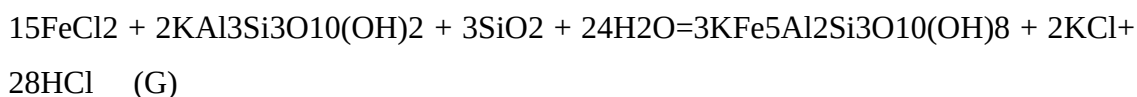
1.000 vezes são suportadas em assembléias ausentes de feldspato (moscovita + quartzo + caulinita) em T e redox fixos (Eugster e Wilson (1985). Isto indica que são necessárias condições de tamponamento químico dos fluidos por rochas hospedeiras feldspáticas para transportar quantidades econômicas de estanho para um ambiente deposicional de minério a menos de 400 ° C (Collins, 1984).

O transporte do fluido de minério de uma fonte granítica quente para um ambiente deposicional mais frio provavelmente envolve o enfoque estrutural e a existência do desequilíbrio químico do fluido com rochas de parede quartzo feldspáticas frias. Sob essas condições, o fluido ácido reduzido pode transportar altas concentrações de complexos de Sn (II)-C1 (centenas de ppm de metal) para um local de deposição de minério a baixa temperatura. A precipitação de cassiterita, Sn (IV)O₂, requer oxidação e libera acidez, que deve ser balanceada por reações de redução e consumo de ácido envolvendo outros componentes de fluidos e rochas da parede para que o enriquecimento de cassiterita prossiga para a concentração econômica.



Muscovita

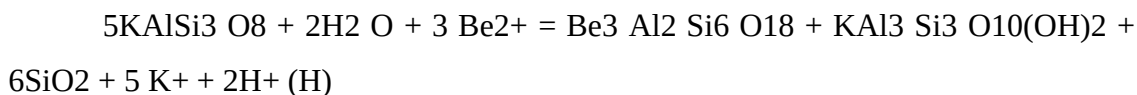
A acidez é consumida pela hidrólise de feldspatos em silicatos hidratados (moscovita) e a redução e neutralização ácida promovem a reação (G) em condições de tamponamento das rochas. Com uma relação fluido/rocha crescente, a mineralogia da rocha alterada muda de feldspato + silicatos menores (com substituição parcial da albita por feldspato de potássico), quartzo + muscovita-caulinita (reação E) e quantidades variáveis de silicatos ferrosos. A sequência mineralógica prevista com crescente grau de alteração também permite a sua reação para clorita (reação G).



muscovita quartzo clorita

Berilo

O íntimo relacionamento da água-marinha com K-feldspato sugere processo metassomático com a ação de fluido aquoso rico com Be residual, resultando na formação de água-marinha, muscovita e quartzo, de acordo com a seguinte reação:



Sulfetos

A maioria dos depósitos de estanho contém pelo menos pequenas quantidades de sulfetos de Fe (e / ou metais comuns). Traços de pirita ou pirrotita também ocorrem na maioria dos granitóides originais, mas não se sabe se eles representam um sólido saturado. O conteúdo inicial de enxofre dos fluidos magmáticos de minério de estanho é, portanto, difícil de estimar e provavelmente varia consideravelmente entre sistemas individuais. Sob as condições redutoras que favorecem a partição do estanho no fluido magmático, espera-se que o H_2S seja a espécie predominante do enxofre em solução semelhantes às apresentadas na reação (I).



A cassiterita em veios geralmente é precipitada juntamente com quartzo e moscovita ou micas de Li, freqüentemente associadas a minerais como arsenopirita e / ou pirita. Em muitos veios o estágio inicial de óxido é seguido por um estágio de sulfeto compreendendo calcopirita, pirrotita, esfalerita, galena e cassiterita. Clorita e carbonatos são os minerais de ganga dominantes associados ao estágio de sulfeto.

Minerais de ETRs

Embora seja documentado que mais de 200 minerais possam carregar consigo algum elemento de Terras Raras (Natural Environment Research Council, NERC 2011), os minerais fornecedores de ETR em volume econômico são representados por Xenotima, Monazita e Bastnaesita sendo os dois últimos, fonte predominantemente de ETRs leves. Segundo Martins et al. (2014) a xenotima, assim como algumas argilas portadoras de terras-raras adsorvidas sob forma iônica, produzem especialmente ETRs

pesados. Os feldspato e micas são predominantemente os minerais que originam as argilas ricas em ETRs. Minerais como perovskita, fluorita e zircão também poderão se tornar futuras fontes importantes de terras-raras (Viera & Lins (1997).

Os minerais de minério que incorporam ETRs ocorrem em ambiente geológico variado de ígneo (magmático + hidrotermal) a sedimentar (conglomerados e placer) e secundários (adsorção em argilas residuais e mantos de intemperismo). Os depósitos ígneos de ETR podem ser agrupados em três categorias principais: carbonatitos, rochas peralcalinas subsaturadas em sílica e granitos diferenciados. Os principais depósitos estão associados a fases tardias de rochas silicáticas peralcalinas, ou também a fontes e evolução de magmas parentais de origem distinta. Uma porcentagem considerável dos depósitos de ETRs se situa em ambientes intracontinentais e anorogênicos extensionais (Takehara 2015). No processo de geração de rifts, grabens, descontinuidades e sistemas de falhas crustais profundas a litosfera se afina (Chakhmouradian & Zaitsev 2012), a descompressão adiabática facilita a fusão parcial do manto, originando extensas províncias ígneas com diferentes tipos de magmas sub-saturados em sílica e ricos em álcalis. A reativação episódica dessas estruturas origina depósitos de idades diferentes dentro da mesma província.

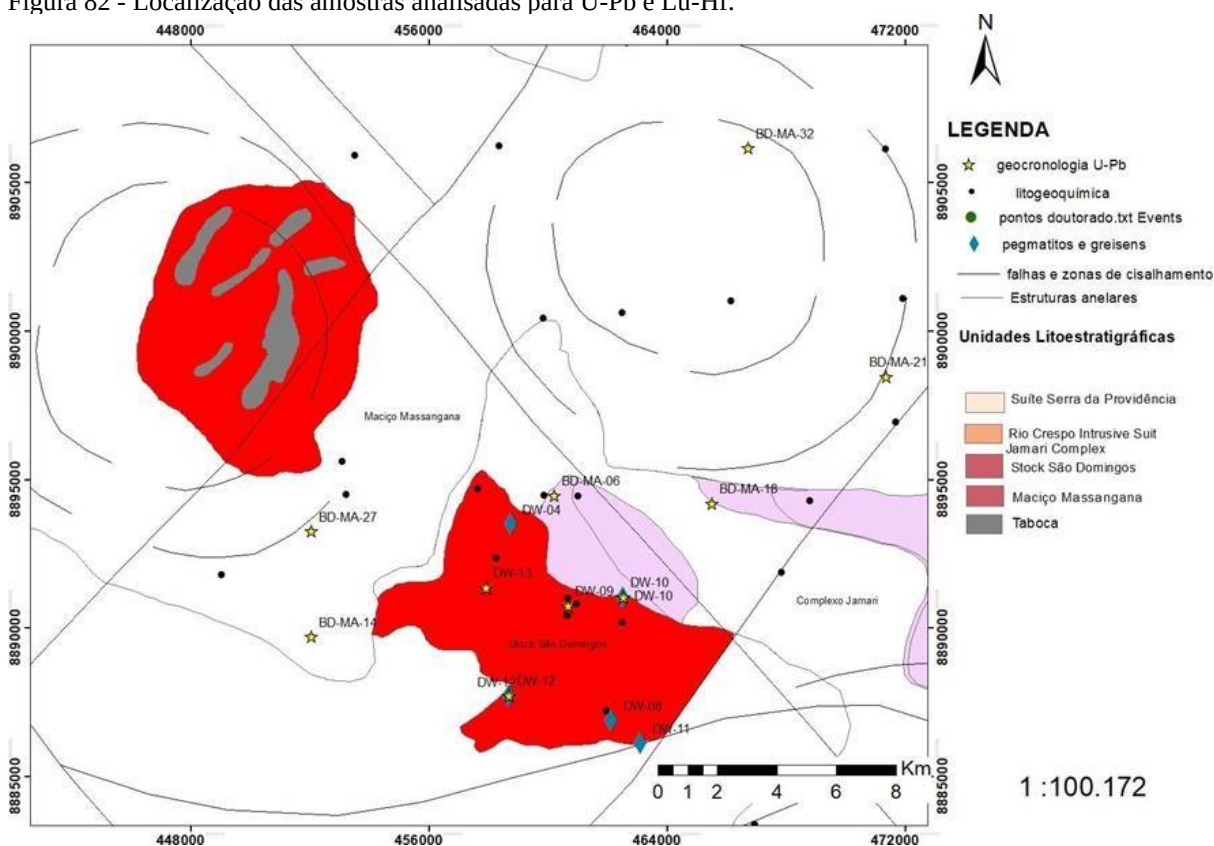
Concentrações de Elementos de Terras Raras também podem estar relacionadas a granitos e pegmatitos peralcalinos e peraluminosos. A redução da temperatura solidus e da viscosidade relacionada a ocorrência de líquidos residuais ricos em F, Li, B e P facilita a separação sólido/ líquido e, portanto, o enriquecimento do fundido em ETR, além de Sn, Ta e Nb (Linnen et al. 2012, in Takehara 2015). Essas rochas podem apresentar enriquecimento em xenotima, fergusonita, samarskita e gagarinita, minerais portadores de ETRP, mas também em monazita e alanita, que carregam ETRL (Chakhmouradian & Zaitsev, 2012), tendo concentrações elevadas (entre 300 e 800 ppm). As características finais da mineralização dependem de processos petrogenéticos finais do magmatismo, da ação de fluidos hidrotermais e também da redistribuição durante o intemperismo Takehara (2015). Exemplos brasileiros são os depósitos estaníferos de Pitinga (AM), granito Serra Dourada (GO), Complexo Granítico Costa Marques (RO).

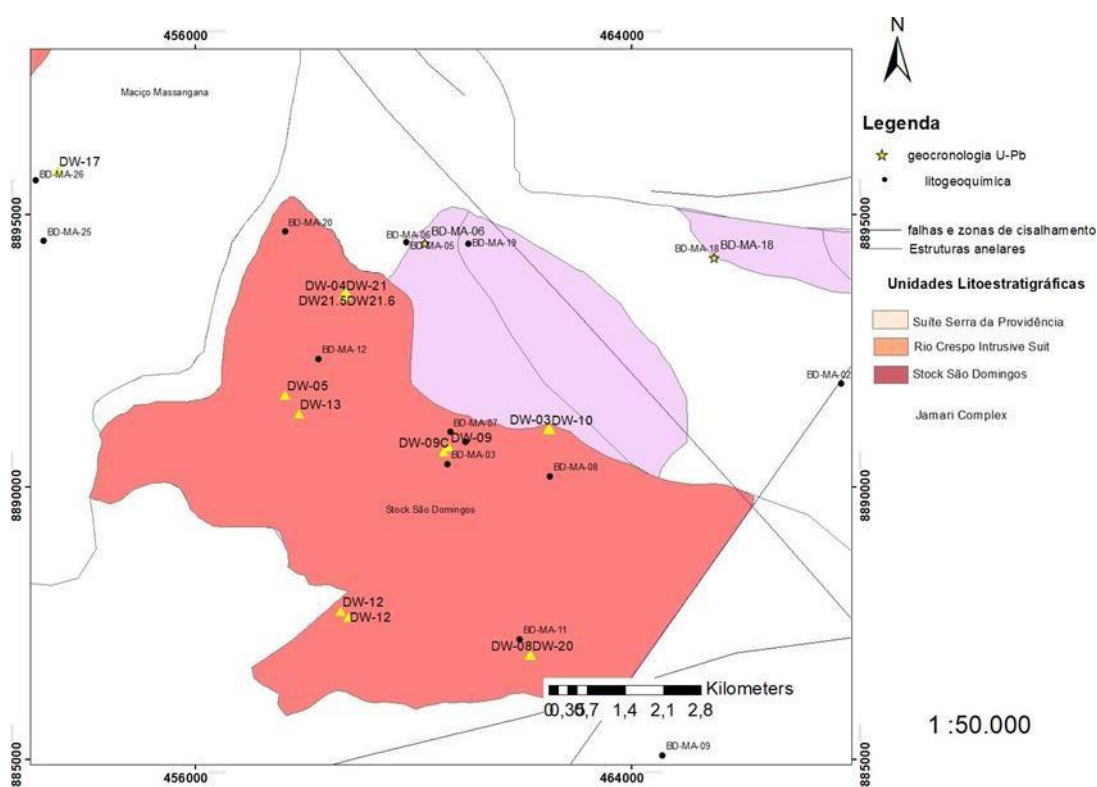
6 GEOCRONOLOGIA U-Pb E Lu-Hf

6.1. Geocronologia U-Pb

Foram obtidas seis novas idades U-Pb em zircão do stock São Domingo, que apresentam as melhores exposições de mineralizações primárias da região. As amostras analisadas têm por objetivo complementar os resultados obtidos no Mestrado, onde uma importante parcela das fácies do Granito Massangana foram datadas (Figura 83). Na divisão de fases magmáticas proposta por Romanini (1982), as amostras plotaram no campo da fase São Domingos. O autor relacionava estas rochas a um pulso mais jovem do que o restante do Maciço Massangana, entretanto as idades obtidas neste estudo mostram que as rochas do stock São Domingos cristalizaram antes do restante do maciço Massangana. Também foi datada uma das encaixantes do stock, um gnaiss granítico rosado. As imagens de Microsonda Eletrônica de Varredura (MEV) dos cristais de zircão analisados do stock São Domingos apresentados para cada amostra e os resultados analíticos estão nas tabelas 7, 8 e 9.

Figura 82 - Localização das amostras analisadas para U-Pb e Lu-Hf.





Legenda. Mapa geológico do Stock São Domingos mostrando localização das amostras estudadas do stock São Domingos.

Fonte: A autora.

A amostra BD-MA-09 trata-se de um biotita-granito médio localizado na porção leste do stock São Domingos, região onde os garimpeiros extraem cassiterita, topázio, e columbita. Os zircões são na forma de prismas com tamanhos que variam entre 0,2 e 0,4 mm de comprimento, alguns bipiramidais, outros com as bordas arredondadas e cores que variam do incolor ao rosado e caramelo (Figura 83). Feições como zonação oscilatória é observada em boa parte dos cristais analisados, entretanto, alguns cristais mostram-se com aspecto homogêneo, sem zonação. Foram selecionados, para a confecção da concórdia, cinco spots (Figura 84). Todas as análises são concordantes, com valores das razões entre 99 e 117%. A idade obtida para a amostra BD-MA-09, interpretada como idade de cristalização, foi de 1081 ± 28 Ma.

A segunda amostra (BD-MA-10A) datada foi coletada na porção sudeste do stock São Domingos próximo a zona de contato com granitos gnaissicos da suíte Serra da Providência com ocorrência de diversas fácies graníticas mineralizadas como zinwaldita-granitos, topázio-granitos e zinwaldita-albita-granitos e fácies pegmatíticas correspondentes. Os grãos de zircão analisados variam de prismas alongados (cerca de 0,5 mm de comprimento) com terminações bipiramidais, geralmente límpidos e sem

inclusões à grãos curtos (2-3 mm de comprimento) que podem ser euedrais ou representarem apenas parte do cristal. Todos os cristais datados apresentam zonação oscilatória, típica de cristais de origem ígnea (Figura 85). As cores variam principalmente de incolor a caramelo e de forma subordinada, ocorrem cristais rosados que apresentam fraturamento. Para a confecção da concórdia (Figura 86), foram selecionados catorze spots que mostram valores de concordância das razões entre 98 e 104%. A idade obtida para a amostra BD-MA-10A, interpretada como idade de cristalização, foi de 1065 ± 38 Ma.

A amostra BD-MA-13, corresponde a um biotita-granito grosso foi coletada na região central do stock São Domingos. Nesta porção é visualizado zonas de contato transicionais com faixas centimétricas do albita-granito e topázio-granitos e faixas com textura microporfírica com fenocritais de plagioclásio em matriz de quartzo, k-felspato e zinwaldita transicionando para bolsões pegmatóides indicando claramente uma origem magmática para essas texturas. Os cristais de zircão analisados foram coletados do biotita-granito e variam de prismas curtos (0,2 mm de comprimento) a alongados (0,6 mm de comprimento), ambos com terminações bipiramidais (Figura 87). Os cristais são límpidos, livres de inclusões e possuem zonação oscilatória menos marcante que nas demais amostras. As cores variam de caramelo claro a escuro. Para a confecção da concórdia (Figura 88), foram utilizados quinze spots que mostram valores concordantes das razões entre 97 e 102%. A idade obtida para a amostra BD-MA-13 foi 1034 ± 15 Ma e foi interpretada como idade de cristalização.

Tabela 7: Resultados das análises de U-Th-Pb por LA-ICP-MS em grãos de zircão das amostras DB-MA-9B, DB-MA-10 A, DB-MA-10B, DB-MA-12 e DB-MA-13

DB MA 9B									Isotope ratiosc							Ages (Ma)				
Spot number		Pb	Th	U		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%	
	f 206a	ppm	Ppm	Ppm	Th/Ub	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf	
THE 17/00	0.0004	23	28	96	0.3	1.534271	10.2904	0.12567	8.674088	0.84293	0.088546	5.536482	763.1142	66.19319	944.211	97.16313	1394.364	77.19873	54.72846	
THE 17/00	0.00023	43	19	27	0.7	1.968286	14.16489	0.179186	12.02798	0.849141	0.079668	7.481423	1062.528	127.8007	1104.721	156.4825	1188.772	88.93706	89.38034	
THE 17/00	0.0006	46	102	80	1.3	1.329564	8.643278	0.107096	6.399046	0.74035	0.09004	5.810202	655.8605	41.96882	858.6904	74.219	1426.376	82.87531	45.98091	
THE 17/00	0.00065	47	79	88	0.9	1.879427	8.008293	0.186081	7.400499	0.924105	0.073253	3.060287	1100.107	81.41345	1073.86	85.99787	1020.951	31.24402	107.7533	
THE 17/00	0.00023	56	45	111	0.4	2.062892	4.988387	0.200883	3.528718	0.707387	0.074479	3.525926	1180.062	41.64104	1136.579	56.69694	1054.468	37.17977	111.9106	
THE 17/00	0.000023	48	14	22	0.7	1.725604	9.145594	0.180992	5.913281	0.646572	0.069148	6.976746	1072.39	63.41346	1018.115	93.11262	903.1658	63.01159	118.7368	
012-91500	0.000043	45	15	43	0.3	1.953686	7.198266	0.184583	4.652013	0.646268	0.076765	5.49307	1091.961	50.79819	1099.714	79.16037	1115.088	61.25256	97.92603	
THE 17/00	0.000021	57	43	13	3.4	1.56151	15.06724	0.154656	9.782408	0.64925	0.07328	11.45977	927.0109	90.68399	955.0661	143.9021	1020.265	116.9201	90.85978	
THE 17/00	0.0003	43	283	79	3.6	1.645271	14.01679	0.079797	12.5639	0.896347	0.149537	6.214399	494.9122	62.18029	987.7377	138.4491	2340.637	145.4566	21.14433	
THE 17/00	0.00021	27	68	135	0.5	2.361559	11.7639	0.196163	5.425195	0.461173	0.087313	10.43823	1154.676	62.64341	1231.055	144.8201	1367.417	142.7341	84.44212	

DB MA 10 A																			
Spot number		Pb	Th	U		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%
	f 206a	ppm	Ppm	Ppm	Th/Ub	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf
THE 17/00	0.004	45	207	207	1.0	1.718878	11.47599	0.150507	10.45041	0.910633	0.08283	4.742071	903.8049	94.45128	1015.606	116.5507	1265.209	59.99713	71.4352
THE 17/00	0.0005	44	74	136	0.5	1.855211	3.603541	0.181964	2.28192	0.633244	0.073945	2.788969	1077.696	24.59216	1065.285	38.38797	1039.954	29.0042	103.6292
THE 17/00	0.00023	53	139	512	0.3	1.434141	11.28723	0.09001	9.215168	0.816424	0.115558	6.517846	555.5963	51.19914	903.2786	101.9552	1888.6	123.096	29.41842
THE 17/00	0.0004	46	170	375	0.5	1.634061	10.72158	0.11778	7.695262	0.717736	0.100623	7.465596	717.7725	55.23447	983.4259	105.4387	1635.622	122.1089	43.88377
THE 17/00	0.002	44	814	564	1.4	1.569922	19.89307	0.070586	16.88806	0.848942	0.16131	10.51321	439.6827	74.25387	958.3954	190.6543	2469.436	259.6171	17.80498
THE 17/00	0.0005	34	78	147	0.5	1.991436	4.214768	0.19646	3.406463	0.808221	0.073518	2.481992	1156.274	39.38804	1112.61	46.89392	1028.256	25.52124	112.45

THE 17/ 00	0.005	66	189	527	0.4	5.19794 3	24.294 2	0.12905 1	5.06417 1	0.20845 2	0.29212 5	23.7605 2	782.449 2	39.6245 6	1852.27 9	449.996 6	3428.95 8	814.738 4	22.8188 6
THE 17/ 00	0.006	35	416	219	1.9	2.81123 4	10.620 38	0.16092 9	7.07625 8	0.66629 1	0.12669 6	7.91953 4	961.936 4	68.0691	1358.53 5	144.281 5	2052.62 1	162.558	46.8638 2
THE 17/ 00	0.0007	24	521	159	3.3	2.09733 5	23.712 36	0.12893 4	12.3884 2	0.52244 6	0.11797 8	20.2188 8	781.779 7	96.8501 5	1147.93 3	272.202 2	1925.81 8	389.378 9	40.5946 8
THE 17/ 00	0.0007	35	76	378	0.2	3.75622 6	21.816 78	0.11817 7	5.97750 5	0.27398 7	0.23052 4	20.9819 3	720.063 6	43.0418 4	1583.44 4	345.456 5	3055.69 1	641.143	23.5646 8
THE 17/ 00	0.0006	47	216	413	0.5	2.55606 6	8.1763 86	0.17655 6	3.28115 5	0.40129 6	0.10499 9	7.48914 6	1048.13 5	34.3909 2	1288.17 1	105.325 8	1714.30 6	128.386 9	61.1404 8
THE 17/ 00	0.0012	45	35	162	0.2	3.26121 9	9.2549 72	0.17670 2	6.73807 5	0.72804 9	0.13385 6	6.34451 4	1048.93 3	70.6779 1	1471.85 4	136.219 7	2149.15 7	136.353 6	48.8067 3
THE 17/ 00	0.00034	75	190	316	0.6	3.72553 7	19.642 15	0.13807 3	11.7880 7	0.60014 2	0.19569 4	15.7116 3	833.757 4	98.2839 1	1576.87 1	309.731 3	2790.62	438.452	29.8771 4
THE 17/ 00	0.0005	43	155	442	0.4	3.09708 5	7.4930 04	0.14457 9	5.00357 7	0.66776 7	0.15536 2	5.57757 4	870.504 8	43.5563 8	1431.97	107.297 6	2405.80 3	134.185 4	36.1835 4
THE 17/ 00	0.00065	35	421	180	2.3	2.25910 5	12.059 71	0.17793 5	4.29566 7	0.3562	0.09208 2	11.2687 1	1055.68 3	45.3486 3	1199.62 7	144.671 5	1469.07 4	165.545 7	71.8604 4
THE 17/ 00	0.0006	36	208	259	0.8	2.39854 8	15.086 5	0.14562	4.60374 4	0.30515 6	0.11946 1	14.3669 1	876.362 6	40.3454 9	1242.16 7	187.399 5	1948.17 9	279.893 1	44.9836 8
THE 17/ 00	0.0004	89	336	526	0.6	2.42159 4	11.107 46	0.21752 9	10.5820 5	0.95269 7	0.08073 9	3.37578 7	1268.80 6	134.265 7	1249.02 9	138.735 4	1215.09 5	41.0190 2	104.420 3
THE 17/ 00	0.00034	36	955	252	3.8	3.92841 2	56.391 39	0.19210 3	9.21455 4	0.16340 4	0.14831 3	55.6334 5	1132.76	104.378 8	1619.55 3	913.288 5	2326.57 2	1294.35 2	48.6879 3

DB MA 10B									Isotope ratiosc						Ages (Ma)				
Spot number		Pb	Th	U		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%
	f 206a	ppm	Ppm	Ppm	Th/Ub	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf
THE 17/00	0.0002	34	59	121	0.48673 2	3.45151 7	4.33678 7	0.26374 9	4.16650 2	0.96073 5	0.09491 1	1.20332	1508.99 6	62.8723 3	1516.21 6	65.7550 4	1526.31 2	18.3664 2	98.8654 8
THE 17/00	0.0004	47	76	157	0.48688 8	3.57431 1	3.12158 7	0.27198 1	2.85544 9	0.91474 3	0.09531 3	1.26123 6	1550.85 2	44.2837 2	1543.84 5	48.1924 7	1534.26 8	19.3507 4	101.080 7
THE 17/00	0.0001	28	37	96	0.38999 5	4.00303 7	7.60482 9	0.28066 2	2.6022	0.34217 7	0.10344 4	7.14576 6	1594.69 4	41.4971 2	1634.81 3	124.324 7	1686.81 3	120.535 7	94.5388 4
THE 17/00	0.00045	45	37	105	0.34754 9	4.08512 6	10.3562	0.28013 1	8.37652 7	0.80884 2	0.10576 5	6.08971 5	1592.02 4	133.356 3	1651.33 7	171.015 8	1727.65 3	105.209 1	92.1495 4
THE 17/00	0.00034	65	42	109	0.38847 1	3.93024 8	18.5161 3	0.31178 4	14.6753	0.79256 8	0.09142 5	11.2908 3	1749.47 8	256.741 1	1619.93 1	299.948 6	1455.47 2	164.334 9	120.200 1
THE 17/00	0.00032	76	71	160	0.44392 7	4.28287 9	13.3089	0.29202 1	6.24676 5	0.46936 7	0.10637	11.7518	1651.62	103.172 8	1690.07 6	224.930 5	1738.12 2	204.260 6	95.0232 3
THE 17/00	0.00048	34	37	123	0.29839 1	3.46426 3	17.5339	0.29351 8	12.5115	0.71356 1	0.0856	12.2841 3	1659.08 8	207.576 8	1519.11 9	266.360 7	1329.16 8	163.276 7	124.821 5
THE 17/00	0.0004	34	7	71	0.10526 7	3.23403 1	22.4116 2	0.24678 5	15.4049 9	0.68736 6	0.09504 4	16.2778 1	1421.87 5	219.039 7	1465.35 5	328.409 7	1528.94 2	248.878 2	92.9973 6
THE 17/00	0.0001	23	47	168	0.28053 1	3.69731	10.3772 5	0.28634 5	9.36412 5	0.90237 1	0.09364 7	4.47218 2	1623.24 1	152.002 3	1570.78 7	163.004 5	1501.00 7	67.1277 7	108.143 4

