



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Beatriz Pereira Debowski

**Caracterização petrológica de Maciços pertencentes às Suítes Intrusivas  
Rondônia e Serra da Providência com base em dados litogeoquímicos,  
petrográficos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf) em zircão**

Rio de Janeiro

2016

Beatriz Peirera Debowski

**Caracterização petrológica de Maciços pertencentes às Suítes Intrusivas  
Rondônia e Serra da Providência com base em dados litogeoquímicos,  
petrográficos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf) em zircão**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador (a) (es): Prof. Dr. Mauro César Geraldes

Rio de Janeiro

2016

CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

D287 Debowski, Beatriz Pereira.  
Caracterização petrológica de Maciços pertencentes às Suítes Intrusivas Rondônia e Serra da Providência com base em dados litogeoquímicos, petrográficos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf) em zircão./ Beatriz Pereira Debowski. – 2016.  
181 f.: il.

Orientador: Mauro César Geraldês.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.  
Bibliografia .

1. Rapakivi – Rondônia – Teses. 2. Granito – Rondônia – Teses. 3. Geologia isotópica – Teses. 4. Geoquímica – Teses. 5. Tempo geológico – Teses. I. Geraldês, Mauro César. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 552.321(811.1)

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

---

Assinatura

---

Data

Beatriz Pereira Debowski

**Caracterização petrológica de Maciços pertencentes às Suítes Intrusivas Rondônia e Serra da Providência com base em dados litogeoquímicos, petrográficos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf) em zircão**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 04 de março de 2016.

Banca Examinadora: \_\_\_\_\_

Prof. Dr. Mauro César Geraldes (orientador)

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Prof.<sup>a</sup> Dra. Beatriz Paschoal Duarte

Faculdade de Geologia - UERJ

---

Dr. Carlos Eduardo Ganade de Araújo

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)

Rio de Janeiro

2016

## AGRADECIMENTOS

Às vezes nos esquecemos de agradecer pessoalmente às pessoas que nos ajudaram, talvez por distração ou por que naquela hora não percebemos como a ajuda foi valiosa. Muitas pessoas contribuíram direta ou indiretamente para o desenvolvimento e finalização dessa dissertação.

Gostaria de agradecer aos meus pais, Helena e Luís, que sempre deram apoio nas minhas decisões; com palavras de incentivo além do apoio financeiro para poder estudar Geologia e depois fazer o mestrado na UERJ;

Às minhas irmãs Laís (gêmea), Heloisa e Letícia, luzes divinas na minha vida e à minha avó Victória e madrinha Lourdes (*in memorian*) pelas orações que sempre fizeram pela minha saúde e sucesso profissional e pelas pessoas maravilhosas que foram, sempre nos recebendo em suas casas e corações.

Ao meu orientador, Mauro César Geraldês, pelas discussões a respeito da temática da dissertação e pela confiança depositada em mim. E também por ser essa pessoa maravilhosa, otimista e educada, sempre com uma palavra de incentivo e um sorriso no rosto!

Aos funcionários e bolsistas dos Laboratórios LGPA (Laboratório Geologia de Preparação de Amostras) e Multilab da UERJ, que deram total apoio em todas as etapas de preparação das amostras e análises U-Pb e Lu-Hf;

Aos donos e funcionários da empresa CEMAL, que apoiaram as pesquisas de campo realizadas em Massangana (RO),

Aos colegas e professores do programa de pós-graduação da UERJ, e aos meus colegas da graduação no Mato Grosso, que fizeram parte da minha formação como geóloga e que se tornaram amigos para a vida toda!

Aos meus professores na UFMT pela dedicação conosco e principalmente pelos momentos de aprendizagem em campo, com discussões seguidas de momentos de descontração.

Ao meu companheiro/marido, Gustavo Aragão, que sempre esteve comigo e teve paciência nos momentos difíceis com palavras de incentivo e consolo,

E principalmente ao criador de todas as coisas e seres, DEUS, sem ele não haveria ciência ou geologia, sem ele nada se constrói. SOU GRATA! SOU GRATA! SOU GRATA!

## RESUMO

DEBOWSKI, Beatriz Pereira. *Caracterização petrológica de Maciços pertencentes às Suítes Intrusivas Rondônia e Serra da Providência com base em dados litogeoquímicos, petrográficos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf) em zircão*. 2016. 181f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

As suítes intrusivas Rondônia (990 a 998 Ma) e Serra da Providência (1,6 a 1,53 Ga), representantes mais jovem e mais velha do magmatismos do tipo-A rapakivi, que ocorreu no SW do cráton Amazonas, com mineralizações em Sn, Nb, Ta, W e topázio associadas à suíte mais jovem são alvos de estudos litogeoquímicos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf por LA-ICP-MS). As amostras da Suíte Intrusiva Rondônia são classificadas como granitos a álcali-granitos e plotam nos campos de granitos do tipo-A, *ferroan*, metaluminosos a peraluminosos de ambiente intraplaca e do tipo A2 reduzidos. Apresentam anomalias negativas acentuadas em Ba, Sr e Ti, além de enriquecimento em Rb e Th com relação a Ta e Nb e em Ce Sm com relação aos demais elementos, características típicas de granitos do tipo-A. As idades de cristalização obtidas foram entre  $995.7 \pm 9.5$  Ma a  $1026 \pm 16$  Ma para o Maciço Massangana,  $974 \pm 10$  Ma a  $996 \pm 8$  Ma para o Maciço São Carlos e de  $999 \pm 12$  Ma e  $1001 \pm 9.8$  Ma para o Caritianas, comprovando que esses Maciços são representantes dos *Younger Granites* de Rondônia. Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  variaram significativamente entre positivos e negativos mostrando fontes predominantemente crustais para a formação dos Maciços Massangana e São Carlos e mistas para as rochas do Maciço Caritianas. Idades  $T_{\text{DM}}$  indicaram mistura de fontes do Paleo ao Mesoproterozóico. A maioria das amostras da Suíte Serra da Providência são classificadas como granitos do tipo *ferroan* reduzidos e oxidados, exceto um tonalito composto por clinopiroxênio como máfico principal, diferente das demais amostras desta Suíte que apresenta apenas biotita e hornblenda como máficos. O tonalito apresenta composição cálcica do tipo *magnesian* e plota no campo de granitos de crista oceânica. As idades obtidas para as amostras dessa Suíte foram de  $1557.7 \pm 8.4$  Ma para o tonalito com clinopiroxênio,  $1540 \pm 5.7$  Ma e  $1573.7 \pm 6.6$  Ma para as amostras da fácies com anfibólio e  $1525 \pm 5.6$  Ma para um biotita-granito. As idades  $T_{\text{DM}}$  e os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  confirmam a heterogeneidade de fontes e até mesmo de ambientes tectônicos para a formação das rochas dessa Suíte, mostrando que a rocha tonalítica com idade  $T_{\text{DM}}$  entre 2,33 a 2,27 Ga e  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (-9,6 a -7,4) é formada a partir de uma fonte exclusivamente crustal do Paleoproterozóico, enquanto as demais rochas apresentam como fonte uma mistura de componentes crustais em pequena proporção e maior contribuição de rochas mantélicas com idades de extração do manto do o Paleo ao Mesoproterozóico.

Palavras-chave: Suíte Intrusiva Rondônia. Serra da Providência, Geocronologia U-Pb. Geoquímica isotópica Lu-Hf. litogeoquímica. Província estanífera de Rondônia.

## ABSTRACT

DEBOWSKI, Beatriz Pereira. *Petrologic characterization of granites belonging to Rondonia and Serra da Providência Intrusive Suits based on lithochemical, petrographic and isotopic data (U-Pb and Lu-Hf) in zircon*. 2016. 181f. Master degree in Geology– Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

The Rondonia (990-998 Ga) and Serra da Providência intrusive suits (1.6 to 1.53 Ga) belonging to the Tin Province of Rondonia, are respectively, the younger and older representatives of the A-type rapakivi magmatism, which occurred in SW Craton Amazonas, with mineralization in Sn, Nb, Ta, W and topaz associated with the younger suite. Both suits are targets of lithochemical and isotopic studies (U-Pb and Lu-Hf by LA-ICP-MS). Samples of the Rondonia Intrusive Suite are classified as granite to alkali-granites, which display A-type, intraplate, Ferron, metaluminous to weakly peraluminous and reduced A2 characteristics. They have strong negative anomalies in Ba, Sr and Ti, as well as enrichment in Rb and Th with respect to Ta and Nb and Ce Sm with respect to other elements, typical characteristics of A-Type granites. The crystallization ages are between  $995.7 \pm 9.5$  Ma to  $1026 \pm 16$  Ma for the Massangana Massif,  $974 \pm 10$  Ma to  $996 \pm 8$  Ma for the São Carlos Massif, and  $999 \pm 12$  Ma and  $1001 \pm 9.8$  Ma for Caritianas Massif, proving that these massifs are representative of the Younger Granites of Rondonia. The  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values vary significantly between positive and negative showing predominantly crustal sources for the formation of Massangana and São Carlos massifs and a mixture of mainly mantle derived with crustal sources for Caritianas massif rocks.  $T_{\text{DM}}$  depleted-mantle model ages indicated mixture of crustal and mantle sources of Paleo and Mesoproterozoic. Most samples of Serra da Providência suite are classified as reduced/oxidized *ferroan* type granites, except for one clinopyroxene-tonalite, that shows calcium and *magnesian* composition (Frost and Frost, 2001) diagrams and plots within granites of ocean ridge field. Ages obtained for this suite are  $1557.7 \pm 8.4$  Ma for clinopyroxene tonalite,  $1540 \pm 5.7$  Ma and  $1573.7 \pm 6.6$  Ma for samples of facies with amphibole and  $1525 \pm 5.6$  Ma for the biotite-granite.  $T_{\text{DM}}$  model ages and  $\epsilon_{\text{Hf}}$  data confirm the heterogeneity of sources and even tectonic environments for the formation of these rocks, showing that the tonalite rock with  $T_{\text{DM}}$  age between 2.33 and 2.27 Ga and  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (-9, 6 to -7.4) is formed from an exclusively crustal source of the Paleoproterozoic, while other rocks present here are the result of crystallization of a magma formed by mixture of crustal components, (small contribution) with predominantly mantle derived sources with extraction ages from the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic.

Keywords: Rondonia Intrusive Suite. Serra da Providência Suite, U-Pb geochronology. Lu-Hf isotope geochemistry. lithochemistry. Rondonia tin Province.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo no estado de Rondônia: .....	22
Figura 2 - Subdivisões geocronológicas do Cráton Amazônico .....	25
Figura 3 - Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia .....	29
Figura 4 - Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia destacando os maciços mineralizados em estanho. ....	34
Figura 5 - Desenho esquemático mostrando a configuração do ICP-MS-LA utilizado nas análises deste estudo.....	43
Figura 6 - Aspécto macroscópico das rochas da fácies grossa do Maciço Massangana. ....	51
Figura 7 - Fotomicrografias de amostras da fácies grossa a muito grossa com biotita, Maciço Massangana. ....	52
Figura 8 - Afloramento, amostra de mão e fotomicrografias da fácies grossa a muito grossa com hornblenda, Maciço Massangana .....	54
Figura 9 - Afloramento, amostra de mão e fotomicrografias da fácies porfirítica do Maciço Massangana. ....	56
Figura 10 - Afloramentos, amostras de mão e fotomicrografias da Fácies fina a média do Maciço Massangana. ....	58
Figura 11 - Afloramento e fotomicrografias de amostras da fácies àlcali-granito do Maciço São Carlos.....	61
Figura 12 - Aspécto macroscópico e fotomicrografias de amostras da fácies biotita-granito do Maciço São Carlos.....	62
Figura 13 - Afloramentos, amostras de mão e fotomicrografias de biotita-granito do Maciço Caritianas.....	64
Figura 14 - Diagrama QAP de Streckeisen (1972) para as rochas representativas de cada fácies dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas .....	65



Figura 15 - Diagrama ternário de classificação de rochas plutônicas de O'Connor (1965) para as amostras deste estudo. ....	68
Figura 16 - Diagrama de classificação de rochas plutônicas $\text{SiO}_2$ vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e R1-R2 para as amostras dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas. ....	69
Figura 17 - Diagramas de variação para óxidos maiores com $\text{SiO}_2$ . Todos os valores são expressos em % de peso. ....	71
Figura 18 - Diagramas bivariantes de sílica vs. os elementos maiores: $\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{P}_2\text{O}_4$ , e vs. índice A/CNK ( $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}))$ ). ....	72
Figura 19 - Diagramas de variação de $\text{SiO}_2$ versus elementos menores em ppm. ....	73
Figura 20 - Diagramas de variação com a sílica com índice de diferenciação <i>versus</i> La/Yb, Ga/Yb, La/Gd e diagramas de variação, Zr vs. Rb e Zr vs. Ce ....	74
Figura 21 - Diagramas multielementares para as rochas do Maciço Massangana. ....	76
Figura 22 - Diagramas com padrões de ETRs para as rochas do Maciço Massangana. ....	77
Figura 23 - Diagramas Multielementares e de Elementos Terras Raras para amostras dos Maciços São Carlos e Caritianas. ....	79
Figura 24 - Diagramas de discriminação de ambiente tectônico aplicados às rochas dos Maciços Massangana São Carlos e Caritianas. ....	81
Figura 25 - Diagrama Tectônico R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985) para as rochas dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas. ....	82
Figura 26 - Diagramas de distinção de Granitos do tipo A Whalen. ....	83
Figura 27 - Diagrama ternário Y-Nb-Ce para os granitóides dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas. ....	84
Figura 28 - Classificação química de granitos segundo Frost e Frost (2001). ....	86
Figura 29 - Diagramas de Frost et al, (2001) e Dall'Agnol e Oliveira, (2007) que diferenciam granitos cálcio-alcálicos de granitos do tipo-A e granitos do tipo-A oxidados e reduzidos de granitos cálcio-alcálicos. ....	88

Figura 30 - Imagem de elétrons retroespalhados obtidas em MEV dos grãos de zircão de amostras do Maciço Massangana escolhidos para análise de U-Pb e Lu-Hf por LA-ICP-MS.....	98
Figura 31 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-08 do Maciço Massangana.....	99
Figura 32 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-14 do Maciço Massangana.....	99
Figura 33 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-21 do Maciço Massangana.....	100
Figura 34 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-21 do Maciço Massangana.....	101
Figura 35 - Diagrama Concórdia para amostra BD-MA-32 do Maciço Massangana.....	102
Figura 36 - Imagem de elétrons retro-espalhados obtidas em MEV dos grãos de zircão das amostras dos Maciços São Carlos e Caritianas. ....	104
Figura 37 - Diagrama Concórdia para amostra CN-MG-10C do Maciço São Carlos.....	105
Figura 38 - Diagrama Concórdia para amostra CN-MG-12B do Maciço São Carlos.....	106
Figura 39 - Diagrama Concórdia para amostra BD-SC-45 do Maciço São Carlos.....	106
Figura 40 - Diagrama Concórdia para amostra BD-SC-46 do Maciço São Carlos.....	107
Figura 41 - Diagrama Concórdia para amostra BD-CT-02 do Maciço Caritianas.....	108
Figura 42 - Diagrama Concórdia para amostra BD-CT-02 do Maciço Caritianas.....	108
Figura 43 - Valores de Hf inicial vs idade U-Pb para as amostras do Maciço Massangana.	112
Figura 44 - Valores de Epsilon Hf vs idade U-Pb das rochas do Maciço Massangana.....	112
Figura 45 - Valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ iniciais vs idade U-Pb das amostras do maciço São Carlos.....	115
Figura 46 - Valores de Epsilon Hf vs idade U-Pb das amostras do maciço São Carlos.....	116
Figura 47 - Valores de Hf iniciais vs. Idade U-Pb do Maciço Caritianas.....	116
Figura 48 - Valores de Epsilon Hf vs Idade U-Pb das amostras do Maciço Caritianas, mostrando valores positivos e negativos. ....	117

Figura 49 - Valores de Hf iniciais versus idade U-Pb dos maciços Massangana, São Carlos e Caritinas.....	119
Figura 50 - Valores de Epsilon Hf versus Idade U-Pb dos maciços Massangana, Caritianas e São Carlos.....	119
Figura 51 - Amostras de mão e fotomicrografias de amostras da fácies com clinopiroxênio da Suíte Serra da Providência.....	121
Figura 52 - Afloramento na forma de blocos, amostras de mão e fotomicrografias de granitóide da fácies com hornblenda da Suíte Serra da Providência.....	124
Figura 53 - Afloramento, amostras de mão e fotomicrografias de granitos da fácies com biotita da Suíte Serra da Providência. ....	126
Figura 54 - Diagrama QAP de Streckeisen (1974) para classificação de rochas plutônicas aplicado às amostras da Suíte Serra da Providência deste estudo. ....	126
Figura 55 - Diagrama ternário Ab-An-Or de classificação modal para rochas plutônicas com mais de 10% de quartzo normativo, caso das rochas da Suíte Serra da Providência.....	129
Figura 56 - Diagrama $R_1$ - $R_2$ de classificação para rochas plutônicas aplicado às rochas da Suíte Serra da Providência analisadas neste estudo.....	129
Figura 57 - Diagramas de óxidos maiores <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> para as rochas da Suíte Serra da Providência analisadas neste estudo.....	130
Figura 58 - Diagramas bivariantes de SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> elementos traços para as rochas da Suíte Serra da Providência.....	131
Figura 59 - Diagramas ETRs e multielementares para as rochas da Suíte Serra da Providência.....	133
Figura 60 - Diagramas multielementares normalizados para amostras da Suíte Serra da Providência.....	134
Figura 61 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas da Suíte Serra da Providência.....	135

Figura 62 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas da Suíte Serra da Providência.....	136
Figura 63 - Diagramas de classificação química para as rochas da Suíte Serra da Providência.....	137
Figura 64 - Diagramas de Frost et al, (2001) e Dall’Agnol e Oliveira, (2007) para as rochas da Suíte Serra da Providência..	138
Figura 65 - Diagrama ternário Y-Nb-Ce de Eby (1992) para as rochas da Suíte Serra da Providência.....	139
Figura 66 - Imagem de elétrons retro-espalhados obtidas em MEV dos grãos de zircão das amostras da Suíte Serra da Providência analisadas neste estudo. ....	142
Figura 67 - Diagrama Concórdia da amostra BD-MA-18 da Suíte Serra da Providência.....	141
Figura 68 - Diagrama Concórdia da amostra BD-MA-35 da Suíte Serra da Providência.....	145
Figura 69 - Diagrama Concórdia da amostra BD-MA-41 da Suíte Serra da Providência.....	145
Figura 70 - Diagrama Concórdia da amostra BD-MA-18 da Suíte Serra da Providência.....	146
Figura 71 - Diagrama com valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ inicial vs. idade U-Pb das amostras da Suíte Serra da Providência.....	149
Figura 72 - Valores de Epsilon Hf vs. idade U-Pb das amostras da Suíte Serra da Providência. ....	149

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Configuração dos multicoletores no ICP-MS para U-Pb .....	43
Tabela 2 - Configuração dos <i>faradays</i> no ICP-MS para Lu-Hf .....	43
Tabela 3 - Condições das análises de U-Pb e Lu-Hf em cristais de zircão no equipamento LA-ICP-MS durante as análises realizadas neste estudo.....	43
Tabela 4 - Resultados das análises de U-Th-Pb por LA-ICP-MS em grãos de zircão das amostras dos Maciços Massangana e São Carlos. ....	92
Tabela 5 - Resultados das análises de U-Th-Pb por LA-ICP-MS em grãos de zircão das amostras do Maciço São Carlos.....	95
Tabela 6 - Resultados das análises de U-Th-Pb por LA-ICP-MS em grãos de zircão das amostras dos Maciço Caritianas. ....	97
Tabela 7 - Resultados das análises de Hf nos cristais de zircão do Maciço Massangana .....	111
Tabela 8 - Resultados das análises de Hf nos zircões do Maciço São Carlos. ....	114
Tabela 9 - Resultados das análises de Hf nos zircões do Maciço Caritianas .....	115
Tabela 10 - Resultados das análises de U-Th-Pb por LA-ICP-MS em grãos de zircão das amostras BD-MA-18, BD-MA-35, BD-MA-41 E BD-MA-06 .....	143
Tabela 11 - Resultados das análises de Hf nos grãos de zircão das amostras da Suíte Serra da Providência .....	148

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	18
	<b>OBJETIVOS</b> .....	19
1	<b>REVISÃO TEMÁTICA</b> .....	23
1.2	<b>SW do Cráton Amazônico</b> .....	25
1.3	<b>Complexo Jamari</b> .....	26
1.4	<b>Granitos Rapakivi da Província Estanífera de Rondônia (PER)</b> .....	27
1.4.1	<u>Suíte Intrusiva Serra da Providência</u> .....	29
1.4.2	<u>Suíte Intrusiva Santo Antônio</u> .....	30
1.4.3	<u>Suíte Intrusiva Teotônio</u> .....	30
1.4.4	<u>Suíte Intrusiva Alto Candeias</u> .....	31
1.4.5	<u>Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas</u> .....	31
1.4.6	<u>Suíte Intrusiva Santa Clara</u> .....	32
1.4.7	<u>Suíte Intrusiva Rondônia (Younger Granites)</u> .....	32
2	<b>PROCEDIMENTOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS</b> .....	37
2.2	<b>Preparação de amostras</b> .....	37
2.2.1	<u>Petrografia</u> .....	37
2.2.2	<u>Litogeoquímica</u> .....	37
2.2.3	<u>Geocronologia</u> .....	39
2.3	<b>Aquisição de dados</b> .....	40
2.3.1	<u>Petrografia</u> .....	40
2.3.2	<u>Litogeoquímica</u> .....	40

2.3.3	<u>Geocronologia e Estudos Isotópicos</u> .....	40
2.4	<b>A Radioatividade e seu uso na Geocronologia</b> .....	44
2.5	<b>O Sistema U-Th-Pb</b> .....	45
2.6	<b>O Sistema Lu-Hf</b> .....	47
3	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES: SUÍTE INTRUSIVA RONDÔNIA</b> .....	49
3.1	<b>Petrografia</b> .....	49
3.1.1	<u>Maciço Massangana</u> .....	49
3.1.2	<u>Maciço São Carlos</u> .....	57
3.1.3	<u>Maciço Caritianas</u> .....	62
3.2	<b>Litogeoquímica</b> .....	65
3.3	<b>Geocronologia U-Pb e Química Isotópica Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS</b> ..	91
3.4	<b>Geocronologia U-Pb da Suíte Intrusiva Rondônia</b> .....	91
3.4.1	<u>Maciço Massangana</u> .....	91
3.4.2	<u>Maciço São Carlos</u> .....	104
3.4.3	<u>Maciço Caritianas</u> .....	106
3.5	<b>Geoquímica isotópica Lu-Hf</b> .....	110
3.5.1	<u>Maciço Massangana</u> .....	110
3.5.2	<u>Maciço São Carlos</u> .....	114
3.5.3	<u>Maciço Caritianas</u> .....	114
4.	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES: SUÍTE INTRUSIVA SERRA DA PROVIDÊNCIA</b> .....	121
4.1	<b>Petrografia</b> .....	121
4.1.1	<u>Fácies com piroxênio</u> .....	121

4.1.2	<u>Fácies com anfibólio</u> .....	123
4.1.3	<u>Fácies com biotita</u> .....	126
4.2	<b>Litogeoquímica</b> .....	128
4.3	<b>Geocronologia U-Pb: Suíte Serra da Providência</b> .....	141
4.4	<b>Análises Isotópicas Lu-Hf da Suíte Intrusiva Serra da Providência</b> .....	147
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES</b> .....	152
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	168
	<b>ANEXO A - Tabela com dados de análises litogeoquímicas dos Maciços Massangana, São Carlos e Carititanas pertencentes à Suíte Intrusiva Rondônia e de Maciços da Suíte Intrusiva Serra da Providência</b> .....	174
	<b>ANEXO A - Mapa Geológico e de pontos dos Maciços estudados da Província estanífera de Rondônia</b> .....	180
	<b>ANEXO C - Mapa Geológico do Maciço Massangana</b> .....	181



## INTRODUÇÃO

Esta dissertação é requisito parcial para a obtenção do grau de mestre no Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

O tema abordado inclui estudos petrográficos, litogeoquímicos e isotópicos (U-Pb e Lu-Hf em zircão) dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas que compõem a Suíte Intrusiva Rondônia e de um dos maciços da Suíte Intrusiva Serra da Providência, ambas pertencentes à Província Estanífera de Rondônia. A dissertação foi desenvolvida sob a orientação do Prof. Dr. Mauro César Geraldês, professor associado ao Departamento de Geologia Regional e Geotectônica da Faculdade de Geologia (FGEL) da UERJ.