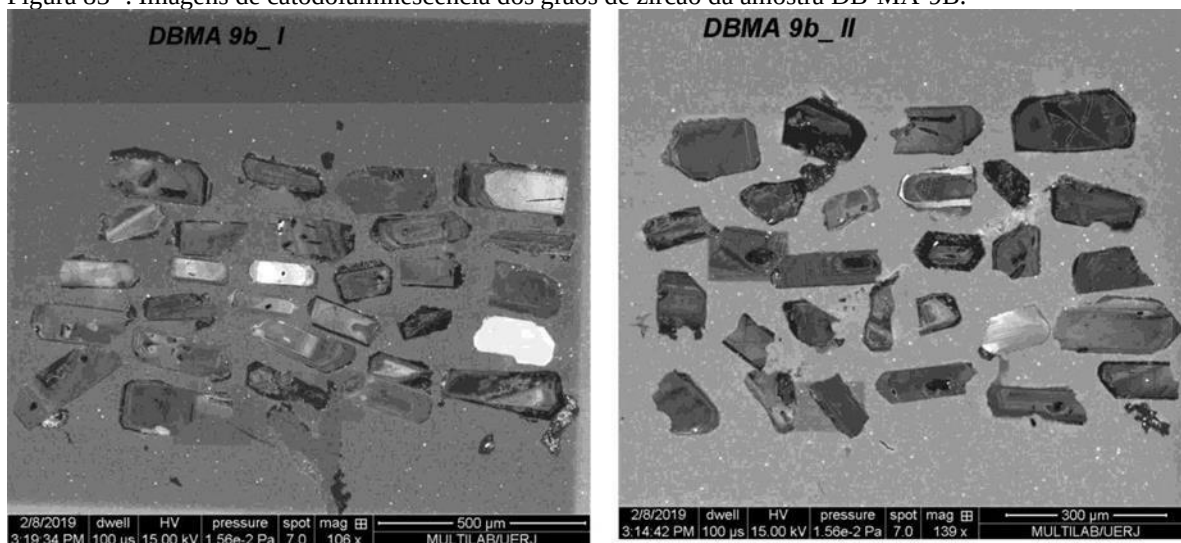
DB MA 10D																			
Spot number		Pb	Th	U		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%
	f 206a	ppm	Ppm	Ppm	Th/Ub	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf
THE 17/00	0.0007	38	43	134	0.321872	4.174654	9.508328	0.301835	7.193418	0.756539	0.100311	6.217961	1700.402	122.317	1669.059	158.6996	1629.861	101.3441	104.328
THE 17/00	0.0006	40	51	132	0.386723	4.114046	4.96135	0.30837	4.787402	0.964939	0.09676	1.302222	1732.682	82.95044	1657.096	82.21433	1562.571	20.34814	110.8866
THE 17/00	0.0012	41	45	131	0.340199	4.339528	5.586319	0.326635	5.296022	0.948034	0.096356	1.77739	1822.053	96.49632	1700.906	95.01804	1554.72	27.63344	117.1949
THE 17/00	0.00034	52	25	64	0.397354	3.792085	3.133282	0.28655	2.676473	0.854207	0.095979	1.629095	1624.265	43.473	1591.07	49.85272	1547.363	25.20802	104.9698
THE 17/00	0.0005	62	46	139	0.328448	3.956506	2.738538	0.29952	2.441024	0.89136	0.095804	1.241368	1688.928	41.22714	1625.325	44.51014	1543.936	19.16593	109.391
THE 17/00	0.00065	19	31	118	0.258127	3.991321	7.967567	0.289311	6.795363	0.852878	0.100058	4.159947	1638.086	111.3139	1632.432	130.0651	1625.154	67.60555	100.7957
THE 17/00	0.0006	34	11	103	0.109801	3.969357	11.4549	0.294433	10.28504	0.897872	0.097776	5.043093	1663.643	171.1063	1627.954	186.4806	1582.136	79.78858	105.1517
THE 17/00	0.0004	45	21	133	0.161505	3.806912	6.717458	0.285106	6.0449	0.899879	0.096842	2.929747	1617.025	97.74753	1594.207	107.0902	1564.169	45.82621	103.3791
THE 17/00	0.00034	52	38	115	0.329038	4.231521	19.50694	0.317307	17.78887	0.911925	0.09672	8.00482	1776.564	316.0306	1680.157	327.7472	1561.794	125.0188	113.7515
THE 17/00	0.00023	62	40	109	0.364256	4.340834	17.9919	0.325953	17.82901	0.990947	0.096587	2.415528	1818.735	324.2625	1701.154	306.07	1559.21	37.66316	116.6446
THE 17/00	0.00012	47	15	57	0.257696	3.899145	5.219975	0.28652	4.012996	0.768777	0.098699	3.338264	1624.116	65.17572	1613.505	84.22458	1599.686	53.40175	101.5272

DB MA 12									Isotope ratiosc							Ages (Ma)				
Spot number		Pb	Th	U		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s		207Pb/	1 s	206Pb/	1 s	207Pb/	1 s	207Pb/	1 s	%	
	f 206a	ppm	Ppm	Ppm	Th/Ub	235U	[%]	238U	[%]	Rhod	206Pbe	[%]	238U	abs	235U	abs	206Pb	abs	Concf	
THE 17/00	0.004	12	9	33	0.263472	7.494781	4.053437	0.410718	3.70147	0.913168	0.132347	1.652111	2218.204	82.10616	2172.363	88.05538	2129.337	35.17901	104.1735	
THE 17/00	0.0005	14	6	27	0.2182	6.72424	5.828858	0.37238	5.417436	0.929416	0.130965	2.151041	2040.587	110.5475	2075.812	120.9961	2110.948	45.40736	96.66685	
THE 17/00	0.0023	16	75	100	0.753616	7.475558	8.779302	0.411393	8.613543	0.981119	0.131791	1.697941	2221.286	191.3314	2170.063	190.5164	2121.965	36.02973	104.6806	
THE 17/00	0.0004	21	29	74	0.390509	7.742517	3.23171	0.419521	2.885641	0.892915	0.133853	1.455001	2258.303	65.16651	2201.552	71.14776	2149.12	31.26972	105.0803	
THE 17/00	0.002	17	115	209	0.55284	5.879072	8.350635	0.338925	8.300605	0.994009	0.125807	0.912715	1881.496	156.1755	1958.15	163.5179	2040.179	18.62102	92.22207	
THE 17/00	0.0005	12	13	20	0.631187	1.806157	7.497272	0.180215	6.198782	0.826805	0.072688	4.21713	1068.152	66.21238	1047.688	78.54805	1005.265	42.39332	106.2557	
THE 17/	0.005	14	49	35	1.40636	4.82780	41.5892	0.21071	7.25478	0.17443	0.16616	40.9516	1232.63	89.4248	1789.75	744.346	2519.42	1031.74	48.9251	

00						7	8	6	3	9	9	3	3	3	6	4	4	5	9
THE 17/ 00	0.006	16	9	19	0.46034 9	1.80533 2	7.51519 5	0.18197 6	4.98488 1	0.66330 7	0.07195 2	5.62397 8	1077.75 9	53.7249 9	1047.39	78.7134	984.581 5	55.3726 5	109.463 6
THE 17/ 00	0.0007	11	8	14	0.57346 5	1.95761 9	10.9806 4	0.18119 9	9.90586 1	0.90212	0.07835 6	4.73798 3	1073.52 4	106.341 8	1101.06 6	120.904 1	1155.90 5	54.7665 6	92.8730 4

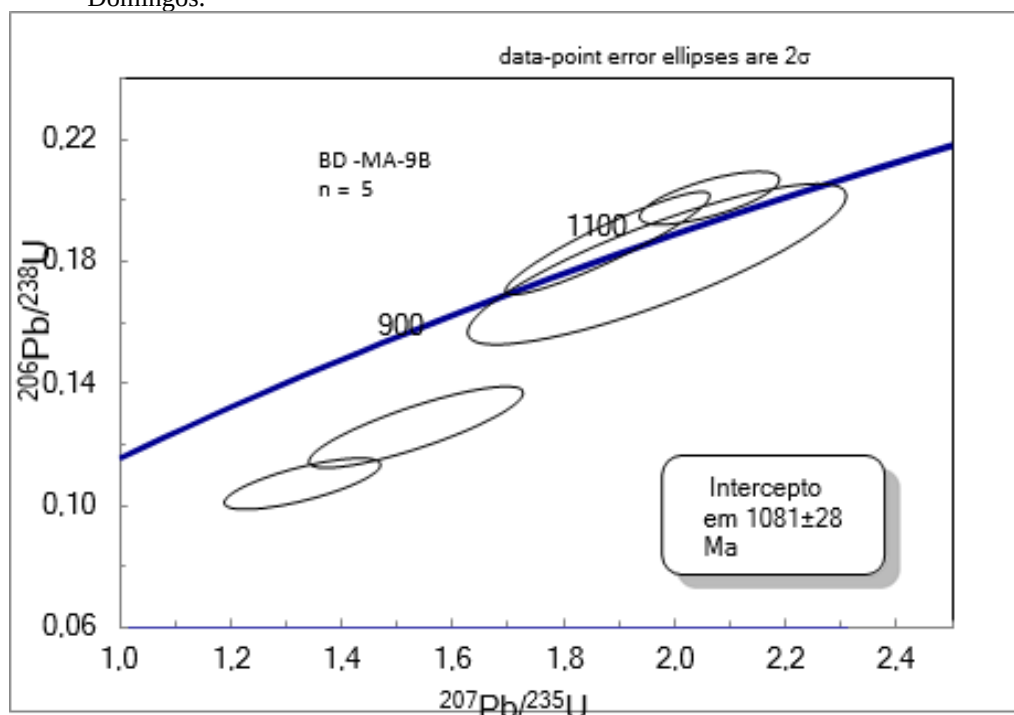
DM MA 13									Isotope ratiosc							Ages (Ma)				
Spot		Pb	Th	U		207Pb/ 235U	1 s	206Pb/ 238U	1 s		207Pb/ 206Pbe	1 s	206Pb/ 238U	1 s	207Pb/ 235U	1 s	207Pb/ 206Pb	1 s		%
	f 206a	ppm	Ppm	Ppm	Th/Ub					Rhod				abs		abs		abs	Concf	
001 G	0.0003	6	7	15	0.51516	1.98173 8	9.70601 2	0.18478 5	7.85280 9	0.80906 6	0.07778 2	5.70438 9	1093.06 2	85.8361	1109.31 2	107.67	1141.30 7	65.1045 7	95.7728 9	
002 G	0.0021	3	7	11	0.65327 2	1.97368 1	13.3504 3	0.20023 2	10.3307 7	0.77381 5	0.07149	8.45631 9	1176.56 4	121.548 1	1106.56 5	147.731 2	971.447 1	82.1486 6	121.114 6	
003 G	0.0003	8	13	45	0.28857 7	2.31333 4	24.5769 4	0.19233 1	22.7487 1	0.92561 2	0.08723 5	9.30173 3	1133.98 8	257.967 7	1216.38 3	298.949 8	1365.68 1	127.032 1	83.0346 1	
004 G	0.0052	7	13	18	0.71774 7	2.34586	19.1763 7	0.22013	10.7197 1	0.55900 6	0.07729	15.9003 4	1282.56 4	137.487 2	1226.30 2	235.160 2	1128.67	179.462 4	113.635 1	
005 G	0.005	10	32	109	0.29663 4	2.09888 5	22.0140 1	0.21251 9	19.2457	0.87424 8	0.07162 9	10.6873 7	1242.22 4	239.074 7	1148.44 1	252.818	975.421 1	104.246 8	127.352 6	
006 G	0.008	21	11	22	0.53096 2	2.01755 4	7.99711 1	0.19614 2	5.45779 7	0.68247 1	0.07460 3	5.84518 9	1154.56	63.0135 5	1121.43 6	89.6825	1057.81 4	61.8312 5	109.145 8	
008 G	0.0065	7	63	118	0.53120 5	2.16480 7	10.5526 5	0.18998 6	5.47623 4	0.51894 4	0.08264 1	9.02049 3	1121.29 8	61.4049	1169.81 5	123.446 5	1260.75 5	113.726 4	88.9385 9	
009 G	0.004	12	59	71	0.82584 3	2.02911 2	8.28151 8	0.19104 8	6.80787	0.82205 6	0.07703 1	4.71555 4	1127.04 8	76.7279 5	1125.31 8	93.1934 2	1121.98 1	52.9076 2	100.451 6	
001 G	0.0032	7	5	10	0.54712 5	2.01586 2	35.3866 2	0.18943 4	26.3925 1	0.74583 3	0.07717 9	23.5721 8	1118.30 9	295.149 8	1120.86 7	396.636 8	1125.82 9	265.382 4	99.3320 8	
002 G	0.0002	8	44	134	0.3267	2.00279 3	26.3002 7	0.17657	25.5674 1	0.97213 5	0.08226 6	6.16535 3	1048.20 7	267.999 4	1116.45 7	293.631 2	1251.84 9	77.1809 1	83.7327	
004 G	0.003	9	118	317	0.37324	1.83677 1	18.9035 7	0.17864 9	14.7651 2	0.78107 6	0.07456 8	11.8040 7	1059.59	156.449 7	1058.70 6	200.133 2	1056.88 4	124.755 3	100.256	
008 G	0.0005	4	68	236	0.28742 7	1.88340 9	8.67492 8	0.18659 9	8.15743 3	0.94034 6	0.07320 4	2.95138 3	1102.92 7	89.9705 3	1075.26 3	93.2783 3	1019.59 8	30.0922 3	108.172 8	

Figura 83 -. Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra DB-MA-9B.



Fonte: A autora, 2020.

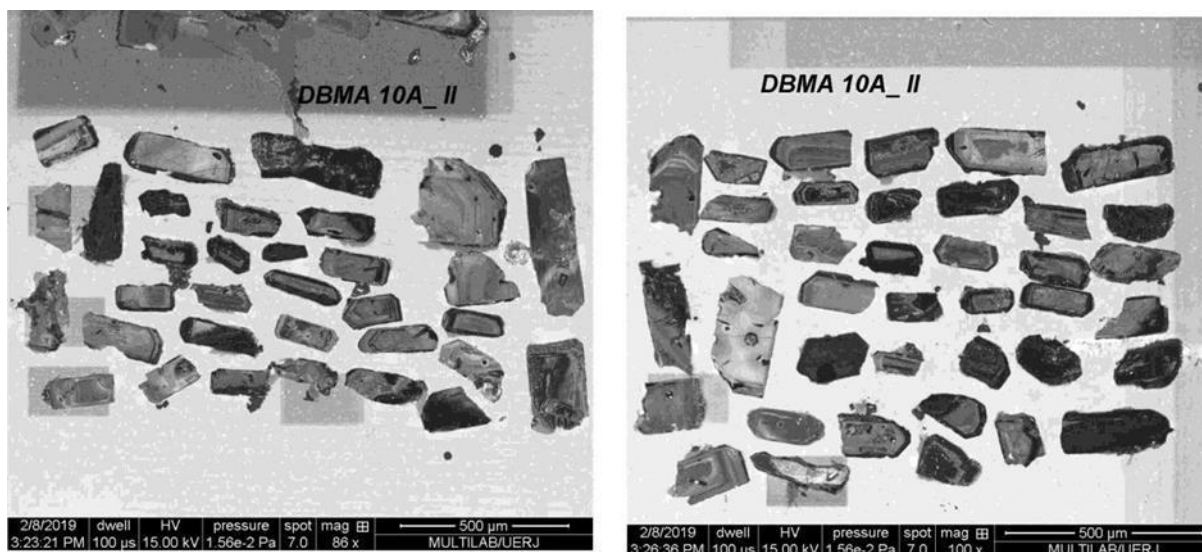
Figura 84 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-09B biotita-granito coletado na região de São Domingos.



Legenda: Amostra representativa da fácies biotita-granito coletada na parte centro-sul do Maciço Massangana, área correspondente à fase magmática São Domingos de Romanini (1982). A idade obtida, interpretada como idade de cristalização é de 1081 ± 28 Ma.

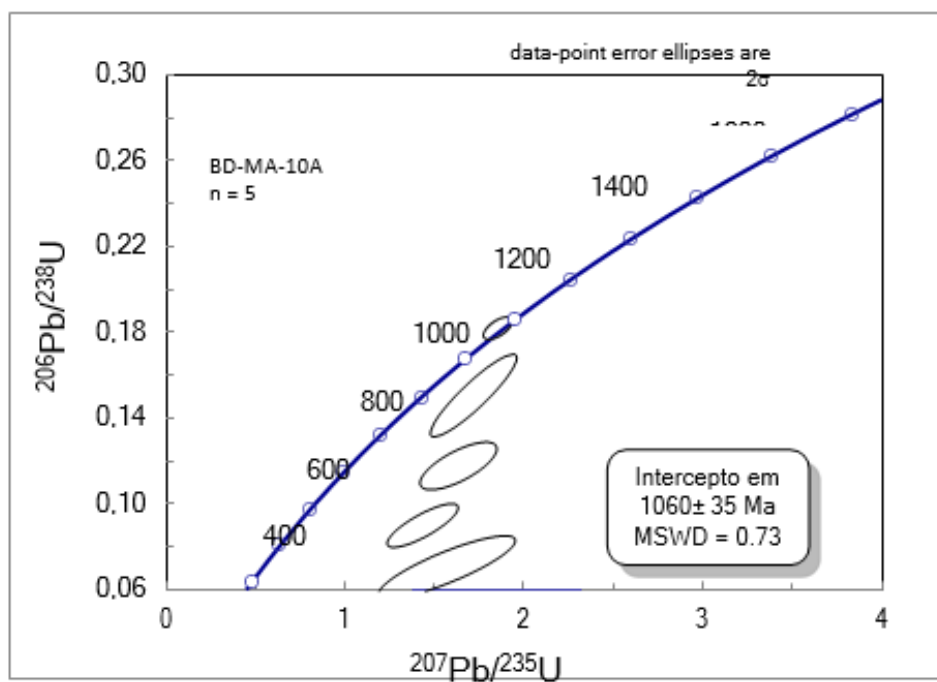
Fonte: A autora, 2020.

Figura 85 - Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra BD-MA-10A do Maciço Massangana.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 86 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10A



Legenda: Diagrama da concórdia da amostra representativa da fácies biotita-granito coletada porção sudeste do Maciço Massangana. A idade obtida de 1060 ± 35 Ma, é interpretada como idade de cristalização.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 87 - Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra BD-MA-13 do stock São Domingos.

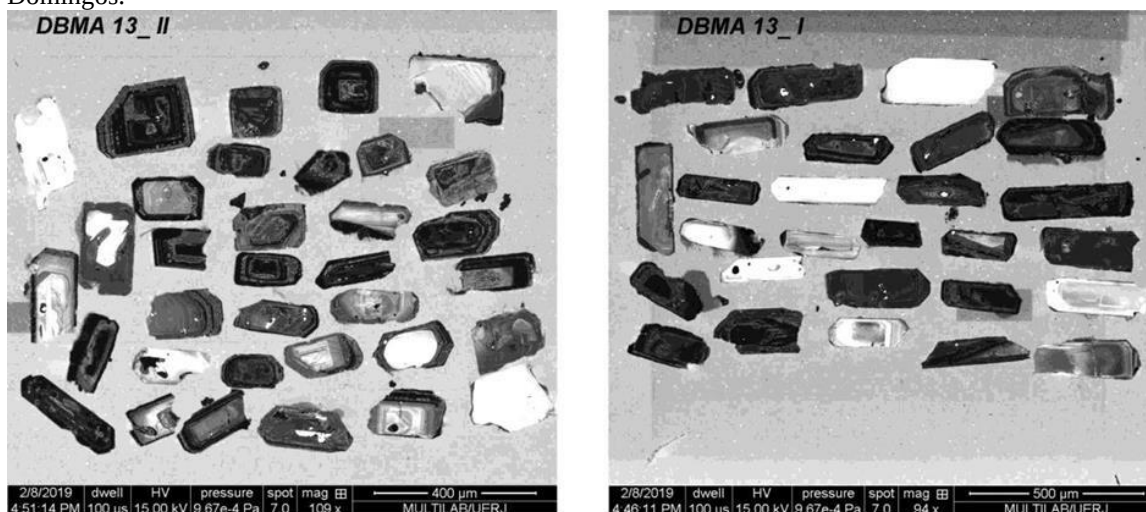
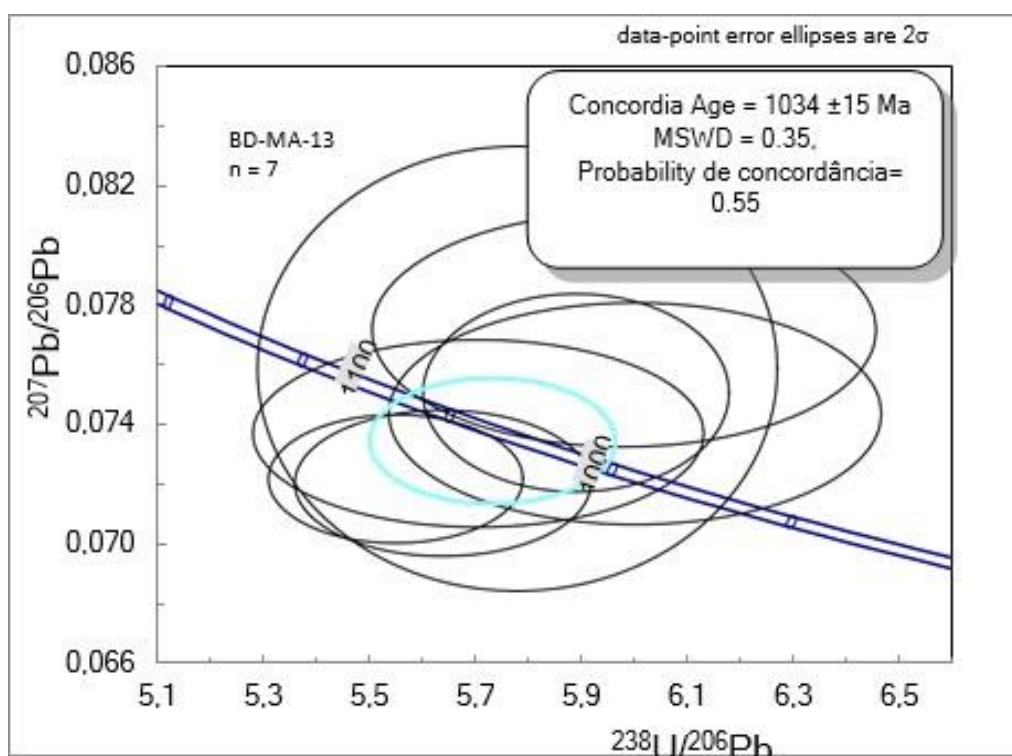


Figura 88 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-13 relacionadas a contato oscilatório de pegmatitos com albita-granito e topázio-granito coletado no stock São Domingos.



Legenda: Diagrama concordia da amostra representativa da fácies biotita-granito coletada na borda nordeste do Maciço Massangana. A idade obtida, interpretada como idade de cristalização, é de 1034 ± 15 Ma.

Fonte: A autora, 2020.

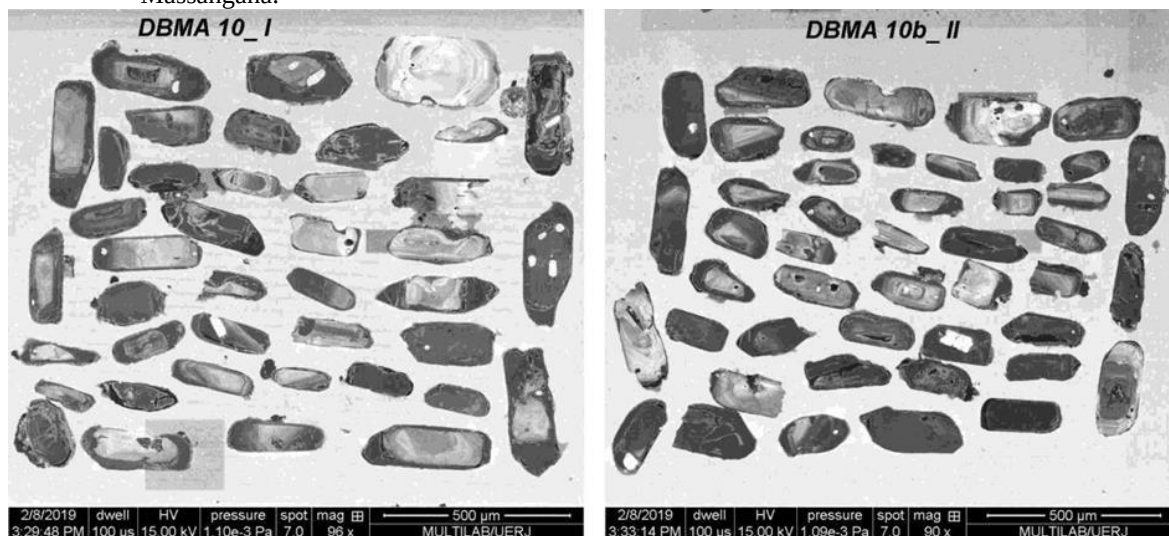
A amostra BD-MA-10B trata-se de uma fácies mineralizadas do biotita-granito médio do stock São Domingos. Os grãos de zircão analisados variam de prismas finos alongados (0,5 mm de comprimento) com as bordas piramidais ou arredondadas, a

prismas curtos (0,2-0,3 mm de comprimento). Alguns grãos apresentam intensa zonação oscilatória, enquanto outros apresentam essa oscilação apenas concentrada nas bordas. As cores variam de incolor a caramelo, sem fraturas, ou rosados, mais fraturados (Figura 89). Para a confecção do diagrama concórdia, foram utilizados dez spots que mostraram valores concordantes entre as razões de 95 a 105%. A idade obtida para a amostra BD-MA-10B foi de 1114.7 ± 30 Ma e foi interpretada como idade de cristalização (Figura 90).

A amostra BD-MA-10D é composta por um biotita-hornblenda-gnaiss, localizado no contato nordeste do stock São Domingos com a encaixante. Os grãos de zircão analisados são prismáticos com tamanhos que variam entre 0,2 a 0,5 mm de comprimento, geralmente com as bordas arredondadas e/ou quebradas. Alguns grãos apresentam zonação oscilatória, enquanto outros são mais homogêneos. As cores variam entre incolor, caramelo e rosado (Figura 91). Para a confecção da concórdia (Figura 93), foram utilizados sete spots que mostraram valores concordantes entre as razões que variaram de 97 a 103%. A idade obtida para esta amostra foi de 1561 ± 30 Ma e representa a idade de cristalização, idade correspondente às rochas da Suíte Serra da Providência (Figura 92).

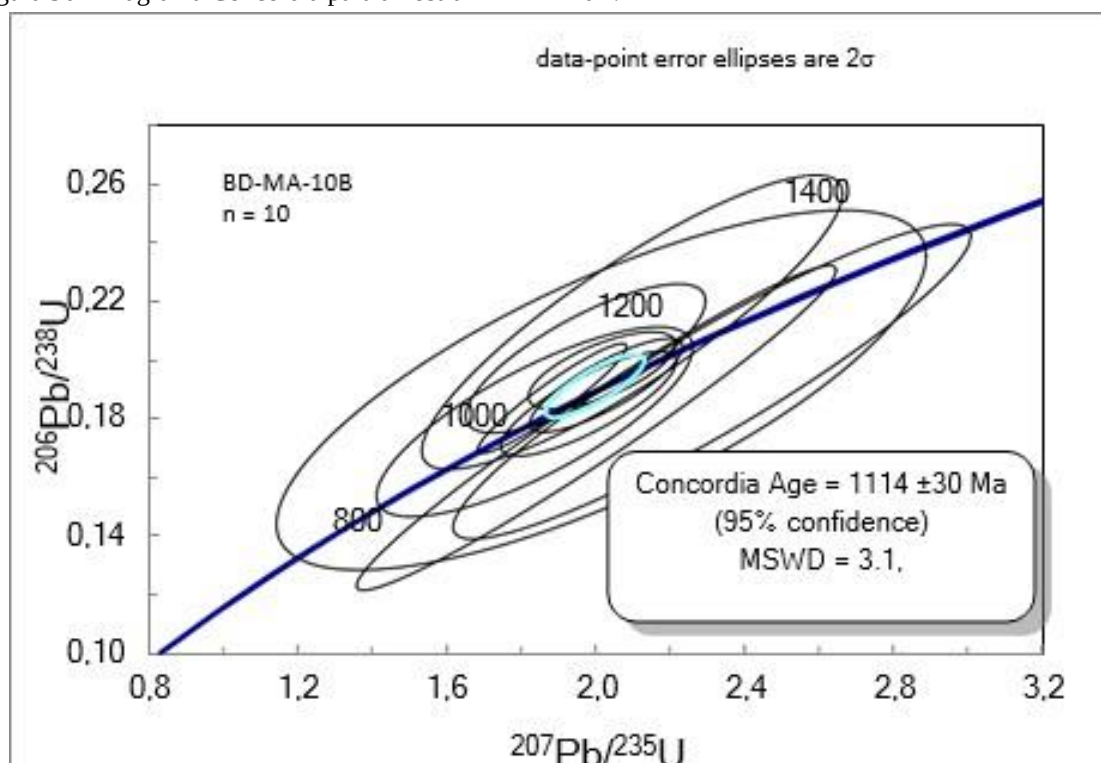
A última amostra datada (BD-MA-12 - 4) foi coletada na zona de grandes cristais do pegmatito 3, composta por grande quantidade de caulim, quartzo, topázio, berilo e metais associados. O veio se desenvolve na cúpula de um granito médio entretanto a ocorrência de xenólitos encaixante na base do morro mostram que esta encontra-se próxima tratando-se de um gnaiss cinza (Complexo Jamari). Este material foi coletado na porção caulinizada do veio onde os cristais se desagregavam facilmente, depois foi britado e peneirado para retirada dos cristais de zircão. Estes ocorrem na forma de finos prismáticos e alongados (0,5-0,6 mm de comprimento) em sua maioria, com zonação oscilatória (Figura 93), grande quantidade de fraturas internas e cores variando entre incolor, amarelado e avermelhado. Foram utilizados dezessete spots para a confecção do diagrama concórdia (Figura 94), que apresentam concordância das razões entre 98 e 108%. A idade obtida para esta amostra foi de 2115 ± 37 Ma, idade mais antiga obtida neste estudo, estando possivelmente relacionada com zircões herdados, embora não se possa relacionar essa idade com nenhuma das encaixantes descritas na região. Para confirmar essa idade são necessários novas datações de outros minerais como a cassiteirita e rutilo.