### Apresentação do Tema

Suítes de granitos do tipo rapakivi são descritas em quase todas as províncias cratônicas do mundo (Ramo e Haapala 1995; Anderson e Bender, 1989; Dall’Agnol et al. 1994a; Bettencourt et al. 1995) e se concentram num período de tempo entre o final do Paleoproterozóico e início do Neoproterozóico. A origem desses granitos ainda é controversa, entretanto, há um consenso na literatura de que o ambiente tectônico para a formação desses granitos seja preferencialmente anorogênico/ pós-orogênico.

A primeira referência aos granitos anorogênicos da porção sudoeste do Cráton Amazonas se deve à Kloosterman (1967, 1968) que denominou de *Younger Granites* diversos corpos graníticos anorogênicos de textura rapakivi situados na porção central de Rondônia. Os granitos rapakivi de Rondônia estão relacionados a um dos maiores depósitos de estanho do Brasil, que contém ainda mineralizações de W, Nb, Ta, berilo e topázio associadas (Bettencourt *et al.* 1999).

Mais tarde, Bettencourt *et al.* (1999) por meio de estudos geocronológicos associados a dados petrográficos e geoquímica de elementos traços (Leite, 1992; Bettencourt et al. 1987, 1995ab; Payola, 1994, dentre outros), propuseram a separação da Província Estanífera de Rondônia em pelo menos sete suítes intrusivas de granitos rapakivi: Suíte Serra da Providência (SSP) (entre 1606 e 1532 Ma), Suíte Santo Antônio (1406 ± 32 Ma), Suíte

Teotônio ( $1387 \pm 16$  Ma), Suíte Alto Candeias ( $1346 \pm 5$  Ma), Suíte São Lourenço-Caripunas ( $1309 \pm 24$  Ma), Suíte Santa Clara ( $1081 \pm 50$  Ma) e Suíte Intrusiva Rondônia (SIR) ( $998 \pm 4$  Ma), (Bettencourt *et al.*, 1999).

Apesar do grande valor econômico, a região carece de estudos que visem o entendimento da evolução petrológica dos maciços e a relação destes com as mineralizações. Dados petrográficos e principalmente geoquímicos são escassos nos maciços da Suíte Intrusiva Rondônia estudados nesta dissertação. O único estudo geoquímico desenvolvido no Complexo Massangana foi realizado por Romanini (1982) em sua tese de mestrado; os demais maciços (São Carlos e Caritianas) dispõem de poucos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. Dados isotópicos são escassos e aqueles obtidos pela metodologia Lu-Hf, utilizada nesta dissertação, são inéditos. A Suíte Serra da Providência, que representa parte da encaixante do maciço Massangana, e foi abordada nesta pesquisa de forma secundária, conta com estudos mais detalhados (Scandolara, 2006, et al., 2013) a respeito de sua química, além de estudos isotópicos (Nd) que abordam a evolução petrogenética dessa Suíte.

A obtenção de idades U-Pb associada à estudos isotópicos Lu-Hf em zircão, além de descrições petrográficas e análises litogeoquímicas, serão de grande importância para o entendimento da evolução petrológica dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas no contexto da Suíte Intrusiva Rondônia (SIR). A mesma metodologia aplicada em rochas da Suíte Serra da Providência (SSP), que compõem parte da encaixante do maciço Massangana, contribuirão com o entendimento da evolução dessas duas suítes, estabelecendo as possíveis relações entre elas e no contexto da Província Estanífera de Rondônia. Esse estudo também auxiliará na definição de possíveis fontes e processos magmáticos responsáveis pela formação dessas rochas.

## **Objetivos**

Esta dissertação apresenta o estudo petrográfico, litogeoquímico, geocronológico U-Pb e de geoquímica isotópica Lu-Hf em zircão dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas e da Suíte Serra da Providência com o objetivo de contribuir com o entendimento da evolução petrológica dessas rochas no contexto geológico e geotectônico ao qual estão inseridas.

### 1.1. Objetivos específicos:

- I. Estudo petrográfico dos maciços Massangana, São Carlos, Caritianas e de algumas amostras da Suíte Serra da Providência;
- II. Estudo litogeoquímico das respectivas amostras;
- III. Obtenção de idade U-Pb e dados isotópicos Lu-Hf em cristais de zircão por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), com o objetivo de definir a idade de cristalização e os parâmetros petrogenéticos épsilon Hf e a idade modelo do manto depletado ( $T_{DM}$ );
- IV. Definição de possíveis fontes que geraram os granitos destas suítes e processos relacionados a evolução magmática dos maciços no contexto da Província Estanífera de Rondônia.

### **Etapas de trabalho**

Para alcançar os objetivos propostos nesta dissertação, a metodologia desenvolvida contou com diversas etapas e ferramentas já conhecidas pela comunidade científica. Uma breve descrição dos métodos utilizados nesta dissertação é feita a seguir. Um texto mais detalhado sobre os procedimentos e técnicas analíticas adotadas estão disponíveis no Capítulo 2.

1. Revisão bibliográfica do material publicado sobre a área de estudo, bem como dos métodos analíticos que foram utilizados nesta dissertação;
2. Etapa de campo que consistiu em um levantamento cartográfico preliminar e visita a alvos pré-selecionados, com o objetivo de descrever os afloramentos e coletar amostras para as análises propostas;
3. Análise petrográfica das amostras selecionadas em campo;
4. Preparação das amostras selecionadas para litogeoquímica e estudos geocronológicos U-Pb e isotópicos Lu-Hf; em zircão
5. Interpretação dos dados litogeoquímicos. Geocronológicos e isotópicos associados ao estudo petrográfico;

6. Integração dos dados e proposição de possíveis modelos de evolução petrológica para os maciços estudados;
7. Elaboração do texto final da dissertação de mestrado e apresentação à banca examinadora.

### **Localização da área de estudo**

Os maciços amostrados estão localizados na porção centro-norte do estado de Rondônia. A cidade utilizada como ponto de apoio foi Ariquemes, distante cerca de 200 quilômetros da capital Porto Velho (Figura 1). O acesso à cidade de Ariquemes, tanto de Cuiabá (MT) quanto de Porto Velho (RO) se dá pela rodovia pavimentada BR-364 que atravessa o estado, passando inclusive por alguns maciços aqui estudados (São Carlos, Caritianas). O acesso ao distrito de Massangana, onde se localiza o maciço Massangana é feito a partir de Ariquemes pela rodovia pavimentada BR-421, sentido à cidade de Monte Negro, por cerca de 20 km. O restante do trajeto (30 km) é feito por via não asfaltada, denominada regionalmente de “linha”. As linhas atravessam o estado de Rondônia no sentido N-S e apresentam um espaçamento de 4 Km entre uma linha e outra. Para o distrito de Massangana a melhor opção é utilizar a linha 50.

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo no estado de Rondônia:



Legenda: Em destaque, Br-364 (vermelho) e cidade de Ariquemes (ponto amarelo), base logística da etapa de campo. Os círculos 1, 2 e 3 mostram a localização dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas respectivamente.

Fonte: Google maps, 2015.

## Organização da dissertação

Esta dissertação está organizada em seis capítulos. O **Capítulo 1** traz uma revisão bibliográfica da área de estudo, com ênfase na formação do Cráton Amazonas, em especial da porção sudoeste, onde a Província Estanífera de Rondônia está inserida. Em seguida a formação desta província e de suas sete suítes é abordada de forma sucinta, enfatizando suas principais características petrográficas geoquímicas e geocronológicas.

O **Capítulo 2** é dedicado à metodologia, onde são apresentados todos os procedimentos e técnicas utilizadas nesta dissertação, bem como uma revisão dos métodos U-Th-Pb e Lu-Hf.

Para uma melhor compreensão dos dados adquiridos nesta tese, os resultados e discussões foram compartimentados em dois capítulos: **Capítulo 3**, que apresenta os dados obtidos para os maciços da Suíte Intrusiva Rondônia e **Capítulo 4**, que apresenta os resultados das amostras pertencentes à Suíte Intrusiva Serra da Providência. O **Capítulo 5** apresenta as discussões e conclusões da autora e o **Capítulo 6**, as referências bibliográficas.

## 1 REVISÃO TEMÁTICA

Os maciços estudados nesta dissertação pertencem à Província Estanífera de Rondônia (PER), sendo que três deles - Massangana, São Carlos e Caritianas - são representantes da Suíte Intrusiva Rondônia, ou *Younger Granites*, granitogênese mais tardia em território rondoniense. Rochas pertencentes à encaixante do maciço Massangana, representada pela Suíte Serra da Providência, a mais velha das sete suítes que compõem a PER também foram alvo dessa dissertação.

A PER está situada na porção sudoeste do Cráton Amazonas, nas Províncias Geocronológicas Rio Negro-Juruena e Rondoniana-San Ignacio (Cordani *et al.*, 1979, Teixeira *et al.*, 1989 e Tassinari *et al.*, 1996). Abaixo são abordadas de forma sucinta as principais vertentes defendidas a respeito da formação do Cráton Amazonas e as principais características dos granitos rapakivi que compõem a Província Estanífera de Rondônia.

### 1.1. O Cráton Amazonas

O Cráton Amazonas 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) propuseram um modelo evolutivo para o Cráton Amazonas, dividindo-o em quatro províncias geocronológico-estruturais. A província Amazônia Central (>2,5 Ga) foi interpretada como o núcleo mais antigo e as demais províncias: Maroni-

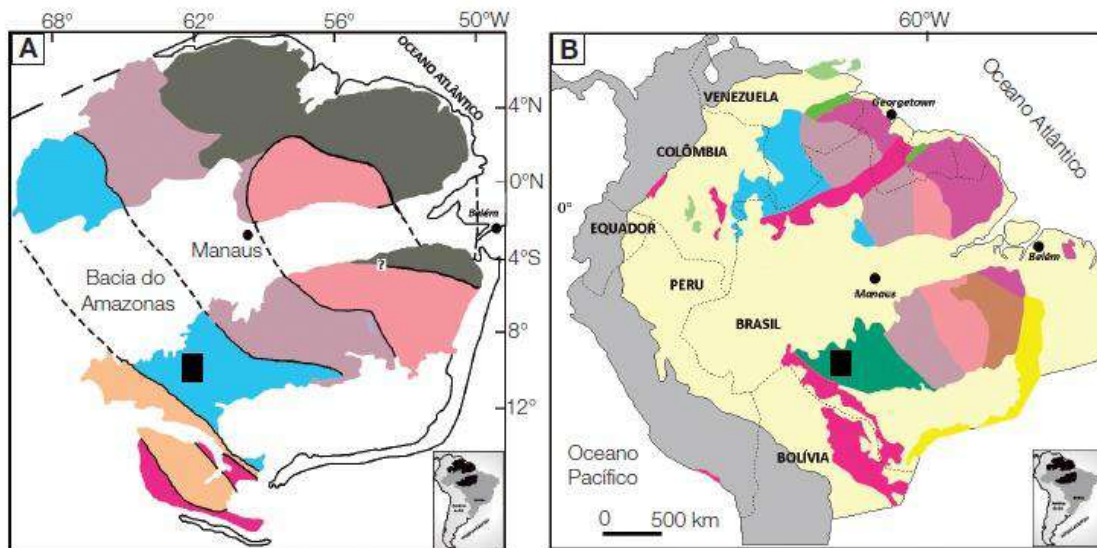
Itacaúnas (2,2 – 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,75 - 1,4 Ga) e Rondoniana (1,4 - 1,1 Ga) como faixas móveis, cada qual com um desenvolvimento geodinâmico distinto.

Estudos radiométricos posteriores, elaborados por Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari (1996), por meio do método Rb/Sr 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) defendeu 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 Ignácio e Sunsás (Tassinari, 1996 e Tassinari & Macambira 1999).

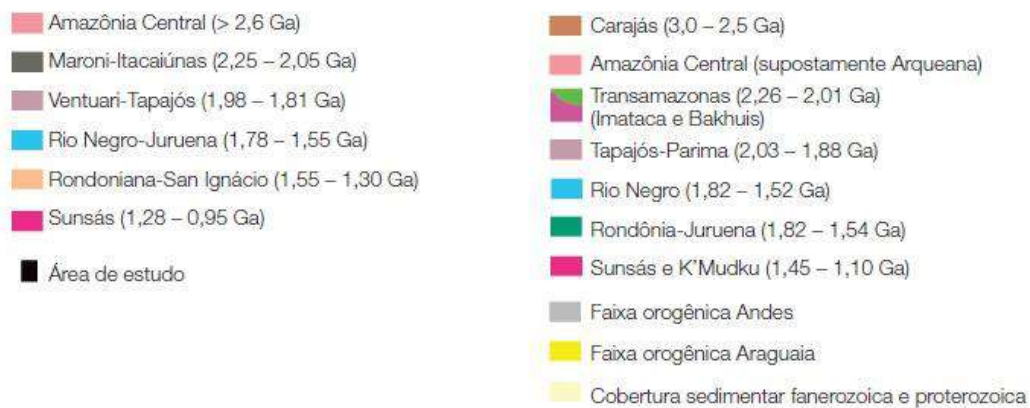
Através desta interpretação, Tassinari, (1996) definiu as seguintes subdivisões para o Cráton Amazonas: Província Amazônia Central (2,3 Ga); Província Maroni – Itacaúnas (2,2 – 2,95 Ga); Província Ventuari – Tapajós (2,95 – 1,8 Ga); Província Rio Negro – Juruena (1,8 - 1,55 Ga); Província Rondoniana- San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Província Sunsás (1,25 – 1,0 Ga) (Figura 2).

Estudos mais recentes de Santos *et al.* (2000, 2008) suportados por estudos geocronológicas U-Pb em zircões, utilizando método convencional de diluição isotópica e método mais avançado (SHRIMP- *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*), além de dados isotópicos de Rb-Sr em rocha total 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).

Figura 2 - Subdivisões geocronológicas do Cráton Amazônico



Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico



Legenda: Subdivisões 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).

## 1.2. SW do Cráton Amazonas

A PER está situada principalmente na Província Rio-Negro Juruena e em parte da Província Rondoniana - San Ignácio, de acordo com a subdivisão de Províncias Geocronológicas proposta por Tassinari (1996). Segundo Veneziani et al. (2005b) essa porção do Cráton 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. Esforços regionais compressivos podem resultar em fraturas de distensão profundas



que, ocorrem geralmente associadas a zonas de falhas transcorrentes propiciando o alojamento de magmas em níveis crustais rasos (Hutton, 1982 *apud* Santos et al. 2007).

Dados de campo, geocronológicos, geofísicos, petrográficos e imagens de sensoriamento remoto identificaram três fases de movimentação tectônica compressiva no período que vai do Eo ao Neoproterozóico (Veneziani *et al.*, 1996, 2005a,b; Okida, 2001 *in* Souza *et al.*, 2007).

Segundo Santos et al. (2007) 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 obliquo dúctil-rúptil, e correlacionado à orogenia Rondoniana- São Ignácio (1,45 a 1,30 Ga) com geração de estruturas transtensivas e duplexes divergentes localizados.

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

Segundo Souza *et al.* (2007) as estruturas transtensivas da segunda fase de movimentação permitiram o alojamento do corpo granítico da Suíte Serra da Providência; a continuidade das condições transtensivas nessa mesma área durante a terceira fase de movimentação permitiram o alojamento do Maciço Massangana.

A província Rondônia-Juruena é dividida em três unidades tectono-estratigráficas denominadas de Terrenos Roosevelt, Jamari e Nova Brasilândia (Scandolara et al., 1999). O Terreno Jamari representa boa parte da encaixante dos granitos rapakivi de Rondônia e será detalhado no próximo tópico.

### **1.3. Complexo Jamari**

O Complexo Jamari, termo proposto por Isotta *et al* (1978) em substituição a Complexo Xingu de Leal *et al* (1978), compõe a encaixante de boa parte da Província Estanífera de Rondônia. É caracterizado pela intercalação de gnaisses orto e para-derivados deformados, em condições metamórficas de fácies anfíbolito de alta temperatura a granulito com expressiva migmatização (Scandolada, 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 radiométricas, pelos métodos Rb/Sr e K/Ar indicaram isócrona de  $1470 \pm 54$  milhões de anos (Teixeira e Tassinari, 1977 *in* Romanini, 1982) para as rochas deste complexo. Posteriormente, foram realizadas 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.

#### **1.4. Granitos Rapakivi da Província Estanífera de Rondônia (PER)**

A definição de “*Younger Granites of Rondônia*” foi inicialmente proposta por Kollosterman (1968) para definir diversos corpos graníticos situados principalmente na porção central de Rondônia.

Bettencourt *et al.* (1999) através de estudos geocronológicos, associados a dados petrográficos e geoquímica de elementos traços ( Leite (1992); Bettencourt *et al.* (1987), (1995ab); Payola (1994), dentre outros) definiu, pelo menos sete suítes intrusivas de granitos rapakivi: Suíte Serra da Providência ( $1500 \pm 57$  Ma), Suíte Santo Antônio ( $1406 \pm 32$  Ma), Suíte Teotônio ( $1387 \pm 16$  Ma), Suíte Alto Candeias ( $1346 \pm 5$  Ma), Suíte São Lourenço-Caripunas ( $1309 \pm 24$  Ma), Suíte Santa Clara ( $1081 \pm 50$  Ma) e Suíte Intrusiva Rondônia (998

$\pm 4$  Ma). A Figura 3 mostra o mapa geológico desenvolvido por Bettencourt *et al.*, (1999) com a distribuição desses granitos na região de Rondônia e suas respectivas idades.

Desse modo, a Suíte Intrusiva Rondônia passou a englobar apenas granitos de idade U-Pb entre 998 e 974 Ma tendo como representantes os maciços: Massangana, Palanqueta, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca e Santa Bárbara.

Os Granitos da Província Estanífera de Rondônia (PER) apresentam caráter metaluminoso a peraluminoso e são classificados como granitos Tipo - A (Dall'Agnol *et al.*, 1999). Alguns autores têm sugerido, que granitos do tipo-A, definidos como anorogênicos, podem ter uma relação distal com eventos orogênicos. (Bettencourt *et al.*, 1999; Ahall *et al.*, 2000; Geraldine *et al.*, 2004)

A Suíte Serra da Providência (SSP) (1606 - 1532 Ma), uma associação do tipo AMCG, já foi relacionada ao arco magmático mais jovem na Província Rio Negro-Juruena (Rizzoto *et al.* 1996, Tassinari *et al.* (1996). Entretanto, as atividades orogênicas desta Província parecem ter se restringido a um período entre 1,8 e 1,7 Ga, anterior a cristalização da SSP. Logo, a Suíte Serra da Providência, deve estar relacionada ao metamorfismo posterior que atingiu essa região, provavelmente relacionado a um regime tectônico transpressivo que ocorreu durante a colisão do orógeno Rondoniano-San Ignácio. (Bettencourt *et al.* 1999)

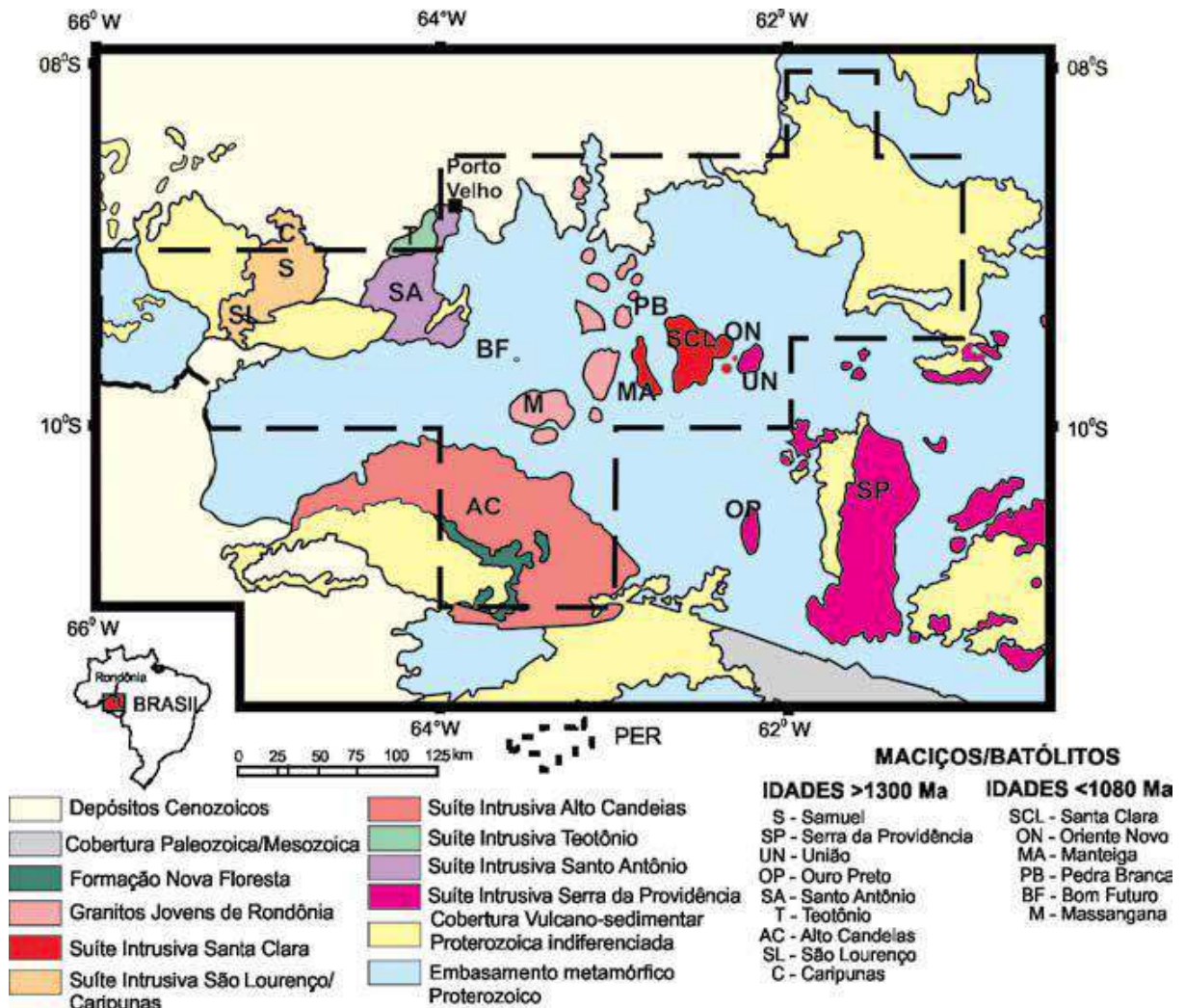
As suítes intrusivas Santo Antônio-Teotônio, Alto Candeias e São Lourenço-Caripunas com idades entre (1406 - 1309 Ma) representariam um magmatismo anorogênico silicático relacionados temporalmente ao estágio final da orogenia Rondoniana-San Ignácio (1,5 a 1,3 Ga), que inclui subducção e colapso da margem continental. Rochas básicas e ultrabásicas além de rochas sedimentares de riftes continentais ocorrem associadas aos granitos rapakivi da suíte São Lourenço-Caripunas (Bettencourt *et al.*, 1999).

As duas suítes intrusivas mais jovens, Santa Clara (1082 a 1074 Ma) e Rondônia (998 a 974 Ma) se formaram, segundo o mesmo autor, 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.

As mineralizações em estanho são relacionadas até o momento às três suítes mais jovens: São Lourenço-Caripunas, Santa Clara e Rondônia. Apenas um depósito de cassiterita (depósito Liberdade) foi identificado na Suíte Intrusiva Alto Candeias, levantando a possibilidade desta Suíte também ser mineralizada (Santos Jr. *et al.* 2011). A Figura 4 apresenta o mapa geológico da PER, destacando as suítes que apresentam mineralização em

estanho. A seguir é apresentada uma breve descrição de cada uma das suítes que compõem a PER.

Figura 3 - Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia



Fonte: Bettencourt et al., 1999 a e b.

#### 1.4.1. 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 Scandolara 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  $1554 \pm 47$  Ma e  $1606 \pm 24$  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)

#### **1.4.2. Suíte Intrusiva Santo Antônio**

Esta suíte juntamente com a Suíte Intrusiva Teotônio compõem o Batólito Santa Antônio, que possui aproximadamente 2000 Km<sup>2</sup> e está localizado na porção nordeste da PER (Payolla, 1994). De acordo com Payolla (1994) dois tipos graníticos principais compõem essa suíte: biotita monzogranitos porfiríticos, sienogranitos e, em menor proporção, biotita-hornblenda-quartzo monzonitos de granulação fina e rochas híbridas como monzogranitos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos, além de diques de diabásio sin-plutônitos (Bettencourt, et al. 1999). Uma amostra de sienogranito foi datada e a idade obtida foi de  $1406 \pm 32$  Ma, com grau de incerteza devido ao alto fracionamento dos cristais de zircão (Bettencourt *et al.*, 1999).

#### **1.4.3. Suíte Intrusiva Teotônio**

A Suíte Intrusiva Teotônio, que aparentemente representa a menor parte do batólito Santo Antônio, é composta segundo Payolla (1994) por três tipos petrográficos principais: A maior parte é representada por álcali-feldspato granitos de granulação média a grossa e quartzo álcali-feldspato sienitos de granulação média a grossa. Também são descritos raros diques de fayalita clinopiroxênio álcali-feldspato sienito e diques de monzonitos, dioritos, monzodioritos sin-plutônicos que cortam os granitos e sienogranitos. Todas as rochas dessa suíte são intrudidas por monzogranitos de granulação fina. A idade obtida para uma amostra de clinopiroxênio-hornblenda álcali-feldspato granito pelo método U-Pb (SHRIMP) foi de  $1387 \pm 16$  Ma (Bettencourt *et al.*, 1999).

#### **1.4.4. Suíte Intrusiva Alto Candeias**

Esta suíte constitui um extenso batólito de composição que varia de granitos porfíritos de granulação média a grossa e piterlitos. Também são reconhecidos, em menor proporção, granitos equigranulares de granulação fina a média, aplitos, sienitos e charnokitos. Datações U-Pb (SHRIMP) foram realizadas em três amostras. A idade de  $1346 \pm 5$  Ma foi obtida para o biotita-porfirítico sienogranito de granulação média e para biotita-hornblenda sienogranito também de granulação média, já para o biotita-sienogranito porfirítico a idade obtida foi de  $1338 \pm 4$  Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

#### **1.4.5. Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas**

As rochas da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas, que ocorre na porção noroeste da PER, consistem em variedades de granitos do tipo rapakivi como piterlitos e em menor quantidade viborgitos, associados a granitos equigranulares a porfiríticos e rochas subvulcânicas a vulcânicos félsicas (Bettencourt *et al.*, 1999). Três amostras desta suíte foram datadas por Bettencourt *et al.* (1999), um biotita-sienogranito equigranular, o qual apresentou idade de  $1314 \pm 13$  Ma; um riolito porfirítico, de idade  $1312 \pm 3$  Ma e um hornblenda-biotita sienogranito (piterlito), de idade  $1309 \pm 24$  Ma.

#### 1.4.6. Suíte Intrusiva Santa Clara

O primeiro a descrever a Suíte Intrusiva Santa Clara foi Koolosterman (1967, 1968) que a incluiu nos *Younger Granites Of Rondonia*. Diferenças petrológicas, geoquímicas de elementos maiores e traços, além de diferentes idades Rb-Sr e U-Pb resultaram na separação dos *Younger Granites* em duas suítes distintas: Suíte Santa Clara e Suíte Rondônia (Bettencourt *et al.*, 1999). A Suíte Intrusiva Santa Clara tem como principais representantes os maciços: Santa Clara, Oriente Velho, Oriente Novo, Manteiga, Jararaca Carmelo, Primavera e das Antas. Dados mais atualizados de campo, petrográficos, geocronológicos e de sensoriamento remoto incluem os maciços Massarandura, Retiro, Moisés, Montenegro e Jatuarana na Suíte Santa Clara (Quadros *et al.* 2011)

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).

Cinco amostras desta suíte foram datadas, e as idades de cristalização obtidas para a suíte subalcalina foram de  $1081 \pm 50$  Ma e, para a suíte alcalina, de  $1074 \pm 8$  Ma.

#### 1.4.7. Suíte Intrusiva Rondônia (*Younger Granites*)

Os granitos da Suíte Intrusiva Rondônia 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 como diques anelares e subsidência de caldeira (CPRM, 2007).

Características químicas e petrográficas sugerem dois litotipos principais para esses granitos: Um subsolvus subalcalino, mais comum, composto por sienogranitos equigranulares, monzogranitos porfíricos e ortoclásio granitos, com ocorrência subordinada de topázio-albita granitos e topázio-quartzo-feldspato pórfiros e outro hipersolvus alcalinos, composto por ortoclásio sienitos, micro-sienitos, ortoclásio micro-granitos e feldspato-quartzo pórfiros. Dados de campo sugerem que as rochas do litotipo hipersolvus são as mais jovens (CPRM, 2007).

Os sienogranitos e monzogranitos do litotipo subsolvus subalcalino representam as fases mais antigas, contém textura rapakivi e mineralogia principal composta por fenocristais de K-feldspato perítico, que ocorrem por vezes envolvidos por agregado policristalino de oligoclásio-albita. Como acessórios são descritos fluorita, allanita, zircão, magnetita, apatita e esfeno (CPRM, 2007).

Os micro-granitos do litotipo hipersolvus alcalino, são caracterizados por uma matriz com intercrescimento granofírico com ocorrência esporádica de fenocristais de K-feldspato e biotita. 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, allanita e opacos (CPRM, 2007).

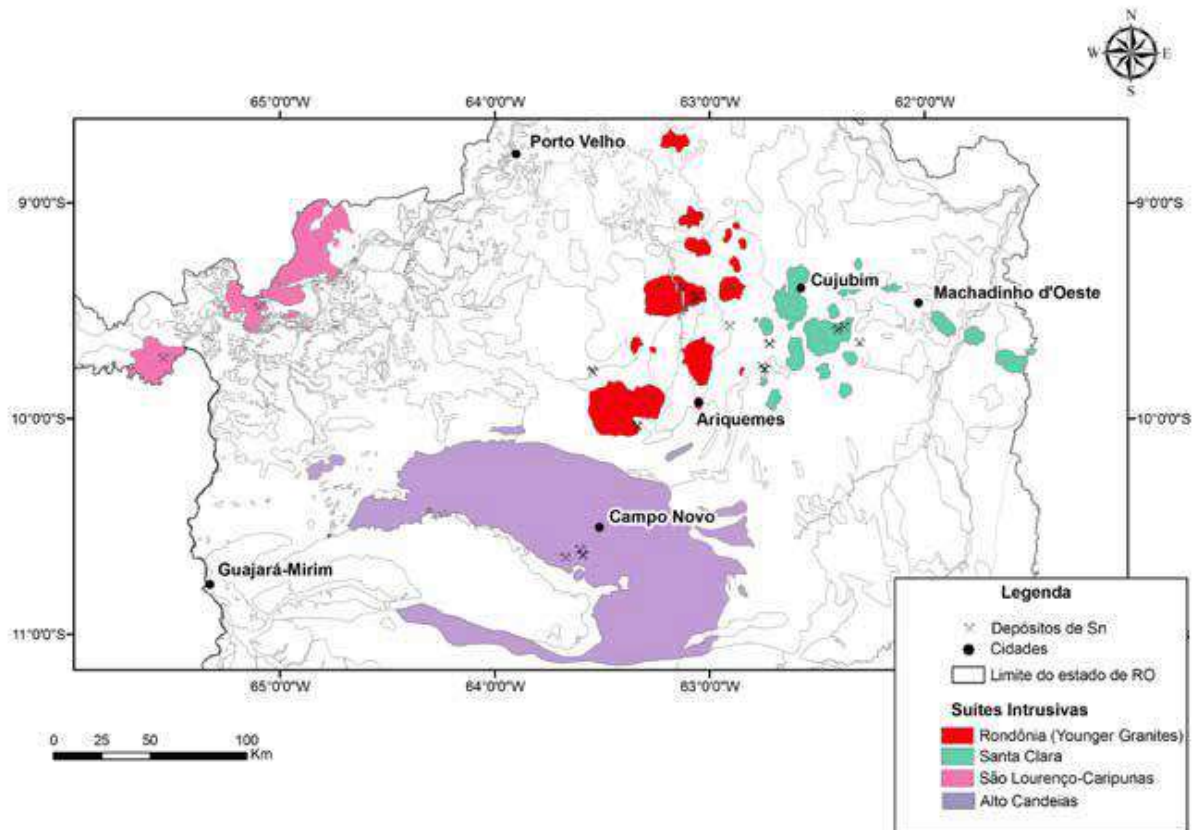
Dados de Bettencourt (1997) integrados pela CPRM (2007), mostraram que, geoquimicamente os granitóides subsolvus, apresentam teores de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) entre 71% e 76%, enquanto os hipersolvus, apresentam estes teores variando entre 55% e 72%. Já os teores de  $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ , nos granitos hipersolvus foram superiores, entre 9,40% a 10,40% em comparação com o supersolvus, entre 8,05% a 9,80%. Os valores da razão  $\text{FeOt}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  são similares nos dois tipos, já os de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , no tipo hipersolvus varia de 0,22 a 0,59, superiores ao dos subsolvus (0,09 a 0,38). Os dois tipos são ricos em Ga, Rb, Zr, Y, F e elementos terras raras e apresentam características semelhantes a granitos do tipo A.

Datações realizadas por Bettencourt *et al* (1999) em três maciços pertencentes a Suíte Intrusiva Rondônia, dois subalcalinos (Pedra Branca e São Carlos) e um alcalino (Maciço Massangana) resultaram em idades de:  $998 \pm 5$  Ma para o biotita sienogranito porfírico do maciço Pedra Branca;



995 ± 73Ma 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 sienogranito porfirítico do maciço Massangana.

Figura 4 - Mapa geológico da Província Estanífera de Rondônia destacando os maciços mineralizados em estanho.



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

#### 1.4.7.1. Maciço Massangana

O Maciço Massangana apresenta dimensões batolíticas (cerca de 900 Km<sup>2</sup>) e aflora principalmente na forma de extensos lajedos, blocos e matacões encaixados em rochas do Complexo Jamari e da Suíte Serra da Providência. Kloosterman (1967) reconhece, através de imagens aéreas, duas intrusões circulares no Maciço Massangana, compostas basicamente por rochas de granulação grossa com microclina perítica como fenocristal. Na parte central da intrusão 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) destaca as feições circulares do Maciço Massangana e associa essas feições a sucessivos episódios magmáticos, determinados pelo autor de Fases Massangana, Bom Jardim, São Domingos e Taboca de acordo com a localidade em que estas ocorrem.

A Fase Massangana, segundo Romanini (1982), representa cerca de 80% do maciço com granitos porfiróides a pegmatóides ou de granulação grossa, com microclina e eventualmente ortoclásio. A Fase São Domingos é descrita como um stock granítico de contornos irregulares, dispostos semi-paralelamente à lineação regional do Complexo Jamari e fazendo contato diminuto com a fase Massangana, onde são frequentes enclaves desta, além de enclaves de migmatitos, gnaisses e anfibolitos. As rochas da Fase São Domingos são compostas por granitos granulares de granulação fina a pegmatóide de composição muito semelhante àqueles da Fase Massangana.

A Fase Bom Jardim constitui um “stock” elipsoidal de contornos irregulares e diâmetro de cerca de 10 Km, intrudida na Fase Massangana através de contatos abruptos e interpenetrativos, com grande quantidade de enclaves de rochas da mesma. Apresenta grande variação textural, desde granitos microgranulares a porfiríticos, além de diques de microgranito principalmente na parte central do “stock”.

A última Fase descrita por Romanini (1982), Fase Taboca, é caracterizada por rochas sieníticas filoneadas, intrudidas nas Fases Bom Jardim e São Domingos, sendo que nesta última as relações de campo não foram conclusivas. As variações petrográficas incluem principalmente sienito, quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos.

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 na encaixante, evidenciado por forte greisenização. Veios de quartzo com cassiterita, topázio e fluorita são descritos na parte central do “stock” de São Domingos.

#### 1.4.7.2. Maciço São Carlos

O Maciço São Carlos, com cerca de 290 Km<sup>2</sup> e formato ovalado alongado segundo trend regional NNE apresenta contatos bruscos com a encaixante de caráter intrusivo nas porções norte e oeste, e a sul e leste os contatos são aparentemente de natureza tectônica. (Payola *et al.* 1998a).

Segundo Okida (2001) pelo menos três unidades graníticas subalcalinas compõem o Maciço São Carlos, biotita hornblenda álcali-feldspato granito equigranular com granulação média a grossa, biotita sienogranito porfirítico a equigranular e biotita sienogranito de granulação fina a média que corresponde à associação mais expressiva na área.

Estruturas do tipo colapso de caldeira com cerca de 10 km de diâmetro encontram-se parcialmente preservadas no centro do maciço. Essa estrutura é composta por um *ring-dyke* (diques anelar) descontínuo composto por quartzo-feldspato pórfiro na porção externa e rochas alcalinas subvulcânicas e anfibólio-clinopiroxênio melasienito, clinopiroxênio microsienitos, microgranitos, riolitos pórfiros e megaxenólitos de granitos subalcalinos além de gnaisses na porção central que apresentam topografia mais baixa. Payolla et al. 1998a)

#### 1.4.7.3. Maciço Caritianas

Com cerca de 200 Km<sup>2</sup> o Maciço Caritianas apresenta segundo Pinho (1987) duas unidades graníticas principais: a primeira composta por biotita álcali-feldspato granitos equigranulares de granulação média com enclaves granodioríticos e a segunda por biotita álcali-feldspato granitos porfiríticos. Tais granitos apresentam cavidades mirolíticas e são cortados por diques de microgranitos, aplitos e pegmatitos. Também são descritos greisens filoneados que formam enxames de veios, além de veios de quartzo distribuídos amplamente pelo maciço, principalmente na porção centro-sul deste, onde se encontram os principais depósitos de estanho secundários.

Segundo Bettencourt et al. (1995) a idade isocrômica desse maciço é muito próxima a do Maciço São Carlos, entretanto aquele é uma dos mais produtivos em Sn, Nb e Ta, diferente do Maciço São Carlos.

## **2. PROCEDIMENTOS E TÉCNICAS ANALÍTICAS**

### **2.1. Introdução**

Este capítulo apresenta as técnicas analíticas utilizadas nesta dissertação, que incluem: Procedimentos de preparação de amostras para análises petrográficas, litogeoquímicas, geocronológicas U-Pb e isotópicas Lu-Hf e procedimentos de aquisição de dados, especialmente os dados geocronológicos e isotópicos obtidos no Multilab da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. A metodologia empregada na aquisição dos dados litogeoquímicos é simplificada, para mais detalhes acessar o site do laboratório responsável pelas análises ([www.actlabs.com](http://www.actlabs.com)). Este capítulo também apresenta uma explicação dos métodos U-Pb e Lu-Hf.

### **2.2. Preparação de Amostras**

Compreende a preparação das amostras para as análises litogeoquímicas, geocronológicas e isotópicas, além de preparação de lâminas delgadas para descrição petrográfica.

#### **2.2.1. Petrografia**

A preparação das lâminas delgadas foi realizada no LGPA, Laboratório Geológico de Processamento de Amostras, localizado no andar térreo da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Foram preparadas vinte e cinco lâminas do Maciço Massangana; catorze, do Maciço São Carlos; três, do Caritianas e treze da Suíte Serra da Providência, num total de cinquenta e cinco lâminas delgadas.

#### **2.2.2. Litogeoquímica**

Foram selecionadas quarenta amostras para análise litogeoquímica, que foram enviadas ao *Activation Laboratories ACTLABS* no Canadá. Todas as 40 amostras selecionadas foram preparadas nas instalações do LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras). Todas as etapas de preparação, exceto a serragem, foram realizadas pela autora desta dissertação.

- 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.

Primeiro, 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. Logo em seguida é feita a 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 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.

### 2.2.3. Geocronologia

Todas as treze amostras selecionadas em campo para datação foram preparadas nas instalações do LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras), localizado na Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). O procedimento de preparação das amostras consistiu em:

- i. 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.
- ii. 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.
- iii. 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.
- iv. 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/cm<sup>3</sup>, 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*.
- v. 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 batéia, 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.

## **2.3. Aquisição de dados**

### **2.3.1. Petrografia**

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

### **2.3.2. Geoquímica**

As análises químicas de rocha total foram realizadas no laboratório Acme Analítica Ltda (ACTLABS) em Vancouver no Canadá. Os elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_{(t)}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) 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)

### **2.3.3. Geocronologia e estudos isotópicos**

*Espectrometria de massa*

O tempo na geocronologia é determinado 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 (Gerald, 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 eletrodos-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* (Gerald, 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.



*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 dissertação 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  $\mu$  para as análises de U-Pb e de 50  $\mu$  para Lu-Hf (Tabela 3).

Figura 5 - Desenho esquemático mostrando a configuração do ICP-MS-LA utilizado nas análises deste estudo.

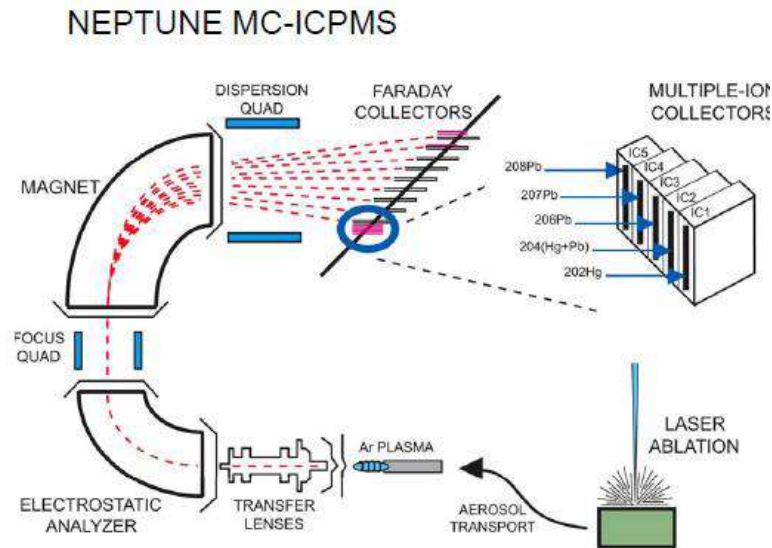


Tabela 1: Configuração dos multicoletores no ICP-MS para U-Pb

Coletores	L5 IC4	L5-ICS	IC3 A	L5-IC A	RPQ/IC1 B	RPQ-IC1 C-F	H3	H4
Isótopos	<sup>202</sup> Hg	<sup>204</sup> Pb	<sup>205</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb	massa virtual	<sup>232</sup> Th	<sup>238</sup> U
Interferentes								

Fonte: Multilab UERJ, 2015

Tabela 2: Configuração dos *faradays* no ICP-MS para Lu-Hf

Coletores	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
Isótopos	<sup>171</sup> Yb	<sup>173</sup> Yb	<sup>174</sup> Hf	<sup>175</sup> Lu	<sup>176</sup> Hf	<sup>177</sup> Hf	<sup>178</sup> Hf	<sup>179</sup> Hf	<sup>181</sup> Ta
Interferentes									

Fonte: Multilab UERJ, 2015

Tabela 3: Condições das análises de U-Pb e Lu-Hf em cristais de zircão no equipamento LA-ICP-MS durante as análises realizadas neste estudo

Condições "Tune":	U-Pb	Lu-Hf
<i>High Vacuum</i> (p <):	2.15 a 2.4 x 10 <sup>-7</sup> L/min	1,92 a 2,17 x 10 <sup>-7</sup> L/min
<i>Fore Vacuum</i> (p <):	1.86 a 1.95 x 10 <sup>-3</sup> L/min	1,86 a 2,03 x 10 <sup>-3</sup> L/min
Gás da amostra:	0.789 a 0.830 L/min	0,811 a 0,981 L/min
<b>Condições Laser:</b>		
Taxa de Repetição:	8 a 9 Hz	10 Hz
Energia do Laser:	30 %	65 e 70%
Diâmetro do furo	20 a 30 µm	50 µm

Fonte: Multilab UERJ, 2015

## 2.4. A Radioatividade e seu uso na geocronologia

Pierre Curie e Ernest Rutherford, em 1902-1904, foram os primeiros a incorporar o uso da transformação radioativa de núclídeos como cronômetro geológico. Após mais de cem anos de trabalhos, utilizando ferramentas diversas a geologia passou de uma ciência meramente descritiva para uma ciência interpretativa, que formula conclusões com base em valores analíticos (Brandt et al., 2010). Grande parte dessa mudança ocorreu devido aos avanços na área da geocronologia. A descoberta de diferentes métodos de datação e o desenvolvimento de tecnologias cada vez mais precisas foram os pilares da explosão da geologia isotópica que hoje é indispensável à rotina dos geólogos e geocronólogos.

A radioatividade é responsável pela transição de certo número de partículas de um isótopo radioativo  $P$  (*parent*) em partículas de isótopos radiogênicos  $D$  (*Daughter*). Assume-se que a menor quantidade de partículas decaídas ( $-dP$ ) por um intervalo de tempo ( $dt$ ) é proporcional a total quantidade de partículas ( $P$ ), conforme a equação 1:

$$-dP = \lambda P dt \quad (1)$$

onde  $\lambda$  é a constante de decaimento.

A base da geologia isotópica é a lei da Radioatividade de Curie-Rutherford-Soddy a qual determina que o número de núcleos que se desintegram por unidade de tempo é uma fração constante do número de núcleos no presente, independente da temperatura, pressão e forma química ou outras condições ambientais. Em linguagem matemático, obtém-se a equação fundamental 2:

$$N_d = N_d^0 + N_p (e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

onde ( $N_d$ ) é o número de átomos finais, ( $N_d^0$ ) é o número de átomos iniciais, ( $\lambda$ ) é a constante de decaimento e ( $t$ ) o tempo. A velocidade de decaimento radioativo de um isótopo também pode ser medida pela sua meia-vida ( $T_{1/2}$ ) que é definida como o tempo necessário para que o número de átomos originais seja reduzido à sua metade, segundo a equação 3:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{K} = \frac{0,693}{K} \quad (3)$$

Para que pares de isótopos sejam aplicados em geocronologia é necessário que haja compatibilidade da meia vida desses isótopos e do período de tempo do processo geológico a ser estudado; além da existência de isótopos em concentrações mensuráveis e do desenvolvimento de procedimentos laboratoriais que quantifiquem os isótopos de interesse.

Existem quatro tipos de decaimento radioativo na natureza e todos eles obedecem a lei de Curie-Rutherford-Soddy: Radioatividade Alfa, Beta (+), Beta (-) com captura de elétrons e Gama.

## 2.5. Sistema U-Th-Pb

O U apresenta três isótopos naturais radioativos:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{234}\text{U}$ . Já o Th, existe na natureza apenas como um único isótopo radioativo, o  $^{232}\text{Th}$ , porém outros cinco isótopos de Th ocorrem na natureza como decaimento dos isótopos de U. A série de decaimento radioativo do  $^{238}\text{U}$  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  $^{206}\text{Pb}$ , 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.

Devido à diferença nos valores de meia-vida, o decaimento de  $^{235}\text{U}$  e  $^{234}\text{U}$  para os isótopos radiogênicos  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$  ocorre em taxas diferentes, desse modo a idade do geocronômetro pode ser obtida através das equações 4 e 5 (Faure, 1986).

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (4)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (5)$$

Onde  $^{204}\text{Pb}$  é o isótopo de referência;  $t$ , o tempo decorrido;  $\lambda$ , a constante de decaimento, e  $0$ , refere-se a razão isotópica atual da amostra.

### *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.

### *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* Gerald (2010), representa o lugar geométrico dos pontos de idades concordantes obtidas pelos geocronômetros  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  versus  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$ . 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).

## 2.6. O sistema Lu-Hf

### *Química do sistema Lu-Hf*

O Lu (Z: 71) é um elemento terra rara que ocorre naturalmente na forma de dois isótopos:  $^{175}\text{Lu}$  e  $^{176}\text{Lu}$ , cujas abundâncias são 97,4 e 2,6%, respectivamente (Faure, 1986). O  $^{176}\text{Lu}$  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, o 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 4:

$$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} = \left( \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_I + \frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

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

A meia vida do  $^{176}\text{Lu}$  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).

### *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  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , 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 condrítico uniforme padrão (CHUR). Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  podem ser calculados de acordo com a equação 5.

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[ \frac{\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}_{\text{amostra}}}{\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}_{\text{CHUR}}} - 1 \right] * 1000 \quad (5)$$

Este fator auxilia na identificação das fontes de magmas e dos processos de formação de rochas e mineralizações. Um valor de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  positivo significa que o magma progenitor tem razão maior que a do condrito; logo, a fonte é mantélica. Já um valor de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  negativo significa que o magma que formou essa rocha possuía razão  $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$  menor que a do condrito; logo, relacionado a uma origem crustal. Quanto maior for o valor do  $\epsilon_{\text{Hf}}$  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  $T_{\text{DM}}$  (*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  $T_{\text{DM}}$  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).

### **3. RESULTADOS E DISCUSSÕES: SUÍTE INTRUSIVA RONDÔNIA**

Este capítulo apresenta as descrições petrográficas, os resultados geoquímicos e os resultados das análises de geocronologia U-Pb e geologia isotópica Lu-Hf em zircão, dos litotipos amostrados neste estudo, pertencentes aos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas da Suíte Intrusiva Rondônia. Em seguida, no Capítulo 4, são apresentados os resultados das respectivas análises nos litotipos da Suíte Serra da Providência que compõem parte da encaixante do Maciço Massangana. O mapa com a localização dos pontos onde foram coletadas as amostras para litogeoquímica e geocronologia de cada maciço estudado está no anexo B.