Figura 89 - Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra BD-MA-10B do Maciço Massangana.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 90 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10B.



Legenda. Diagrama concórdia da amostra de biotita-hornblenda granito, coletada na porção nordeste do Maciço Massangana. A idade obtida, interpretada como idade de cristalização, é de 1114 ± 30 Ma.

Fonte: A autora, 2020.

Figura 91 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10-D de biotita-hornblenda gnaiss uma das encaixantea da fácies de São Domingos.

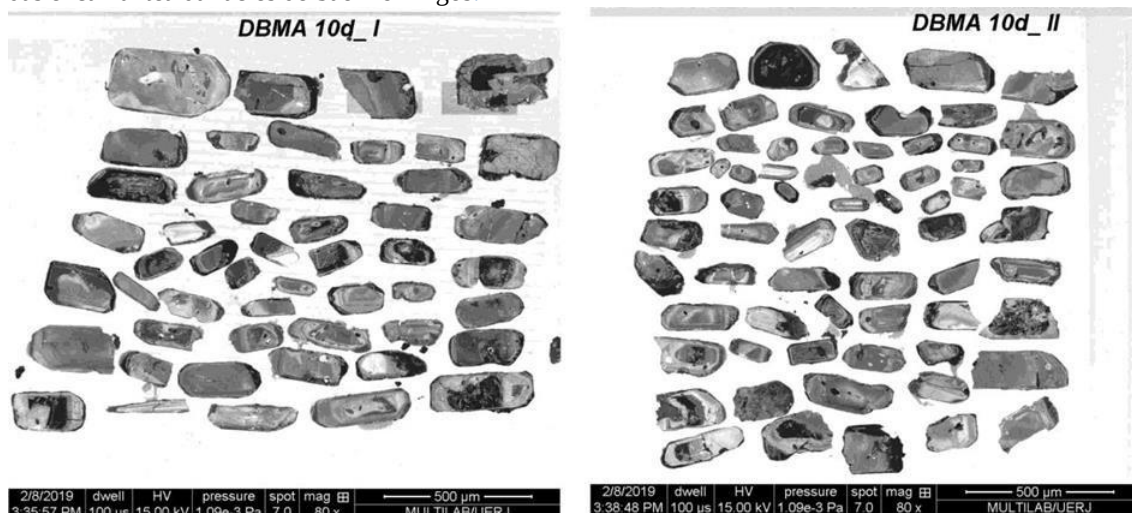
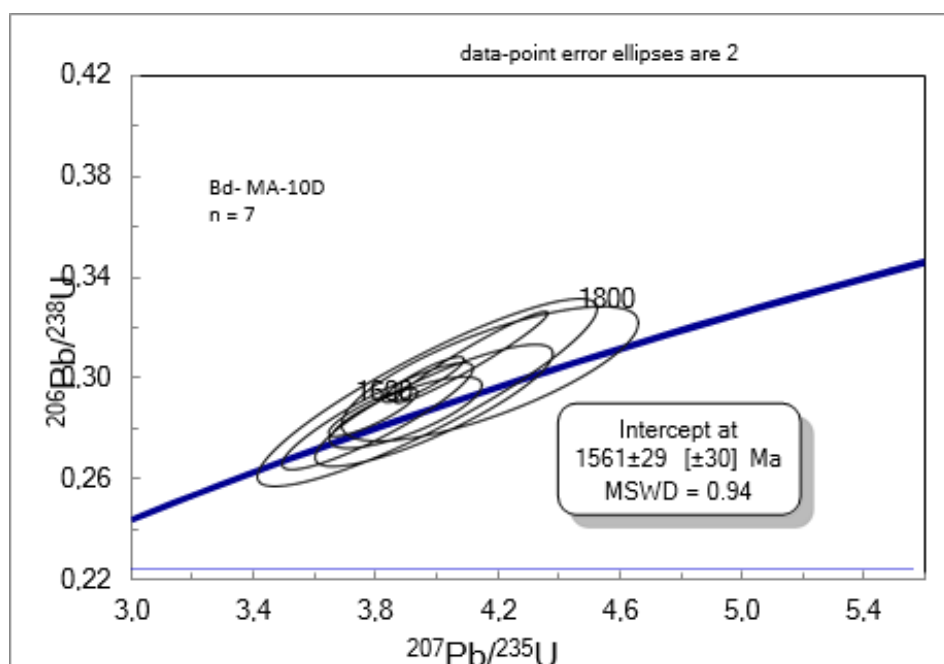


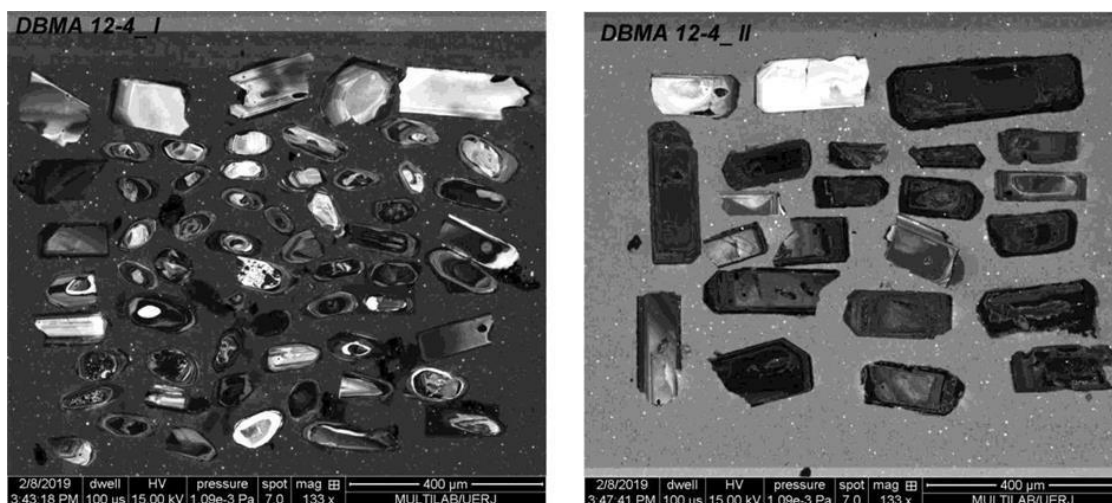
Figura 92. Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-10D.



Legenda. Diagrama concórdia da amostra de gnaiss da Suíte Serra da Providência. A idade obtida, interpretada como idade de cristalização, é de 1561 ± 29 Ma.

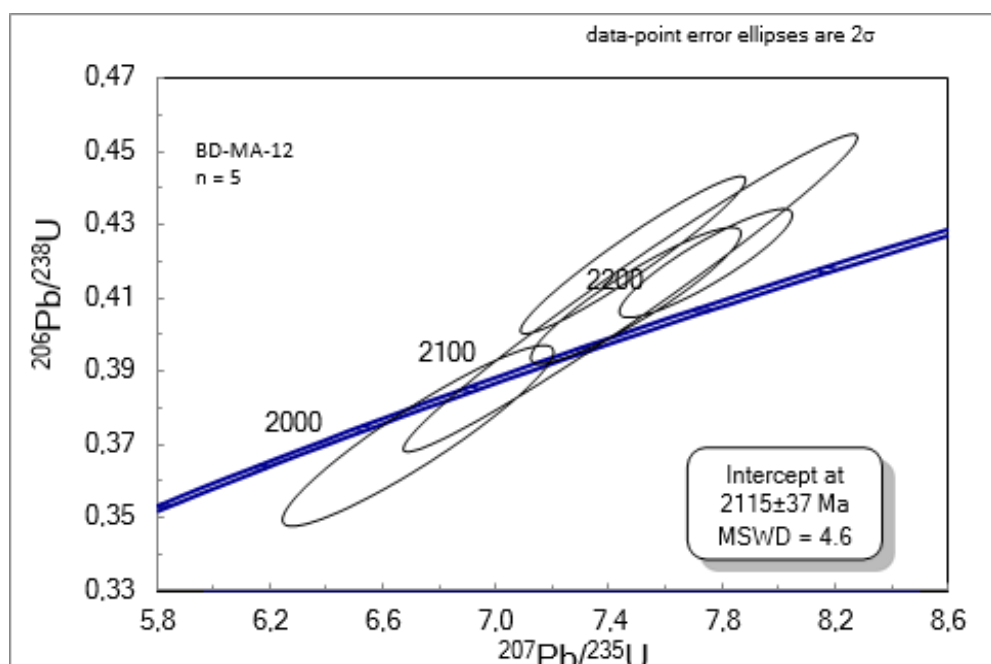
Fonte: A autora, 2020.

Figura 93 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-12-4 do Maciço Massangana.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 94 - Concordia diagrama da amostra BD-MA-12-4



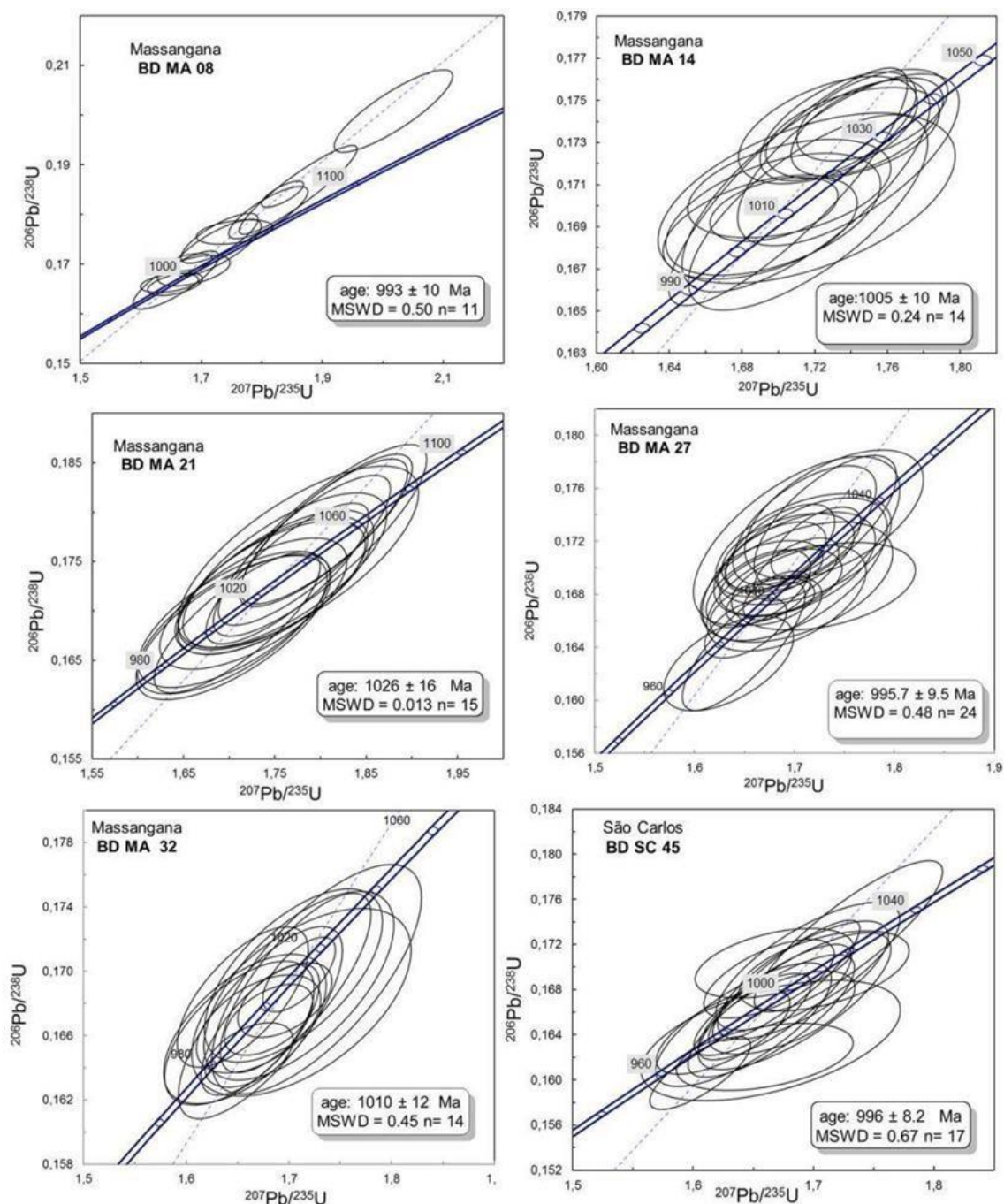
Legenda: Diagrama concórdia da amostra coletada na zona intermediária do pegmatito 02. A idade obtida, interpretada como idade de cristalização, é de 2115 ± 37 Ma.

Fonte: A autora, 2020.

Os resultados U-Pb aqui reportados podem ser avaliados conjuntamente com os dados previamente obtidos no mestrado da autora. Desta forma, os resultados se complementam, mostrando a variedade de idades das rochas encaixantes do Granito Massangana, bem como as diferentes idades obtidas para esta intrusão e para o stock São Domingos. Nas Figuras 95 e 96 são apresentadas as idades de Debowski et al.,

(2016), com idades U-Pb entre 1026 e 974 Ma, indicando processos magmáticos policíclicos que incorporaram rochas encaixantes cristalizadas de 2115 ± 37 Ma (unidade do embasamento indiviso) e de 1561 ± 29 Ma a (Suíte Serra da Providência).

Figura 95 - Diagramas Concórdia para amostras do Granito Massangana.

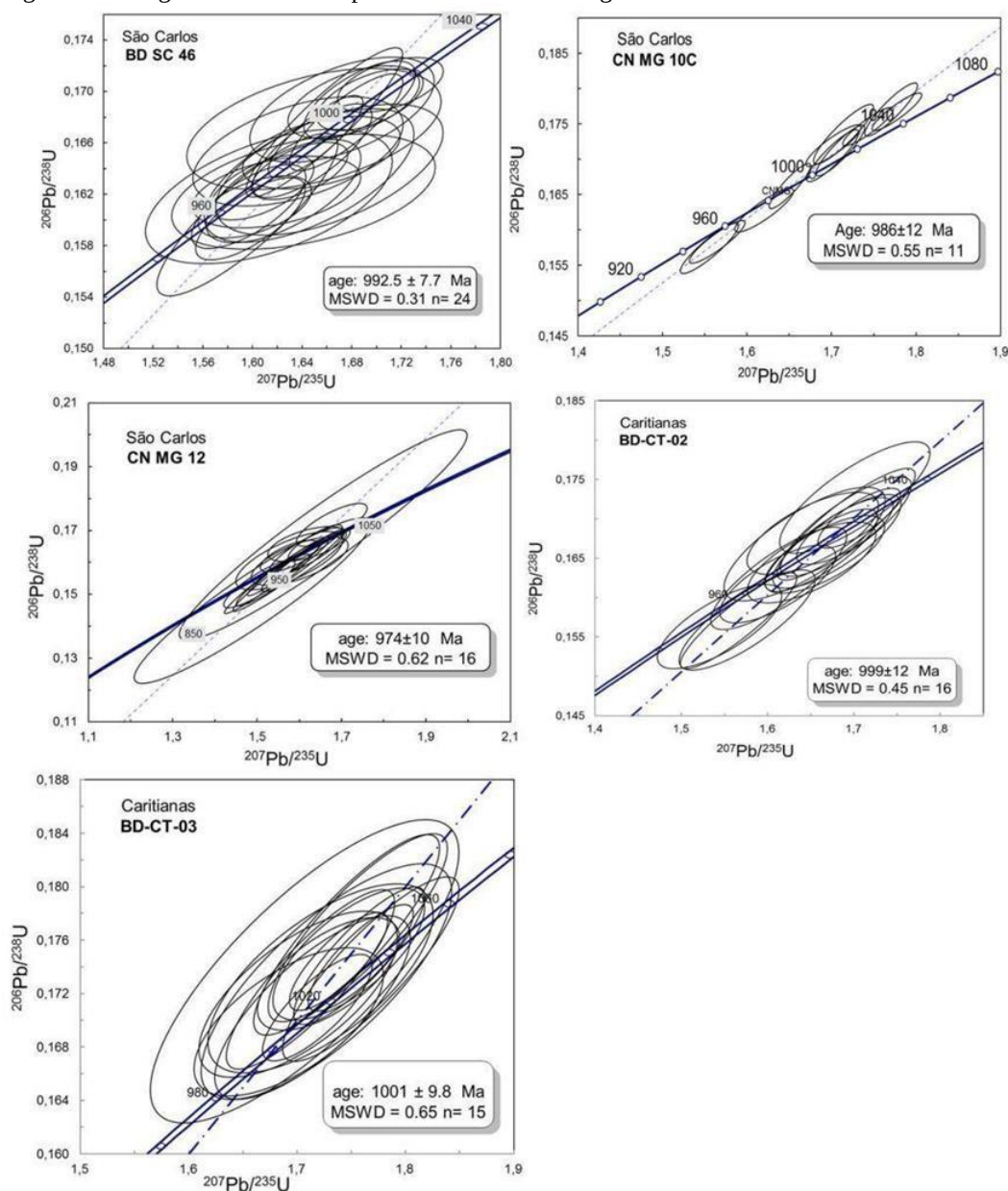


Legenda. Diagrama concórdia das amostras do Granito Massangana.

Fonte: Debowski et al., 2016.

Duas amostras de biotita-granitos do stock São Domingos forneceram idades de 1081 ± 28 Ma, 1065 ± 38 Ma, idades coerentes com a Suíte Santa Clara, mostrando que o processo de cristalização desse stock é anterior a formação do restante do maciço Massangana, diferente do que outros autores pensavam (Kloosterman, 1986; Isotta et al., 1978; Romanini, 1982).

Figura 96 - Diagramas Concórdia para amostras de outros granitos da Suíte Intrusiva Rondônia.



Legenda. Diagrama concórdia das amostras dos Granitos São Carlos e Caritianas pertencentes à Suíte Intrusiva Rondônia, juntamente com maciço Massangana.

Fonte: Debowski et al., 2016.

6.2 Geoquímica Isotópica Lu-Hf

Análises isotópicas Lu-Hf dos grãos de zircão das amostras das áreas mineralizadas estudadas pelo método U-Pb estão apresentadas nas tabelas 7, 8 e 9. Foram selecionados entre

8 e 10 grãos de zircão, previamente datados pelo método U-Pb (idades reportadas no tópico anterior). O spot das análises Lu-Hf, com 50µm de diâmetro, foi feito sobreposto ao spot das análises U-Pb, entre 20 e 30µm de diâmetro, com o objetivo de obter dados isotópicos na mesma área do grão de zircão datado para U-Pb analisados para obter as idades de cristalização.

O valor utilizado para a constante de decaimento do ^{176}Lu foi 0,01867 (Soderlung et al. 2004); para o condrito: $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{0chur}} = 0,282785$, de Bovier et al. (2008) e para o manto depletado nos dias atuais: $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0,28325$, de Giffin et al., (2000) atualizado por Andersen et al., 2009).

Nesta parte do capítulo são apresentados os dados isotópicos das amostras estudadas, com seus respectivos diagramas de razões iniciais de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e ϵHf versus a idade U-Pb, além de idade de extração mantélica (TDM) e as interpretações da autora a respeito das fontes envolvidas na formação desta suíte. Idades modelo de granitoides podem ser utilizadas para estimar a idade de extração de suas fontes, no caso de granitos derivados do manto, a idade modelo fornece o tempo de fracionamento do manto precursor do granito. Granitos que são derivados de fusão de crosta continental mais antiga irão fornecer idades modelo que são indicativas da idade da fonte crustal (Hollinson, 1993). Entretanto, frequentemente granitos são formados pela mistura de fontes crustais e mantélicas o que pode gerar resultados com ampla variação de valores (Arndt e Goldstein, 1987 in Hollinson, 1993).

Cinco amostras previamente datadas pelo método U-Pb foram submetidas à análise isotópica de Hf. Os valores obtidos para $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e os valores de ϵHf são apresentados a seguir.

A amostra BD-MA-9B, de composição biotita-granito, com idade de cristalização de 1081 ± 35 Ma, apresentou valores apenas negativos para o parâmetro ϵHf (variação entre -6,24 e -1,63) e idade TDM entre 1,77 e 2,00 Ga. O diagrama ϵHf versus idade é apresentado na Figura 97.

Já as amostras BD-MA-10A e BD-MA-13, também de composição biotita-granito, com idade de cristalização de 1060 ± 28 Ma e 1034 ± 15 Ma, respectivamente, apresentam tanto, valores negativos quanto positivos para o parâmetro ϵ_{Hf} . Para as populações de zircão da amostra BD-MA-10A, os valores de ϵ_{Hf} variam entre -2,9 e -0,54 e entre +0,31 e +1,95. Os valores de ϵ_{Hf} para os cristais de zircão da amostra BD-MA-13, variam entre -2,3 e -0,21 (Figura 98) e entre +0,87 a +1,22 (Figura 99).

Tabela 8: Resultados das análises de Hf nos cristais de zircão das amostras de rochas relacionadas as mineralizações.

BD-MA-9B															
	U/Pb		Sample (Present day ratios)				Chur	DM	Sample Initial Ratios				DM Mode	%	Crustal
Sam ple	Age (Ma)	±2s	176Hf /17	±2SE	176Lu/ 17	±2SE	176Hf/ 17	176Hf/ 17	176Hf/ 17	eHf(0)	eHf(t)	±2SE	Age (Ga)	corr	residence
003- Mud	732	5	0,282 473	3,13 E-05	6,39E- 05	2,47 E-07	0,2823 23	0,2827 16	0,2824 72	-11,0279	5,2993 73	0,0572 68	1,226297	0,326652	494,2966
004 samp l	1081	28	0,281 9	3,18 E-05	0,0006 97	7,74 E-06	0,2817 84	0,2820 94	0,2818 79	-31,2924	3,3969 69	0,0523 66	2,007672	11,60251	434,6717
005 Samp l	1081	28	0,281 949	4,49 E-05	0,0009 41	3,81 E-05	0,2817 84	0,2820 94	0,2819 21	-29,555	4,8820 15	0,2189 93	1,923071	16,58834	350,0709
006 samp l	1081	28	0,281 891	3,14 E-05	0,0005 72	2,29 E-06	0,2817 84	0,2820 94	0,2818 73	-31,6307	3,1897 7	0,0265 15	2,019465	9,281256	446,4649
007 Samp l	1081	28	0,281 81	8,63 E-05	0,0015 81	0,00 0149	0,2817 84	0,2820 94	0,2817 63	-34,4702	- 0,7275 9	0,0719 73	2,241943	25,60269	668,9427
008 samp l	1081	28	0,281 904	3,19 E-05	0,0006 17	9,86 E-06	0,2817 84	0,2820 94	0,2818 85	-31,1678	3,6069 69	0,0732 34	1,995716	10,14599	422,7164
009 Samp l	1081	28	0,281 923	3,25 E-05	0,0009 23	4,12 E-06	0,2817 84	0,2820 94	0,2818 95	-30,4954	3,9576 45	0,0347 47	1,975747	15,96409	402,7466
010 Samp l	1081	28	0,281 91	3,24 E-05	0,0006 71	9,39 E-06	0,2817 84	0,2820 94	0,2818 9	-30,955	3,7629 89	0,0688 91	1,986833	11,06201	413,8325
011 Samp l	1081	28	0,281 932	4,09 E-05	0,0008 72	1,89 E-05	0,2817 84	0,2820 94	0,2819 06	-30,1482	4,3603 71	0,1135 36	1,952803	14,99299	379,8034
012 Samp l	1081	28	0,281 939	3,86 E-05	0,0007 23	1,31 E-05	0,2817 84	0,2820 94	0,2819 17	-29,92	4,7469 87	0,1066 39	1,930769	12,12591	357,7688
013 Samp l	1081	28	0,282 294	6,69 E-05	0,0003 04	1,09 E-06	0,2817 84	0,2820 94	0,2822 85	-17,375	17,779 08	0,1427 5	1,182671	2,99507	-390,329
014- 9150	1065	0,6	0,282 284	3,24 E-05	0,0003 33	3,92 E-07	0,2821 1	0,2824 71	0,2822 78	-17,7011	5,9385 04	0,0110 26	1,456703	4,745686	391,7032