#### **3.1. Petrografia da Suíte Intrusiva Rondônia**

##### **3.1.1. Maciço Massangana**

Os granitoides do Maciço Massangana afloram na forma de extensos lajedos, blocos e matacões (Fig. 6A), apresentam geralmente coloração rosada a esbranquiçada, com alguns tipos de coloração amarelada. A maioria das amostras apresenta textura grossa a muito grossa, raramente fina e por vezes porfirítica. O granito fino ocorre apenas em porções restritas, normalmente na forma de diques, bolsões ou enclaves com contatos bruscos com os granitos de textura média, grossa ou porfirítica (Fig. 9A) ou com contatos gradacionais, principalmente com fácies grossa e profirítica. A coleta das amostras concentrou-se nas fases magmáticas Massangana e São Domingos, descritas por Romanini (1982), devido a estas fases representarem em área grande parte do complexo (cerca de 90%) e também por serem as fases com maior quantidade de afloramentos de fácil acesso.

As litofácies foram separadas principalmente de acordo com a variação do mineral máfico presente; aspectos como a granulação e a textura também foram levados em consideração. Desse modo, três litofácies principais são reconhecidas: (1): biotita-granito (BG), (2): biotita-hornblenda-granito (BHG) (3) biotita-granito fino a médio (IFM), devido à semelhança petrográfica, as rochas porfiríticas, duas amostras BD-MA-34 e BD-MA-28, foram agrupadas nas fácies biotita-granito e biotita-hornblenda-granito respectivamente.



### 3.1.1.1. Fácies biotita-granito (BG)

Este litotipo é representado pelas amostras BD-MA-08, BD-MA-12, BD-MA-14, BD-MA-26, BD-MA-27 E BD-MA-32. Apresenta coloração rosada e granulação grossa a muita grossa com tendência porfírica (Fig. 6). A mineralogia principal é constituída por feldspatos potássicos de textura perítica, quartzo, plagioclásio e biotita como minerais principais. É comum neste litotipo a biotita apresentar-se em aglomerados (*clots* arredondados) como na Figura 6D.

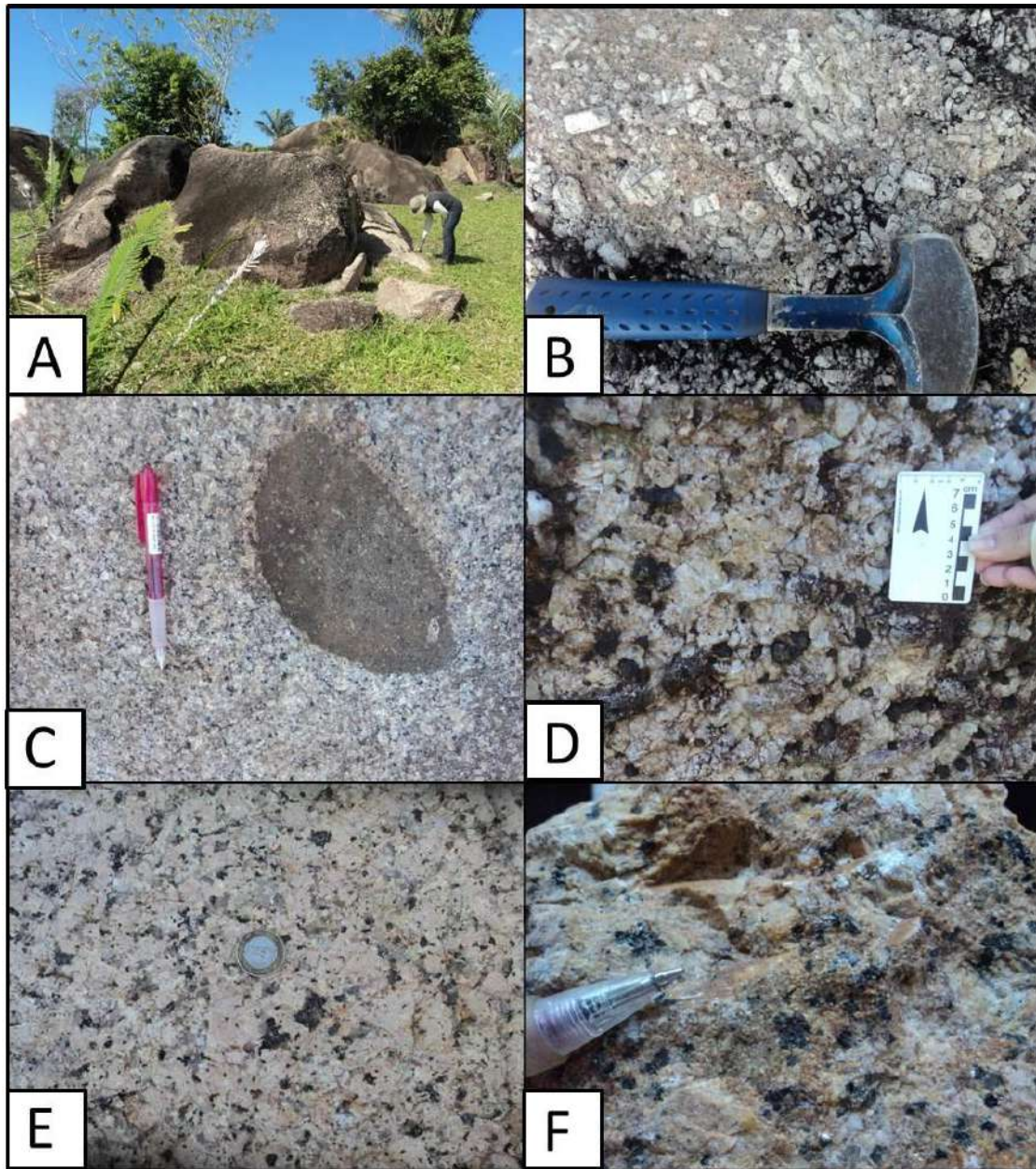
O quartzo (20–25%) é anédrico e ocorre principalmente em aglomerados intersticiais. Por vezes, forma grandes cristais, (> 1cm de diâmetro), os quais também são anédricos e possuem as bordas irregulares. O ortoclásio (35 – 40%) é o principal feldspato dessa fácies, exceto na amostra BD-MA-08, que apresenta a microclina como principal feldspato potássico (Figura 6D). O ortoclásio ocorre sempre na forma de grandes cristais (> 1 cm de diâmetro) anédricos a subédricos de textura perítica a mesoperítica (Figura 7A). De forma subordinada, ocorrem também cristais de microclina (10-15%) de formato subédrico e tamanhos entre 0,5 e 1,0 mm, com geminação polissintética em duas direções, seguindo a lei da albita e da periclina, além de textura perítica. O plagioclásio é geralmente intersticial e ocorre na forma de pequenas ripas tabulares com macla polissintética

A biotita (8 - 10%) é o único máfico presente nesta fácies; em grande parte das amostras descritas, apresenta coloração bege a marrom ou avermelhada e ocorre como lamelas bem formadas, por vezes com as bordas irregulares (Figura 6B), exceto na amostra BD-MA-08, na qual é escassa, e apresenta coloração avermelhada com bordas serrilhadas e feições de alteração hidrotermal, representados principalmente por óxido de Fe. É frequente nas biotitas a presença de halos pleocróicos, devido à inclusão de cristais de zircão.

Os minerais acessórios mais frequentes são zircão, em prismas curtos geralmente fraturados; titanita, de coloração bege e hábito euédrico losangular ou em seção transversal com hábito romboédrico. Também são descritos opacos, geralmente anédricos, que ocorrem frequentemente próximo ou inclusos na biotita. Também foram observados em algumas amostras epidoto, topázio, fluorita e apatita.

A mineralogia secundária é representada por sericita, que atinge principalmente o plagioclásio ou pode se estender por toda a lâmina, clorita como produto de alteração das biotitas, além de muscovita em menor proporção e óxidos de Fe e Ti.

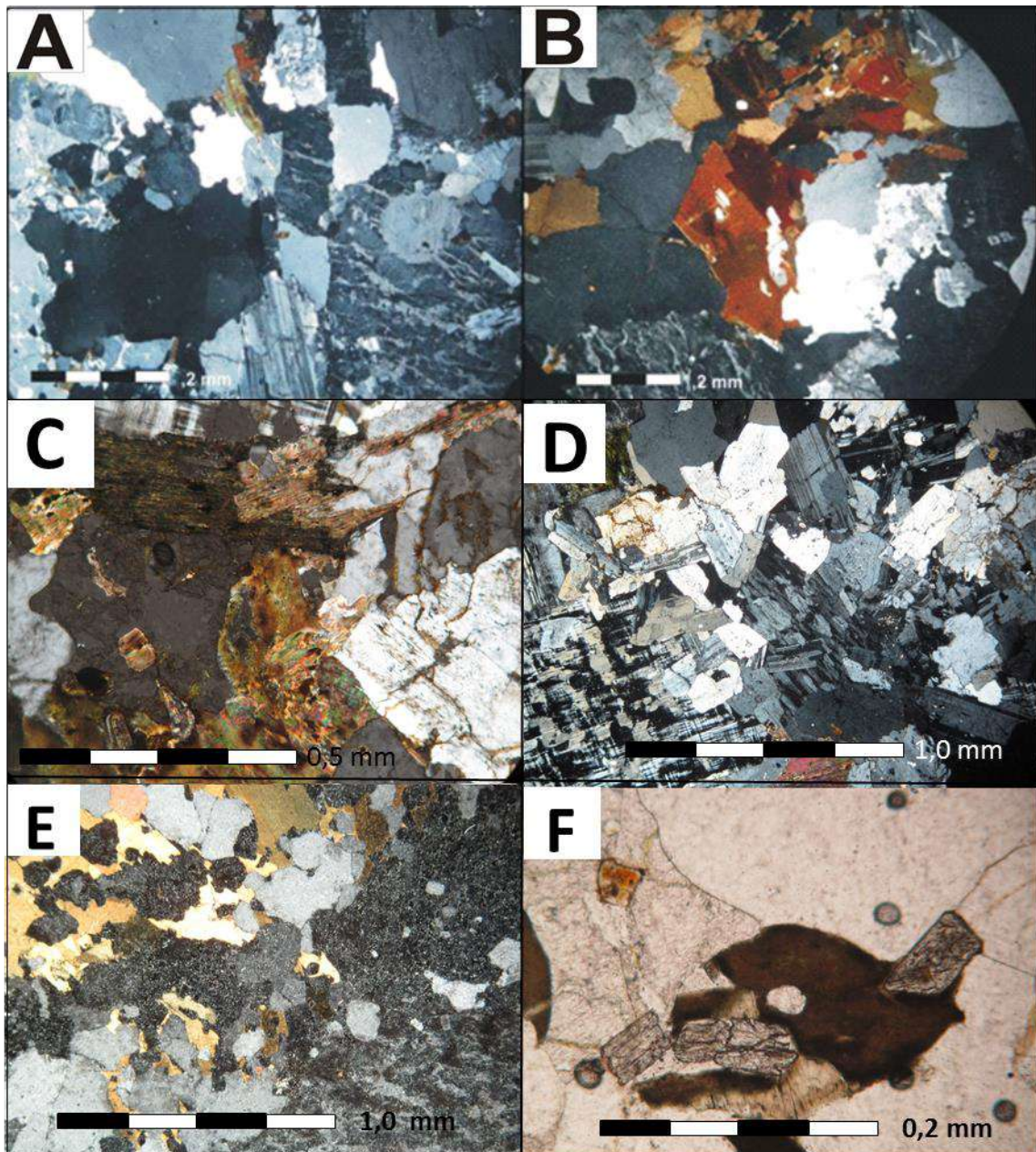
Figura 6 - Aspecto macroscópico das rochas da fácies grossa do Maciço Massangana.



Legenda: Em A: afloramento na forma de blocos, comum nesta fácies, Em B: porção porfírica com fenocristais tabulares de feldspato potássico; em C: enclave de granito mais fino com formato ovalado, incluso no granito grosso da fácies com biotita; em D: granito muito grosso composto por feldspato potássico, quartzo e *clots* de biotita, em E e F: aspecto macroscópico do granito muito grosso com tendência porfírica.

Fonte: A autora, 2016.

Figura 7 - Fotomicrografias de amostras da fácies grossa a muito grossa com biotita, Maciço Massangana.



Legenda: Em A e B cristais xenomórficos de quartzo em contato com ortoclásio pertítico e plagioclásio em ripas com as bordas serrilhadas, em B aglomerado de lamelas de biotita bem formadas, em contato com cristais anédricos de quartzo e ortoclásio. Em C, lamelas de biotita alteradas m as bordas serrilhadas da amostra BD-MA-08, e em D, cristais de microclima em contato com cristais anédricos de quartzo e ripas de plagioclásio da amostra BD-MA-08. Em E: lamelas de biotita bem formadas, em contato com cristais anédricos de quartzo e ortoclásio pertítico, amostra com intensa sericitização. Em F: minerais acessórios titanita e zircão subédricos, inclusos em biotita.

Fonte: A autora, 2016.

### 3.1.1.2. Fácies biotita-hornblenda-granito (BHG)

Esta litofácies é 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 (Figura 8A) e apresenta geralmente coloração rosada a acinzentada, textura inequigranular grossa a muito grossa, ou porfirítica (Figura 9B e 8C) sendo mais comum sua ocorrência na porção nordeste do maciço. A mineralogia principal é composta por feldspatos alcalinos, representados pelo ortoclásio e pela microclina, ambos de textura pertítica, plagioclásio intersticial, quartzo, biotita e hornblenda.

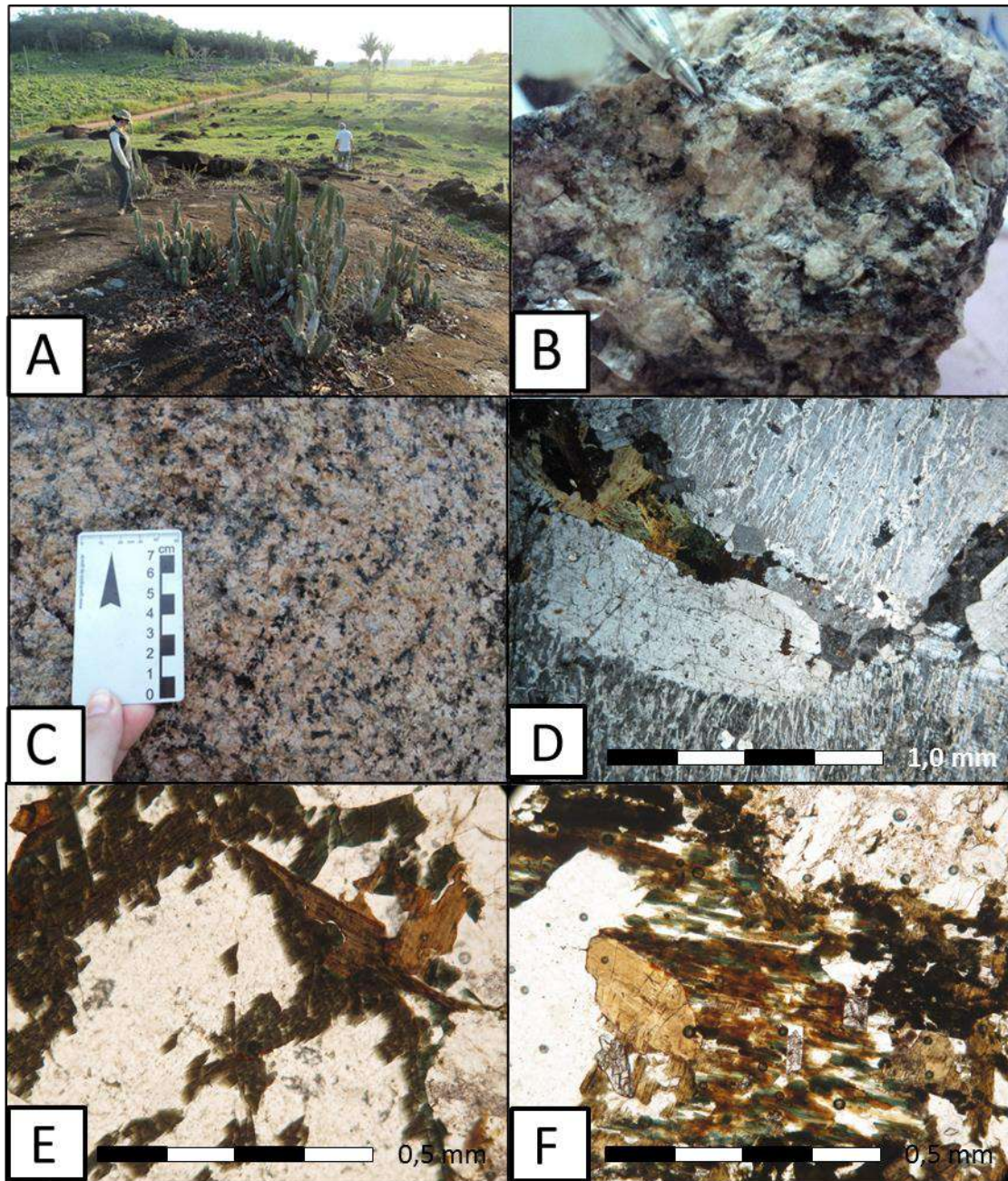
Os cristais de quartzo ocorrem em duas formas: grandes cristais xenomórficos com cerca de 1,0 mm de diâmetro; e outra intersticial, na forma de aglomerados anédricos que ocorrem juntamente com o plagioclásio, que se apresenta, geralmente na forma de pequenas ripas com as bordas irregulares.

A microclina e o ortoclásio (Figura 8D) ocorrem na forma de grandes cristais (cerca de 1,0 a 2,0 mm de comprimento), são geralmente subédricos, a primeira apresenta macla da albita associada a macla da periclina e o segundo apresenta apenas geminação simples; ambos apresentam, na maioria dos cristais, textura pertítica a mesopertítica.

A biotita é geralmente escassa, ocorre em pequenas lamelas de coloração bege a acastanhado, quase sempre com as bordas serrilhadas e alteradas; uma das amostras apresenta biotitas de coloração esverdeada, devido a grande quantidade de Fe na composição destas (Fig. 8D). A biotita ocorre associada aos cristais de hornblenda (Fig. 8E e 8F) que é o principal máfico desta fácies e apresenta formato subédrico e coloração verde escuro, evidenciando um alto teor de Fe. Em alguns cristais é possível ver a clivagem característica com ângulo de  $56^\circ$  e  $127^\circ$ , mas na maioria não se vê. A associação da hornblenda com a biotita ocorre geralmente através de contatos interdigitados (Fig. 8E e 8F), o que evidência a cristalização de biotita a custas da hornblenda ou uma cristalização simultânea desses dois minerais. Algumas amostras apresentam apenas a hornblenda como máfico, neste caso ele se apresenta com coloração verde pálido e é difícil de observar a sua clivagem.

A mineralogia acessória ocorre geralmente associada aos minerais máficos e é representada por cristais de zircão na forma de prismas curtos com as bordas arredondadas (Fig. 8E); titanita, de hábito em cunha euédrica a subédrica e 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 8 - Afloramento, amostra de mão e fotomicrografias da fácies grossa a muito grossa com hornblenda, Maciço Massangana



Legenda: Em A: afloramento na forma de blocos e lajedos, comum na fácies grossa a muito grossa com hornblenda; em B, C: aspecto macroscópico de amostras da fácies grossa a muito grossa com hornblenda mostrando texturas muito grossa em B e grossa em C. Em D: E e F feição microscópica desta fácies: em C aglomerado de lamelas de biotita de coloração verde a bege, bem alteradas, em E: cristal de anfibólio (verde) em contato com lamelas de biotita, e em F interdigitação entre biotita e hornblenda, evidenciando a cristalização da biotita as custas da hornblenda, associados a minerais acessórios: zircão e titanita e minerais opacos.

Fonte: A autora, 2016.

### *Granito Porfirítico (Piterlito)*

O granito porfirítico é representado pelas amostras BD-MA-28 e BD-MA-34 que foram coletadas, respectivamente, nas porções sudoeste e centro-norte do Maciço Massangana. Os granitos porfiríticos são classificados como piterlitos devido à maioria dos fenocristais ovóides não possuir textura rapakivi *sensu strictu*, que consiste em cristais de K-feldspato mateados por oligoclásio-andesina. O piterlito representado pela amostra BD-MA-28 ocorre na forma extensos lajedos (Fig. 9A), geralmente próximo ao granito grosso a muito grosso e devido a semelhanças químicas e petrográficas é agrupado na fácies biotita-hornblenda-granito. Já o piterlito da amostra BD-MA-34, ocorre principalmente na forma de blocos, sendo agrupado na fácies biotita-granito, pois não apresenta hornblenda em sua composição.

As duas variações apresentam coloração que varia do bege a esbranquiçado (Figura 7B, 9B e 9C) e matriz composta por cristais anédricos de quartzo, plagioclásio na forma de pequenas ripas, biotita e hornblenda. Os fenocristais são geralmente tabulares a ovalados (Fig. 9B) representados pelo ortoclásio.

Os feldspatos que compõem a matriz, ortoclásio e plagioclásio, são subédricos a anédricos com formato granular, no ortoclásio e ripiforme no plagioclásio. Ambos apresentam alteração sericítica.

A biotita ocorre na forma de lamelas grandes de coloração marrom ou marrom avermelhado, com as bordas irregulares serrilhadas, geralmente em contato com a hornblenda (Fig. 9D, 9E e 9F). Esta, quando presente, ocorre com hábito subédrico e coloração verde escuro a marrom, com clivagem característica (Fig. 9E e 9F).

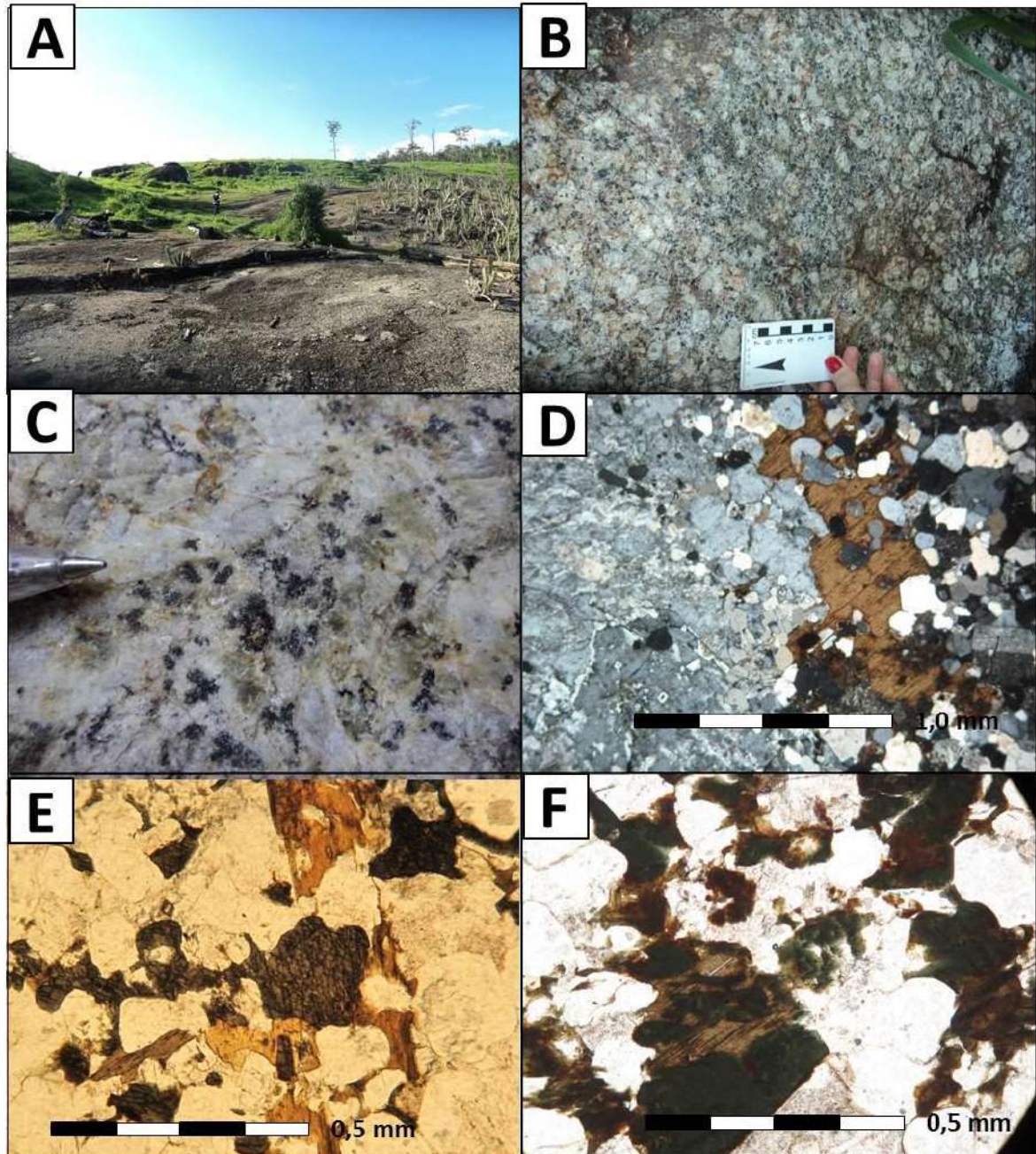
Os minerais acessórios são zircão, titanita, apatita e opacos e os secundários são clorita e sericita que se concentram nas biotitas e nos plagioclásios respectivamente.