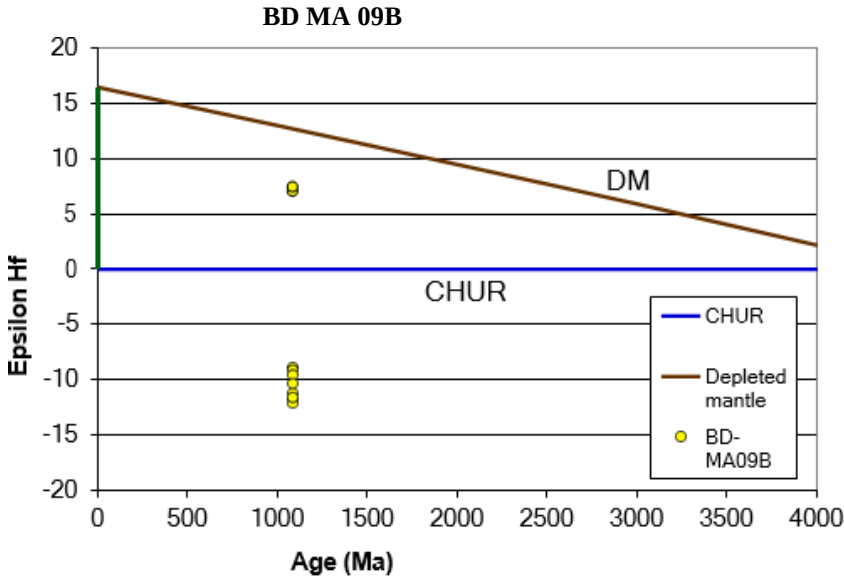
0																
BD-MA-10A																
	U/Pb		Sample (Present day ratios)				Chur	DM	Sample Initial Ratios					DM Mode	%	Crustal
Sam ple	Age (Ma)	±2s	176Hf /17	±2SE	176Lu/ 177Hf	±2SE	176Hf/ 17	176Hf/ 17	176Hf/ 17	eHf(0)	eHf(t)	±2SE	Age (Ga)	corr	residence	
003- Mud	732	5	0,282 221	2,67 E-05	4,64E- 05	2,17 E-07	0,2823 23	0,2827 16	0,2822 21	-19,9359	- 3,6147 3	0,0419 68	1,731731	-0,29219	999,7309	
004 samp l	1060	35	0,282 307	6,69 E-05	0,0003 03	1,07 E-06	0,2821 56	0,2825 24	0,2823 01	-16,9006	5,1435 3	0,0712 29	1,44437	2,983534	451,3697	
005 Samp l	1060	35	0,281 862	3,4E- 05	0,0006 09	1,99 E-05	0,2821 56	0,2825 24	0,2818 51	-32,6377	- 10,831 1	0,4648 88	2,346969	6,026672	1353,969	
006 samp l	1060	35	0,281 855	3,5E- 05	0,0006 35	1,14 E-05	0,2821 56	0,2825 24	0,2818 43	-32,8746	- 11,085 8	0,3127 74	2,36124	6,447696	1368,24	
007 Samp l	1060	35	0,281 846	5,37 E-05	0,0007 68	3,42 E-05	0,2821 56	0,2825 24	0,2818 31	-33,2117	- 11,512	0,6300 75	2,385106	8,202649	1392,106	
008 samp l	1060	35	0,281 797	4,73 E-05	0,0007 24	2,56 E-05	0,2821 56	0,2825 24	0,2817 84	-34,9214	- 13,196 5	0,6023 74	2,479338	7,89978	1486,338	
009 Samp l	1060	35	0,281 791	3,81 E-05	0,0011 65	3,98 E-05	0,2821 56	0,2825 24	0,2817 69	-35,1619	- 13,729 7	0,6086 79	2,50913	12,80487	1516,13	
010 Samp l	1060	35	0,281 821	3,88 E-05	0,0006 55	2,73 E-06	0,2821 56	0,2825 24	0,2818 09	-34,0926	- 12,319 9	0,1770 63	2,430324	6,758299	1437,324	
011 Samp l	1060	35	0,281 787	3,5E- 05	0,0015 1	7,06 E-05	0,2821 56	0,2825 24	0,2817 58	-35,3059	- 14,103 2	0,8033 84	2,529988	16,56688	1536,988	
012 Samp l	1060	35	0,281 812	3,75 E-05	0,0019 85	7,83 E-05	0,2821 56	0,2825 24	0,2817 75	-34,3992	- 13,509 1	0,6709 04	2,496807	22,8508	1503,807	
013 Samp l	1060	35	0,282 307	6,69 E-05	0,0003 03	1,07 E-06	0,2821 1	0,2824 71	0,2823 01	-16,9006	6,7617 06	0,0293 53	1,409731	2,983534	344,7312	
014- 9150 0	1065	0,6	0,281 971	4,4E- 05	0,0002 87	7,11 E-07	0,2821 1	0,2824 71	0,2819 65	-28,7861	- 5,1401 9	0,0164 56	2,08488	2,233433	1019,88	

[illegible]

	U/Pb		Sample (Present day ratios)				Chur	DM	Sample Initial Ratios				DM Mode	%	Crustal
Sample	Age (Ma)	±2s	176Hf/17	±2SE	176Lu/17	±2SE	176Hf/17	176Hf/17	176Hf/17	eHf(0)	eHf(t)	±2SE	Age (Ga)	corr	residence
003-Mud	732	5	0,282195	2,85E-05	4,75E-05	2,68E-07	0,282323	0,282716	0,282194	-20,871	-4,55189	0,05722	1,784593	-0,27474	1052,593
004 sample I	1561	29	0,281603	2,88E-05	0,000685	6,17E-06	0,281794	0,282106	0,281583	-41,8088	-7,50313	0,108856	2,611786	7,051305	1054,786
005 Sample I	1561	29	0,281614	4,88E-05	0,000969	2,62E-05	0,281794	0,282106	0,281585	-41,4188	-7,4095	0,241799	2,606517	10,01099	1049,517
006 sample I	1561	29	0,281596	3,54E-05	0,000705	1,89E-05	0,281794	0,282106	0,281575	-42,0519	-7,76808	0,250765	2,626693	7,316586	1069,693
007 Sample I	1561	29	0,28157	4,19E-05	0,001001	1,26E-05	0,281794	0,282106	0,281541	-42,9611	-8,99064	0,16274	2,695423	11,03575	1138,423
008 sample I	1561	29	0,281551	3,28E-05	0,000958	4,31E-05	0,281794	0,282106	0,281523	-43,629	-9,61557	0,486037	2,730522	10,0969	1173,522
009 Sample I	1561	29	0,281588	7,2E-05	0,000604	1,35E-05	0,281794	0,282106	0,28157	-42,3338	-7,94523	0,221941	2,636657	5,398044	1079,657
010 Sample I	1561	29	0,281546	4,33E-05	0,000492	3,39E-06	0,281794	0,282106	0,281531	-43,8179	-9,31779	0,115917	2,7138	4,66322	1156,8
011 Sample I	1561	29	0,281581	3,02E-05	0,000566	8,39E-06	0,281794	0,282106	0,281565	-42,5688	-8,14168	0,165383	2,647705	5,685858	1090,705
012 Sample I	1561	29	0,281563	5,5E-05	0,000823	2,62E-05	0,281794	0,282106	0,281539	-43,2092	-9,053	0,338861	2,698927	6,379871	1141,927
013 Sample I	1561	29	0,282176	6,72E-05	0,000305	1,11E-06	0,282785	0,28325	0,282176	-21,5273	-21,5273	#DIV/0!	2,143328	3,04489	2143,328
014-91500	1065	0,6	0,281969	3,95E-05	0,000287	1,79E-06	0,28211	0,282471	0,281963	-28,8496	-5,20398	0,036182	2,088476	2,285154	1023,476
BD-MA013															
	U/Pb		Sample (Present day ratios)				Chur	DM	Sample Initial Ratios				DM Mode	%	Crustal

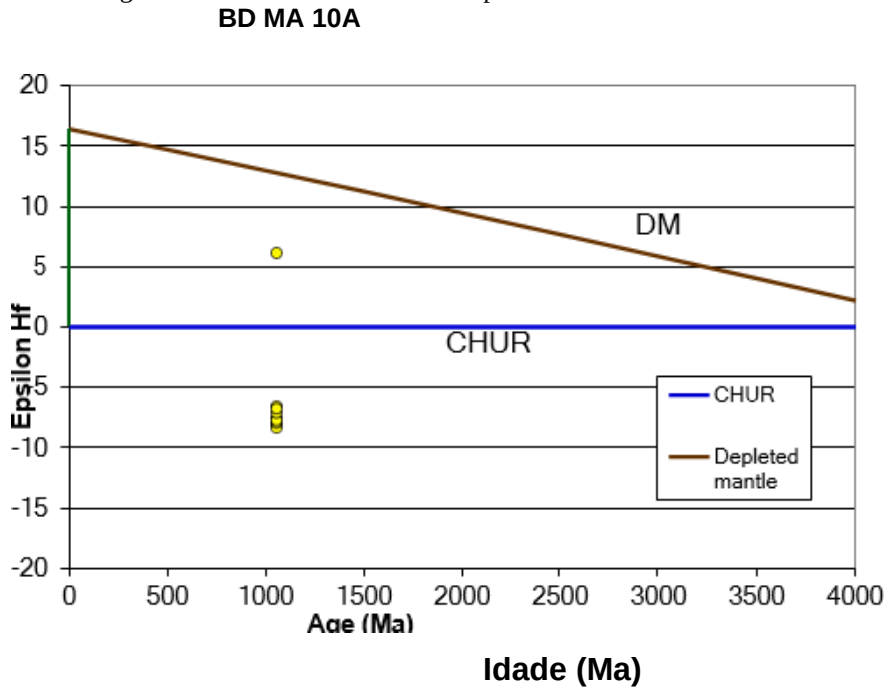
			ratios)												
Sam ple	Age (Ma)	±2s	176Hf /17	±2SE	176Lu/ 17	±2SE	176Hf/ 17	176Hf/ 17	176Hf/ 17	eHf(0)	eHf(t)	±2SE	Age (Ga)	corr	residence
003- Mud	732	5	0,282 477	3,45 E-05	6,17E- 05	2,72 E-07	0,2823 23	0,2827 16	0,2824 76	-10,8954	5,4331 09	0,0617 25	1,218677	0,398819	486,6773
004 samp l	1034	15	0,282 211	4,11 E-05	0,0010 53	1,94 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2821 91	-20,3047	1,2787 94	0,0359 51	1,665737	21,58594	670,7371
005 Samp l	1034	15	0,282 159	5,22 E-05	0,0010 36	2E- 05	0,2821 55	0,2825 22	0,2821 4	-22,1348	- 0,5439 6	0,0157 75	1,769075	21,30558	774,0746
006 samp l	1034	15	0,282 149	5,01 E-05	0,0012 51	5,65 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2821 26	-22,4863	- 1,0396 6	0,0570 89	1,797143	26,00721	802,1429
007 Samp l	1034	15	0,282 234	4,36 E-05	0,0012 71	1,99 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2822 1	-19,4877	1,9524 95	0,0495 35	1,627492	26,22491	632,4924
008 samp l	1034	15	0,282 188	4,76 E-05	0,0012 81	2,34 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2821 64	-21,1169	0,3129 61	0,0087 52	1,720518	27,22108	725,518
009 Samp l	1034	15	0,282 084	5,02 E-05	0,0005 66	1,38 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2820 73	-24,8024	- 2,9057 1	0,0988 71	1,902674	10,78294	907,6736
010 Samp l	1034	15	0,282 204	3,85 E-05	0,0014 51	2,11 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2821 77	-20,5307	0,7875 39	0,0190 88	1,693608	30,47748	698,6075
011 Samp l	1034	15	0,282 17	4,31 E-05	0,0013 65	2,98 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2821 45	-21,7443	- 0,3714 7	0,0117 11	1,759304	27,86633	764,3043
012 Samp l	1034	15	0,282 133	4,74 E-05	0,0007 81	2,08 E-06	0,2821 55	0,2825 22	0,2821 18	-23,0681	- 1,3099 7	0,0162 2	1,812443	15,36486	817,4427
013 Samp l	1034	15	0,282 116	3,86 E-05	0,0010 28	3,26 E-05	0,2821 55	0,2825 22	0,2820 97	-23,6599	- 2,0674 9	0,0855 73	1,855296	20,94548	860,2955
014- 9150 0	1065	0,6	0,282 234	5,25 E-05	0,0003 54	1,34 E-06	0,2821 1	0,2824 71	0,2822 27	-19,4889	4,1312 01	0,0187 2	1,559684	5,78017	494,684

Figura 97 -. Valores de Hf inicial vs idade U-Pb para a amostra BD -MA-9B.



Fonte: A autora, 2020.

Figura 98 - Diagrama com valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para a amostra BD -MA-10 A

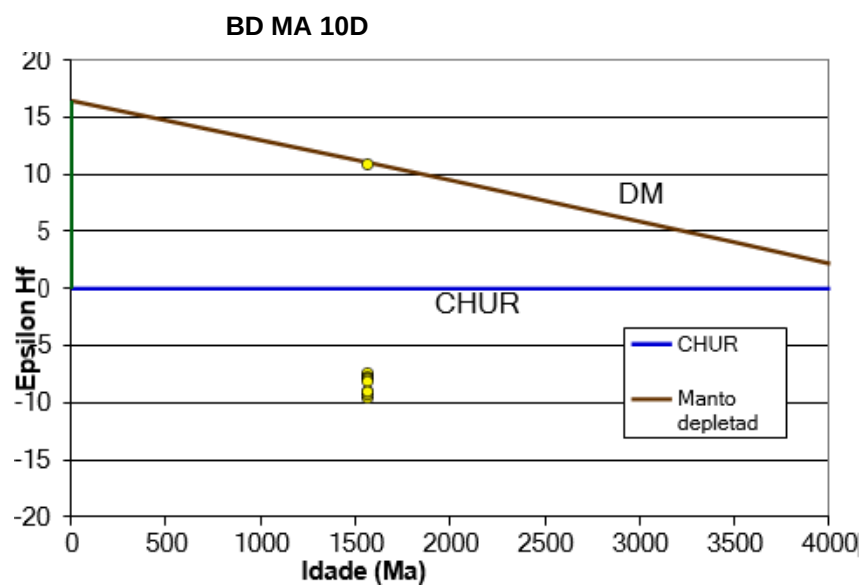


0 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000

Idade (Ma)

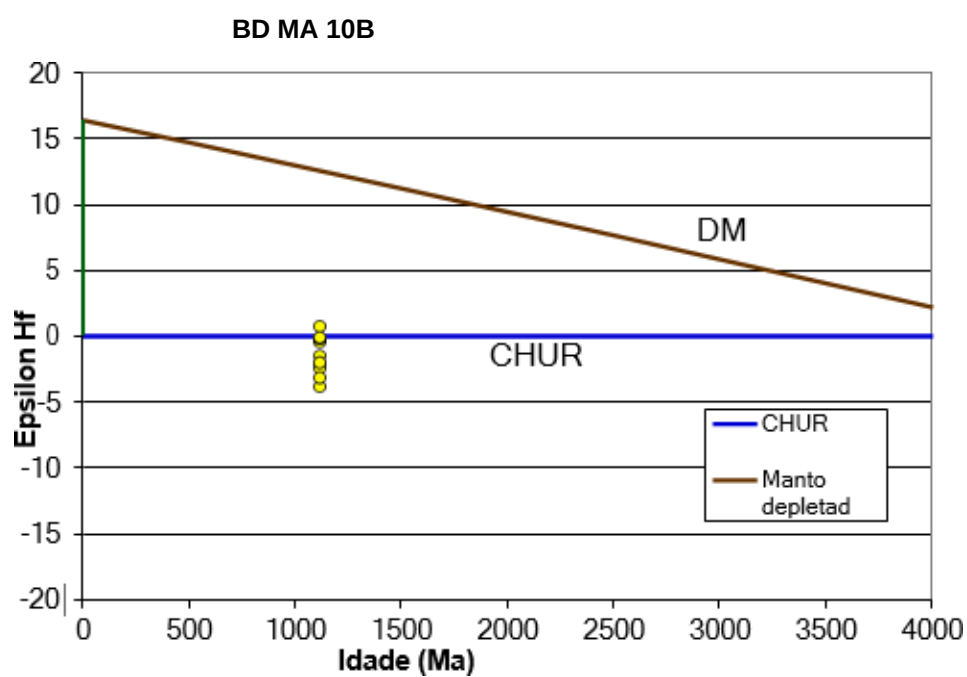
Fonte: A autora, 2020.

Figura 99 - Valores de Epsilon Hf vs. idade U-Pb para a amostra BD -MA-10D.



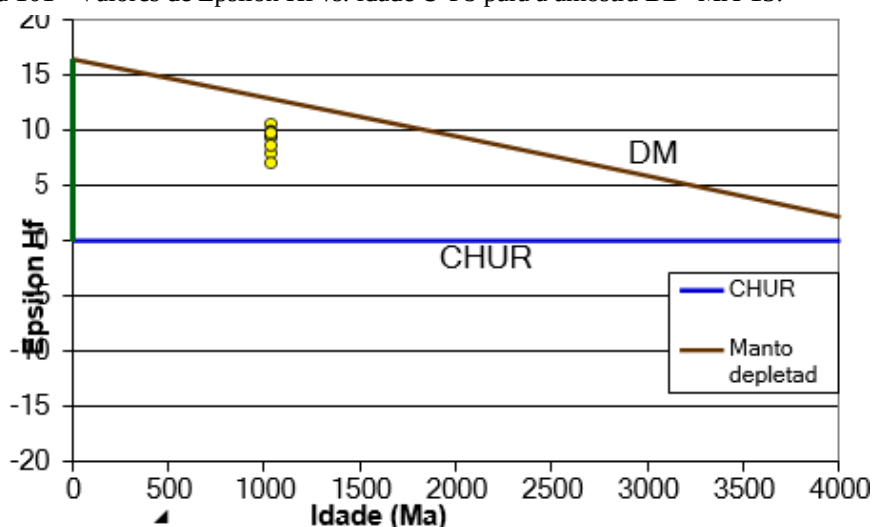
Fonte: A autora, 2020.

Figura 100 - Valores de Epsilon Hf vs idade U-Pb para a amostra BD -MA-10B.



Fonte: A autora, 2020

Figura 101 - Valores de Epsilon Hf vs. idade U-Pb para a amostra BD -MA-13.



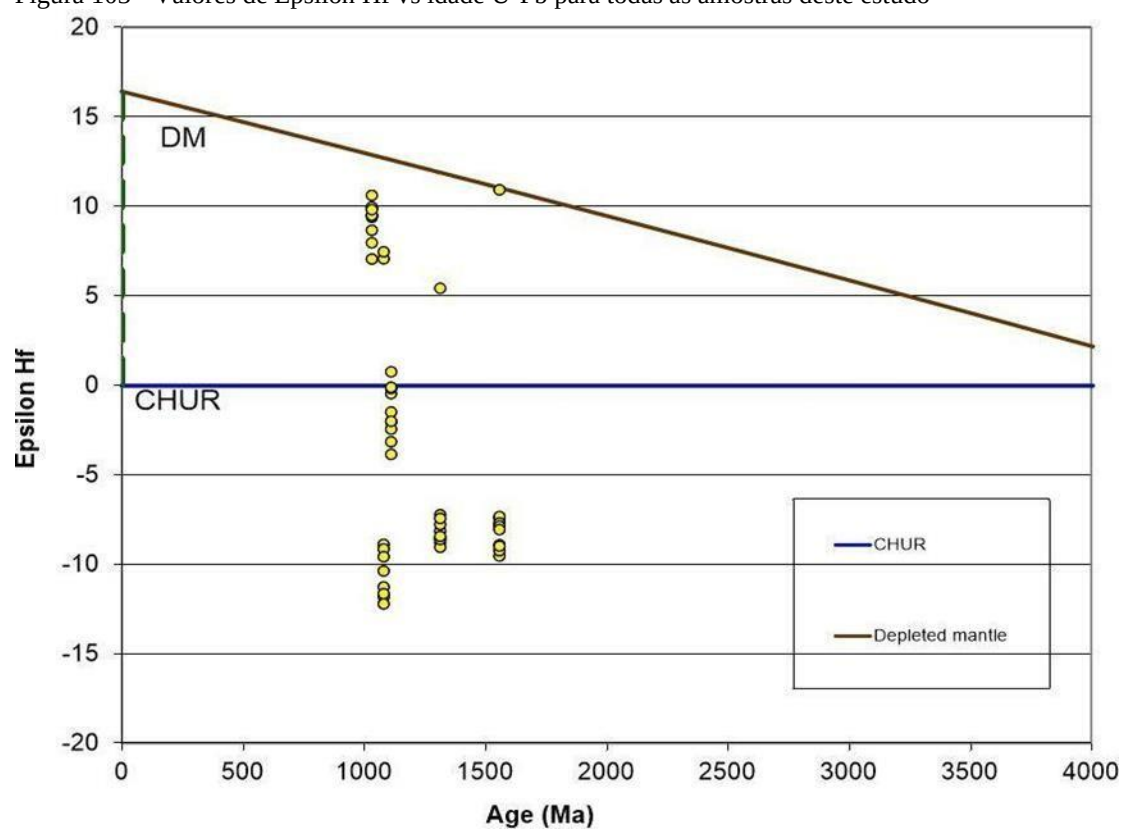
Fonte: A autora, 2020.

As idades TDM dessas duas amostras foram bem coerentes, variando entre 1,62 e 1,82 Ga o que indica uma fonte predominantemente mesoproterozóica relacionado às encaixantes.

A amostra BD-MA-10B com idade de cristalização de 1114 ± 16 Ma, apresenta valores de ϵ_{Hf} negativos, entre -2,9 e -0,5, e positivos, entre +0,2 e +3,4, como pode ser observado no diagrama ϵ_{Hf} versus idade apresentado na Figura 6.19. As idades T_{DM} variam entre 1,52 e 1,85 Ga, exclusivamente no mesoproterozóico.

A figura 102 mostra o parâmetro petrogenético epsilon Hf versus a idade U-Pb das amostras aqui estudadas. Os valores de ϵ_{Hf} obtidos foram predominantemente negativos indicando predomínio de fusão a partir de fontes crustais em diferentes proporções. Entretanto, valores positivos também foram obtidos em todas as amostras, o que indica contaminação com material juvenil. As idades de extração mantélica (T_{DM}), obtidas vão desde o Paleoproterozóico (2,40 Ga) ao Mesoproterozóico (1,52 Ga).

Figura 103 - Valores de Epsilon Hf vs idade U-Pb para todas as amostras deste estudo



7 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

7.1 Introdução

Suítes Intrusivas de Granitos Rapakivi tem sido amplamente estudadas nas últimas décadas (Dempster et al. 1994; Bettencourt et al. 1995a, 1995b, 1999; Dall' Agnol et al. 1999; Frost et al. 2001; Dall' Agnol e Oliveira, 2005; Anderson e Morrison, 2006; Heinonen et al, 2010; Frost e Frost 2010; entre outros). Apesar de serem caracterizadas principalmente como anorogênicas, novos estudos (Ahall et al. 2001, Sadowski e Bettencourt et al. 1996; Geraldles et al. 2004) tem mostrando que relações distais com eventos orogênicos podem ter um importante papel na formação dessas suítes. O caráter bimodal, que antes era apenas sugerido, através de feições petrográficas e litogeoquímicas com o advento de novas técnicas de análise isotópica, principalmente a união de dados geocronológicos U-Pb e isotópicos Lu-Hf em cristais de zircão, agora pode ser confirmado. A união dessas técnicas tem se mostrando uma importante ferramenta na definição de fontes para granitos Rapakivi.

Os granitos geoquimicamente especializados em metais raros, geralmente representam fases intrusivas tardias que ocorre nas zonas apicais ou marginais de plútons graníticos alojados em níveis mais rasos (< 4km) da crosta (Stemprok, 1989; Pollard, 1990a).

Nos stocks ou cúpulas ocorre um zoneamento vertical, marcados pela mudança na textura, mineralogia e composição modal da rocha, independente de estar relacionado a processos magmáticos ou pós-magmáticos. Segundo Pollard, (1992) esse zoneamento geralmente ocorre da base para o topo com um aumento na concentração de albita, seguido por um aumento no conteúdo de micas ricas em Li (zinwalditas) e decréscimo na granulometria da rocha culminando com a formação de veios pegmatíticos nas zonas marginais.

Os tipos graníticos desenvolvidos nessas zonas podem ser reunidos em quatro tipos principais: (1) biotita-granitos e granitos a duas micas, (2) topázio-Li-mica granitos, (3) turmalina-muscovita granitos e (4) granitos alcalinos com anfibólio e/ou piroxênio (Stemprok, 1979; Beus 1982; Pollard, 1989a).

Os biotita-granitos e granitos a duas micas são os tipos mais comuns e estão geralmente associados ao desenvolvimento de veios mineralizados precedendo os granitos peraluminosos com minério disseminado. Apresentam variação textural de granitos eueigranulares a porfiríticos com mineralogia essencial composta por quartzo, K-feldspato (ortoclásio e/ou microclina) plagioclásio, biotita e/ou muscovita. A assembleia acessória é composta por zircão, ilmenita, monazita, fluorita, apatita e xenotima.

Os topázio-Li mica-granitos apresentam mineralogia representada por albita, Li-mica e quantidades menores de quartzo, feldspatos potássicos e topázio. Os acessórios são geralmente representados por zircão, apatita, monazita, cassiteirita e tantalita, sendo comum estes granitos estarem associados a fontes naturais de Ta e secundariamente de Sn e Li.

Os turmalina-muscovita granitos são mais raros nas fácies peraluminosas, apresentam geralmente granulação fina e mineralogia composta por quartzo, feldspato potássico, albita, muscovita e turmalina; tendo como minerais acessórios: zircão, monazita, apatita, cassiterita, tantalita, columbita e topázio.

Os anfibólio e/ou piroxênio granitos alcalinos são variedades bem típicas de ambiente anorogênico sendo relacionados a mineralizações de Nb, Zr, e ETRs principalmente. A mineralogia principal é constituída de quartzo, feldspato potássico, albita, anfibólios e/ou piroxênios alcalinos. A mineralogia acessória é representada por zircão, apatita, thorita, fluorita, monazita, xenotima, pirocloro, columbita, cassiterita, astrofilita e cryolita.

No caso das rochas estudadas foi observada a ocorrência das fácies biotita-granitos com variações laterais para tipos de textura equigranular a grossa e porfirítica. Essas fácies são intrudidas posteriormente por fácies mais finas de coloração rosada e caráter peraluminoso na forma de diques e bolsões. Esta fácies denominada neste trabalho de zinwaldita-topázio granito apresentou mineralogia composta por k-feldspatos (tanto a microclina quando o ortoclásio), quartzo, albita intersticial e Li-micas, tendo como minerais acessórios o topázio, zircão e minerais opacos.

Esta rocha aflora na forma de lajedos, em cota superior aonde são retirados os endogreisens ricos em zinwaldita, quartzo e topázio, sendo cortada por veios de quartzo com berilo, topázio e cassiterita. A partir dessa rocha parecem se desenvolver topázio-greisens e os greisens, fato observado na lâmina pela lixiviação dos feldspatos e

desenvolvimento de topázio na matriz, formando uma rocha com mineralogia essencialmente constituída por topázio, zinwalditas e minerais de argila e ou calcita.

Esta fácies fina rosada também foi visualizada nos contatos entre as zonas do pegmatito zonado (zona de borda, zona intermediária e zona de núcleo), estando possivelmente relacionada ao desenvolvimento desses corpos.

Um outro grupo de rochas parece desenvolver-se associado a um processo de aumento dos teores de Na (albitização). Neste local, diversas fácies graníticas são atingidas por processos diferentes sendo albitização, silicificação, topázificação os mais visíveis.

Neste contexto o biotita-granito equigranular constituído por, quartzo, feldspato potássico, sendo microclina mais comum e ortoclásio menos comum, plagioclásio e biotita passa por processos de albitização adquirindo uma matriz onde a albita é predominante, preservando os cristais maiores de quartzo (que são mais difíceis de alterar) que são circundados pela matriz de albita, um pouco de ortoclásio e microclina reliquiar, sendo a biotita totalmente consumidas, dando lugar a zinwaldita, que nessa rocha ainda é escassa.

Uma amostra estudada parece passar por processo de silicificação e microclinização, em que ocorre um matriz de ortoclásio e microclina associada ao aumento no conteúdo de quartzo e topázio com formato anédrico e biotitas de cor verde, entretanto a grande maioria parece seguir uma tendência ao enriquecimento em Na com desenvolvimento de zonas pegmatíticas com matriz microgranular de albita e cristais maiores de quartzo e ortoclásio, associados a Li-micas e com mineralogia acessória representada por zircão e cassiterita. Neste mesmo ponto é notável a transformação posterior das albitas em topázio, que mantém a forma da albita até certo ponto, quando precipitam com formato euédrico característico.

Na região também foram descritos dois pontos de ocorrência de tipos alcalinos representando pelas amostras (DB-MA16D e DB-MA-08C) descritas neste estudo como quartzo-sienitos tendo mineralogia principal composta por K-feldspato (40%), anfibólio (25%), biotita (10%) e quantidades menores de quartzo e plagioclásio (10-15%). Estas rochas apresentam as mais altas concentrações de Nb, Zr, e ETRs relatadas neste estudo.

7.2. O Maciço Massangana no contexto dos Granitos Rondonianos (Younger granites)

Os granitos Rondonianos (assim denominados recentemente na cartografia geológica executada pela CPRM), também denominados de Younger Granites de Rondônia por Kloosterman (1986) são definidos como suítes do tipo Rapakivi com idades entre 1010 e 990 Ma, sendo a maioria mineralizados em Sn, W, Nb, Ta, topázio e berilo, com frentes de exploração mecanizada ou por garimpeiros.

Neste contexto, da Província Estanífera de Rondônia, eles podem ser analisados conjuntamente para identificação de características comuns e suas diferenças, compreendidos por Santa Barbara, São Carlos, Caritianas, Massangana, Pedra Branca e Palanqueta.

O maciço de Santa Barbara é uma intrusão semicircular com um diâmetro de 7 km e inclui três unidades de granito de subsólito: (1) um sienogranito porfirítico metaluminoso; (2) um sienogranito porfirítico peraluminoso; e (3) um granito de albita e microclina porfirítico (granito com estanho) (Sparrenberger, 2003). Este granito mineralizado abrange duas fácies de granito com albita e microclina de grão médio rosa e um granito rosa a branco de grão fino equigranular a albita e microclina; o último ocupa a parte apical da cúpula. Os principais minerais são quartzo, albita, microclina e zinnwaldita; os minerais acessórios compreendem fluorita, topázio, zircão, torita, columbita, cerianita e cassiterita.

O depósito de estanho do Bom Futuro está localizado na região centro-oeste de Rondônia, no município de Ariquemes, distante cerca de 200 km ao sul de Porto Velho. Esse depósito de estanho é formado por um sistema do tipo vulcano-plutônico, encaixado em rochas do Complexo Jamari e circundado por coberturas sedimentares aluviais (Villanova & Franke 1995, Souza & Botelho 2002).

No sistema plutônico Palanqueta o tipo petrográfico dominante é o biotita-granito, de composição modal sienito a monzogranítica, o qual varia de um biotita granito equigranular médio nas bordas para um biotita granito fino a porfirítico em uma faixa estreita na porção SSW do sistema plutônico Palanqueta. Já o tipo petrográfico albita granito, apresenta formato aproximadamente circular e seus contatos são, em geral, ocultados por zonas de greisens e por planos de falhas.

Os greisens, por sua vez, estão distribuídos numa faixa irregular e descontínua ou em bolsões ao longo da zona de contato entre o biotita-granito e o zinwaldita-granito. Quatro tipos faciológicos de greisens foram identificados: a) mica-quartzo-topázio greisen, tipo dominante e restrito à porção norte da faixa, b) quartzo-topázio greisen, distribuído nas porções nordeste e leste da faixa, c) mica- topázio-quartzo greisen, encontrado também na porção leste da faixa de greisen e em pequenos bolsões dentro do albita granito, e d) quartzo-topázio-mica greisen, aflorante na porção leste da faixa de greisen ou em bolsões dentro do biotita granito médio.

Em geral, estes greisens apresentam arranjo textural equigranular médio a grosso, sendo constituídos por topázio, quartzo, micas (siderofilita-zinnwaldita) e fluorita, tendo como acessórios, cassiterita, wolframita, monazita, zircão, pirita, calcopirita, bornita, galena, esfalerita e hematita.

Na Tabela 9 estão reunidas todas as intrusões descritas como Granitos Rondonianos, com idades próximas entre 1010 e 990 Ma. As composições das rochas descritas aqui para o Maciço Massangana podem ser comparadas com as outras intrusões, reportadas na literatura. Assim, é possível identificar semelhanças, como a ocorrência de biotita-granitos e álcali-granitos em todas estas intrusões. Mas é possível identificar também um aspecto comum de ocorrência de albita-granito em todos os corpos com mineralizações de metais raros, que inclui os corpos Santa Barbara, Massangana e Palanqueta. Neste sentido, pode-se sugerir que o processo metassomático com enriquecimento em fases sódicas apresenta um aspecto comum nas fases pós-magmáticos e na geração destes depósitos.

7.3 Geoquímica do Maciço Massangana e Stock São Domingos

Os resultados de análises químicas aqui reportados foram interpretados com dois objetivos: O primeiro visou o entendimento da evolução dos magmas de granitos tipo-A, em termos de caracterização de fontes e processos de geração dos granitos rapakivíticos; a segunda aplicação de geoquímica foi no sentido de compreender as variações composicionais das amostras segundo a evolução magmática/hidrotermal dos corpos mineralizados.

Com relação à litogeoquímica, o maciço Massangana mostra ampla variação no conteúdo de SiO₂ (65,2-76,5%). Os valores da razão K₂O/NaO₂ variam entre 1,36 e 2,10%. As amostras deste estudo são classificadas com granitos *sensu stricto* (O'Connor, 1965), granito e álcali-granito, com algumas exceções no campo de quartzo-monzonitos. (Middlemost, 1985 e R1-R2 (De la Roche et al. 1980). As análises dos diagramas bivariantes de elementos maiores versus SiO₂ mostraram *gaps* composicionais em alguns e inflexões em outros que podem estar relacionados à mistura magmática ou a cristalização fracionada com mudança na assémbleia fracionante ou fusão parcial, respectivamente.

Com relação aos elementos menores, foi observada correlação negativa do SiO₂ com Ba, Sr, Zr e Ce e positiva com Rb, Pb, Nb e Sn mostrando que os primeiros devem ter entrado em fases minerais primárias e acessórios e os últimos devem ter se concentrado no líquido residual. A diminuição no teor de alumina com o aumento de SiO₂ indica a cristalização de minerais ricos em alumínio, provavelmente os feldspatos.

As facies estudadas também apresentam alto teor de Zr, Ga, Nb, Y, Ce e ETR (exceto o Eu, características comuns em granitos do tipo-A, (Whalen et al., 1987). Apresentam, desta forma, anomalias negativas acentuadas em Eu (0,12 a 0,60) em todas as amostras evidenciando a ocorrência de processos de fracionamento de plagioclásio na evolução dessas rochas.

Nos diagramas normalizados para o condrito, anomalias negativas acentuadas de Ba, Sr e Ti, comum em granitos do tipo-A, são observadas em todos os maciços, indicando que esses elementos entraram na cristalização de minerais como titanita, e feldspatos que se cristalizaram precocemente, a partir de processos de fusão parcial associado a cristalização fracionada. A cristalização precoce de titanita é evidenciada pelas feições eudrais desses minerais observada na petrografia. Características como anomalias negativas em Ba, enriquecimento em Rb e Th com relação a Ta e Nb, e em Ce e Sm com relação aos demais elementos, feição que ocorre em praticamente todas as amostras do maciço estudado indicam, segundo Pearce et al. (1984), o envolvimento predominante da crosta na fonte desses granitos. Nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico, as amostras plotam nos campos de granitos intraplaca (Pearce et al., 1984), do tipo-A (Whalen et al., 1987) e, preferencialmente no campo de granitos do tipo A2 (Eby, 1992). Segundo Eby (1992), granitos do tipo A2 são derivados de litosfera subcontinental ou crosta inferior, gerados em ambiente pós-orogênico/anorogênicos.

Os óxidos (Al_2O_3 , CaO , K_2O , MnO , FeO e P_2O_5) mostram correlação negativa com o SiO_2 , exceto o NaO_2 , que mostra certa dispersão de dados, e do TiO_2 , que apesar de mostrar tendência à uma correlação negativa, apresenta um certo *gap* com relação a algumas amostras. Com relação aos elementos menores, foi observada correlação negativa do SiO_2 com Ba, Sr, Zr e Ce e positiva com Rb, Pb, Nb e Sn. No diagrama de SiO_2 versus A/CNK, é observada uma diminuição no teor de alumina que está diretamente relacionada com o aumento de SiO_2 , o que indica a cristalização de minerais ricos em alumínio, provavelmente os feldspatos, que são geralmente os primeiros a cristalizar-se na série evolutiva.

Nos diagramas de multielementos normalizados para o ORG de Pearce et al (1984), as amostras de todos os maciços mostram comportamento similar, com anomalias negativas em Ba acentuadas, que pode ser resultado da ocorrência de biotita, que tem mais afinidade com Ba do que o anfibólio, como único mineral máfico nestas fácies.

O padrão de distribuição de ETRs no Maciço Massangana mostra grande variação, com enriquecimento de forma geral em ETRL com relação a ETRP. As amostras da fácies biotita hornblenda granito mostram enriquecimento fraco a moderado de ETRL. O biotita- granito tende a ter uma anomalia negativa da Eu menos proeminente do que os topázio- granitos resultado da presença de biotita e algum plagioclásio cálcico. O conteúdo de ETRP mostram enriquecimento evidenciando um enriquecimento fraco a moderado de ETRL. Todas as fácies do Maciço Massangana mostram anomalia negativa acentuada em Eu, exceto a amostra BD-MA-24, da fácies biotita-hornblenda-granito.

7.4 Geoquímica dos corpos mineralizados

As interpretações dos diagramas dos elementos químicos dos topázio-granitos aqui estudados sugerem um importante papel do flúor nos processos magmáticos que pode ter afetado a composição da rocha, bem como as temperaturas de cristalização. As baixas temperaturas de cristalização permitem que fases como muscovita ou sericita, topázio e dois feldspatos alcalinos cristalizem diretamente de fundidos enriquecidos em

F e, a baixas pressões permitem a ocorrência das reações no estado subsolvus (Haapala, 1997).

7.5 O comportamento de elementos maiores

As principais características químicas dos granitos a topázio são suas altas concentrações de SiO_2 , altos teores de F, Li e Rb (389-412 ppm) e baixo conteúdo de MgO , TiO_2 , Ba, Sr e Zr. Estas características são típicas para granitos de estanho geoquimicamente especializados, no entanto, deve-se notar que os granitos deste estudo atingem os níveis muito altos de Sn e Rb registrados para os granitos enriquecidos em estanho. A abundância de elementos principais das amostras aqui estudadas mostra as seguintes características:

- a) Na fase final do processo de cristalização fracionada há um aumento seletivo no SiO_2 e uma diminuição correspondente no Al_2O_3 , TiO_2 , FeO total, MgO , CaO e P_2O_5 , enquanto o MnO permanece praticamente constante.
- b) O comportamento dos elementos alcalinos Na_2O e K_2O é um tanto variável. Nesses topázio-granitos, o teor de Na_2O aumenta abruptamente e a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ aumenta em resposta ao aporte adicional de plagioclásio sódico e à albitização dos feldspatos formados precocemente.

O diagrama TiO_2 versus Na/K mostra uma inclinação negativa com conteúdos do granito de biotita porfirítico que evolui para o granito de biotita de grão médio até o topázio-granito. O diagrama Rb versus Na/K mostra o aumento do conteúdo de Rb do granito de biotita porfirítico para granito de topázio. No diagrama Ba vs Na/K a maioria das amostras mostra um empobrecimento em direção ao granito fortemente diferenciado. A tendência de diferenciação com enriquecimento de Rb acompanhado pela depleção de Ba do granito de biotita porfirítico para granito contendo topázio pode ser relacionado a reações pós- magmáticas.

A depleção em CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot})$, TiO_2 e P_2O_5 em comparação com as rochas originais não hidrotermalizadas de granito, ocorre provavelmente devido ao enriquecimento de feldspato alcalino e depleção de minerais acessórios máficos como biotita, anfibólio, titanita e apatita, como é sugerido pela diminuição de concentração de biotita em parte da evolução dos sistema de greisens. As fases iniciais com biotita são enriquecidos em CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot})$, TiO_2 , P_2O_5 , Ba levemente empobrecidos em Na_2O e K_2O SiO_2 , devido à abundância relativa de plagioclásio, biotita, zircão e apatita. Como

esperado pelo seu alto conteúdo de biotita, as ocorrências de 'biotitito' são enriquecidas de Fe, Al e K e, inversamente, empobrecidas em Si e Na.

7.6 A evolução da suíte magmática-hidrotermal

Assim, pode-se sugerir a evolução de uma suíte magmática-hidrotermal a partir da análise dos diagramas ternários (Qz-Ab-Or), (Rb-Sr-Ba) e (Al_2O_3 - K_2O - Na_2O). No primeiro diagrama a adição de flúor aumenta o campo líquido do quartzo e diminui o campo do feldspato com uma mudança na posição em relação ao ápice da albita. A evolução do magma pode ser discutida usando dados experimentais (Pichavant & Manning, 1984) derivados de estudos de sistemas graníticos com adição de flúor. Este elemento (juntamente com o B) atua como facilitador do fluxo, permitindo que os magmas enriquecidos com flúor permanecem na liquida a temperaturas tão baixas quanto 650 ° C e 1 kbar. Em adição, o efeito do aumento do teor de flúor desloca as amostras no diagrama Q - Ab - Or (a ~ H_2O = 1 kbar) em direção ao ápice da albita.

No diagrama triangular Rb - Sr - Ba os granitos porfirítico, biotita-granito e granito fino plotam no campo evoluído de granitos rapakivi "normais" (sem topázio). A proporção destes elementos (Rb, Sr e Ba) mostram o caráter mais evoluído dos topázio-granitos que podem estar relacionados, em parte, a reações meta-somáticas pós-magmáticas. No diagrama triangular Al_2O_3 - K_2O - Na_2O observa-se claramente a existência de dois grupamentos, onde o primeiro é caracterizado pela composição potássica e no outro grupo observa-se a participação do Na na composição dos feldspatos. Este comportamento químico das amostras estudadas corrobora com a existência de uma suíte evolutiva do minério a partir do álcali- granito e outra a partir do albita-granito.

Granitos geoquimicamente enriquecidos a metais raros geralmente apresentam estágios evolutivos associados a alterações hidrotermais. O tipo de alteração geralmente está ligado aos íons de Na^+ , K^+ e H^+ (Stemprok, 1987; Leite Jr, 2002) enquanto a intensidade e distribuição da alteração é controlada pela temperatura, pressão, quantidade e tipo de fluido, bem como pela permeabilidade das rochas hospedeiras (Taylor, 1979) e sistema de falhas e fraturas que possibilitem a circulação de fluidos. Os tipos químicos-mineralógicos predominantes de alteração envolvem geralmente estágios de alteração sódica (albitização) e potássica (K-feldspatização, microclinização) e greisenização que envolve transformações mais complexas como:

muscovitização, topazificação, biotitização, quartzificação e turmalinização além de argilização (Scherba, 1970; Taylor, 1979; Pollard e Taylor, 1986)

Levando em consideração os dados de campo, petrográficos e geoquímicos das rochas aqui estudadas é possível determinar que o sistema evolutivo magmático hidrotermal tenha sido alternado entre momentos não sequenciais, podendo ser simultâneos, alternado enriquecimento de Na, e enriquecimento de K, bem como estágios de topazificação onde ocorre um aumento significativo no teor de Al, e K e silicificação. Em paralelo ocorre o desenvolvimento de corpos pegmatíticos mineralizados em estanho e gemas de topázio e berilo. Dessa forma as associações paragenéticas apresentam rochas com um aumento no teor da albita, tanto em fácies graníticas de textura média até fácies pegmatóides com mineralizações associadas e rochas onde o Na é parcialmente perdido. Neste ultimo caso, forma-se o topázio-zinwaldita granito fino. O constante aporte de Al e aumento no K, com redução no teor de Na e sílica estão relacionados a formação dos greisens. Essas rochas apresentam-se enriquecidas em Sn (200-300 ppm), além de Rb e Be, tendo teores de Nb, e W semelhantes ou inferiores aos dos biotita-granitos da suíte.

Rb, Ba e Sr, juntamente com K, são quase exclusivamente controlados pelos principais silicatos minerais e podem ser utilizado para definir processos nos quais essas fases principais estão envolvidas. Feldspato ou plagioclásio alcalino (ou ambos) e micas são bons candidatos para controlar esses elementos.

Os dados do LILE podem ser analisados em gráficos logarítmicos de Rb *versus* Ba, K / Rb *versus* Rb e Rb / Sr *versus* Sr. Nas amostras estudadas, Rb (incompatível) aumenta, enquanto Sr e Ba (compatíveis) diminuem o que implica um fracionamento do K-feldspato ou a precipitação de uma fase rica em Rb, provavelmente a biotita. O fracionamento do K-feldspato também acentua a anomalia negativa da Eu. A tendência global no gráfico Rb *versus* Ba pode ser interpretada como uma mudança drástica no fracionamento de Ba ou, mais provavelmente, como a crescente importância da biotita. Por outro lado, as amostras de biotita são altamente dispersas e mostram tendências evolutivas onde Rb e Sr aumentam. De qualquer forma, tais tendências são facilmente explicadas pela incorporação de Rb e Ba na biotita e Sr na fluorita.

7.7. Os Elementos Terras Raras (ETRs)

Os padrões ETRs dos granitos tipo-A estudados são relativamente enriquecidos com elementos leves de terras raras (LREE) e apresentam fortes anomalias negativas da Eu. O biotita-granito tende a ter uma anomalia negativa de Eu menos proeminente do que os topázio- granitos resultado da presença de biotita e algum plagioclásio cálcico. O európio particiona fortemente em ambos os feldspatos durante a cristalização e, portanto, o (Eu / Eu^*) diminui à medida que a diferenciação progride. Assim, os padrões de ETRs mostram anomalias negativas profundas da Eu sugerindo um fracionamento extremo destas mineralizações em uma fase fluida aquosa coexistindo com o fundido o que é compatível com observações petrográficas.

Os padrões ETRs do granito equigranular têm valores elevados (Ce, Pr) e (Tb, Dy) em relação ao ETRs vizinhos (efeito tetrad $TE_{1,3} = 1,32$ a $1,52$; ver Irber, 1999). Esse efeito é típico de sistemas magmático-hidotermiais de transição e é freqüentemente encontrado em granitos ricos em voláteis altamente evoluídos. Segundo Irber (1999) e Jahn et al. (2001), é improvável que o fracionamento mineral por si só possa gerar o efeito tetrad nos granitos evoluídos, e enfatizaram a crescente importância do fluido aquoso durante os estágios finais da cristalização do granito. Aparentemente, esse é o caso das amostras de granitos a topázio aqui estudados. Essa acumulação significativa de HREE, juntamente com a proeminente anomalia negativa da Eu, é comumente encontrada em granitos enriquecidos com Na (metassomatizados).

7.8 Geocronologia U-Pb e Lu-Hf

Os dados geocronológicos U-Pb e Lu-Hf aqui reportados sugerem a importante participação de rochas encaixantes na formação dos magmas geradores do maciço Massangana. Neste sentido neste item são discutidos os novos dados com os resultados reportados na literatura incluindo as assinaturas isotópicas de Hf para as rochas do embasamento e as idades das intrusões dos Granitos Rondonianos reportadas na literatura para os granitos da Província Estanífera de Rondônia.

7.8.1 Rochas encaixantes do Maciço Massangana

As rochas aqui denominadas de encaixantes do Complexo Massangana são aquelas caracterizadas nos limites da intrusão, bem como xenólitos de diferentes proporções no interior da intrusão. Neste sentido, as cartografias geológicas (Quadros e Rizzoto, 2007) e os dados aqui reportados permitem indicar que ocorrem rochas do Complexo Jamari e Suíte Serra da Providência. Algumas idades obtidas para o stock São Domingos foram compatíveis com idades da Suíte Santa Clara, caracterizados a seguir.

O Complexo Jamari segundo Scandolaro et al., (1999) e Quadros e Rizzoto, (2007), é composto por ortognaisses tonalíticos e quartzo-dioríticos intercalados com lentes de enderbitos, gnaisses calcissilicáticos e raros anfibolitos. Os membros paraderivados passaram a constituir uma unidade litoestratigráfica denominada Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras. As idades de cristalização das rochas ígneas do Complexo Jamari variam entre 1,73 e 1,75 Ga, representando um dos episódios magmáticos mais antigos do estado de Rondônia.

O Granito Serra da Providência foi caracterizado por Leal et al. (1976), que identificaram intrusões com textura rapakivi aflorantes na serra de mesmo nome e Rizzotto et al. (1995) incluíram nesta unidade corpos de gabro, charnockito e mangerito, enquanto Bettencourt et al. (1995) acrescentaram à mesma o mangerito Maciço União e o charnockito de Ouro Preto. Rizzotto et al. (1995) observaram que o batólito Serra da Providência possui quatro fácies representadas por monzogranitos porfiríticos (piterlitos) com viborgitos associados, monzogranitos porfiríticos, monzogranitos pórfiros e sienogranitos granofíricos. As rochas deste batólito são intrusivas nos litotipos do Complexo Jamari, embora sejam raras as exposições de contato direto entre estes. As idades propostas para esta unidade foram reportadas por Costa et al., (2016) e Bettencourt et al., (1999) e variam de 1630 a 1570 Ma.

A Suíte Santa Clara consiste de uma complexa mistura de biotita-granitos, microgranitos, quartzo-pórfiros e topázio-greisen. Bettencourt et al. (1997), com base em dados geocronológicos, agrupam os maciços graníticos de Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo e Manteiga sob a denominação de Suíte Intrusiva Santa Clara. Posteriormente, Leite Júnior (2002) subdividiu o maciço Manteiga em dois: Manteiga-Sul e Manteiga-Norte, além de incluir na Suíte Intrusiva Santa Clara mais quatro maciços: Jararaca, Carmelo, Primavera e das Antas. Dados mais recentes de campo, petrografia, geocronologia e sensoriamento remoto permitiram redefinir esta suíte, delimitando diversos corpos e maciços nas proximidades das cidades de Ariquemes,

Cujubim, Machadinho d'Oeste e vale do Anari, todos interpretados como pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara. Assim, um total de 17 maciços graníticos subcirculares a subalongados foram individualizados: Santa Clara, Oriente Novo, Oriente Velho, Jacundá, Massaranduba, Retiro, Moisés, Manteiga, Primavera, Montenegro, Jararaca e Jatuarana, dos quais três foram delimitados apenas com base em dados de aerogeofísica (Quadros et al. 2011).

Os resultados U-Pb aqui reportados podem ser avaliados em termos comparativos com as idades apresentadas para as rochas do embasamento reportados na literatura. Neste sentido, os resultados indicam a incorporação rochas encaixantes cristalizadas de 2115 ± 37 Ma (unidade do embasamento indiviso), 1561 ± 29 Ma (Suíte Serra da Providência). Um grupo de amostras coletadas no Stock São Domingos forneceu idades de 1081 ± 28 Ma, 1065 ± 38 Ma e 1034 ± 15 Ma, idades coerentes com a Suíte Santa Clara. A amostra com idade 2115 ± 37 Ma não apresenta equivalente na crono-estratigrafia da região, e é aqui interpretado como embasamento indiviso. A existência de fontes crustais mais antigas que o Complexo Jamari também é corroborada pelos resultados de idades modelo discutidas a seguir.

No caso das rochas da Suíte Intrusiva Rondônia, a hipótese de combinação de fontes crustais (dominante) com fontes mantélicas, a partir de uma mistura de processos, que envolvam a fusão parcial, como principal processo, associada a processos de mistura magmática e cristalização fracionada, parece ser o modelo mais adequado.

Tabela 9. Idades U-Pb deste trabalho para as rochas do Stock São Domingos e encaixantes e comparação com idades obtidas por outros autores para os granitos da Província Estanífera de Rondônia.

Intrusão	AMOSTRA	ROCHA	Idade U-Pb	Idade TDM (Lu-Hf)	ϵ (Hf) (crustal)	referencias
Santa Clara	DB-MA-9B stock São Domingos	Biotita-granito	1081 ± 28 Ma	2,24 a 1,26 Ga	- 0,7 a +4,48	Este trabalho
	BD-MA-10A stock São Domingos	Biotita-granito	1060±35 Ma	2,85 a 1,40 Ga	-14,10 a +6,76	Este trabalho
	Maciço Santa Clara	Biotita-granito	1075±18 Ma	1,38 e 1,68 Ga	+3,15 e +7,92	Nogueira (2016)
	Maciço Retiro	Biotita-granito	1094±12 Ma	1,33 a 1,78 Ga	+1,81 e +8,91	Nogueira (2016)
	Maciço Jatuarana	Biotita-granito	1075±15 Ma	2,38 e 2,65 Ga	-12,47 e -8,08	Nogueira (2016)
	Maciço Jararaca	Biotita-granito	1099±35 Ma	1,99 e 2,18 Ga	-4,63 e -1,58	Nogueira (2016)
	Maciço Manteiga	Biotita-granito	1081±15 Ma	2,00 e 2,96 Ga	-17,73 e -2,18	Nogueira (2016)
	Maciço Ramos	Biotita-granito	1078±15 Ma	1,4 e 1,84 Ga	+0,61 e +2,32	Nogueira (2016)
	Maciço Oriente Novo	Biotita-granito	1075±9 Ma	1,75 e 1,84 Ga	+0,68 e +2,13	Nogueira (2016)
			1082±4,9 Ma			Bettencourt et al., 1999
			1080±27 Ma			Bettencourt et al., 1999
Jatuarana	BD-MA-10B	Biotita-granito	1114±30 Ma	2,00 a 1,83	-5,4 a +2,0	Este trabalho
	Maciço Preto	Biotita-granito	1138±16 Ma	1,93 e 2,08 Ga	-3,17 e -0,66	Nogueira (2016)
	Maciço Oriente Velho	Biotita-granito	1123±14 Ma	1,97 e 2,38 Ga	-7,39 e -0,85	Nogueira (2016)
	Maciço Montenegro	Biotita-granito	1126±7 Ma	1,92 e 2,69 Ga	-13,10 e -0,57	Nogueira (2016)
Alto Candeias	Jacilândia	Biotita-granito fino	1349 ± 3 Ma	0.84 e 0.96 Ga	+7.5 e +10.2	Queiroz et al., (submetido)

Alto Candeias	Monte Cristo	Wiborgito	1350 ± 14 Ma,	0.73 e 0.87 Ga	+7.4 to +10.6	Queiroz et al., (submetido)
Alto Candeias	Campo Novo	charnockito	1348 ± 19 Ma	----	---	Queiroz et al., (submetido)
Alto Candeias	Buritis	Granodiorito, hbl	1350 ± 6.6 Ma	0.67 to 0.91	+6.3 to +8.5	Queiroz et al., (submetido)
		granodiorito e tonalito		Ga		
Serra da Providência	BD-MA-35	Biotita-gnaiss	1525±6 Ma	2,00 a 1,83	-5,4 a +2,0	Debowski et al., (2019)
	BD-MA-41	biotita-granito	1540±6 Ma	2,16 a 2,06	-0,8 a +1,4	Debowski et al., (2019)
	BD-Ma-06	biotitai-granito	1574±7 Ma	2,118 a 1,89	-0,7 a +4,9	Debowski et al., (2019)
	BD-MA-18	Biotita gnaiss	1558±8 Ma	2,63 a 2,52	-9,3 a -7,4	Debowski et al., (2019)
	DB-MA-10D	Biotita gnaiss	1561±29 Ma	2,63 a 2,52	-9,3 a -7,4	Este trabalho
	BD-MA-18	Rocha tonalítica	1558±8 Ma	2,63 a 2,52	-9,3 a -7,4	Este trabalho
		riolito porfiro	1604 ± 3 Ma			Costa et al., (2016)
		sienogranito	1574 ± 9 Ma			Costa et al., (2016)
Embasamento indiferenciado	DB-MA-12-4		2115±36 Ma	-	-	Este trabalho

7.8 2 Geocronologia do Maciço Massangana e stock São Domingos

As análises geocronológicas deste estudo foram focadas no stock granítico São Domingos. As amostras com idade coerente com a cristalização do maciço Massangana são representadas pela amostra BD-MA-08 obtida por Debowski, (2016) e DB-MA-13 (presente estudo) que forneceram idade de 1034 ± 15 Ma, representada por um biotita-hornblenda granito, coletada na região de São Domingos. Esta idade é compatível com as idades de cristalização do Maciço Massangana, conforme reportado por Debowski et al., (2016).