#### 3.1.1.3. Fácies biotita-granito fina a média (BGFM)

As rochas descritas nesta fácies são representadas pelas amostras BD-MA-07, BD-MA-11, BD-MA-25 e BD-MA-31. Ocorrem no Maciço Massangana, porém em pequena proporção, quando comparada com as fácies grossas e muito grossas, descritas anteriormente.

Ocorrem sempre em contato com o granito grosso a muito grosso, seja na forma de diques intrusivos neste granito (Fig. 10 A), seja como enclaves, de cerca de 20 cm de diâmetro (Fig. 6 C) ou até mesmo por meio de contato gradacional com o granito grosso (Fig. 10 B).

Figura 9 - Afloramento, amostra de mão e fotomicrografias da fácies porfírica do Maciço Massangana.



Legenda: Em A: afloramento na forma de lajedo da fácies porfírica do maciço Massangana; em B e C: feição macroscópica da amostra BD-MA-28 de amostra porfírica da fácies hornblenda granito, mostrando fenocristais de k-feldspato ovalados e matriz média; em D, E e F, fotomicrografias da fácies porfírica, mostrando em C a matriz, composta por quartzo e feldspato anédrico, este último com alteração sericítica, em E fenocristal de k-feldspato perítico 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, 2016.

Apresentam textura inequigranular fina a média, coloração amarelada a rosada (Fig. 10C e 10D) e mineralogia principal composta por microclina, quartzo, plagioclásio e biotita.

O quartzo (20-25 %) é xenomórfico e ocorre geralmente de forma intersticial, entre os cristais maiores de feldspatos. Alguns grãos chegam até 0,2 mm de diâmetro.

Os feldspatos presentes são plagioclásio (15-25 %) e microclina e/ou ortoclásio (30-35 %). O plagioclásio é geralmente intersticial e ocorre na forma de ripas curtas com macla polissintética da albita, mas também pode se apresentar em megacristais (cerca de 0,8 mm de comprimento) constituindo uma textura microporfirítica (Fig. 10E). A microclina predomina em detrimento do ortoclásio e ocorre na forma de cristais tabulares com geminação polissintética da albita e da periclina. Em alguns cristais observa-se textura pertítica (Fig. 10F). Assim como a albita, forma por vezes, cristais maiores que caracterizam uma textura microporfirítica. O ortoclásio, quando presente, é anédrico a subédrico e não apresenta nenhum tipo de macla.

A biotita é escassa (5 a 8 %) e ocorre na forma de lamelas dispersas entre os cristais maiores de albita e microclina, apresenta geralmente as bordas serrilhadas e coloração bege a avermelhada. É observada alteração para clorita em algumas lamelas e intensa alteração para muscovita em outras.

Os minerais acessórios são representados por zircão, titanita minerais opacos e os minerais secundários são clorita, que ocorre associada à biotita, e sericita, geralmente concentrada no plagioclásio ou distribuída em toda a amostra.

### **3.1.2. Maciço São Carlos**

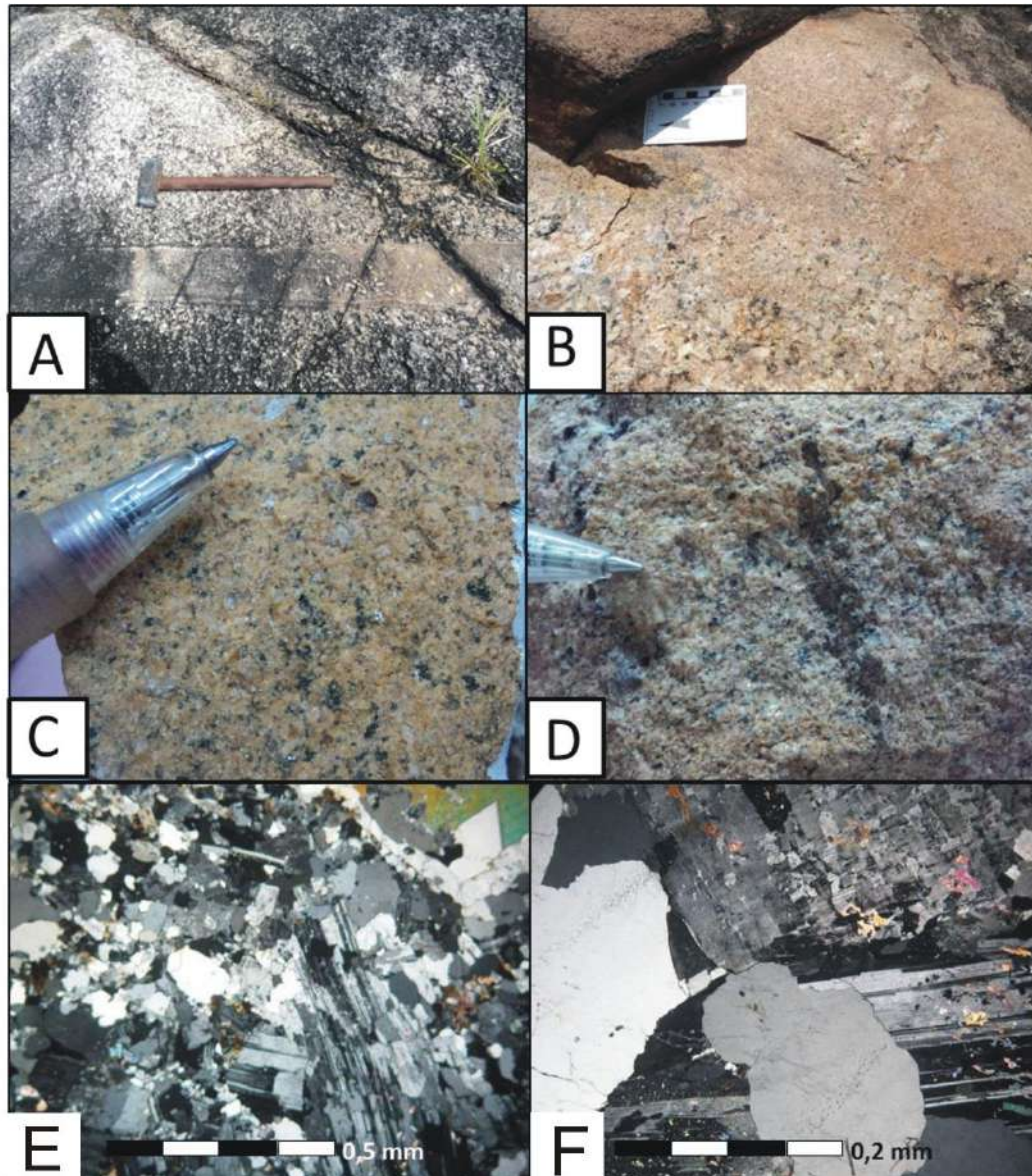
O maciço São Carlos é um corpo ovalado no sentido NE/SW, com cerca de 5 km de extensão, intrusivo em rochas metamórficas do Complexo Jamari. Aflora na forma de blocos e matacões próximo à BR-364, cerca de 15 km a norte da cidade Ariquemes. As rochas exibem coloração rosada a acinzentada e textura inequigranular grossa a porfirítica.

Os trabalhos de campo e as análises petrográficas mostraram que o maciço São Carlos é um corpo homogêneo em termos composicionais e, assim, a subdivisão em duas fácies distintas foi resultante de um refinamento da análise petrográfica. Sendo assim, foram utilizados dois critérios para essa distinção: a quantidade modal de biotita e o tipo predominante de feldspato potássico, resultando não fácies: biotita granito, que apresenta a



microclina como representado pelas amostras (BD-MA-46, CN-MG-11 CN-MG-09 e CN-MG-10) e álcali-granito com biotita representada pelas amostras (BD-SC-45, CN-MG-08, CN-MG-07 e CN-MG-12).

Figura 10 - Afloramentos, amostras de mão e fotomicrografias da Fácies fina a média do Maciço Massangana.



Legenda: Em A: granito fino na forma de dique e em B, granito fino em contato gradacional com granito médio; em C e D: aspecto macroscópico das amostras da fácies inequigranular fina a média mostrando coloração amarelada na primeira e rosada na segunda. Em E: fotomicrografia da fácies inequigranular fina com textura microporfírica caracterizada pela presença de fenocristais de plagioclásio em meio a matriz de quartzo anédrico e plagioclásio; e em F: fotomicrografia da fácies inequigranular média mostrando cristal de microclina peritítica em contato com cristais anédricos de quartzo e subédrico de albita.

Fonte: A autora, 2016.

As rochas das duas fácies apresentam mineralogia principal caracterizada pela presença de feldspato pertítico a mesopertítico, ortoclásio e/ou microclina (50 a 55%), quartzo (25-30%), plagioclásio (10-15%) e biotita (3 a 10%) textura inequigranular com granulação média a grossa.

#### 3.1.2.1. Fácies álcali-granito (AG)

O feldspato pertítico a mesopertítico é representado pelo ortoclásio e tem hábito subédrico a anédrico, cristais com tamanhos de até 1 cm de comprimento, em contato com cristais de quartzo e plagioclásio. As mesopertitas chegam a apresentar geminação polissintética, entretanto não é possível determinar qual o plagioclásio que compõe as mesopertitas. Os cristais de plagioclásio, classificado como oligoclásio, são escassos e ocorrem de forma intersticial, com hábito tabular subédrico, geralmente na forma de pequenas a ripas, raramente formam cristais alongados, sempre com as bordas irregulares (Fig. 11E e 11F) e tamanhos que variam de 0,2 a 0,4 mm de comprimento. Apresentam macla polissintética seguindo a lei das albita, além de alteração sericítica, que pode chegar a cobrir todo o cristal.

. O quartzo também é anédrico (Fig. 11B e 11C) com tamanhos de até 0,4mm e ocorre geralmente nos interstícios entre os cristais maiores de feldspato pertítico e albita, entretanto, também são observados fenocristais de quartzo xenomórfico com tamanhos de até 1 cm.

A biotita (5 a 15%) ocorre de duas formas principais: Uma intersticial, com pleocroísmo variando de bege a marrom e bordas serrilhadas, e outra de coloração mais avermelhada, bastante alterada, que quase não exhibe mais extinção olho-de-pássaro. Apresenta halos pleocróicos devido à inclusão de minerais radioativos como zircão.

Além do zircão, que ocorre com hábito subédrico alongado e com as bordas arredondadas, alguns apresentando fraturas, também ocorrem como acessórios titanita e opacos. A primeira ocorre com hábito em cunha bem preservado e coloração bege amarelado, já os opacos variam de xenomórficos a prismáticos idiomórficos ou tabulares, que ocorrem geralmente associados à biotita.

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. Óxido de Ti, de coloração avermelhada e óxido de Fe

alaranjado, que ocorrem em fraturas de minerais maiores como feldspatos e quartzo ou em substituição à biotita. Em algumas amostras, é observada a precipitação de goethita (Fig. 11E e 11F), que reflete as condições oxidantes do ambiente da superfície.

### 3.1.2.2. Fácies biotita-granito (BG)

A fácies biotita-granito apresenta textura inequigranular grossa composta por microclina, quartzo, plagioclásio e biotita. A microclina ocorre na forma de cristais subédricos tabulares a anédricos com macla *tartan* característica, além de geminação simples, em alguns cristais e tamanhos que chegam a 1 mm de comprimento (Fig. 12C e 12F).

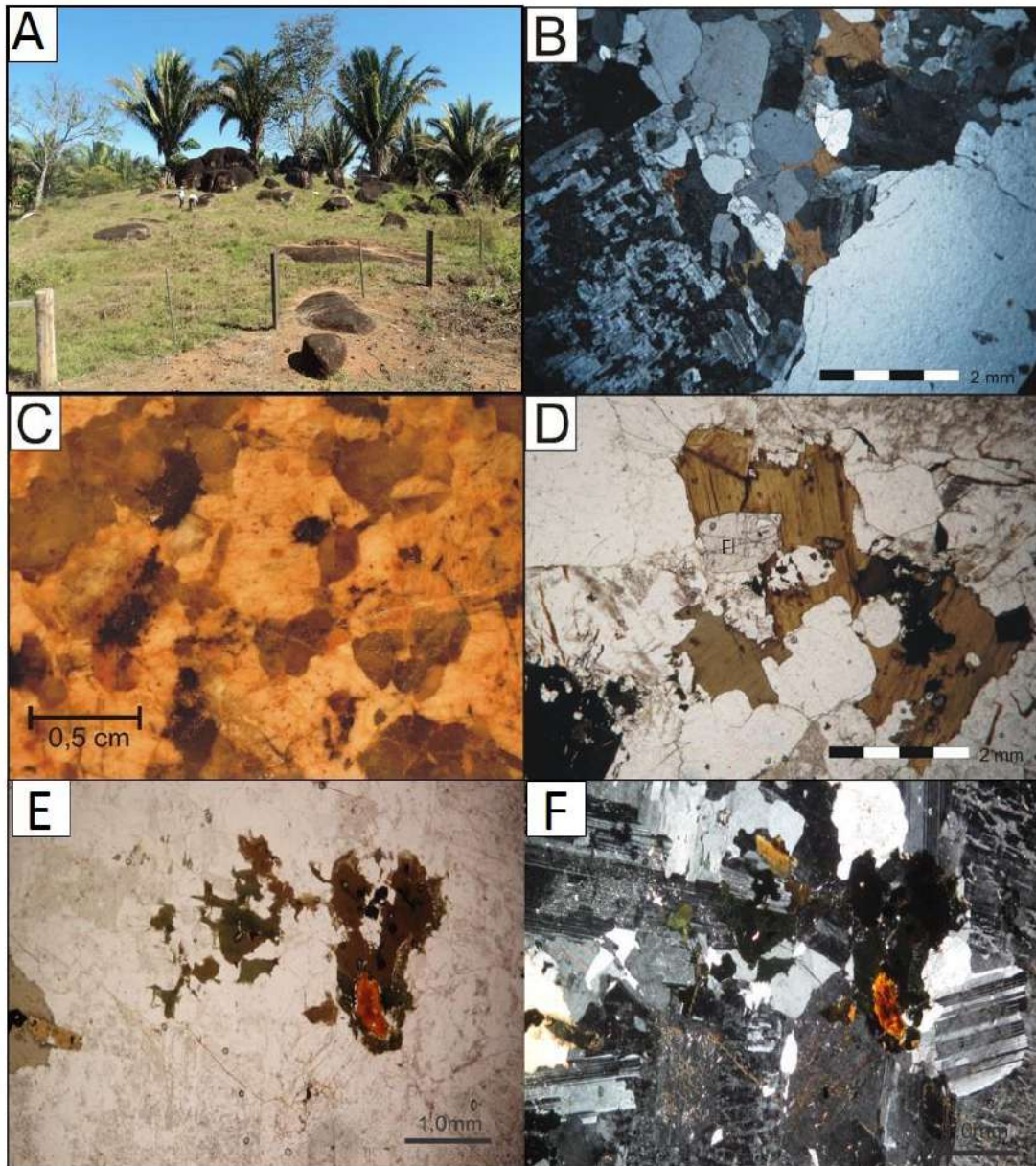
O quartzo ocorre na forma de grãos anédricos com cerca de 0,1 mm de diâmetro. O plagioclásio varia entre ripas longas com cerca de 2,0 mm de comprimento com as bordas irregulares e ripas curtas (0,2 mm), as últimas apresentam intensa sericitização.

O plagioclásio ocorre geralmente na forma de cristais subédricos tabulares, com as bordas irregulares e tamanhos que variam entre 0,1 a 0,5 mm de comprimento, apresenta geminação polissintética que segue a lei da albita e geminação simples. Também ocorrem, de forma mais restrita, cristais de plagioclásio anédricos, alguns com intensa sericitização, que se concentram no centro do cristal, formando um núcleo sericítico e com as bordas alteradas para outro feldspato, possivelmente a microclina, que faz contato com esse cristal (Fig. 12B).

A biotita ocorre de duas formas: uma em lamelas curtas isoladas, de coloração bege a avermelhado ou esverdeado, com intensa alteração e percolação de fluido oxidante de coloração alaranjada; outra, em aglomerados com pleocroísmo variando de bege claro a marrom (Fig. 6D), o que talvez seja evidencia de duas gerações de biotita, uma primária, que ocorre na forma de aglomerados (*clots*) e outra intersticial, que ocorre de forma isolada entre os cristais maiores de feldspatos e quartzo.

Os minerais acessórios são representados por zircão, titanita e minerais opacos, geralmente inclusos ou em contato com as lamelas de biotita. Os minerais de alteração são representados por sericita que ocorre como produto de alteração do plagioclásio, muscovita e clorita que se concentram nas bordas e clivagens da biotita.

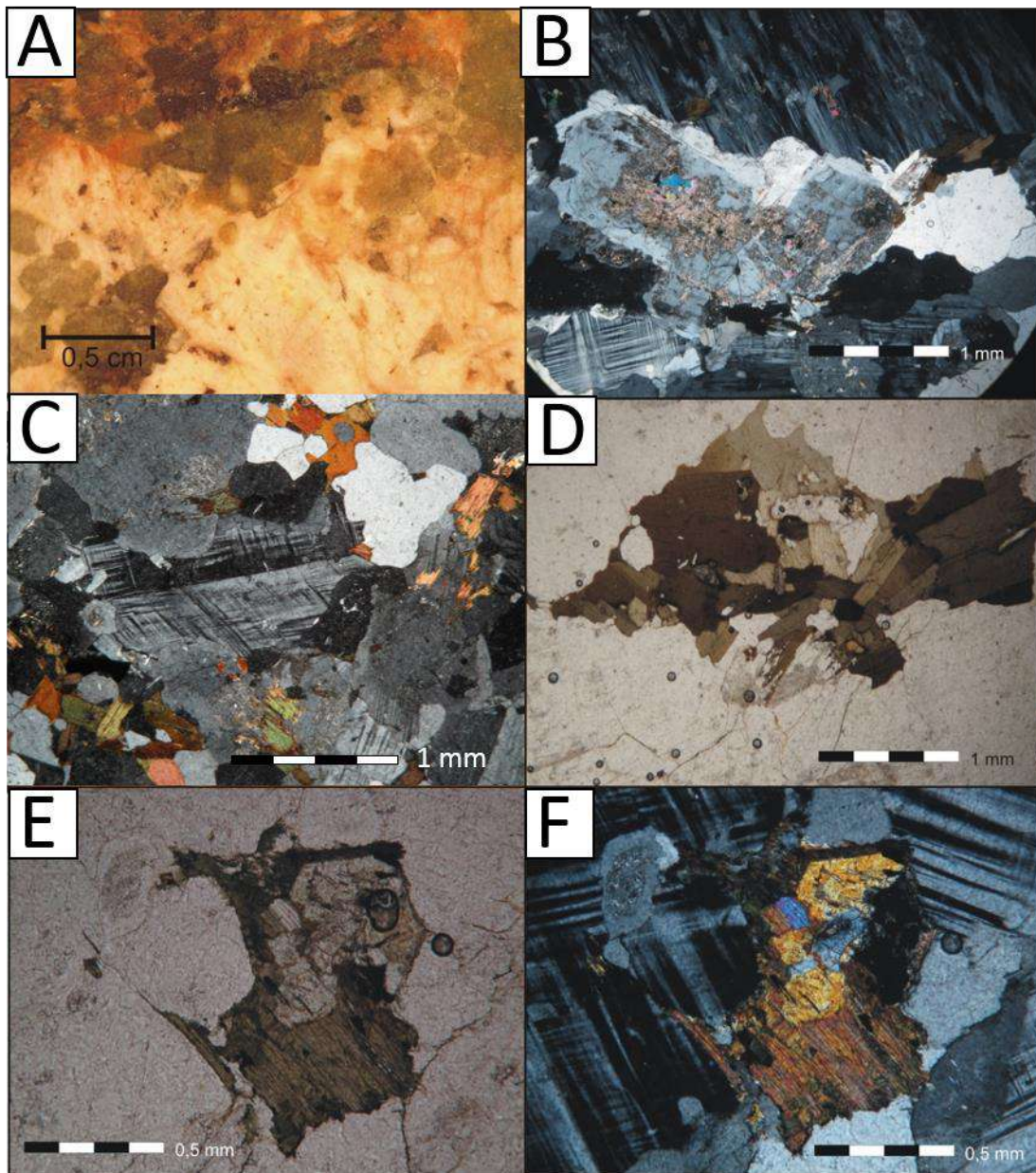
Figura 11 - Afloramento e fotomicrografias de amostras da fácies àlcali-granito do Maciço São Carlos.



Legenda: Em A: afloramento na forma de blocos do maciço São Carlos; em C: aspecto macroscópico da fácies àlcali-granito. Em B, D, E e F, fotomicrografias dessa fácies. Em B: cristais xenomórficos de quartzo em contato com feldspato pertítico e no centro lamelas de biotita, em D: biotita com as bordas serrilhadas e inclusão de fluorita e zircão; em E e F: biotita esverdeada e castanho avermelhada com inclusões de cristais de zircão formando halos pleocróicos e inclusão de goethita (vermelho), em contato com plagioclásio com alteração sericítica e feldspato mesopertítico.

Fonte: A autora, 2016.

Figura 12 – Aspecto macroscópico e fotomicrografias de amostras da fácies biotita-granito do Maciço São Carlos.



Legenda: Em A: aspecto macroscópico da fácies biotita-granito do maciço São Carlos; Em B: feldspato com alteração sericítica no centro e com coroa de alteração nas bordas em contato cristais de microclina; Em C: aspecto geral da lâmina mostrando cristal geminado de microclina em contato com cristais anédricos de quartzo e aglomerados de biotita. Em D: fotomicrografia com nicóis paralelos mostrando aglomerado biotita com coloração bege a a marrom; em E e F: fotomicrografias com nicóis paralelos e nicóis cruzados de biotita bem alterada com inclusão de titanita e clorita.

Fonte: A autora, 2016.

### 3.1.3. Maciço Caritianas

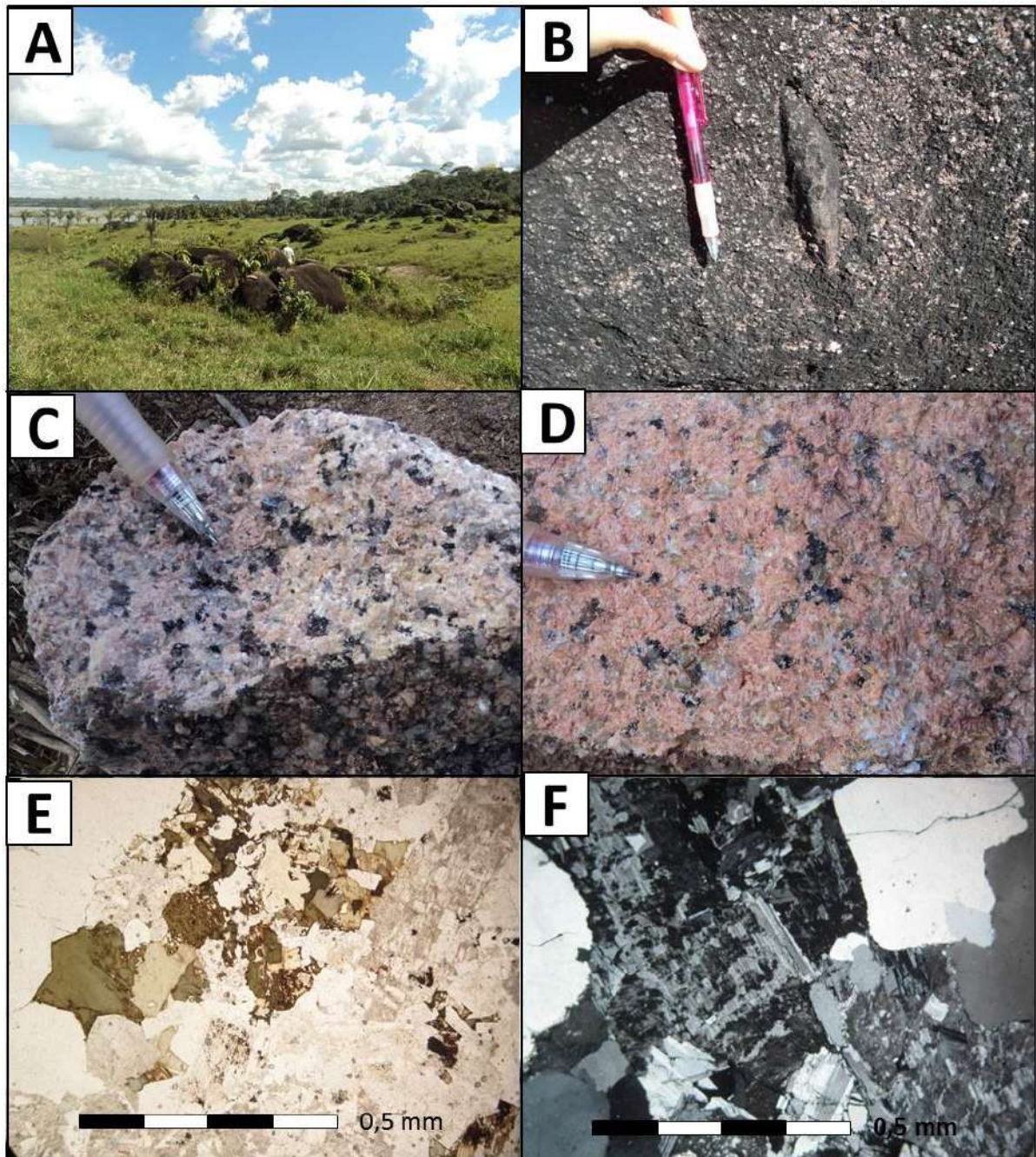
As rochas do maciço Caritianas afloram na forma de extensos lajedos, blocos e matacões, próximo à foz do rio Jamari (Figura 13A). São rochas de textura inequigranular média a grossa, coloração rosada (Figura 13C e 13D) e mineralogia principal composta por ortoclásio mesopertítico (30%), quartzo (25%), plagioclásio (30%) e biotita (6 a 8%). É comum a presença de enclaves de granito de granulação bem fina com formato arredondado ou alongado. (Fig. 13B)

O feldspato alcalino, descrito com o ortoclásio, ocorre na forma de grandes cristais tabulares subédricos (cerca de 1mm de comprimento), apresentam as bordas irregulares, geminação simples e intercrescimento pertítico a mesopertítico (Fig. 13D). A textura pertítica chega a cobrir cerca de 60% do cristal, evidenciando processo pós-magmático de albitização das amostras desse maciço. O plagioclásio ocorre com hábito tabular em ripas alongadas, que chegam a 0,4 mm de comprimento, ou curtas, geralmente preenchendo os interstícios entre os cristais maiores de ortoclásio e quartzo. Apresentam geminação polissintética, segundo a lei da albita e geminação simples.

O quartzo ocorre na forma de grandes cristais arredondados (entre 0,5 e 0,8 mm de diâmetro) em contato com os cristais subédricos de ortoclásio pertítico, ou de forma intersticial, também na forma de grãos arredondados (Fig. 13F). A biotita é escassa e ocorre na forma de pequenas lamelas alteradas, apresenta coloração avermelhada e bordas oxidadas ou na forma de aglomerados de coloração bege a verde (Fig. 13E).

No diagrama QAP, de Streckeisen da Figura 15 foram plotadas amostras representativas das fácies do Maciço Massangana e dos Maciço São Carlos e Caritianas. A amostra da fácies biotita-granito plota no campo de quartzo-sienito, da fácies biotita-hornblenda-granito, no limite entre os campos de quartzo-sienito e sienogranito e as amostras da fácies biotita-granito fino a médio e dos Maciços São Carlos e Caritianas plotam no campo de sienogranito.

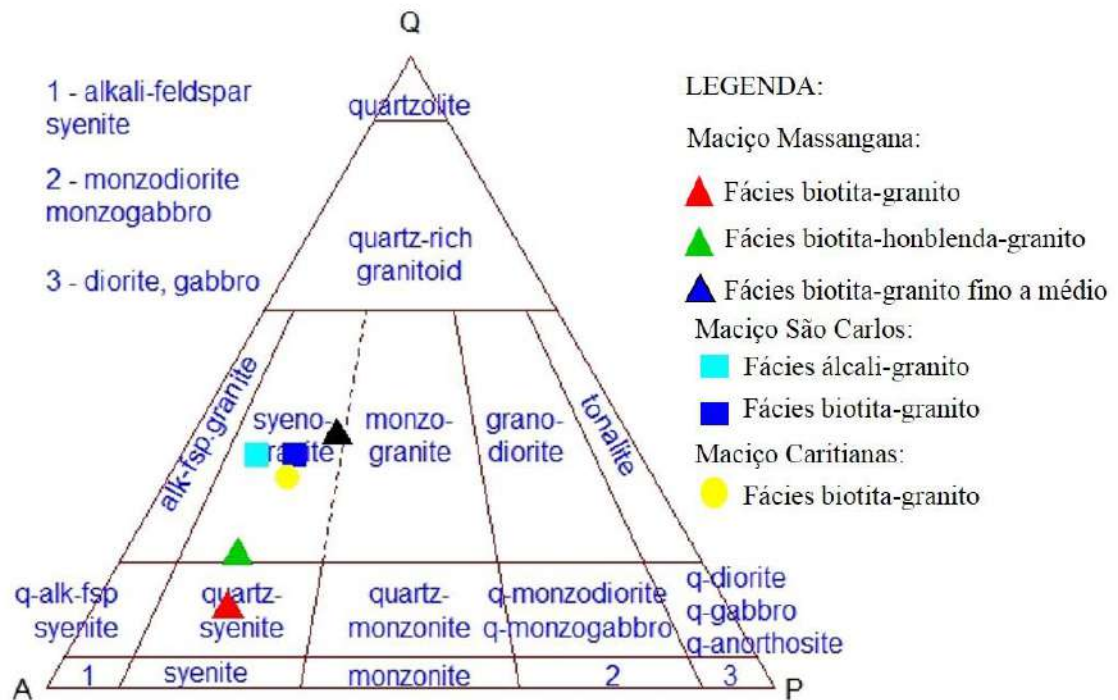
Figura 13 – Afloramentos, amostras de mão e fotomicrografias de biotita-granito do Maciço Caritianas.



Legenda: Em A: afloramento em blocos do Maciço Caritianas, localizado na foz do rio Jamari. Em B: aspecto macroscópico do maciço Caritianas mostrando enclave de granito fino intrudido em granito médio do maciço Caritianas; em C e D: aspecto macroscópico de amostras do Maciço Caritianas, mostrando coloração rosada e textura inequigranular média a grossa; em E e F fotomicrografias mostrando lamelas de biotita alterada de coloração bege a esverdeada e feldspato mesopertítico com cristais de quartzo subédrico e plagioclásio intersticial, respectivamente.

Fonte: A autora, 2016.

Figura 14 - Diagrama QAP de Streckeisen (1972) para as rochas representativas de cada fácies dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas



Legenda: Contagem de minerais feita por estimativa visual.  
Fonte: Streckeisen, 1972.

### 3.2. Litogeoquímica

Este trabalho propõe o estudo litogeoquímico de rochas pertencentes aos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas, que compõem a Suíte Intrusiva Rondônia, com o objetivo de entender a natureza química desta suíte, bem como elaborar modelos para a formação dessas rochas e suas possíveis fontes. Para tal, foram utilizados dados de vinte e três amostras do Maciço Massangana, de sete amostras do Maciço São Carlos e três amostras do Maciço Caritianas, num total de trinta e três amostras. Os dados inéditos foram obtidos através de análise litogeoquímica realizada no *Activation Laboratories Ltda.* (ACTLABS, no Canadá) e os métodos utilizados são descritos no item método de trabalho.

Das vinte e três amostras do maciço Massangana, dez pertencem à fácies biotita-hornblenda granito, sendo uma destas porfírica; seis à fácies biotita-granito, também com uma amostra porfírica e cinco à fácies biotita-granito fino a médio. Das sete amostras analisadas do Maciço São Carlos, quatro pertencem à fácies biotita-granito e três à fácies



álcali-granito e, com relação ao Maciço Caritianas, todas as três amostras são pertencentes à fácies biotita-granito.

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 resultados das análises de litogeoquímica está no **Anexo A** e inclui a análise de elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_{(t)}$ ,  $\text{NaO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), 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.

### *Elementos Maiores*

Os granitóides analisados apresentam uma ampla variação nos teores de  $\text{SiO}_2$ , entre 66% e 78%; sendo as amostras do Maciço Massangana as que apresentaram a maior variação. Os demais óxidos apresentaram valores para  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 11,5 e 16,6 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(t)}$ , entre 1,2 e 5,3 %;  $\text{NaO}_2$ , entre 2,5 e 4,9%;  $\text{K}_2\text{O}$ , entre 4,5 e 6,7 %;  $\text{CaO}$ , entre 0,1 e 2,4%;  $\text{TiO}_2$ , entre 0,05 e 0,5%;  $\text{MgO}$ , entre 0,01 e 0,2%;  $\text{MnO}$ , entre 0,01 e 0,08 % e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , entre 0 e 0,09 %.

A razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}_2$  varia entre 1,4 e 2%. Os teores de  $\text{SiO}_2$  nas amostras do Maciço São Carlos variam de 72% a 76%, sendo as rochas caracterizadas como intermediárias a ácidas. As amostras do Maciço Caritianas apresentam alto conteúdo de sílica, entre 75 e 77%, sendo consideradas ácidas. As rochas com teores entre 60,3 e 66%, consideradas de baixo teor de sílica, pertencem ao Complexo Massangana.

Das amostras analisadas neste estudo, a BD-MA-31, pertencente à fácies biotita-hornblenda granito, é a que apresentou o maior teor de  $\text{SiO}_2$  (78%) e menores teores de  $\text{FeO}$  (t) (0,8%) e  $\text{MgO}$  (0,01%), sendo considerada a amostra mais evoluída da série. Já a amostra BD-MA-29, também da fácies biotita-honblenda granito, é a que apresenta o menor conteúdo

de SiO<sub>2</sub> deste estudo (66%) e maior concentração de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16,6%), sendo considerada a menos evoluída. As razões NaO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O variam entre 1.35 e 2.10, revelando afinidades distintas de K para os granitos dessa Suíte.

As rochas da Suíte Intrusiva Rondônia mostram enriquecimento em Zr, Ga, Nb, Y, Ce e no conteúdo de ETR, com exceção do Eu, além de alta razão Ga/Al (2,8 a 5,2), típico de granitos do tipo-A (Whalen et al., 1987)

### *Diagramas de classificação química*

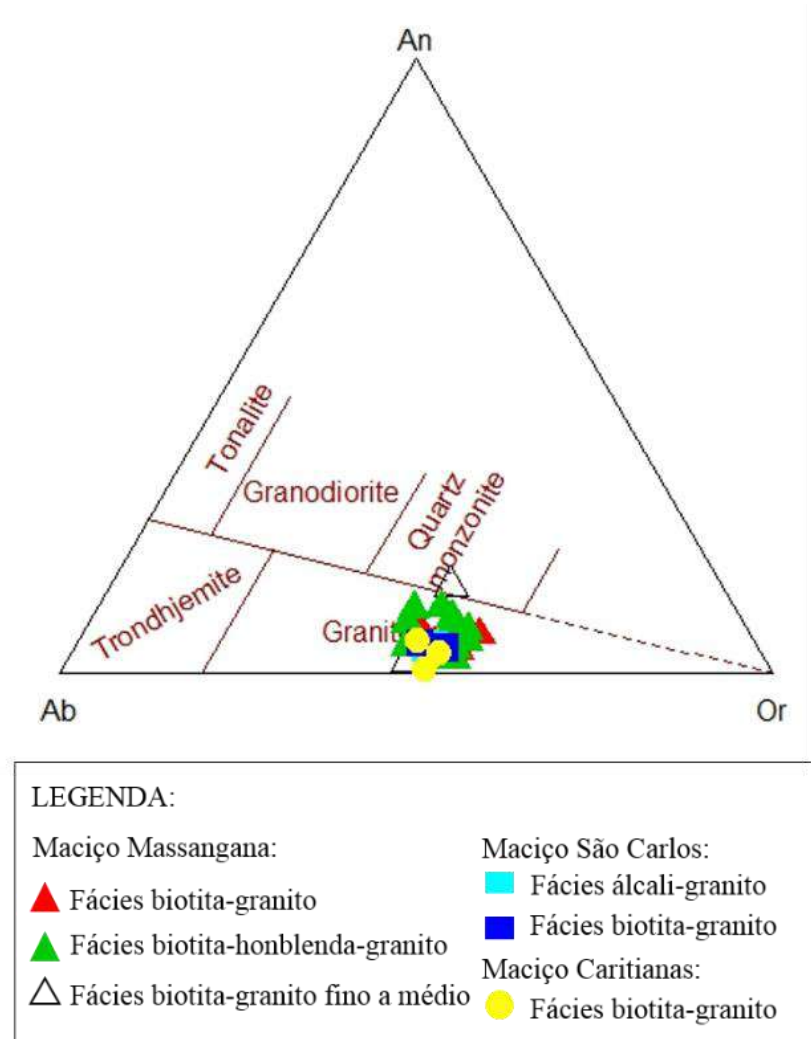
No diagrama para classificação de rochas plutônicas de O'Connor (1965), as rochas pertencentes aos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas se concentram no campo de granito (Figura 15) e apenas uma amostra da fácies biotita-granito fino a médio é classificada como quartzo-monzonito.

Nos diagramas SiO<sub>2</sub> versus NaO<sub>2</sub> + K<sub>2</sub>O de Middlemost (1985) e R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> onde R<sub>1</sub> = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) e R<sub>2</sub> = 6Ca + 2Mg + Al (De la Roche et al. 1980) (Figura 16), boa parte das amostras é classificada como granito, sendo que algumas, do Maciço Massangana, são classificadas como quartzo-monzonito (amostras pertencentes à biotita-hornblenda granito) e como sienito (uma amostra desta mesma fácies).

### *Diagramas de Variação e Multielementares*

Os diagramas de variação são diagramas bivariantes que se popularizaram em 1909 com Alfred Harker em seu livro “*Natural history of igneous rocks*”. Um em particular, em que o SiO<sub>2</sub> é plotado no eixo x, tem sido conhecido como diagrama Harker. Os diagramas *Harkers*, em que elementos maiores, medidos em % de óxido, e elementos menores, em ppm, são plotados no eixo y e SiO<sub>2</sub> é plotado no eixo x, são muito úteis na identificação de processos petrogenéticos e evolução de líquidos magmáticos em rochas graníticas. A ocorrência de *trends* em diagramas desse tipo é comumente utilizada para identificar mecanismos de diferenciação magmática, como cristalização fracionada, com ou sem mudança na assembleia fracionante; fusão parcial; mistura de magmas e cristalização fracionada com assimilação (AFC).

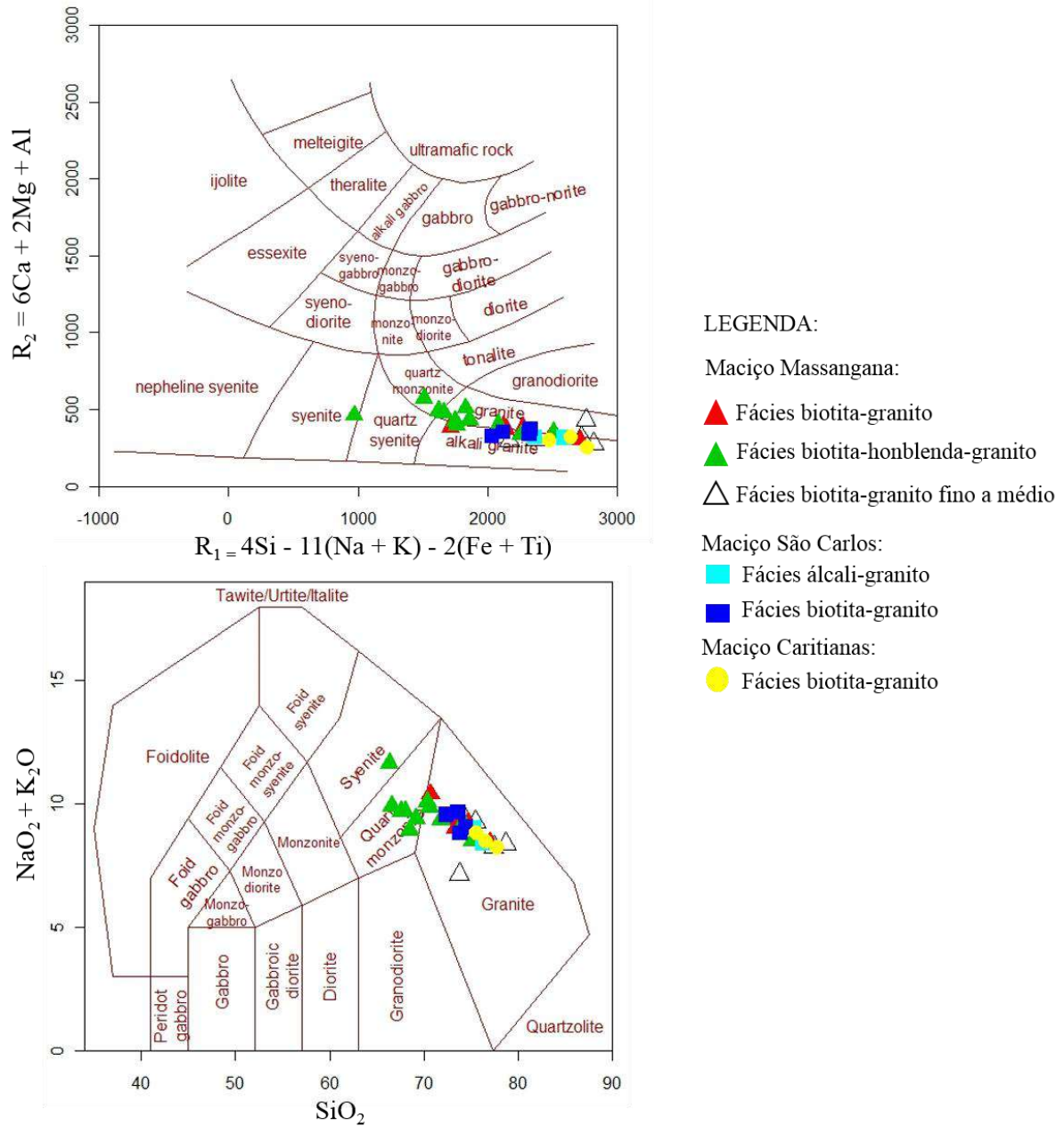
Figura 15 - Diagrama ternário de classificação de rochas plutônicas de O'Connor (1965) para as amostras deste estudo.



Legenda: Amostras se concentram no campo de granito, com exceção de uma amostra da fácies inequigranular fina a média que foi classificada com quartz monzonito.

Fonte: O' Connor, 1965.

Figura 16 - Diagrama de classificação de rochas plutônicas  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  e  $R_1$ - $R_2$  para as amostras dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas.



**Legenda:** No primeiro diagrama 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; e no segundo, as amostras plotam preferencialmente nos campos de granito e álcali-granito, com exceção de algumas amostras da fácies biotita-hornblenda-granito (triângulos verdes) que são classificadas como quartzo-monzonitos e uma como sienito.

Fonte: Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  de Middlemost, 1985 e diagrama  $R_1$ - $R_2$  (De la Roche et al. 1980)

Os diagramas de variação de sílica *versus* elementos maiores, para as amostras deste estudo, indicam que o aumento no teor de  $\text{SiO}_2$  está associado a um decréscimo nos teores de  $\text{CaO}$  (2,5 - 0,05 %),  $\text{MnO}$  (0,08 - 0,01 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17 - 11,5 %),  $\text{K}_2\text{O}$  (7,0 - 4,0 %),  $\text{TiO}_2$  (0,5%

- 0,03),  $\text{FeO}_t$  (8,0 - 0,8 %) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,14 - 0,01 %) (Fig. 17). O diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$  mostra dispersão de dados (Fig. 18).

A correlação negativa da sílica com a maioria dos óxidos por meio de *trends* lineares e sem lacunas mostra que esses elementos entraram na composição química de minerais que foram subtraídos do líquido provavelmente por de cristalização fracionada e que no presente caso, a assembléia fracionante para esses líquidos deve ser composta por plagioclásio, hornblenda, apatita, titanita e óxidos de Fe-Ti.

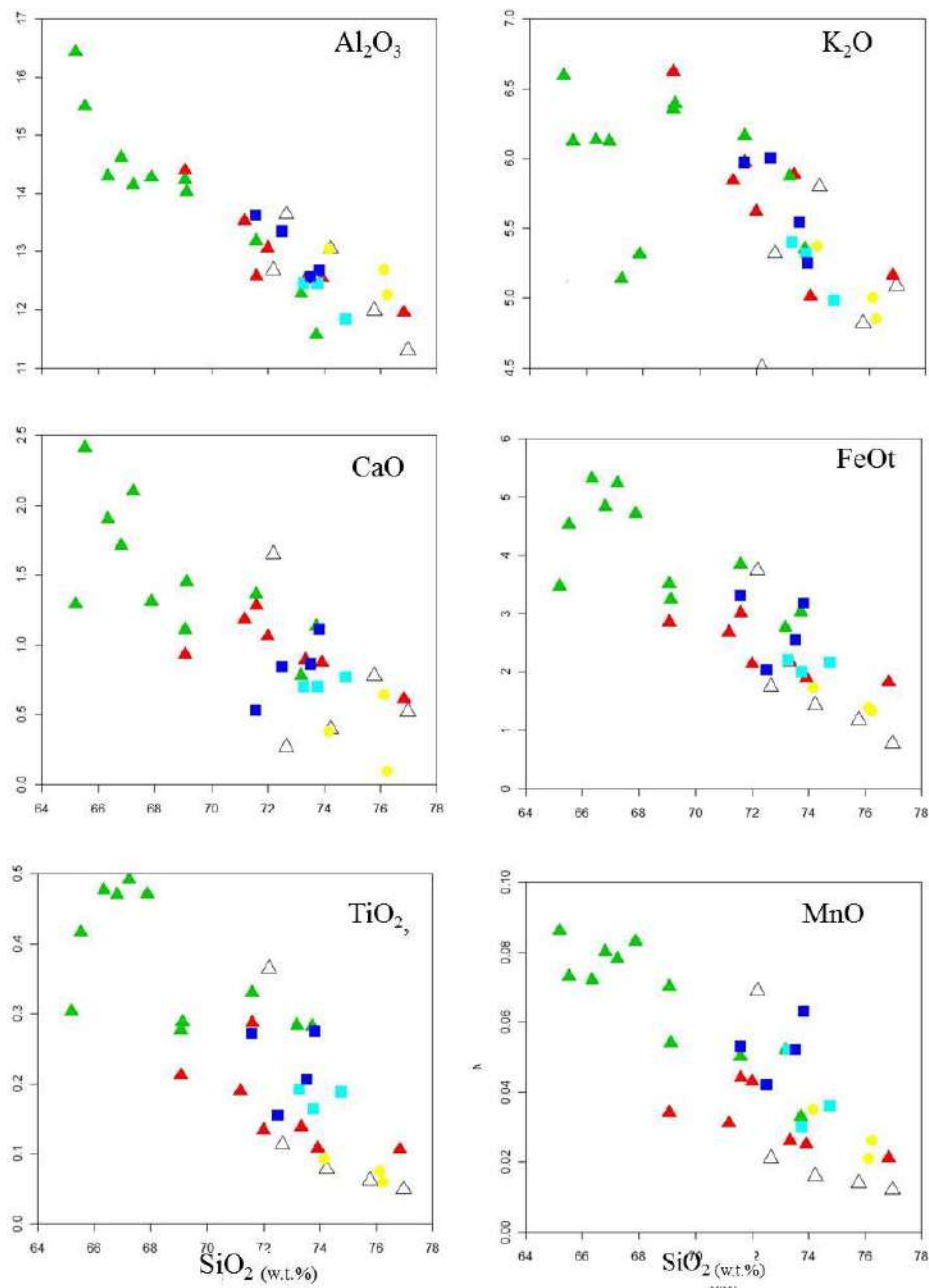
Nos diagramas de  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{FeO}_t$  e  $\text{TiO}_2$  (Fig. 17) as amostras da fácies com hornblenda mostram *trends* inicialmente positivos que no decorrer da cristalização se tornam negativos, evidenciando a entrada de minerais como ilmenita e titanita na assembleia fracionante nas amostras mais evoluídas da fácies com hornblenda do maciço Massangana e a continua cristalização desses minerais até as rochas mais evoluídas, representadas pelas amostras do maciço Caritianas e da fácies fina a média do Massangana.