Outras duas amostras forneceram idades de 1081 ± 28 Ma. (BD-MA-09) e 1065 ± 38 Ma (BD-MA-10A), interpretada como idade de cristalização e são compatíveis com a Suíte Intrusiva Santa Clara conforme apresentados por Bettencourt et al., (1999) e Nogueira, (2016) Tabela 9. A amostra BD-MA-10B forneceu a idade de 1114.7 ± 30 Ma interpretada como idade de cristalização e correlacionada com ao magmatismo do granito Jatuarana (Nogueira et al., 2017; e Bettencourt et al., 1999). A amostra BD-MA-10D forneceu a idade de 1561 ± 30 Ma (compatível com as rochas da Suíte Serra da Providencia) e por fim a amostra (BD-MA- 12-4) apresentou idade de 2115 ± 37 Ma não compatível com nenhuma rocha da região, sendo interpretada aqui como unidade do embasamento indiviso.

Os resultados U-Pb aqui reportados podem ser avaliados conjuntamente com os dados previamente obtidos no mestrado da autora. Desta forma, os resultados se complementam, mostrando a variedade de idades das rochas encaixantes do Granito Massangana, bem como a heterogeneidade de idades obtidas para esta intrusão. Os resultados das análises geocronológicas U-Pb (reportadas por Debowski et al., 2016) realizadas em zircões do Maciço Massangana foram de: 998 ± 12 Ma para o biotita-granito da fase São Domingos; de: 995.7 ± 9.5 Ma, 1005 ± 10 Ma e 1010 ± 12 Ma para os biotita-granitos da fase Massangana e de 1026 ± 16 Ma para o hornblenda-biotita granito, também correlacionados à fase Massangana de Romanini (1982).

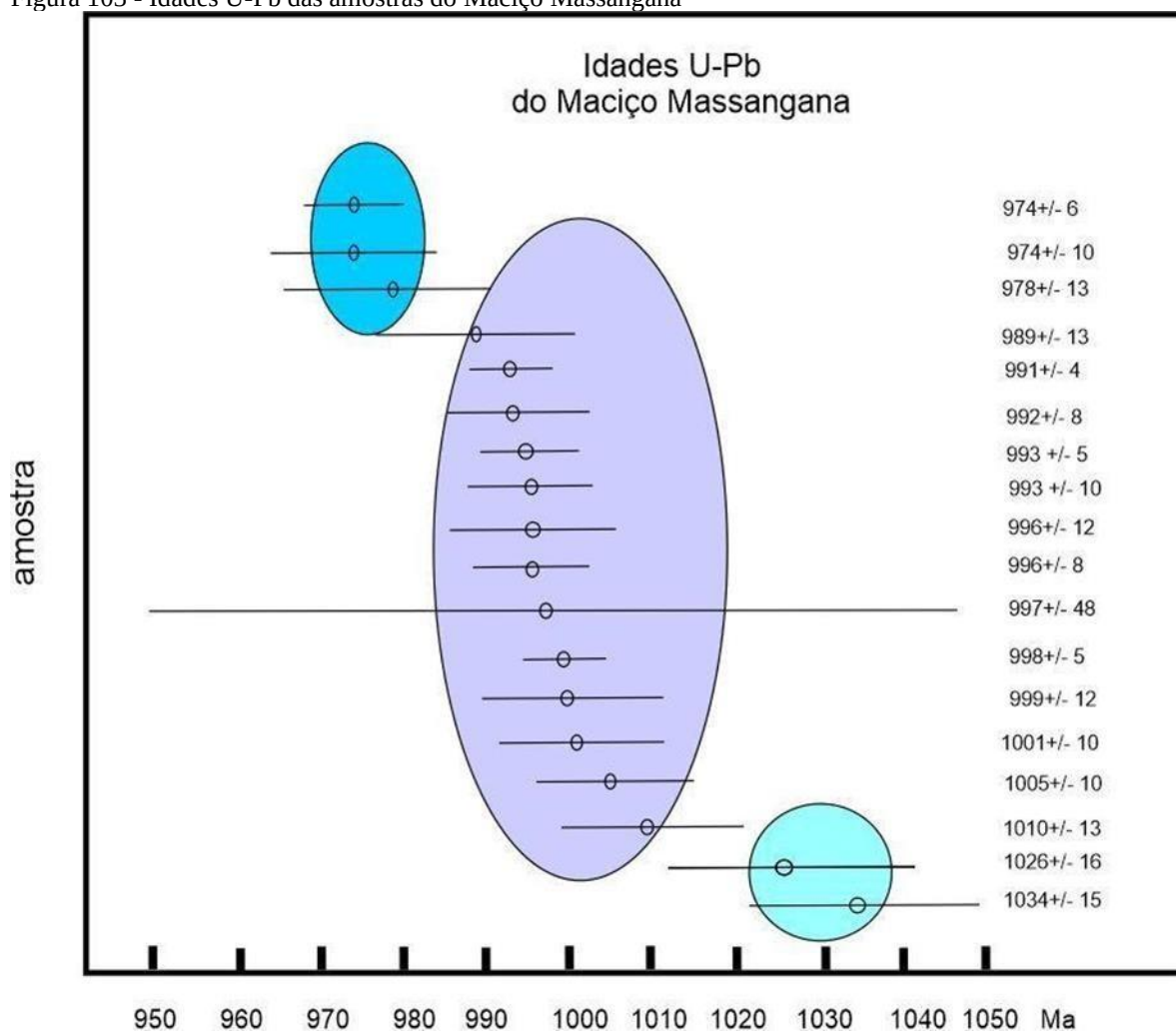
Outros maciços da mesma suíte apresentaram idades mais jovens como o maciço São Carlos de: 986 ± 14 Ma e 974 ± 10 Ma, para as amostras das fácies álcali-granito, coletadas nas porções centrais do maciço, e 992.5 ± 7.7 Ma e 996 ± 8 Ma, para amostras da fácies

álcali-granito e biotita-granito respectivamente, coletadas nas bordas sudoeste do maciço, mostrando que a cristalização desse maciço ocorreu primeiro nas bordas em direção ao núcleo. Para o Maciço Caritianas as idades obtidas foram de: 999 ± 12 Ma e de 1001 ± 9.8 Ma, para os biotita-granitos.

As idades obtidas neste estudo são concordantes com as idades reportadas por Bettencourt et al. (1999), para os Maciços: São Carlos de 995 ± 73 Ma e 974 ± 6 Ma e Massangana, de 991 ± 4 Ma. As idades obtidas para o Maciço Massangana mostram ampla variação no período de cristalização (cerca de 30-40 milhões de anos). Desse modo, sugere-se que, pelo menos dois pulsos magmáticos foram responsáveis pela formação das fases Massangana e São Domingos, sendo a primeira mais jovem do complexo granitoide e a segunda mais antiga, diferente do que havia sugerido Romanini (1982).

Na Figura 103 observa-se a distribuição das idades (com os respectivos erros) de cada amostra do Maciço Massangana obtidos neste trabalho e na literatura. Neste diagrama é possível sugerir a existência de três grupos de amostras, o primeiro de idade apresenta apenas duas amostras, com idades entre 1034 Ma e 1026 Ma. Um segundo grupo com idades entre 1010 Ma e 997 Ma, representa o maior número das amostras analisadas. O terceiro grupo representa as idades mais jovens, com apenas três amostras, com idades entre 978 Ma e 974 Ma. Os erros associados a cada amostra datada permitem sugerir que as rochas de cada grupo não apresentam superposição, de forma que mesmo com os erros, os três grupos se separam de forma significativa e podem ser representativos de pulsos magmáticos distintos na evolução magmática do Maciço Massangana. Observa-se também que o grupo de rochas com idades mais jovens não estão relacionadas a mineralização de estanho.

Figura 103 - Idades U-Pb das amostras do Maciço Massangana



Legenda: Diagrama de distribuição das idades U-Pb em zircão, com exceção de uma monazita (997 ± 48 Ma). Dos granitos Rondonianos da Província Estanífera de Rondônia Fonte: Bettencourt et al. (1999); Costa et al., (2016); Debowski et al., (2019) e presente estudo.

Tabela 9 - Idades U-Pb deste trabalho para as rochas do Maciço Massangana e Stock São Domingos e idades obtidas por outros autores para os granitos da Suíte Intrusiva Rondônia.

Intrusão		AMOSTRA	ROCHA	Idade U-Pb	Idade TDM (Lu-Hf)	ε (Hf) ^(crustal)	Referencias
Massangana	Rochas graníticas	BD-MA-21	Biotita-hornblenda-granito	1026±16 Ma	1,85 a 1,52	-2,9 a +3,4	Debowski et al., (2016)
		BD-MA-27	Biotita-granito	996±10 Ma	1,82 a 1,57	-2,9 a +1,3	Debowski et al., (2016)
		BD-MA-32	Biotita-granito	1010±12 Ma	1,81 a 1,62	-2,3 a +1,2	Debowski et al (2016)
		Massangana	Granito	991± 4 Ma			Bettencout, et al (1999)
		BD-MA-14	Biotita-granito porfirítico	1005±10 Ma	1,75 a 157	-6,2 a -1,6	Este trabalho
	Stock São Domingos	BD-MA-08	Biotita-granito	993±10 Ma	2,09 a 1,91	-10,8 a +5,1	Debowski et al., (2016)
		BD-MA-13	Biotita-granito médio	1034±15 Ma	2,00 a 1,77	-6,2 a -1,6	Este trabalho
		BD-MA-09	Biotita-granito médio	1081±28 Ma	2,24 a 1,26 Ga	- 0,7 a +4,48	Este trabalho
		BD-MA-10A	Biotita-granito médio	1065±38 Ma	2,85 a 1,40 Ga	-14,10 a +6,76	Este trabalho
São Carlos		CN-MG-10	Alcali-granito	986±12 Ma	2,09 a 1,31	-8,1 a +11,3	Debowski et al (2016)
		CN-MG-12	Alcali-granito	974±10 Ma	1,68 a 1,32	-1,6 a +6,5	Debowski et al (2016)
		BD-SC-45	Alcali-granito	996±8 Ma	2,45 a 2,03	-15,1 a -6,9	Debowski et al (2016)
		BD-SC-46	Alcali-granito	992±8 Ma	2,65 a 2,28	-19,1 a 11,8	Debowski et al (2016)
		São Carlos	Granito	995 ± 73Ma			Bettencout, et al (1999)
		São Carlos	Granito	974 ± 6 Ma			Bettencout, et al (1999)
Pedra Branca			Granito	998 ± 5 Ma			Bettencout, et al (1999)
Caritianas		BD-CT-02	Biotita-álcali—granito	999±12 Ma	1,71 a 1,47	-0,6 a +3,9	Debowski et al (2016)
		BD-CT-03	Biotita-álcali-granito	1001±10 Ma	1,76 a 1,25	-1,5 a +8,3	Debowski et al (2016)
Santa Barbara		monazita	albita-microclina granito	993 ± 5			Sparrenberger,2003
		monazita	albita-microclina granito	989 ± 13 Ma			Sparrenberger,2003
		SHRIMP zircão	albita-microclina granito	978 ± 13 Ma			Sparrenberger,2003
Palanqueta		SHRIMP monazita		997 ± 48			Souza et al., (2005)

7.8.3. Sobre os isótopos de Lu e Hf

A Figura 7.3 mostra o parâmetro petrogenético epsilon Hf versus a idade U-Pb das amostras estudadas e foram incluídas as análises de Debowski, (2016) de amostras do granito Massangana e Serra da Providencia, Granito Santa Clara (Cardoso, 2014) e Alto Candeias (Queiroz et al., submetido). Neste sentido, o diagrama de evolução de isótopos de Hf para o conjunto de resultados disponíveis nesta investigação, somados com os resultados da literatura, permite inferir que os eventos de formação de crosta no terreno Jamari podem ser agrupados da seguinte maneira.

O primeiro grupo inclui amostras representativas das idades modelo mais antigas obtidas pelo método Lu-Hf variando entre 2,8 e 2,4 Ga e valores de ϵHf negativos (-33 a -23) (Figura 104). Este grupo de rochas extraídas do manto e alojadas na crosta continental são representadas hoje por parte dos granitos Serra da Providência, Alto Candeias e Rondonianos. Estas rochas apresentam assinaturas isotópicas de ϵHf que indicam também valores positivos de ϵHf e assim, sugerem fontes bimodais (crosta e manto) para a origem dos magmas. O vestígio destas rochas mais antigas no Terreno Jamari não apresentam registros na literatura e na cartografia geológica de Rondônia, e a não observação desta crosta mais antiga pode estar relacionada à profundidade em que ela está alojada, logo não aflora na região, à falta de mapeamentos de detalhe na região ou ao fato desta crosta ter sido consumida por processos de retrabalhamento crustal.

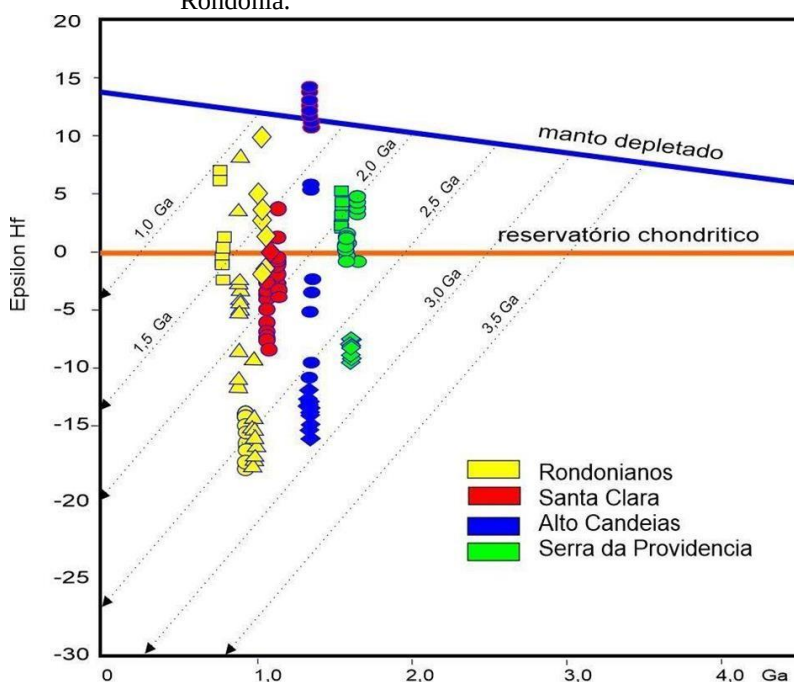
Um segundo evento com extração mantélica e alojamento na crosta (visualizada na Figura 104 aconteceu entre 2,3 e 1,9 Ga, e são identificados vestígios isotópicos nas rochas do granito Serra da Providência, Alto Candeias, Santa Clara e Rondonianos. Estas rochas apresentam valores ϵHf negativos (entre -22 e -17).

O terceiro agrupamento de idades TDM indica residência crustal de 1,7 a 1,3 Ga, também com bimodalidade indicativa de mistura de fontes mantélicas e crustais para a formação dos respectivos magmas. As unidades que guardam vestígios deste evento estão representadas por rochas dos granitos Alto Candeias e Rondonianos. O evento de geração de crosta continental mais jovem não tem seus limites temporais bem definidos, aparentando ser entre 1,2 e 1,0 Ga estão representadas apenas por rochas dos granitos Rondonianos.

Nas Suítes Intrusivas Serra da Providência e Rondônia, que são as representantes mais velha e mais jovem do magmatismo rapakivítico que ocorreu no território de Rondônia, o bimodalismo é confirmado pelas análises isotópicas de Lu-Hf, as quais mostram grande variação nos valores de ϵ_{Hf} , entre positivos e negativos, sendo que algumas amostras de um mesmo maciço apresentam apenas valores positivos e outras, apenas negativos, evidência que a mistura de fontes crustais e mantélicas é um processo comum nessas rochas. A fonte mantélica deve ter sido, provavelmente, originada a partir de processos de fusão parcial do manto superior depletado, que também favoreceu, através do fornecimento de calor, a fusão da crosta inferior.

As demais unidades do embasamento apresentam características de rochas definidas como do tipo-A (tabela 14) e suas fontes mostram-se predominantemente mantélicas, fato evidenciado pela grande maioria de valores de ϵ_{Hf} positivos (+0,43 a +5,40), com apenas dois valores negativos para as amostras da fácies com anfibólio, o que sugere contribuição crustal diminuta. As idades de extração mantélicas (TDM) entre 2,10 e 1,83 Ga, exclusivamente no Paleoproterozóico, indicam que as prováveis fontes mantélicas (predominante) devem ter origem a partir de processos de fusão parcial do manto depletado com pequena assimilação das rochas encaixantes, representadas pelo Complexo Jamari e/ou de fontes crustais mais antigas.

Figura 104 - Diagrama de evolução isotópica de Hf para as amostras da Província Estanífera de Rondônia.



Legenda: As amostras graníticas da Província Estanífera de Rondônia apresenta grupos de rochas com idades modelo de Hf indicativas de períodos de extrações mantélicas. Os resultados mostram

fontes mantélicas e crustais para cada pulso magmático na geração dos magmas geradores das suítes intrusivas da Província Estanífera de Rondônia. Linhas diagonais representam a evolução crustal com a razão $\text{Lu/Hf} = 0,01$.

Os isótopos Hf permitem que uma ampla gama de questões geológicas seja abordada, como qual a proporção de adição magmática do manto à crosta ou como a fonte do magma (como a evolução isotópica do manto) muda com o tempo. Além disso, devido à capacidade de delinear as principais feições geológicas da crosta, as relações espaciais nas assinaturas isotópicas podem ter significado metalogênico.

Geralmente, as razões de zircão Hf produzem uma gama de valores isotópicos, apesar de serem de uma única amostra ígnea com correções de interferência isobáricas robustas e uma única idade de cristalização de U – Pb (Andersen et al., 2002, Griffin et al., 2002, Roberts et al., 2013, Hartnady et al., 2019). Essa variação da composição foi explicada como devido ao desequilíbrio da composição do magma (Villaro et al., 2009, Tang et al., 2014) ou mistura de magma (Griffin et al., 2002, Belousova et al., 2006, Kemp et al., 2007). Independentemente da razão petrológica para a ampla gama de composições de ϵHf em zircão em um único sistema magmático, a visualização de tais dados geralmente não pode ser efetivamente realizada por meio de uma simples média aritmética, geométrica ou ponderada.

De forma geral, as idades de extração mantélicas (TDM), obtidas para os grãos de zircão das amostras do stock São Domingos mostram valores do Paleoproterozóico, superiores aos das outras amostras desse maciço (entre 2,85 e 2,24 Ga) e valores do Mesoproterozóico (1,77 a 1,26Ga) o que indica um significativo envolvimento de crosta mais antiga na formação das rochas do que do maciço Massangana que apresentou idades TDM apesar de apresentar aspectos petrográficos e idade de cristalização muito semelhante às rochas da fase Massangana, são originadas a partir de uma fonte crustal diferente.

As idades TDM das amostras BD-MA-10A, da fase São Domingos também mostraram valores do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico (entre 2,85 a 1,40 Ga). O ϵHf dessa amostra é o que apresenta os valores entre positivos e negativos com predomínio de valores negativos (entre -14,1 a +6,76). Esses dados, associados à idade de cristalização indicam que o magma relacionado a esta amostra da fase São Domingos deve ter se cristalizado a partir de uma fonte mais antiga do que aqueles da fase Massangana, representada pelas demais amostras que tem valores de idade TDM, entre 1,85 e 1,52 Ga e valores de ϵHf variando de negativos (-6,2 a -0,2) a positivos

(+0,2 a +3,4) evidenciando mistura de material crustal e mantélico para a formação dessas rochas.

Os valores de ϵ_{Hf} obtidos para o Maciço Massangana foram predominantemente negativos. Entretanto, valores positivos também foram obtidos em todas as amostras, indicando que a fontes do Maciço Massangana são relacionadas, principalmente, a fusão de material crustais em diferentes proporções, com pequena contribuição de material juvenil. As idades de extração mantélica (TDM), obtidas para esse maciço, vão desde o Paleoproterozóico (2,40 Ga) ao Mesoproterozóico (1,52 Ga).

7.8.4 Os isótopos de Hf no contexto dos Granitos Rondoniano

Os dados isotópicos de Lu-Hf de Debowski, (2016) também revelaram fontes distintas para a formação de outros maciços da Suíte Intrusiva Rondônia. Os valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ variam entre 0,281617 e 0,282479 para o Maciço São Carlos e entre 0,282205 e 0,282383 para o Maciço Caritianas, indicando fonte predominantemente crustal.

A grande variação no ϵ_{Hf} indica heterogeneidade de fontes dos maciços de Massangana, Caritianas e São Carlos representam predomínio de fontes crustais com uma contribuição subordinada do manto. O maciço de Caritianas, que apresentou valores mais positivos ao parâmetro ϵ_{Hf} , parece ter tido mais contribuição do manto do que os outros maciços estudados aqui. Assim, a mineralização sugere estar associada a participação de crista mais antiga na geração dos magmas que deram origem ao processo de fracionamento e enriquecimento de metais nobres.

Levando em consideração os dados obtidos neste estudo e os dados presentes na literatura, a autora conclui que o maciço Massangana e stock São Domingos estudados nesta dissertação, possuem idades compatíveis com Suíte Intrusiva Rondônia ou Younger Granites of Rondonia, e Suíte Intrusiva Santa Clara, mostrando longo período de residência crusta dos magmas que formaram essas rochas, os quais evoluíram a partir de duas ou mais fontes distintas por processos de fusão parcial de fontes crustais (predominante) e mantélicas associadas a processos de mistura magmática e cristalização fracionada.

7.9 O Modelo metalogenético proposto

Neste item é proposto um modelo metalogenético a partir dos resultados das descrições petrográficas, geoquímicas e geocronológicas aqui reportadas. Para tanto, a elaboração de uma proposta genética passa inevitavelmente pela identificação de como a literatura interpreta e modela os tipos de topázio-granitos como as mineralizações em estanho aqui estudada. Para este propósito são fundamentais as escolas petrogenéticas russa e finlandesa, como apresentadas a seguir.

No início dos anos 1960, um grupo de geólogos russos que trabalhavam na exploração de metais raros na Sibéria propôs que as rochas graníticas ricas em F fossem parcialmente a totalmente transformadas por difusão de elementos a partir de soluções hidrotermais por difusão por soluções hidrotermais e pós-magmáticas (Beus et al., 1962; Beus, 1982). A transição de tipos de rochas não mineralizadas interpretadas como protolitos (do nível baixo) para rochas metassomáticas (para o nível superior) foi atribuída ao movimento ascendente de fluidos pós-magmáticos, que teriam lixiviado metais do nível inferior e os precipitados no nível superior (Beus e Zalashkova, 1964; Stemirok, 1987).

A escola finlandesa é representada principalmente pelos trabalhos de Hapala, (1977) e Haapala e Lukkari, (1998), principalmente nas intrusões de granitos rapakiviticos de Artjärvi e Sääskjärvi, na margem oeste do batólito de Wiborg. Estas intrusões multifásicas de granito rapakivi apresentam nas fases mais evoluídas granito contendo topázio. O estoque de Artjärvi é composto de granito de biotita porfirítico e de granulação uniforme e granito de topázio de granulação uniforme, e o estoque de Sääskjärvi compreende granito de biotita de granulação uniforme e granito de topázio porfirítico. Os granitos são granitos do tipo A de metaluminoso a peraluminoso, mostrando características geoquímicas dentro da placa (WPG). Os autores citados interpretam a geoquímica anômala do granito de topázio sendo essencialmente de origem magmática e que através de reações pós-magmáticas as rochas foram modificadas em sua composição.

Outros aspectos importantes para uma proposta evolutiva dos depósitos aqui estudados devem levar em conta os resultados experimentais de evolução de fundidos ricos em Flúor (Bailey, 1977; Heinrich, 1984; Clemens et al. 1986 ; Charoy e Raimbault, 1994; Linnen et al., 1996) e os trabalhos anteriores que elaboraram modelos

metalogenéticos para a Província Estanífera de Rondonia (Villanova e Franke, 1985; Sparrenberger et al., 2002; Souza e Botelho 2002; Bettencourt et al., 1999, 2007; e Costa et al., 2016).

Partindo destes modelos sobre a gênese das mineralizações de depósitos de estanho relacionadas a evolução de magmas graníticos anorogênicos, pode-se apresentar a seguinte sequência de processos e produtos para a origem das mineralizações primárias no maciço Massangana.

7.10 A sequência evolutiva

A síntese evolutiva dos corpos mineralizados consiste em rochas produtos de processos de fracionamento magmático e metassomatismo envolvendo fases hidrotermais possivelmente exsolvidas do magma original, podendo ter ou não contribuição de águas meteóricas.

Nesse sentido, foram identificados os seguintes estágios de evolução das rochas de acordo com as paragêneses minerais: (1) hornblenda-granitos (2) biotita-granitos de granulação grossa a granito de biotita porfirítico; (3) feldspato alcalino-biotita granitos finos; (4) quartzo-sienitos finos enriquecidos em Nb e ETRs leves (5) topázio-zinwaldita-granito fino; (6) topázio- granito e granitos albitizados; (7) pegmatitos com K-feldspato e com albita; (8) endo e exogreissens e (9) veios de quartzo com cassiterita e veios com topázio, berilo e cassiterita. As quatro primeiras sequências referem-se a processos essencialmente magmáticos, as quatro últimas referem-se a processos que incluem estágios pós- magmáticas de alteração relacionados a greisenização, incluindo processos de lixiviação dos álcalis, albitização, topazificação, biotitização, silicificação e posterior argilização.

Os trabalhos de campo, complementados pelos estudos petrográficos e geocronológicos indicam que o Maciço Massangana apresenta uma variação de rochas encaixantes de composições graníticas a tonalíticas. Estes litotipos incluem granitos e gnaisses da Suíte Serra da Providencia (1574 ± 8 Ma a 1525 ± 10 Ma). Rochas da Suíte Alto Candeias (com idades entre 1348 ± 19 Ma e 1350 ± 6.6 Ma) também são observadas. Por último, as amostras com idades entre 1081 ± 28 Ma, e 1034 ± 15 Ma, são

coerentes com a Suíte Santa Clara. Os contatos do Maciço Masssangana com as rochas encaixante mostram intenso faturamento, com zonas brechadas e silicificadas.

Uma amostra estudada apresentou idade de $(2115 \pm 37 \text{ Ma})$, esta amostra foi coletada na zona de núcleo do pegmatito 2, onde são retirados os maiores exemplares de topázio gemológico in-situ da região. O granito hospedeiro do veio pegmatítico apresenta na base do morro, xenólitos de paragnaisse (compatível com as rochas do Complexo Jamari) além de enclaves máficos (clots) que indicam processo incompleto de mistura de magmas (mingling). A presença de clots máficos é comum em boa parte dos afloramentos de biotita-granitos no maciço Massangana e stock São Domingos. Em razão de não haverem rochas encaixantes com essa idade na região de estudo, nem em outras regiões da Província Estanífera de Rondônia, essa idade foi interpretada como unidade do embasamento indiviso.

a) A Primeira sequência (hornblenda-biotita-granitos)

Esta litofácies é representada principalmente por hornblenda-granitos e tem a mineralogia principal composta por feldspatos alcalinos, representados pelo ortoclásio, com textura pertítica plagioclásio intersticial, quartzo, biotita e hornblenda e aflora geralmente nas zonas de borda do maciço Massangana, não sendo observado rochas com hornblenda no stock São Domingos. Apresenta textura variável com tipos grossos e porfiríticos, sendo mais comum sua ocorrência nas regiões de borda da intrusão. As principais litofácies identificadas são compostas por biotita-hornblenda-granito grossos a porfiríticos. Em adição, ocorre rochas com textura rapakivítica representada por ovóides de ortoclásio definido como piterlito.

b) Segunda sequência – Biotita-granitos

Os resultados da investigação aqui reportada deixam clara a importância considerável de rochas graníticas a biotita através de caracterização petrográficas e de relação de

contato em afloramentos. As rochas afloram na forma de lajedos, blocos e matacões e apresentam geralmente coloração rosada e apresenta textura grossa a muito grossa e porfirítica. Granitos de textura equigranular fina de composição monzogranítica a álcali-granitos ocorrem apenas em porções restritas, normalmente na forma de diques,

bolsões com contatos bruscos com os granitos de textura média, grossa ou porfirítica e por vezes através de contatos gradacionais.