Com relação aos elementos menores, Ba, Sr e Zr mostram correlação negativa com a  $\text{SiO}_2$ , o que indica que esses elementos entraram em fases minerais primárias como nos feldspatos e biotita, no caso do Ba e Sr, e em fases acessórias, no caso do Zr, nos cristais de zircão, abundantes nessas rochas (Figura 19). Nos diagramas de  $\text{SiO}_2$  vs. Ce e Sr, também é notável a separação das amostras em dois grupos, um, novamente representado por amostras da fácies HBG do Maciço Massangana e o outro pelas amostras das demais fácies desse Maciço e dos Maciços São Carlos e Caritianas.

Os elementos Rb, W mostram correlação positiva (Fig. 19) com a sílica. Essa correlação evidencia a entrada tardia de Rb no sistema que, provavelmente, deve ter sido controlada pela cristalização de biotita e não de feldspatos potássicos. A entrada tardia de biotita no sistema também é evidenciada pelas feições observadas ao microscópio, como lamelas mal formadas e sua ocorrência na forma intersticial.

A correlação positiva de W e Ce (Fig. 19) mostra que esses elementos se concentraram nos líquidos residuais e, possivelmente, cristalizaram em fases junto com fluidos hidrotermais, formando wolframita  $(\text{Fe},\text{Mn})\text{WO}_4$ , e monazita  $(\text{Ce},\text{La},\text{Nd},\text{Th})\text{PO}_4$ , minerais descritos em depósitos da região. 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 se relacionam com  $\text{SiO}_2$  negativamente, evidenciando fracionamento de ETRL durante a cristalização. No diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs. Gd/Yb também é observada uma separação das amostras da fácies biotita-hornblenda-granito do maciço Massangana, das demais amostras deste estudo.

Figura 17 - Diagramas de variação para óxidos maiores com  $\text{SiO}_2$ . Todos os valores são expressos em % de peso.



LEGENDA:

Maciço Massangana:

▲ Fácies biotita-granito

▲ Fácies biotita-honblenda-granito

△ Fácies biotita-granito fino a médio

Maciço São Carlos:

■ Fácies álcali-granito

■ Fácies biotita-granito

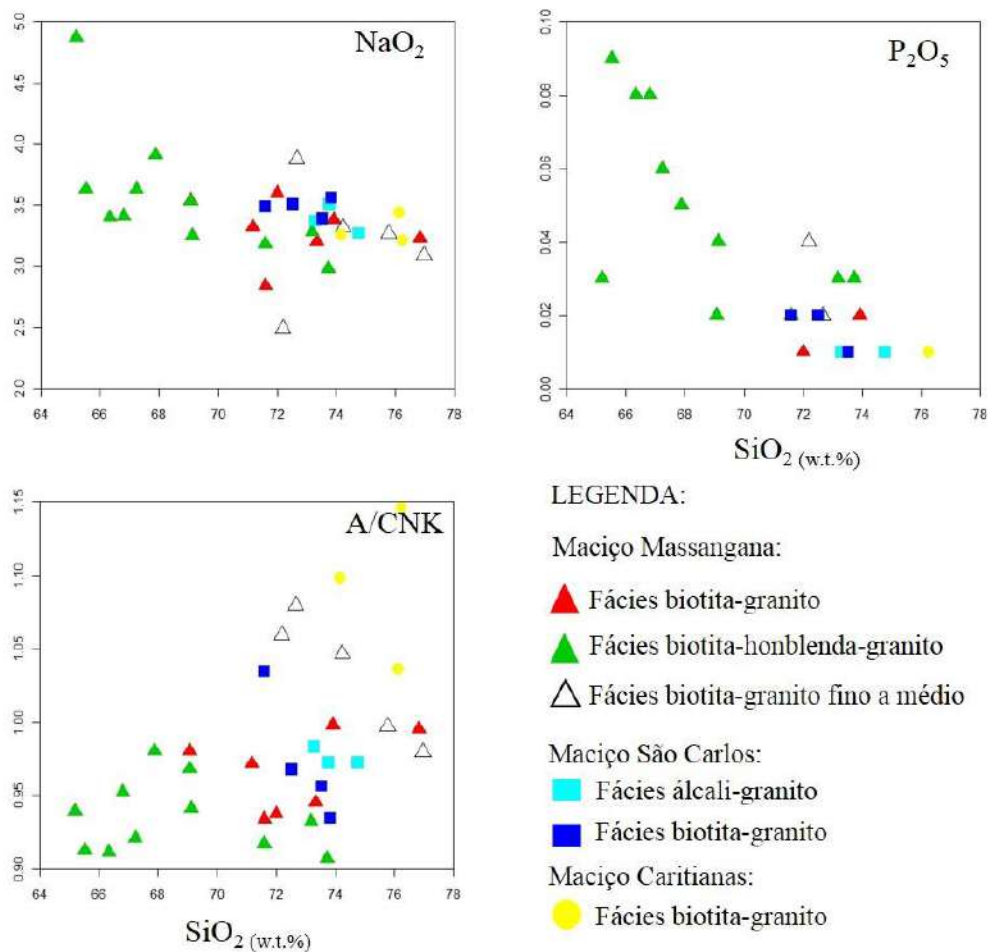
Maciço Caritinas:

● Fácies biotita-granito

Legenda: É possível observar correlações negativas dos óxidos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_{(t)}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$  com  $\text{SiO}_2$

Fonte: A autora, 2016. Software GCDkit 4.00.

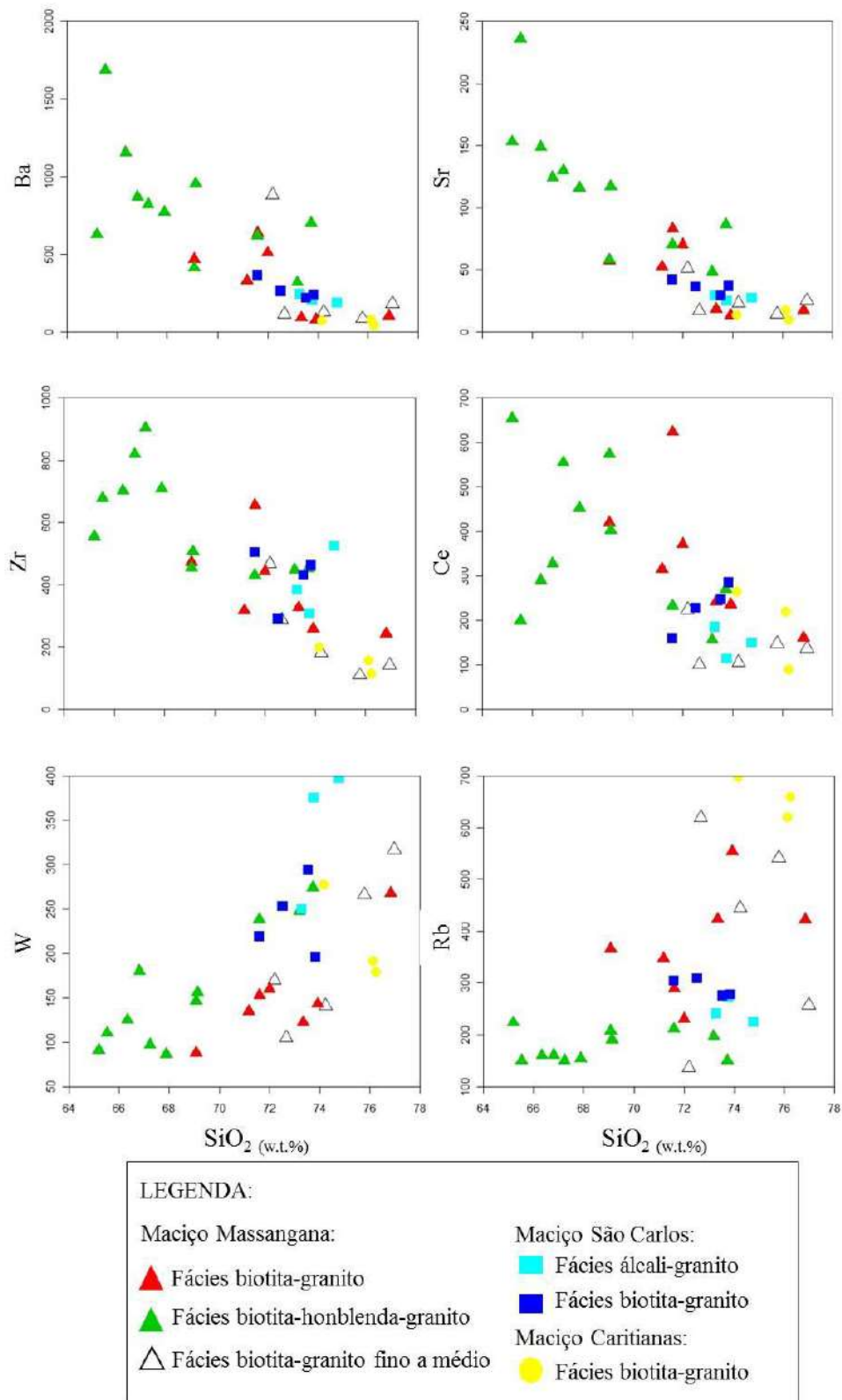
Figura 18 - Diagramas bivariantes de sílica vs. os elementos maiores: NaO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, e vs. índice A/CNK ((Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+K<sub>2</sub>O+NaO<sub>2</sub>)).



Fonte: A autora, 2016. Software GCDkit 4.00.

As razões Ce/Zr e Rb/Zr apresentam correção positiva e negativa respectivamente (Fig. 20). Razões constantes entre elementos incompatíveis como Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr e Rb/Zr, fornecem, segundo Wilson (1989), um bom teste para definir a origem e os mecanismos de fracionamento de rochas básicas, que apresentem grande variação no conteúdo de SiO<sub>2</sub>. Isso porque, quando essas razões são constantes dentro de uma suíte, significa que dificilmente ocorreu contaminação crustal dessas amostras e que a cristalização fracionada deve ter sido o processo dominante na evolução dessa suíte. Segundo Wilson (1989) cristalização fracionada é o mecanismo mais provável para preservar razões entre elementos incompatíveis. Qualquer outro processo, como por exemplo, contaminação crustal causaria uma mudança nessas razões.

Figura 19 - Diagramas de variação de SiO<sub>2</sub> versus elementos menores em ppm.

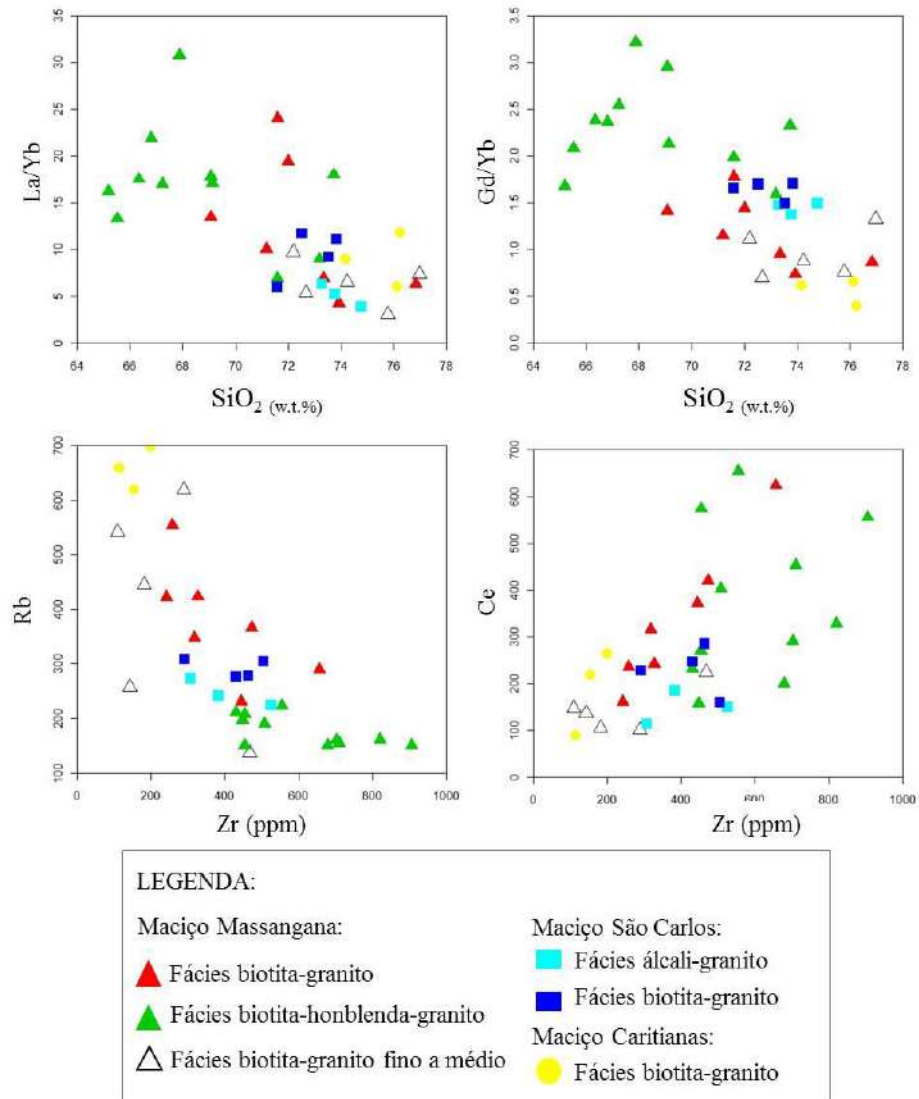


Legenda: Observa-se correlação negativa do SiO<sub>2</sub> com Ba, Sr, Zr e Ce e positiva com W e Rb.  
 Fonte: A autora, 2016. Software GCDkit 4.00



Para rochas graníticas, em que esses elementos se comportam de forma compatível, entrando na composição de minerais principais ou acessórios, essas correlações podem ou não ter implicações petrogenéticas.

Figura 20 - Diagramas de variação com a sílica com índice de diferenciação *versus* La/Yb, Ga/Yb, La/Gd e diagramas de variação, Zr vs. Rb e Zr vs. Ce



Legenda: Diagramas propostos por Wilson (1989) para diferenciar cristalização fracionada em rochas basálticas, aplicado aos granitos da Suíte Intrusiva Rondônia.

Fonte: Wilson, 1989.

Com relação aos diagramas multielementares normalizados para o condrito de Thompson (1982), as amostras do Maciço Massangana apresentam padrões relativamente similares, com anomalias negativas acentuadas em Ba, Sr, P e Ti, sendo que, algumas amostras das fácies biotita-granito e biotita-granito fino a médio, não apresentam anomalia em P (Figura 21). Também é observado nos diagramas normalizados para o ORG de Pearce et al.

(1984), enriquecimento em Rb, Th com relação a Nb e Ta e em Ce e Sm com relação aos demais elementos traços feição comum em granitos intraplaca com contribuição predominante de material crustal.

As amostras da fácies biotita-hornblenda-granito (verdes) não apresentam anomalias tão acentuadas em Ba como as demais fácies do Maciço Massangana, isso talvez seja explicado pelo fato dessa fácies apresentar a hornblenda como principal máfico em detrimento à biotita, que tem maior afinidade com o Ba. Anomalias mais acentuadas em Sm também ocorrem nesta fácies.

O padrão de distribuição de ETRs no Maciço Massangana (Figura 22) mostra grande variação, com enriquecimento de forma geral em ETRL com relação a ETRP. As amostras da fácies BHG mostram enriquecimento fraco a moderado de ETRL (entre 485 e 2997 ppm) e razão  $[(La/Yb)_N = 4,65 \text{ a } 20,76]$ . O conteúdo de ETRP varia entre 105 e 626 ppm e

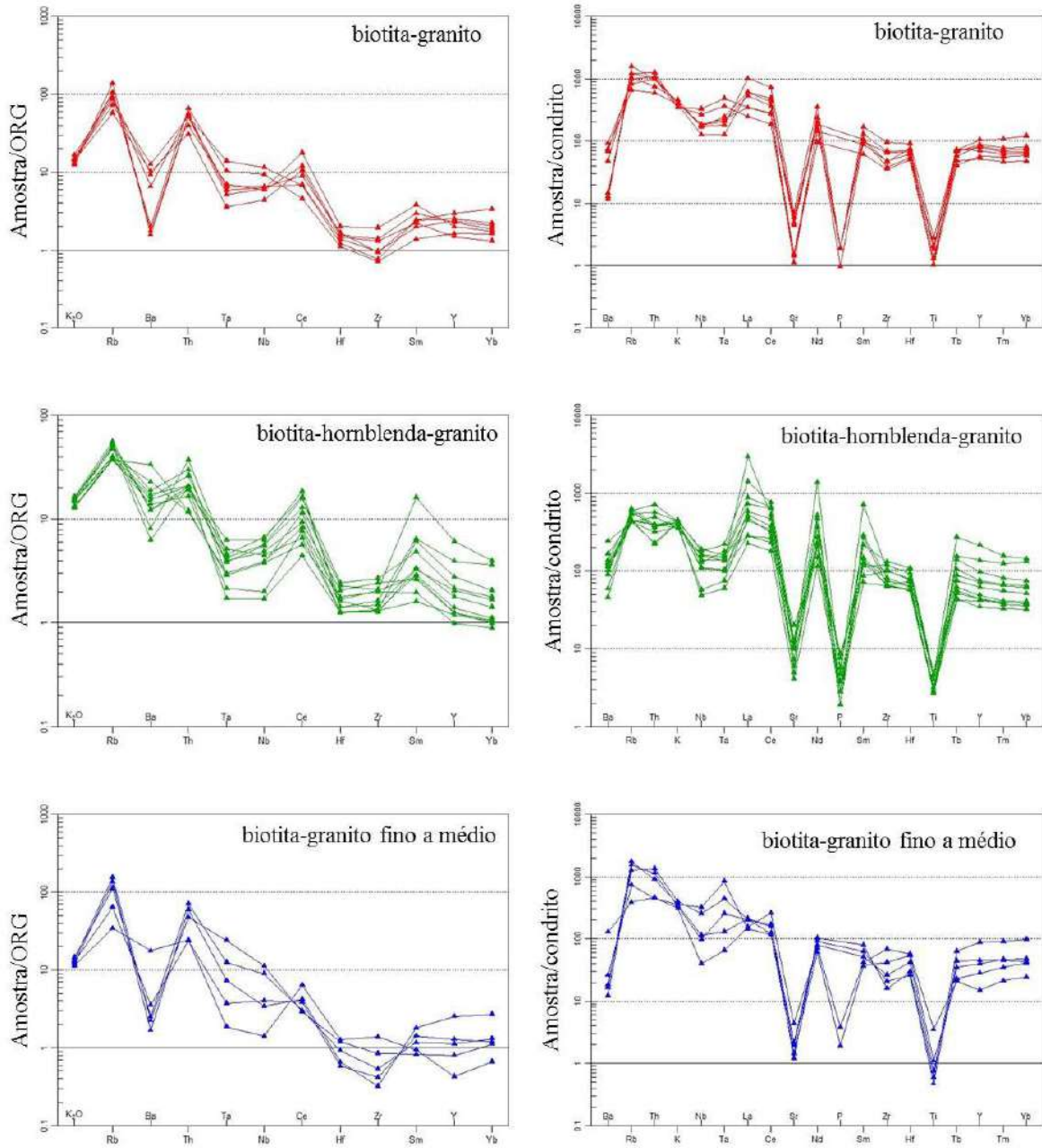
As amostras da fácies BG mostram enriquecimento em ETRL, entre 390 e 1371 ppm e conteúdo de ETRP entre 150 e 300 ppm, evidenciando um enriquecimento fraco a moderado de ETRL  $[(La/Yb)_N = 2,86 \text{ a } 16,22]$ . As amostras da fácies BGFm apresentam as menores concentrações de ETRL, entre 299 e 407 ppm e de ETRP entre 51 e 256 ppm do Maciço Massangana. A razão  $(La/Yb)_N = 2,06 \text{ a } 6,54$  evidencia o enriquecimento fraco em ETRL (Fig. 22).

Todas as fácies do Maciço Massangana mostram anomalia negativa acentuada em Eu (Figura 22), exceto a amostra BD-MA-24, da fácies biotita-hornblenda-granito com teor de SiO<sub>2</sub> de 65,5 em % de peso, e valor de 0,88 para a razão  $[(Eu/Eu^*)_N]$ . As demais amostras desta fácies, com teores de SiO<sub>2</sub> entre 65,2 a 73,7 em % de peso, apresentam variações de  $[(Eu/Eu^*)_N]$  entre 0,12 e 0,50.

Os granitoides da fácies biotita-granito (vermelhos), com teores de SiO<sub>2</sub> entre 69,1 e 76,8 em % de peso, apresentam valores de  $[(Eu/Eu^*)_N]$  entre 0,13 e 0,39, configurando anomalia em Eu acentuada (Figura 22).

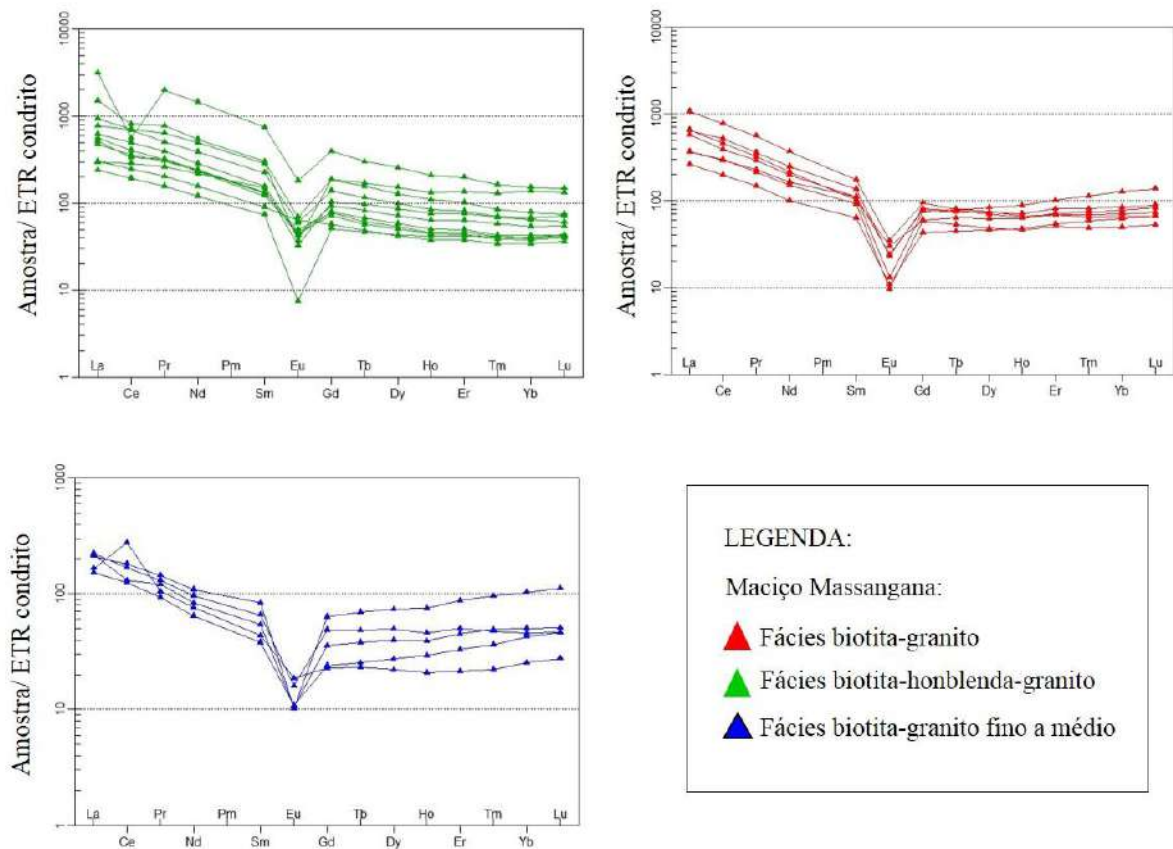
As rochas da fácies biotita-granito fino a médio (azuis), com teores de SiO<sub>2</sub> entre 72,7 e 77,0 em % de peso, apresentam anomalias acentuadas a moderadas em Eu, com valores de  $[(Eu/Eu^*)_N]$  entre 0,14 a 0,60.

Figura 21 - Diagramas multielementares para as rochas do Maciço Massangana.



Fonte: Em A, B e C: ORG de Pearce et al. (1984), em D, E e F, deThompson, 1982.

Figura 22 - Diagramas com padrões de ETRs para as rochas do Maciço Massangana.



Fonte: Boynton, 1984.