Os biotita-granitos estão associados petrogeneticamente com as rochas graníticas contendo topázio. Com frequência, pode-se indicar através das relações de campo que os topázio-granitos podem ser rochas geradas em estágio avançado originadas a partir de um magma de composição leucogranítica. Estas rochas ocorrem claramente em posições no nível mais baixo e transitam para granito de albita, topázio-granitos ricos em F frequentemente associadas à mineralização de metais raros primários (Ta, Nb, W e Sn).

c) A Terceira sequência – k-feldspato-biotita-granitos finos

A terceira sequência magmática é representada pelo granito de albita que sugere contatos intrusivos nítidos com a segunda sequência (biotita-granito) com inúmeras injeções de magma em pequenos diques controlados por fratura próximos ao contato, ou sugerindo variação composicional lateral. Veios de grão fino são comumente encontradas com cortes transversais. O biotita-granito apresenta principalmente granulação média ou porfirítica, com visíveis heterogeneidades, com relações espaciais aparentemente transgressivas, que atestam a injeção complexa e contínua. Essas observações implicam uma injeção em vários estágios de magmas com composição muito semelhante.

d) A quarta sequência – quartzo-sienitos finos

Esta sequência é representada por rochas de caráter alcalino com mineralogia essencial representada principalmente pelo ortoclásio, além de grande concentração de anfibólio e biotita e de forma subordinada quartzo e albita. Os contatos entre esses corpos e o biotita-granito são pouco nítidos, na porção central da região de Bom Jardim, ocorrem na forma de lentes subparalelas em contanto com um biotita álcali-granito médio que apresenta mineralogia alterada com precipitação de sulfetos disseminados (galena e esfalerita) e de berilo.

e) A quinta sequência – zinwaldita-topázio-granito

Estas rochas apresentam coloração rosada e textura fina e parecem ter uma origem ainda magmática. Aflora na forma de lajedo em cota superior à porção onde são retirados os blocos de endogreisen e também associada aos veios pegmatíticos zonados. Apresenta mineralogia principal composta por K-feldspato (tanto o ortoclásio quanto a microclina), albita intersticial e zinwaldita como mineral máfico, esta rocha é equiparada ao albita-granito de Bom Futuro, em termos temporais de emplacement, entretanto apresenta conteúdo maior de feldspato potássico, em detrimento do feldspato sódico.

f) A sexta sequência – topázio-granitos

Os topázio-granitos ocorrem tanto associados a uma evolução mais sódica (ponto DB-MA-10) onde o topázio é cada vez mais enriquecido nos estágios finais de alteração metassomática, que incluem principalmente processos de albitização da fácies biotita-granito médio e posterior desenvolvimento de pegmatitos com matriz de albita mineralizados a estanho. A topazificação nesse ambiente é posterior à albitização e mostra clara substituição das albita por topázio, que no processo evolutivo inicial adquirem o formato tabular da albita, e em estágios mais avançados são euédricos associados a uma matriz de albita, parcialmente topazificada com cassiterita e outros metais não identificados na petrografia.

g) A sétima sequência - veios pegmatíticos

Os três pegmatitos aqui reportados representam uma fase intrusiva discreta espacialmente associada às zonas de borda dos biotita-granitos do Stock São Domingos no contato ou próximo ao contato com um paragneisse de coloração cinza do Complexo Jamari ou com um gnaiss-granítico rosado da Suíte Serra da Providência. A caracterização de 02 desses corpos só foi possível devido à abertura de túneis pelos garimpeiros. Apresentam geometria tabular sendo um deles, em contato com o paragneisse, zonado, como zonas de borda, núcleo e porções greisenizadas. As camadas internas desse pegmatito mostram cristais em formato que sugere crescimento direcional das bordas para o centro. Além do feldspato álcali, as camadas de pegmatito contêm quartzo, plagioclásio e biotita como principais minerais, e topázio, zircão, fluorita, ilmenita e cassiterita como minerais acessórios. As camadas de pegmatito

possuem intercrescimentos gráficos de quartzo - álcali alcalino. O pegmatito com os maiores exemplares de topázio gemológico apresenta apenas duas zonas, um álcali-granito fino na zona de borda, em contato com o biotita-granito médio e uma zona de cristais maiores intensamente caulizada e argilizada, de onde são retirados os cristais de topázio, berilo e quartzo fumê. Esses veios possuem ramificações para veios menores 20 a 30 cm de espessura em direção as encaixantes, compostos principalmente pelo K-feldspato e biotita preta.

Após cristalização quase completa da parte apical da câmara de magma, o contato da cúpula foi fraturado, e o magma residual altamente evoluído foi introduzido em fraturas, de forma é possível assumir que este magma residual foi introduzido em rochas solidificadas. Segundo a literatura (Phillips, 1973; Carten et al., 1988; Burnham, 1997), a origem da estrutura zonada é frequentemente explicada pelo topázio-granito que cristalizou das margens para dentro, aumentando o conteúdo volátil da câmara de magma residual e, quando no interior a pressão volátil excedeu a força da pressão de confinamento da rocha, houve desgaseificação vigorosa e rápida cristalização da parte central do pegmatito.

h) A oitava sequência – endogreisens e exogreisens

Os fluidos hidrotermais que contribuíram para a formação das rochas greisenizadas foram provavelmente separados do magma granítico cristalizado nas sequências anteriores associado a fluidos superficiais que se expandiram para a cúpula da câmara magmática. As rochas nesta posição anteriormente solidificadas sofreram alteração hidrotermal e mineralização. Esse modelo pressupõe que a câmara magmática era um sistema de convecção, provavelmente na forma de um lacólito (corpo ígneo sub-horizontal plano e com contato superior domal). Convecção interna (ver Worster et al., 1990) na câmara magmática levou ao acúmulo de magmas intersticiais evoluídos para a parte apical da câmara.

A diferenciação foi aprimorada pelo fluxo do magma residual de baixa densidade ao longo dos contatos inclinados até a cúpula, onde substituiu um magma menos denso e menos evoluído (Nilson et al., 1985; Huppert et al., 1986; Sawka et al., 1990; Mahood e Cornejo, 1992). Assim, uma zona de magma altamente evoluída, rica em voláteis e possivelmente estratificada foi desenvolvida no topo da câmara de cristalização. Além disso, a baixa viscosidade do fluido apical rico em H₂O e F pode ter

permitido o desenvolvimento de fenocristais (ver Audeltat et al., 2000). A quantidade de H₂O resulta em proporções diferentes de feldspato alcalino e albita, resultando e fases mineralizadas com intercalação de momentos mais sódicos relacionados a formação de fases graníticas e pegmatíticas albitizadas e momentos de lixiviação dos álcalis (ambos Na e K), seguido de potassificação e topazificação com aumento no teor de Al, relacionado a formação dos topázio-granitos e greisens

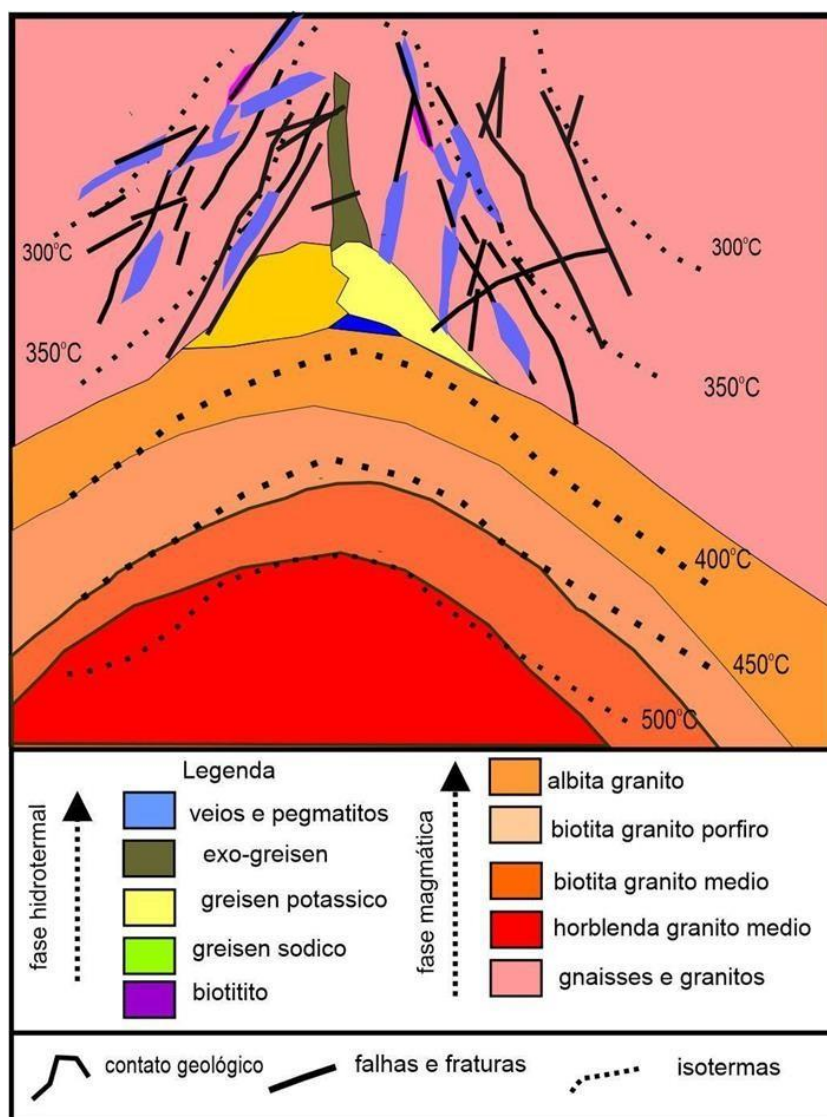
A maior proporção de K e Al em porções específicas dos corpos greisensados, reflete a precipitação de mais topázio nessas porções, e pode ser o resultado da diminuição da pressão relacionada à abertura de fraturas e escape vigoroso de voláteis. Drusas preenchidas com quartzo indicam a baixa pressão e saturação de fluidos.

A formação dos exogreisen ocorreu ao longo de um sistema de falhas em contato com as encaixantes, em especial o paragnaisse do Complexo Jamari. A extensão desses corpos não foi visualizada devido ao intenso processo de desmonte da camada superficial de rocha saprolitizada para retirada de cassiterita e wolframita. Os exogreisen em contato com o paragnaisse apresentaram cor cinza escuro e mineralogia constituída por quartzo, zinwaldita, siderofilita, topázio e cassiterita, além de acessórios como ilmenita e monazita. A greisenização parece ocorrer de forma simultânea ao desenvolvimento dos veios de quartzo alojados em fraturas pré-existentes na rocha encaixante.

i) Veios de quartzo

Os veios de quartzo mineralizados apresentam espessura de poucos centímetros (<5cm) a 40 cm de espessura, ocorrem geralmente nos contatos do stock São Domingos com as encaixantes, porção NE e Sul do maciço, podem ser tabulares ou lenticulares, sendo observado a ocorrência de veios com berilo, topázio e cassiterita.

Figura 105 - Modelo esquemático das rochas e fluidos responsáveis pela geração das mineralizações de metais raros no Maciço Massangana.



Legenda: As rochas mineralizadas no Maciço Massangana. Errata: onde lê-se albita- granito, substituir por zinwaldita-granito.

É necessário um estudo mais detalhado dos veios para definir se existem famílias estéreis e famílias mineralizadas, num momento é possível concluir que existem veios anteriores a mineralização, relacionados aos eventos tectônicos da região ver Okida, (2001) que apresentam deslocamento e feições do tipo tension gash, e veios posteriores associados ao processo de greisenização onde o aporte de SiO_2 favorece a precipitação da cassiterita.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Complexos Graníticos anorogênicos Proterozóicos comumente mostram feições químicas e petrográficas típicas de granitos estaníferos, em muitos casos (Fennoscandia, Siberia e Rondônia) mineralizados em Sn-W-Be-Zn-Cu. Baseado nas análises petrográficas e químicas deste estudo e de Debowski (2016) é possível chegar às seguintes conclusões:

- a) Os granitóides dos Maciços Massangana e São Domingos mostram características típicas de granitos estaníferos, com alto (F, Li, Rb, Ga, Sn) e Nb e baixo (Mg, Ti, Ba, Sr, Zn e Eu). Os altos teores da razão $FeOt/(FeOt + MgOt) > 0,88$, indicam granitos reduzidos, também chamados de granitos da série da ilmenita.
- b) Boa parte dos litotipos estudados são caracterizados por reações subsolvus que incluem exsolução do feldspato alcalino, recristalização e alteração de minerais. A presença de textura pertítica a mesopertítica nos k-feldspatos e de minerais como topázio e fluorita nas fases acessórias indica a percolação de fluidos ricos em F e de processos de alteração tardi ou pós-magmáticos. O aumento no teor de flúor nos estágios finais da cristalização aumenta a estabilidade do quartzo e diminui a do feldspato, que tem sua estrutura destruída para formação de topázio, que cristaliza a partir desse fundido rico em F gerando os topázio granitos e topazitos.
- c) Os dados geocronológicos obtidos confirmam que o maciço Massangana cristalizou através de um processo lento, com cristalização inicial das bordas (idades U-Pb de 1034 Ma) que apresenta fácies graníticas grossas a porfíriticas, típicas de resfriamento lento para as porções mais centrais com idades mais jovens (974 Ma). Os biotita-granitos do Stock São Domingos apresentaram idades de 1081 ± 28 Ma. (BD-MA-09) e 1065 ± 38 Ma (BD-MA-10A), interpretada como idade de cristalização, compatíveis com a Suíte Intrusiva Santa Clara, evidenciando que o processo de cristalização do stock São Domingos é anterior a cristalização do maciço Massangana.
- d) As rochas mineralizadas indicam assinaturas de isótopos de Hf que sugerem sua relação com crostas continentais mais antigas do Complexo Jamari. A maior concentração de valores de idades T_{DM} com valores do paleoproterozóico (2,26 a

2,0 Ga) mostra que esses dois maciços provavelmente tiveram processos evolutivos a partir de fontes magmáticas diferentes. O primeiro (Maciço Massangana) associado a uma fonte crustal mais jovem, relacionado a fusão das encaixantes (Suíte Serra da Providência e Complexo Jamari) com contribuição mantélica evidenciado pelos valores de T_{DM} positivos e negativos e o segundo (Stock São Domingos) a crosta antiga, sem registro na região até o momento, isso pode ser devido a esta crosta estar estratigraficamente abaixo das encaixantes e não aflorar na região. As texturas de *mingling* evidenciadas por clots máficos nos biotita-granitos evidencia a mistura com um componente mais máfico.

- e) As mineralizações primárias do maciço ocorrem principalmente nos contatos do *stock* granítico São Domingos com as encaixantes gnáissicas (rochas do Complexo Jamari e Suíte Serra da Providência) com ocorrência de veios pegmatóides, topázio-granitos, endogreisen, exogreisen, além de veios de quartzo com cassiterita, berilo topázio. Na porção denominada de Bom Jardim (Romanini, 1982) porção centro-oeste do maciço Massangana, a exploração da cassiterita é intensa com ocorrência de grandes cristais de quartzo (~10 cm) e topázios menores (1-2 cm). As mineralizações estão associadas a um biotita-álcali-granito equigranular com berilo e sulfetos disseminado que ocorre em contato com quartzo-sienitos que apresentam enriquecimento em Zr, ETRs e Nb. As couraças ferruginosas visualizadas nesta porção podem estar relacionadas a concentração supergênica posterior de cassiterita como ocorre em outros depósitos estaníferos da região.
- f) Os estilos de mineralização são: (1) do tipo *stockwork* com disseminação de veios subparalelos de quartzo com cassiterita e $\pm$ wolframita associados, que seguem a direção principal NE-SW, correspondente aos principais lineamentos regionais que cortam as rochas encaixantes, (2) sistemas de veios e vênulas com topázio, berilo e cassiterita associados, (3) veios pegmatíticos alojados tanto na encaixante gnáissica quanto no granito e (4) greisens disseminados na forma de blocos e bolsões desenvolvidos em biotita-granitos médios e álcali-granitos finos seguidos de posterior caolinização, principalmente dos feldspatos dos veios pegmatóides.

- g) O modelo evolutivo proposto inicia com os líquidos graníticos residuais mais evoluídos alojados em níveis rasos da crosta. Tais líquidos são representados pelo zinwaldita-granito que ocorre na cúpola do biotita-granito equigranular e também associado aos pegmatitos (microgranito rosado). A presença dos voláteis (Cl, F e H₂O) nos magmas residuais os torna cada vez mais fluidos e menos densos, de forma que ascendem a níveis rasos da crosta com facilidade provavelmente aproveitando a reativação de falhas e fraturas durante a tectônica rúptil descrita por Okida (2001). Esse processo é acompanhado por alteração metassomáticas que incluem albitização de granitos com aparecimento de fácies pegmatóides com matriz microgranular de albita seguida por topazificação e greisenização além de formação de veios de quartzo com cassiterita e wolframita e veios de quartzo com berilo e topázio.

REFERÊNCIAS

- ANDERSON, J.L.; MORRISON, J. 2005. Ilmenite, Magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic Anorogenic granites of Laurentia as Baltica. *Lithos*, [S.I.], v. 80, p. 45-6.
- ANDERSON, J.L; BENDER, E. E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America, *Lithos*, [S.I.], v. 23, p 19-52.
- ALMEIDA F.F., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG, Instituto de Geociências da USP.*, 7:45-80.
- ÁLLEGRE, C. 2005, *Géologie isotopique*. Editora Belin, Paris. 285p.
- BAILEY, J.C. (1977) Fluorine in granitic rocks and melts: A Review. *Chemical Geology*. 19(1):4-21.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, [S.I.], v. 48, p. 43-55. 1985.
- BETTENCOURT, J. S; DALL'AGNOL, R. The Rondonian Tin-Bearing Anorogenic Granites And Associated Mineralization.. In: NÓBREGA, A.; MCREATH, I.; SABATÉ, P.. (Org.). *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations - Excursion Guides*. Salvador - BA: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1987, v.1, p. 1-144.
- BETTENCOURT, J. S., TOSDAL R. M., LEITE W. B. JR., PAYOLLA B. L. 1995. The Rapakivi Granites of Rondônia Tin Province and Associated Mineralization. In: *Symposium Rapakivi Granites and Related Rocks*, 6, Belém, Brazil, Excursion Guide, 5- 16.
- BETTENCOURT, J. S., LEITE JR., W. B., PAYOLLA, B. L., SCANDOLARA J. E., MUZZOLON R., VIAN J. A. J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM II)*. Salvador: Excursions Guide. 31p.
- BETTENCOURT J. S., TOSDAL R. M., LEITE W. B. JR., PAYOLLA B. L. 1999. 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*, [S.I.], v. 95, p. 41-67.
- BETTENCOURT, J.S. LEITE J, W.B., GORAIEB, C, SPARRENERGERA, I. BELLO,

R.M.S., PAYOLLA, B.L 2007 Sn-polymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos* 80 (2005) 363– 386

BIZZI L. A. SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R. M. E GONÇALVES J. H. *Geologia, Geotectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003 (pgs169 a 195).

BIONDI, J. C. 1986. Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática. *Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração*. Ed. T. A. Queiroz. São Paulo p. 301-470.

BONIN, B. 2007. A-type Granites and related Rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, [S.I.], v. 97, p. 1-29.

COLOMBO F., LIRA R., MINER E. V. P. 2009. Mineralogical Characterization of topaz from miarolitic pegmatites and w-bearing greisen in the A-Type El Portezuelo granite, Papachacra (Catamarca Province). *Rev. Asoc. Geol. Argentina*. Vol. 64 n.2 Buenos Aires.

CORDANI U. G.; TASSIMARI C. C. G, TEIXEIRA W, BASEI M. A. S, KAWASHITA K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: *Congresso Geológico Chi- leno, 2., Arica, 1979. Actas. Arica, v. 4, p.137-148*

COUTINHO M. G. DA NOBREGA. 2008. Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para Ouro Preto em Sig. In: CPRM, *Geologia e Recursos Minerais do estado de Rondônia. Programa Geologia do Brasil*. Porto Velho – RO, 2007. Págs. 13, 45 e 68-79.

CPRM, SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2007. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Sistema de Informações Geográficas – SIG. Programa Geologia do Brasil – Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais Escala 1:1.000.000. pgs 13 e 45-46*

CHAPPEL, B.W.; WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granites types. *Pac. Ged.*, [S.I.], v. 8, p. 173-174.

ČERNÝ, P. (1982a): Anatomy and classification of granitic pegmatites. In *Granitic Pegmatites in Science and Industry* (P. Černý, ed.). Mineral. Assoc. Can, Short Course Handbook, 1-39.

CERNÝ, P. AND ERCIT, T. S. 2005. The classification of granites pegmatites revised. *The Canadian Mineralogist*. Vol. 43, pp. 2005-2026 (2005)

CLEMENS, J.D; HOLLOWAY, J.R. and WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *American Mineralogist*, Volume 71, pages317-324.
COLLINS, P. L. F. 1981. The Geology and Genesis of the Cleveland Tin Deposit, Western Tasmania: Fluid Inclusion and Stable Isotope Studies, *Economic Geology*. Vol. 76, , pp 365-892

DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, [S.I.], v. 93, p.215-233.

DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N. P.; RAMO, O. T.; MOURA, C. A. V.; MACAMBIRA, M. J.B.; OLIVEIRA, D. C. de. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brasil. *Lithos*, [S.I.], v. 80, n 1-4, p. 101-129.

DALL'AGNOL, R., COSTI, H. T., LEITE, A. A. da S., MAGALHÃES, M. S. de, TEIXEIRA, N. P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, [S.I.], v. 95, p. 9-39.

EBY, G. N. 1992. Chemical subdivision of A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, [S.I.], v. 20, p. 641-644.

FAURE, G., 1986. *Principles of Isotope geology* (2nd Ed.), John Wiley & Sons, 589p. Anderson, 1983;

HAPPALA, I. 1997; Magmatic and Postmagmatic Processes in Tin-mineralized Granites: Topaz-bearing Leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. *Journal of Petrology*, vol. 38. Number 12. P. 1645-1659.

HAAPALA, I (1977) The controls of tin and related mineralizations in the rapakivi-granite areas of south-eastern Fennoscandia. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 99:2, 130-142, DOI: 10.1080/11035897709455007

Haapala, I. 1995. Metallogeny of the Rapakivi Granites. *Mineralogy and Petrology* (1995) Ed. 54. P.149-160.

HAAPALA, I. & RAMO, O.T., 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 165–171.

RAMO, T. AND HAAPALA I (1995) One hundred years of rapakivi granite. *Mineral Petrol* 52: 129-185

JAHNS, R. H. 1953a. The genesis of pegmatites. Occurrence and origin of giant crystals. *American Mineralogist*, v. 38, p. 563-598.

FROST, C. D., FROST, B. R. 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology*, [S.I.], v. 25, p. 647-650

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

FROST, C. D., FROST, B. R. 2010. On Ferroan (A-type) Granitoids: Their compositional variability and models of origin. *Journal of Petrology*, [S.I.], v. 52, p. 39-53.

GERALDES, M. C., TEIXEIRA, W., HEILBRON, M. 2004. Lithospheric versus asthenospheric source of the SW Amazonian craton A-Types granites: the role of the Paleo and Mesoproterozoic accretionary belts for their coeval continental suites. *Episodes*, v. 27, n.3, p. 1- 5.

GERALDES M. C., NOGUEIRA C. C. 2013. Rondonia Tin Province, SW Amazonian Craton Revised: Geochronology, Magmatic Processes and Tectonic Setting. In SGA, *Simp. Geologia da Amazônia*, 13, Anais.

ISHIHARA, S. The magnetite and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology (Japan)*, [S.I.], v. 27, p. 293-305. 1977.

ISOTTA C. A. L., CARNEIRO, J. M., KATO H. T., BARROS R. J. L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Porto Velho. DNPM/CPRM. Vols. 1-3.

KLOOSTERMAN, J.B. A tin province of the Nigerian type in southern Amazônia. In: *TECHNICAL CONFERENCE ON TIN*, 2, 1968, London. p.381-400. 1968.

LEITE JÚNIOR, W.B. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a Mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. 2002. 310 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

LARIN, A.M., 2009. Rapakivi granites in the geological history of the Earth. Part 1, Magmatic associations with rapakivi granites: Age, geochemistry, and tectonic setting. *Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya* 17 (3), 3–28.

LONDON, D. 1987. Internal differentiation of rare-element pegmatites: effects of boron, phosphorus and fluorine: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 403-4020.

O'CONNOR, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER B525*. USGS, 1965, p. 79–84.

SANTOS, A. R; VENEZIANI, P; OKIDA, R; BETTENCOURT, J. S. Contribuição do Sensoriamento Remoto e da Aerogeofísica na caracterização dos controles estruturais no alojamento de granitos proterozóicos em zonas de cisalhamento em parte do estado de Rondônia (Brasil). *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, Brasil, INPE. P. 2163-2170. 2007.

PEARCE, P.O.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, [S.I.], v. 25, n. 4, p. 956- 983. 1984.

PAYOLLA, B.L. As rochas graníticas e sieníticas das cachoeiras Teotônio e Santo Antônio, rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica.

1994.145 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.

PATIÑO DOUCE, A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, [S.l.], v. 25, p.743-746. 1997.

PIETRANIK, A. B., HAWKESWORTH, C. J., STOREY, C. D., KEM, A. I. S., SIRCOMBE, K. N., WHITEHOUSE, M. J. & BLEEKER, W. 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slabe craton, Canada. *The Geological Society of America*, v. 36 (11): p.875-878.

PAUL D. BONS. 2001. The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures, *Tectonophysics*, Volume 336, Issues 1–4, 2001, Pages 1-17 ISSN 0040-1951, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00090-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00090-7).

QUADROS, M. L. do E. S., RIZZOTO, G. J. (Org.). 2007. *Geologia e Recursos minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto explicativo do mapa geológico e de Recursos Mineraos do Estado de Rondônia*. Porto Velho: CPRM, 153 F. Escala 1:1.000.000

RIZZOTTO G.J., QUADROS, M.L. DO E. S. 2004. *Geologia da Amazonia Ocidental*. In: SBG Cong. Brasileiro de Geologia, 42, Araxa. Anais. Araxa: SBG-Nucleo Minas Gerais. 1 CD- Rom.

RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; MORAIS, P.R. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providencia rapakivi granite-Rondonia, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995b, Belém. Abstract Volume. Belém: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará., 1995, p.5-16.

ROBB, L.J. 2014. *Introduction to ore-forming processes*. 14^a ed. Blackwell Publising. Oxford, USA. 373p. First published 2005 by Blackwell publishing.

ROMANI, S. J. 1982. *Geologia e Geoquímica do Complexo Granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho*. Dissertação de Mestrado, Curso de pós-graduação em geociências, Salvador – Bahia, 85p.

RUIZ A.S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico Região Limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SADOWSKI, G.R. e BETTENCOURT, J.S. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, [S.l.], v. 76, p. 213-227. 1996.

SANTOS J.O.S., HARTMAN L.A., GAUDETTE H.E; GROVES D.I., MCNAUGHTON N.J., FLECHER I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work radiogenic isotope data, *Gondwana Research*.

SANTOS, A. R., VENEZIANI, P., OKIDA, R. E BETTENCOURT, J. S. 2007. Contribuição do sensoriamento remoto e da aerogeofísica na caracterização dos controles estruturais no alojamento de granitos proterozóicos em zonas de cisalhamento, em parte do Estado de Rondônia (Brasil) In: Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 2163-2170.

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 west Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, [S.l.], v. 165, p. 120-152. 2008.

SCANDOLARA J. E. 2006. Geologia e Evolução do Terreno Jamari, Embasamento da Faixa Sunsás/Aguapeí, Centro Leste de Rondônia, Sudoeste do Cráton Amazônico. Tese de doutorado nº 78 - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências.

SCANDOLARA, J. E., FUCK R. A., DALL'AGNOL, R. DANTAS, E. L., 2013 *Geochemistry and origino f the early Mesoproterozoic mangerite-charnokite-rapakivi granite association of the Serra da Providência suíte and associated gabbros, central-eastern Rondônia, SW Amazonian Craton, Brasil. Journal of South America Earth Sciences, Elsevier, v. 45, p. 166- 193.*

SOUZA V.S. & BOTELHO N.F. 2002. Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, SBG-NO, p.199- 214.

SPARREBERGER, IRENA & BETTENCOURT, JORGE & TOSDAL, RICHARD & WOODEN, JOSEPH. (2002). Datações U-Pb Convencional Versus SHRIMP do Maciço Estanífero Santa Bárbara, Suíte Granitos Últimos de Rondônia, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*. 2. 79-94. 10.5327/S1519-874X2002000100008.

STRECKEISEN, A.L. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neus Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, [S.l.], v. 107, p. 144-240. 1976.

TASSINARI C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 139p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. Tese de Livre-doscência.

TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., NUTMAN, A.P., VAN SCHMUS, W.R., BETTENCOURT, J.S., TAYLOR, P.N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *International Geology Review*, [S.l.], v. 38, n. 2, p. 161-175. 1996.

TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G.; CORDANI U.G., KAWASHITA K. 1989. A review of the geochronological of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.

THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary province Scottish. *Journal of Geology*, [S.l.], v. 18, p. 49-107. 1982.

WHALEN, J.B.; CURRFFI, K.L.; CHAPPEL, B. W. A-Type granitos: geochemical characteristics, ndiscrimination aod petrogenesis. *Contrib. Meneral Petrol*, [S.I.], v. 95, p. 407- 419. 1987.

VILLANOVA M.T. & FRANKE N.D. 1985. Serra do Bom Futuro-Rondônia: a volcanic- breccia pipe-hosted tin mineralization. In: *Symp. Rapakivi Granites and Related Rocks, Abstracts Volume*, Belém, p.83-84.

COSTA, M.A.C, SOUSA , M.Z.A. B, R D.,. SCANDOLARA J.E. E RUIZ A.S. (2016)

Geochemistry and geochronology of the rapakivi granites and associated rocks in the midwest portion of the Serra da Providencia composite batholith, SW of Amazonian craton, Rondonia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 69:194-212.

LUKKARI, S. 2002. Petrografia e geoquímica dos estoques de granito contendo topázio em Artjärvi e Säaskjärvi, margem ocidental do batólito de granito Wiborg rapakivi. *Boletim da Sociedade Geológica da Finlândia* 74, Partes 1–2, 115–132

LINNEN, R.L. PICHAVANT, M. AND HOLTZ, F. 1996 The combined effects of Fox and melt composition on Sn solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts.

Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 60, No. 24, pp. 4965-4976.

STEMPROK, M. 1987 Greisenization (a review) *Geologische Rundschau* 76/1 [169-175.

PITCHFIELD, P. E. J., TEOH, L. H. AND. COBBING, E. J (1990). Textural variation and tin mineratization in granites from the Main Range Provinceof the Southeast Asian Tin Belt. *Geological Journal*. 25:419-429.

HEINRICH. 1990. C.A. The Chemistry of Hydrothermal Tin (-Tungsten) Ore Deposition. *Economic Geology* Vol. 85, pp. 457-481

CHAROY, B. AND RAIMBAULT, L. 1994 Zr-, Th-, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China): the key role of fluorine. *Journal of Petrology*. 35(4):919-962

POLLARD, P.J., 1989a. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralization. In: M€oller, P., Cerný, P., Saup_e, F. (Eds.), *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 145e158.

ROLLINSON, H. 1993 Using geochemical data: evaluation, presentetion, interpretation. *Longman Sientific &Technical*. New York, 352p

STEMPROK, M. 1987. Greisenization (a review), *Geologische Rundschau* 76/1 p. 169-175. Stuttgart 1987 Prague'

CHAKHMOURADIAN A.R. & ZAITSEV A.N. 2012. Rare Earth mineralization in igneous rocks: sources and processes. *Elements*, 8(5):347-353. doi: 10.2113/gselements.8.5.347

TAKEHARA L. (ORG.). 2015. Avaliação do potencial de Terras Raras no Brasil. In: Informe de Recursos Minerais, Série Minerais Estratégicos. Brasília, CPRM, nº 2, 218 p. ISBN: 9788574992785

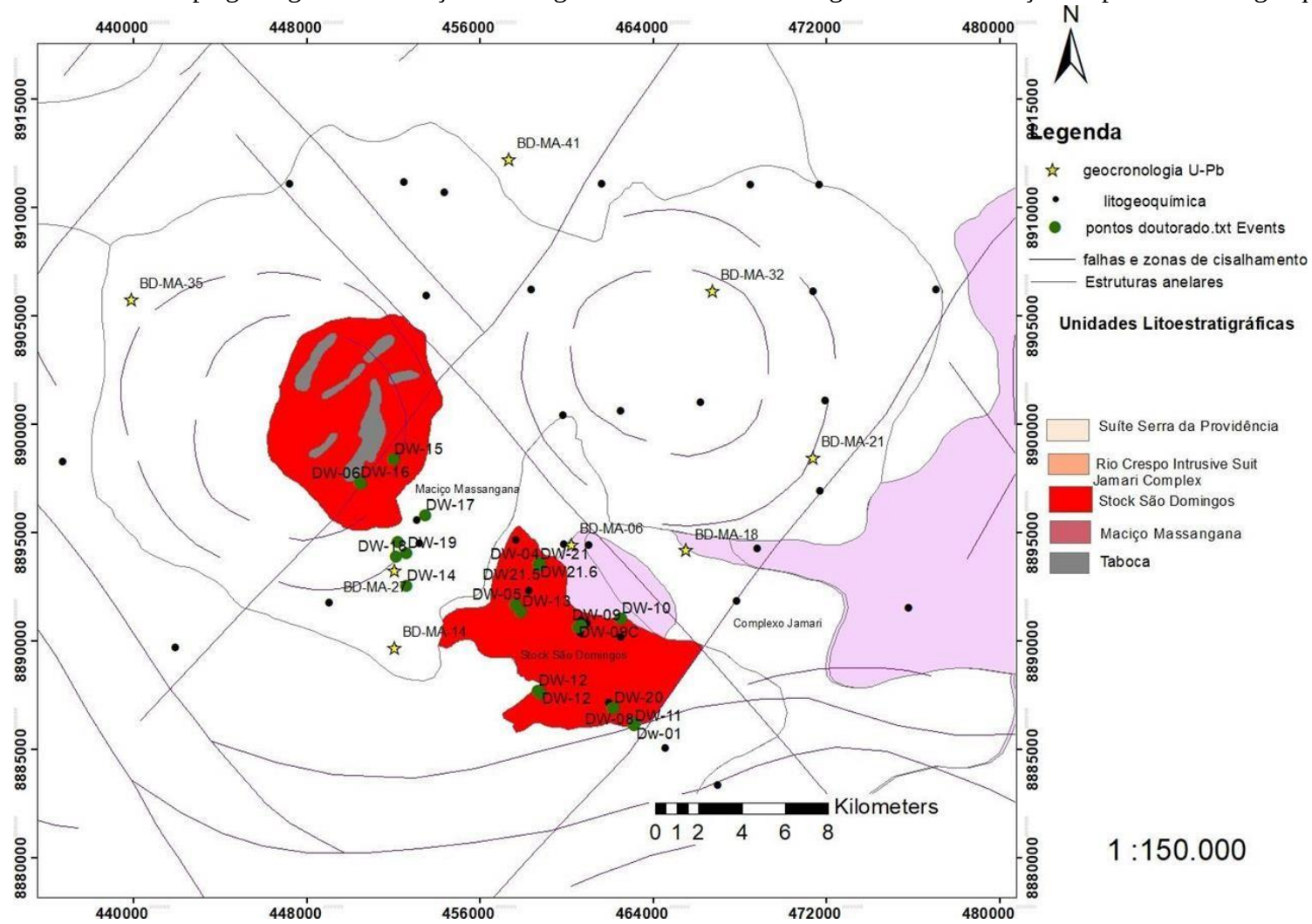
VIERA E.V. & LINS F.A.F., 1997. Concentração de minérios de terras-raras: uma revisão. Rio de Janeiro. CETEM/CNPq, 53 p. (Série Tecnologia Mineral nº73). ISSN: 01037382

MARTINS C., LIMA P.C.R., TEIXEIRA L.S., TEIXEIRA M.P., QUEIROZ FILHO A.P. 2014. Minerais Estratégicos e Terras-Raras. Centro de Documentação e Informação; Edições Câmara. Brasília, DF, Série estudos estratégicos, nº 3, 237 p. ISBN: 9788540202603

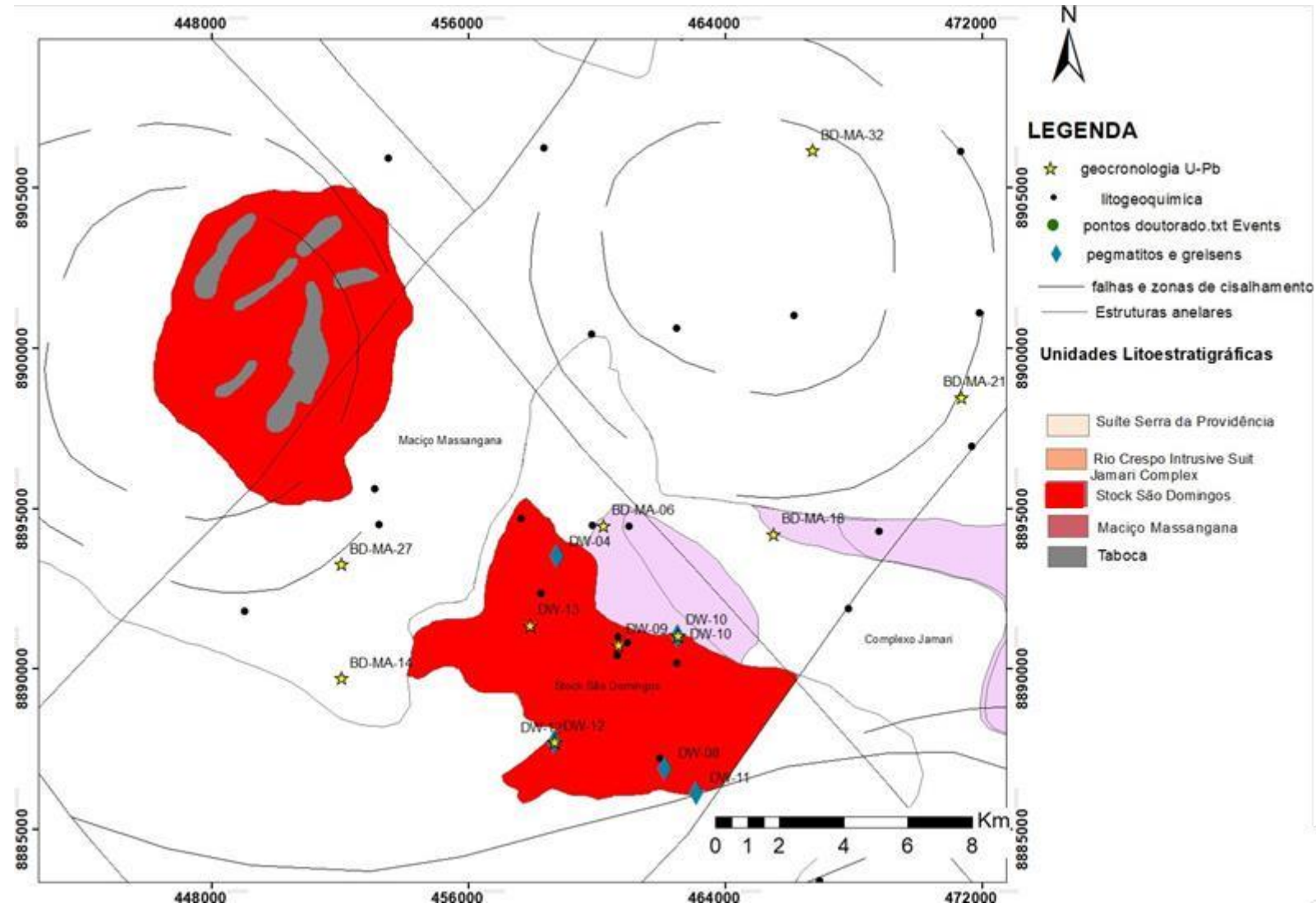
NERC – Natural Environment Research Council. 2011. Rare Earth Elements. British Geological Survey, Mineral profiles, 54 p.

USGS - United States Geological Survey. 2011. Mineral Commodity Summaries 2011. Reston, U.S. Geological Survey, 198 p. ISBN: 9781411330832

ANEXO A: Mapa geológico do Maciço Massangana e Stock São Domingos com localização de pontos de litogeoquímica e geocronologia



ANEXO B: Localização de zonas mineralizadas e geocronologia u-pb Stock São Domingos



ANEXO C: Tabelas de litogeoquímica

[illegible]

Rb	223	160	154	161	208	190	366	137	423	554	211
Nb	63	39	56	49	67	38	59	14	65	115	45
Mo	< 2	2	3	5	7	4	8	< 2	3	< 2	11
Ag	< 0.5	0,8	1,1	1,2	0,8	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	7	3	3	2	7	2	10	5	9	32	5
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	0,6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1,4	< 0.5	1,5	0,8	1,1	1,8	< 0.5
La	468	147	976	173	292	193	199	51,4	113	113	92,5
Ce	654	290	453	328	574	403	420	224	241	235	232
Pr	95,1	37,3	243	38,9	78,2	48,1	43,8	12,8	26,2	27,5	32,1
Nd	327	141	869	139	297	172	148	45,5	89,8	98,4	131
Sm	58,6	25,3	146	23,6	55,6	30,4	26,5	8,5	17,8	21,7	29,5
Eu	5,11	3,68	13,4	3,42	2,73	3,14	1,71	1,37	0,7	0,95	2,39
Gd	48,5	20	102	18,7	48,4	24,1	20,9	5,9	15,5	19,5	26,6
Tb	8,1	2,9	14,3	2,7	7,4	3,9	3,6	1,1	3	3,7	4,6
Dy	48,9	17,2	82,3	16,3	41,3	23,1	22,7	7,1	20	26,9	27,9
Ho	9,6	3,3	15,1	3,2	7,9	4,6	4,6	1,5	4,5	6,3	5,5
Er	28,3	9,7	41,6	9,2	21,4	13,4	14,6	4,5	15,1	21,3	15,9
Tm	4,25	1,33	5,33	1,26	2,74	1,88	2,25	0,72	2,39	3,65	2,22
Yb	28,9	8,4	31,7	7,9	16,4	11,3	14,8	5,3	16,3	26,6	13,4
Lu	4,28	1,4	4,8	1,3	2,43	1,76	2,34	0,89	2,66	4,41	1,97
Hf	12,8	15,2	20,6	18,5	14,6	12,8	14	11,4	12,4	10,9	11,4
Ta	4,4	2,1	2,7	2,8	3,2	2	4,9	1,3	4,5	9,7	3,6
W	91	125	86	180	146	156	88	170	122	143	238
Tl	1,1	0,7	0,6	0,7	1	1	1,9	0,9	2,5	3,2	1
Pb	39	29	27	31	35	35	55	22	69	60	33
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	16,3	9,4	16,6	16,8	30	23,9	31,5	19,4	41,8	41,8	15,4
U	4,8	2,1	2,6	2,2	4,6	3,6	9,1	3,1	11,3	13,2	2,3
Na2O/K2O	0,74	0,55	0,74	0,56	0,56	0,51	0,53	0,55	0,54	0,67	0,52
K2O/Na2O	1,35	1,80	1,36	1,79	1,80	1,97	1,87	1,81	1,84	1,48	1,94

Biotita-granitos médio e porfiríticos

[illegible]

Cu	< 10	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	100	50	60	70	80	90	80	80	40	30	< 30
Ga	31	31	28	34	41	29	30	25	37	31	24
Ge	2	1	2	2	3	2	1	1	2	2	1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	230	422	290	576	580	350	347	150	619	445	257
Nb	44	93	61	36	64	34	64	20	112	89	40
Mo	6	< 2	< 2	2	2	5	6	4	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	0,9	< 0.5	0,5	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	3	15	10	22	37	24	9	2	20	9	3
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	0,6	2	1,2	2	1,7	2,8	1	< 0.5	2,2	1,4	< 0.5
La	202	80,7	332	45,5	81,8	107	177	160	47,3	68,4	69,8
Ce	371	160	624	105	175	217	315	270	101	105	136
Pr	39,5	17,9	67,8	13,1	20	22,6	35,2	39,3	11,4	14,7	16
Nd	128	60	221	52,2	69,6	81,7	117	146	38,6	49,8	57,7
Sm	19,9	12,4	34,1	15,1	17,6	14,8	21,5	26,1	7,4	10,5	12,8
Eu	2,2	0,79	2,55	0,45	0,12	1,22	1,76	3,15	0,8	0,78	1,17
Gd	15	11,1	24,5	16,1	14,4	12	20,2	20,7	6,2	9,2	12,6
Tb	2,5	2,1	3,8	3,3	3,3	2	3,5	3,2	1,2	1,8	2,3
Dy	15,6	14,8	23,9	24,3	23,4	14,1	23,7	18,8	8,8	12,8	16
Ho	3,3	3,4	4,7	5,3	5	2,9	5,1	3,6	2,1	2,8	3,3
Er	10,7	11,4	14,5	18,7	17,6	10,1	16,9	10,5	6,9	9,4	10,5
Tm	1,56	1,9	2,1	3,33	3,41	1,63	2,62	1,39	1,18	1,59	1,54
Yb	10,4	12,9	13,8	25,1	27,3	12,4	17,6	8,9	8,9	10,5	9,5
Lu	1,69	2,14	2,15	3,97	4,34	1,93	2,86	1,38	1,49	1,63	1,49
Hf	13,3	9,9	18,1	6,1	6,2	9,2	15	11,5	10,7	8,3	5,2
Ta	2,5	7,2	3,6	9,3	10,8	7,3	4,1	1,5	16,7	8,8	2,6
W	160	268	153	18	26	23	135	274	105	141	317

Tl	1	2,1	1,6	4,1	4,2	2,6	1,8	0,8	3,4	2,3	1,1
Pb	45	60	40	78	86	55	56	29	75	81	44
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	24,6	52,6	41,7	44,8	57,4	27,8	44,8	13,4	37,9	56,8	19
U	4,1	10,9	5	17,5	15,9	6,2	13,2	2,4	16,8	16,1	6,4
Na ₂ O/K ₂ O	0,64	0,63	0,48	0,68	0,76	0,68	0,57	0,56	0,73	0,57	0,61
K ₂ O/Na ₂ O	1,56	1,60	2,10	1,48	1,32	1,47	1,76	1,80	1,37	1,75	1,65
K ₂ O+Na ₂ O	9,2	8,4	8,8	8,6	9,0	9,0	9,2	8,3	9,2	9,1	8,2

	granitos finos			topázio-granitos		Gran. sulfetado	Sienitos		ziwl-granito	Endogreisens	
DB- 12 F	DB- 14 1A	BD- 07	DB-MA-10 D4	DB-MA-10 D3	DB-MA- 16 2C	DB-MA08 C	DB-16 2D	DB-MA 08 1	DB-08 A	DB-08 B	
SiO ₂	70,86	72,24	75,78	73,01	70,76	70,37	63,26	62, 72	76,51	53,07	68,51
Al ₂ O ₃	13,56	13,71	11,98	12,77	15,18	13,74	15,9	15, 34	12,43	26,6	16,91
Fe ₂ O ₃ (T)	3,56	1,86	1,17	3,48	1,18	3,41	5,74	7	1,09	7,67	4,92
MnO	0,055	0,04	0,014	0,03	0,013	0,069	0,093	0,1 92	0,013	0,175	0,112
MgO	0,08	0,04	0,03	0,13	0,03	0,02	0,07	0,0 8	0,09	0,04	0,02
CaO	0,26	1,03	0,78	0,34	0,58	1	2,46	2,1 9	0,22	0,01	0,01
Na ₂ O	3,09	3,74	3,27	3,29	4,28	4,82	6,49	5,5	3,45	0,15	0,09
K ₂ O	5,19	5,7	4,82	4,75	6,1	5,16	3,05	4,33	4,89	9,05	5,93
TiO ₂	0,222	0,096	0,062	0,416	0,014	0,149	0,274	0,359	0,042	0,027	0,021
P ₂ O ₅	0,03	< 0.01	< 0.01	0,05	0,03	0,01	0,05	0,05	< 0.01	0,01	< 0.01
LOI	1,88	0,62	0,86	1,15	0,66	0,72	1,46	1,37	0,76	3,57	2,41
Total	98,79	99,1	98,76	99,43	98,83	99,47	98,84	99,14	99,5	100,4	98,94

Sc	3	2	2	4	2	2	5	5	2	4	4
Be	13	12	5	7	10	27	35	27	6	43	249
V	7	< 5	< 5	7	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ba	180	170	84	550	46	54	215	231	47	147	85
Sr	20	30	14	61	11	12	44	39	16	11	7
Y	34	172	177	331	142	130	415	269	41	54	23
Zr	485	194	109	596	20	695	1844	1829	122	9	13
Cr	130	150	< 20	160	60	180	30	40	< 20	< 20	100
Co	2	1	25	2	1	1	1	1	< 1	< 1	1
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	10	20	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	130	70	< 30	100	50	370	1020	390	40	170	110
Ga	38	28	29	24	52	55	45	43	38	94	67
Ge	2	2	2	2	3	3	2	3	3	4	3
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	15	< 5	< 5	< 5	37	7
Rb	471	340	542	278	679	670	296	324	584	> 1000	> 1000
Nb	75	57	34	22	65	156	146	164	53	59	26
Mo	5	3	< 2	4	3	16	11	13	11	< 2	2
Ag	1	0,6	< 0.5	1,8	< 0.5	1,7	4,8	4,6	1,9	< 0.5	< 0.5
In	0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0,2	0,3	0,3	< 0.2	0,8	0,4
Sn	20	15	23	34	7	24	31	24	16	331	200
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,5	< 0.5
Cs	1	1,3	1,2	1,1	1	2,4	1,8	1,6	2,4	11,1	6,9
La	131	67,4	65,7	149	92,2	165	396	326	14,9	15,8	10,8
Ce	302	136	147	202	120	314	769	702	29,2	34,5	83,5
Pr	28,8	16,5	17,6	36	20,9	34,4	98,8	84,3	3,11	4,21	2,92
Nd	99,9	65,4	65,3	141	72,7	120	404	346	10,1	16,3	12,1
Sm	16,4	16	16,2	32,4	18,2	22,5	79,3	67,7	2,1	3,5	2,5
Eu	1,3	1,17	0,75	2,33	0,46	1,26	7,68	5,84	0,53	0,15	0,15
Gd	10,8	17,7	16,4	34,7	15,2	17,4	75,2	55,5	2	2,9	2

Tb	1,6	3,4	3,3	6,4	3,2	2,9	11,6	8,8	0,6	0,7	0,4
Dy	9,9	23,3	23,7	43,7	21,7	18,3	70,3	52,2	5,2	5,8	3
Ho	1,9	5	5,4	9,5	4,5	3,7	13,4	9,8	1,5	1,6	0,7
Er	5,6	16	18,3	29,9	15,6	12,6	37,5	27,6	6,7	7,4	2,8
Tm	0,92	2,68	3,1	4,58	2,92	2,16	5,29	3,97	1,49	1,62	0,54
Yb	6,4	18,4	21,5	30	23,1	17	34,1	26	12,7	13,3	4,9
Lu	0,95	2,9	3,59	4,73	3,65	2,66	5,14	3,86	2,3	2,19	0,8
Hf	14,2	7,5	5,9	13,7	2,4	20,8	47,5	43,3	8,1	0,7	1,2
Ta	6,5	6,4	5,1	2,7	23,8	20,9	15,6	11,2	16,5	11,3	4,6
W	25	19	266	19	22	26	12	14	12	70	35
Tl	3,7	2,3	3	2,3	4,9	4,6	2,5	2,3	4,5	10	6,3
Pb	97	65	65	35	53	91	72	62	64	42	29
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	0,4	0,4	< 0,4	< 0,4	13,1	1,9	< 0,4
Th	61,3	39,3	47,8	26	16,1	30,2	29,4	27,5	24,7	7,2	8,1
U	11,7	15,1	16,5	25,1	2,8	13,9	12,8	9	9,7	3,3	2,2
Na ₂ O/K ₂ O	0,60	0,66	0,68	0,69	0,70	0,93	2,13	1,27	0,71	0,02	0,02
K ₂ O/Na ₂ O	1,68	1,52	1,47	1,44	1,43	1,07	0,47	0,79	1,42	60,33	65,89
K ₂ O+Na ₂ O	8,3	9,4	8,1	8,0	10,4	10,0	9,5	9,8	8,3	9,2	6,0

exogreisens

	DB-MA- 01	DB-MA- 03A	DB-MA- 03B	DB-MA- 03C
SiO ₂	45,94	50,99	49,66	71,57
Al ₂ O ₃	29,42	13,24	13,58	12,89
Fe ₂ O ₃ (T)	8,34	20,86	23,76	4,37
MnO	0,187	0,405	0,802	0,06

MgO	0,05	1,29	1,42	0,23
CaO	0,03	0,08	0,13	1,34
Na ₂ O	0,17	0,05	0,05	2,99
K ₂ O	10,16	4,78	5,79	5,17
TiO ₂	0,034	2,964	3,364	0,376
P ₂ O ₅	< 0.01	0,41	0,29	0,03
LOI	4,63	2,97	1,69	0,74
Total	98,96	98,05	100,5	99,75
Sc	5	37	38	6
Be	37	5	4	4
V	< 5	101	107	8
Ba	152	1225	908	862
Sr	12	58	36	98
Y	68	1044	871	112
Zr	114	318	361	424
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	< 1	9	9	2
Ni	< 20	< 20	20	< 20
Cu	< 10	150	90	< 10
Zn	250	350	400	290
Ga	114	43	40	23
Ge	4	3	2	2
As	26	30	33	< 5
Rb	> 1000	600	550	186
Nb	49	16	21	14
Mo	3	3	4	3
Ag	0,6	1,7	1	2
In	0,8	0,5	0,4	< 0.2
Sn	374	150	138	5
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5

Cs	13,6	12	12,3	0,6
La	20,4	230	134	105
Ce	48,3	191	129	150
Pr	5,21	58	35,7	24,9
Nd	19,5	254	158	96,2
Sm	4,2	69	43,2	21,8
Eu	0,26	9,2	5,87	3,25
Gd	4,2	106	72,2	22,9
Tb	1	24,5	15,3	3,9
Dy	7,5	151	108	21,2
Ho	2	33	24,6	4,2
Er	9,1	99,3	74,3	11,9
Tm	2,17	13,6	10,6	1,63
Yb	19,7	85,5	68,2	10,6
Lu	3,64	13,1	10,1	1,56
Hf	9,8	10,4	9,3	11,3
Ta	6,8	0,1	0,6	0,7
W	32	4	5	< 1
Tl	11,2	5,4	5,1	2,4
Pb	45	7	7	39
Bi	1	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	21,8	1	1,2	8,5
U	6,8	33,5	22,3	2,3
Na ₂ O/K ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,58
K ₂ O/Na ₂ O	59,76	95,60	115,80	1,73
K ₂ O+Na ₂ O	10,3	4,8	5,8	8,2