As rochas do Maciço São Carlos mostram padrões de elementos traços e ETR similares aos do Maciço Massangana, com anomalias negativas acentuadas em Ba, Sr, P e Ti, sendo que, duas amostras não apresentaram anomalia em P, e maiores concentrações de Rb, Th com relação a Ta e Nb, e em Ce e Sm, com relação aos demais elementos (Figura 23A e 23C), características comuns à granitos intraplaca (Pearce et al. 1984). Os elementos que vão do Hf ao Yb mostraram padrão sub-horizontal ao padrão normalizado com leve depleção em Hf e Zr e enriquecimento em Sm com relação aos demais elementos (Figura 23A e 23C)

As amostras desse maciço, com teores de SiO<sub>2</sub> entre 71,6 e 74,1 em % de peso, mostram anomalias acentuadas em Eu, com valores de [(Eu/Eu\*)<sub>N</sub> entre 0,15 e 0,24] mais constantes que as do Maciço Massangana. As concentrações de ETRL também foram mais constantes, variando entre 315 e 681 ppm e as concentrações de ETRP são de 143 a 241 ppm. A razão [(La/Yb)<sub>N</sub> = 2,62 a 10,92] mostra enriquecimento fraco a moderado em ETRL (Fig. 23E)

O padrão sub-horizontal dos ETRP no Maciço São Carlos pode ser um indicativo de que as rochas desse maciço se formaram em pequenas profundidades.

No diagrama normalizado para o condrito de Thompson (1982) (Figura 23D), as amostras do Maciço Caritianas seguem o padrão dos demais maciços, com anomalias negativas acentuadas em Ba, Sr e Ti; e anomalia negativa em P em apenas uma das amostras estudadas. Entretanto nos diagramas normalizados para o ORG de Pearce et al. (1986) (Figura 23B), as amostras desse Maciço se comportam diferente das demais amostras deste estudo. São observadas anomalias positivas em Rb e Th com relação aos demais elementos traços, característica comum em granitos intraplaca, entretanto, os elementos Ta e Nb, não apresentam anomalias negativas com relação a Ce. Outra diferença é a maior depleção em Hf e Zr nestas amostras, padrão que também ocorre em algumas amostras da fácies biotita-granito fino a médio do Maciço Massangana (Figura 21).

Anomalias negativas pouco acentuadas em La e Sm e, acentuada em Y (Figura 23B e 23D) também ocorrem na amostra BD-CT-02. Esta mesma amostra, apresenta anomalia negativa em Eu menos proeminente que as demais, com  $(Eu/Eu^*)_N = 0,24$  e corresponde a amostra com maior conteúdo de  $SiO_2$ , igual a 76,24 em % de peso e menor concentração de ETRL (147 ppm) e de ETRP (17ppm).

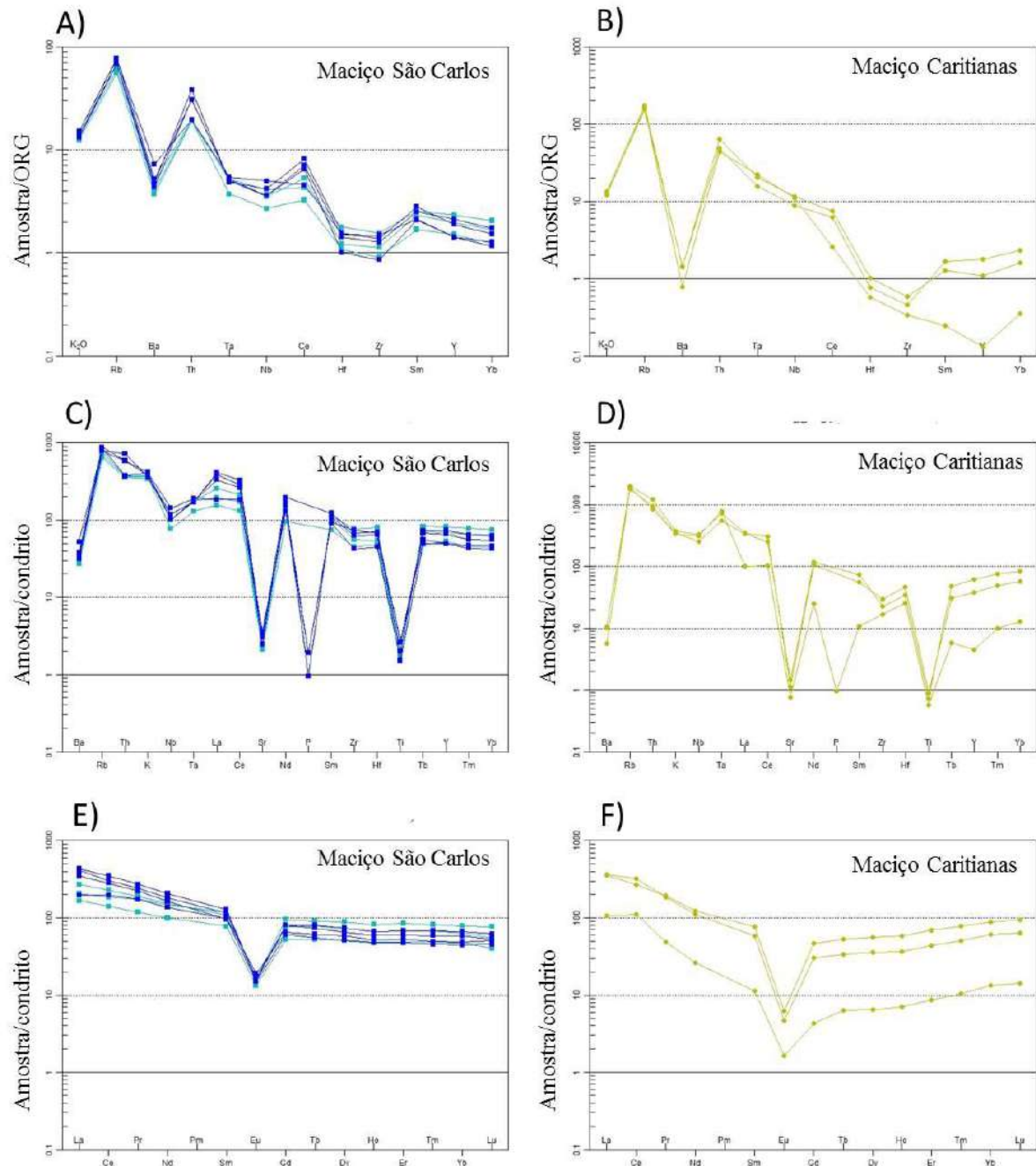
As demais amostras do Maciço Caritianas, com teores de  $SiO_2$  entre 74,2 e 76,1 em % de peso, mostram anomalias negativas acentuadas em Eu, com valores de  $[(Eu/Eu^*)_N]$  de 0,10 e 0,11 e enriquecimento em ETRL com média de 472 ppm e de ETRP, de 152 ppm, o que um o que configura enriquecimento fraco de ETRL  $[(La/Yb)_N = 4,06$  a  $7,94]$ . (Fig. 23E).

No diagrama de ETR do Maciço Caritianas, também se nota um certo fracionamento de ETRs pesados, que pode sugerir a presença de granada na fonte, mineral que retém ETRP.

Anomalias negativas em Eu são basicamente controladas pela segregação do feldspato e indicam que o líquido magmático foi submetido a fracionamento desse mineral. Assim, a remoção de feldspato do líquido félsico, por cristalização fracionada ou fusão parcial, irá fornecer uma anomalia negativa em Eu.

A grande variação nos valores de  $[(Eu/Eu^*)_N]$  no Maciço Massangana: amostras das fácies BG, entre 0,13 e 0,39, da fácies BGFM, entre 0,14 a 0,60 de da fácies HBG, entre 0,12 e 0,88, pode estar relacionada a um fracionamento de feldspatos (K-feldspato e/ou plagioclásio) de maneira desigual, o que pode ser explicado por processos de resfriamento diferentes ou pela formação dessas rochas a partir de uma mistura de líquidos menos e mais evoluídos. Os Maciços São Carlos e Caritianas, com valores mais constantes para essas anomalias, parecem ter origem a partir de líquidos extremamente evoluídos.

Figura 23 - Diagramas Multielementares e de Elementos Terras Raras para amostras dos Maciços São Carlos e Caritianas.



Legenda: Em A e B: diagramas multielementares normalizados para o ORG de Pearce, 1984, e normalizados segundo condrito de Thompson, 1982, em C e D e diagrama de ETRs normalizados segundo condrito de Boynton, 1984.

Fonte: Thompson, 1982; Pearce, 1984 e Boynton, 1984.

O enriquecimento em Rb e Th com relação à Nb e Ta, bem como o enriquecimento em Ce e Sm com relação aos demais elementos, padrão comum em quase todas as amostras estudadas, é indicativo de maior envolvimento da crosta na formação desses granitos. Este tipo de padrão, segundo Pearce et al., (1984), pode ser descrito como crosta-dominante.

Anomalias negativas em Nb também são características de crosta continental ou um indicativo de maior envolvimento da crosta em processos magmáticos.

Em comparação aos diagramas de granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984), as amostras da fácies BHG e BG do Maciço Massangana e as amostras do Maciço São Carlos se assemelham mais aos padrões de elementos traços obtidos para a Intrusão Sabaloka, que está relacionada a um maior envolvimento da crosta.

Em contrapartida, altas abundâncias de Rb, Th, Ta e Nb com valores normalizados aproximadamente iguais são associados a uma derivação a partir do manto enriquecido em elementos incompatíveis. Estas características ocorrem na Ilha Ascension e também são comuns à basaltos intraplaca (Pearce et al., 1986).

Os padrões obtidos para o Maciço Caritianas se assemelham aos obtidos para a Ilha Ascension com relação aos altos teores de Nb e Ta. Entretanto, com relação aos valores de Rb e Th, as amostras deste estudo, apresentam valores maiores para o Rb (em torno de 550 ppm) e menores para o Th (em torno de 15ppm) do que os da Ilha Ascension, que apresentou 94 ppm de Rb e 24ppm de Th. As concentrações mais elevadas de Ta e Nb nas amostras do Maciço Caritianas podem indicar que houve envolvimento de fontes mantélicas na formação dessas rochas, mas que fontes crustais também tiveram participação na formação dessas rochas, fato evidenciado pelo alto teor de Rb.

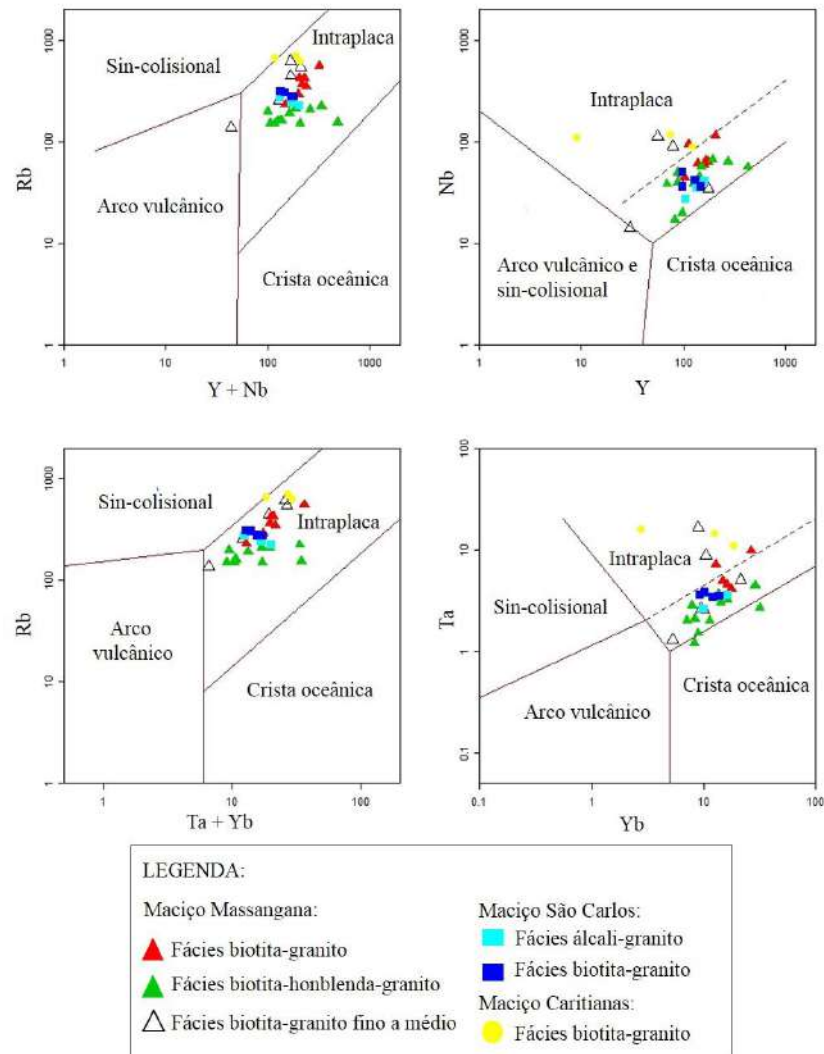
#### *Fontes e Ambientes Tectônicos*

Em todos os diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al (1984), as amostras deste estudo concentraram-se no campo de ambiente intraplaca (Figura 24), exceto uma amostra da fácies BGFM e duas da fácies BHG do Maciço Massangana que nos diagramas Rb vs. Y + Nb e Ta vs. Yb plotam nos campos de arco vulcânico e crista oceânica respectivamente.

Pearce et al. (1984) mostraram que algumas amostras definidas como pós-orogênicas (granitos das Ilhas de Oman e Masirah e do granito Hercynian grades-Rousses) plotam no campo de granitos sin-colisional, arco vulcânico e intra-placa. Segundo o autor, para explicar esses casos, seria necessário que misturas variáveis de magmas derivados do manto e da crosta estivessem envolvidos na formação desses granitos. Talvez isso explique o fato de algumas amostras do Maciço Massangana plotarem nos campos de sin-colisional e crista oceânica. Outra possibilidade é que talvez o processo de seleção das amostras não tenha sido

ideal, uma vez que, segundo Pearce et al, (1984), devem ser utilizadas amostras frescas, não porfíricas, e isentas de intrusões de aplitos que contenham quartzo livre visível.

Figura 24 - Diagramas de discriminação de ambiente tectônico aplicados às rochas dos Maciços Massangana São Carlos e Caritianas.



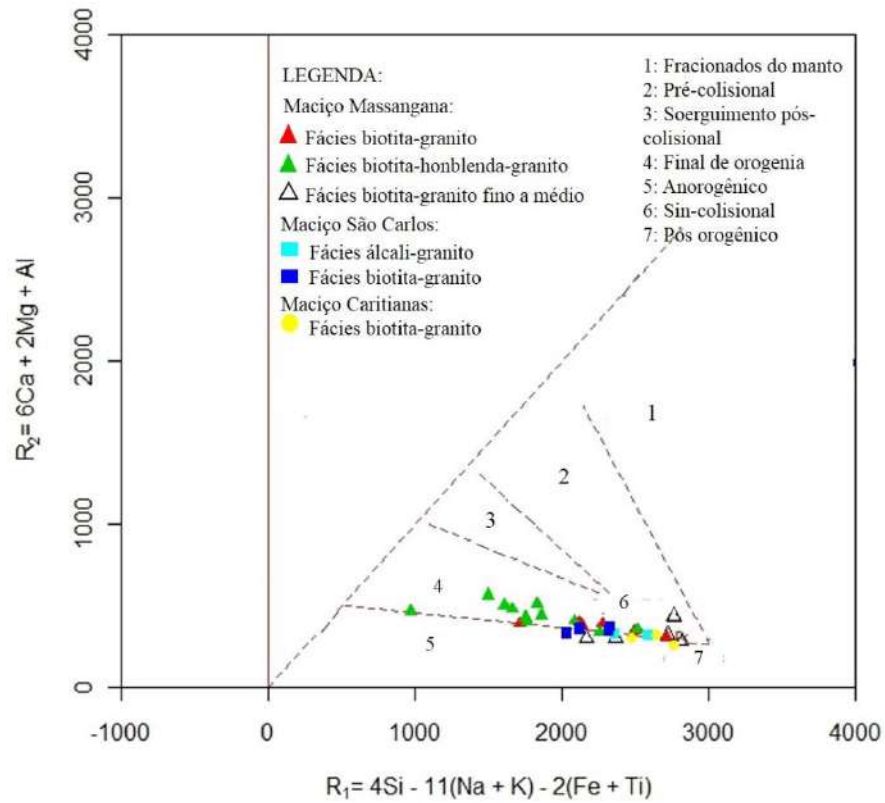
Fonte: Pearce et al., 1986.

No diagrama multicatiônico R1-R2 de Batcelor e Bowden (1985), ilustrados na Figura 25, as amostras dos maciços estudados plotam preferencialmente entre os campos 4 e 5, correspondentes a magmatismos de estágio final de orogenia e anorogênicos.

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 26).



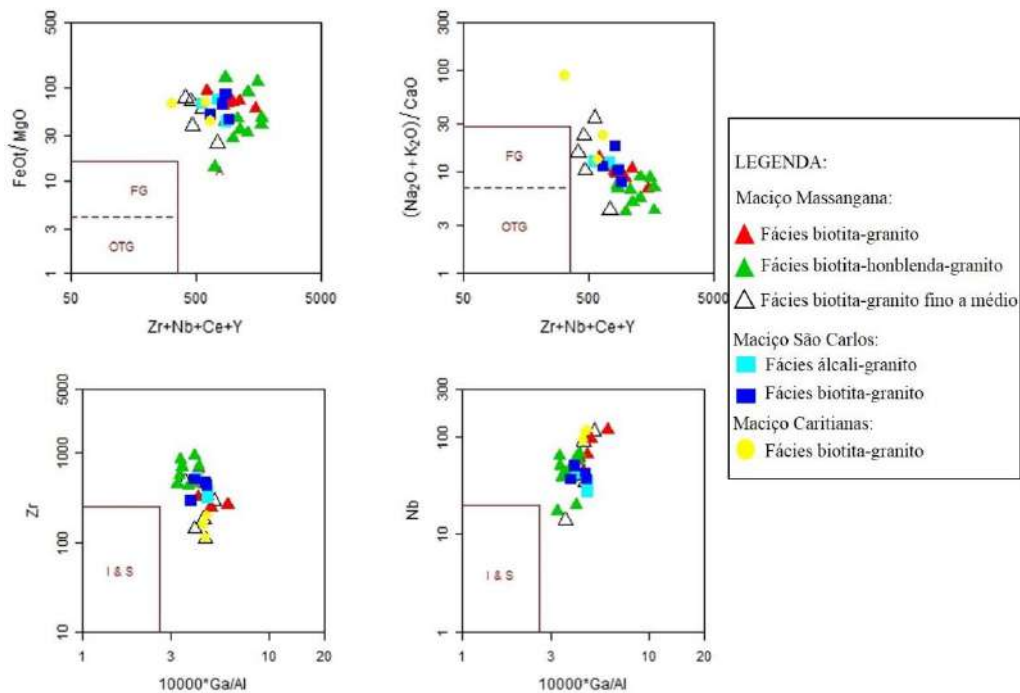
Figura 25 - Diagrama Tectônico R1-R2 de Batchelor e Bowden (1985) para as rochas dos Maciços Massangana, São Carlos e Caritianas.



Legenda: As amostras dos maciços estudados concentram-se preferencialmente entre os campos de granitos de estágio final de orogenia e anorogênicos.

Fonte: Batchelor e Bowden, 1985.

Figura 26 - Diagramas de distinção de Granitos do tipo A Whalen

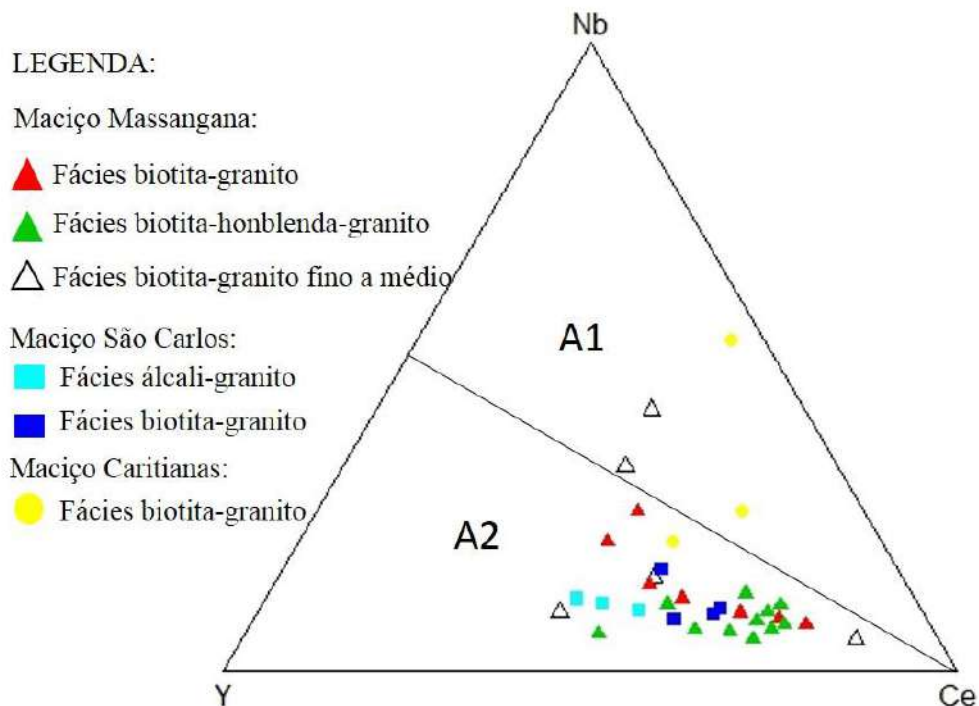


Legenda: Diagramas de distinção de granitos do tipo A de granitos do Tipo I & S. **FG**: granitos fracionados, **OTG**: granitos comuns. Os granitos deste se estudo se concentram no campo de granitos do tipo A.  
 Fonte: Whalen *et al.*, 1987.

Com base na distribuição de elementos traços, através do diagrama ternário Y-Nb-Ce, Eby (1992) sugeriu dois campos, A1 e A2, para diferenciar granitos do tipo-A, de acordo com o ambiente tectônico de geração destes. Dessa forma, os granitos do tipo A1 seriam formados a partir de diferenciação de magmas basálticos de fonte do tipo OIB (basaltos de ilhas oceânicas), associados a *hotspots*, plumas ou zonas de rift continentais, localizados em ambientes anorogênicos, e os granitos do tipo A2 seriam derivados de litosfera subcontinental ou crosta inferior, gerados em ambientes pós-orogênicos/anorogênicos.

Neste diagrama, as amostras da Suíte Intrusiva Rondônia plotam preferencialmente no campo A2, assim como os granitos da Laurentia (Anderson e Bender, 1989), os granitos rapakivi de Fennoscandian e os granitos do tipo-A de Lachlan (Figura 27). Entretanto duas amostras do Maciço Caritianas e duas do Maciço Massangana, fácies biotita-granito fino a médio, plotam no campo de granitos do tipo A1, o que pode ser um indicativo de heterogeneidade de fontes dos granitos que compõem a Suíte Intrusiva Rondônia.

Figura 27 - Diagrama ternário Y-Nb-Ce para os granitóides dos maciços Massangana, São Carlos e Caritianas.



Legenda: A<sub>1</sub>: granitóides tipo-A associados a *hotspots*, plumas e zonas de rift continental em ambientes anorogênicos; A<sub>2</sub>: granitóides tipo-A associados a ambientes pós-colisionais e granitos anorogênicos.

Fonte: Eby, 1992.

Frost & Frost (2001) recomendam o abandono do termo “granitos do Tipo-A”, pois o “A”, além de representar anorogênico, também tem sido usado para definir granitos anidros, alcalinos, aluminosos ou até mesmo ambíguos. Outra questão relevante é o fato dessa definição não indicar a origem dessas rochas, se a partir de um único magma granítico ou de diferentes fontes, mais comum em granitos do tipo - A. Agrupar os granitóides do tipo *ferroan* em classificações genéricas como do tipo-A pode levar a um grande erro na interpretação das fontes desses granitóides, pois em um mesmo maciço podem ocorrer rochas com diferentes composições geoquímicas o que reflete processos e fontes distintas.

A classificação de Frost e Frost (2001) utiliza elementos maiores e inclui Fe\* ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ ); índice de alcalinidade modificado, MALI ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ) e índice de saturação em alumina, ASI (ASI versus A/NK). Por meio dessa classificação, Frost e Frost (2010) propuseram três origens principais para a formação de granitos do tipo *ferroan*: a partir de fusão parcial de uma crosta quartzo-feldspática, à partir de diferenciação de magmas basálticos, ou à partir de uma combinação desses dois processos.

Nesses diagramas (Figura 28) os granitóides analisados foram classificados como do tipo *ferroan*. No diagrama MALI, as rochas dos Maciços Massangana, São Carlos e Carianas, apresentaram grande espalhamento (Figura 28 b), sendo classificadas principalmente como álcali-cálcicas e alcalinas, com algumas poucas amostras plotando no campo de cálcio-alcalino. Esse espalhamento geralmente ocorre em granitos do tipo-A pois os valores de  $Al_2O_3$ , que geralmente funciona como um fator determinante não é levado em consideração nesse diagrama (Dall’Agnol e Oliveira, 2007).

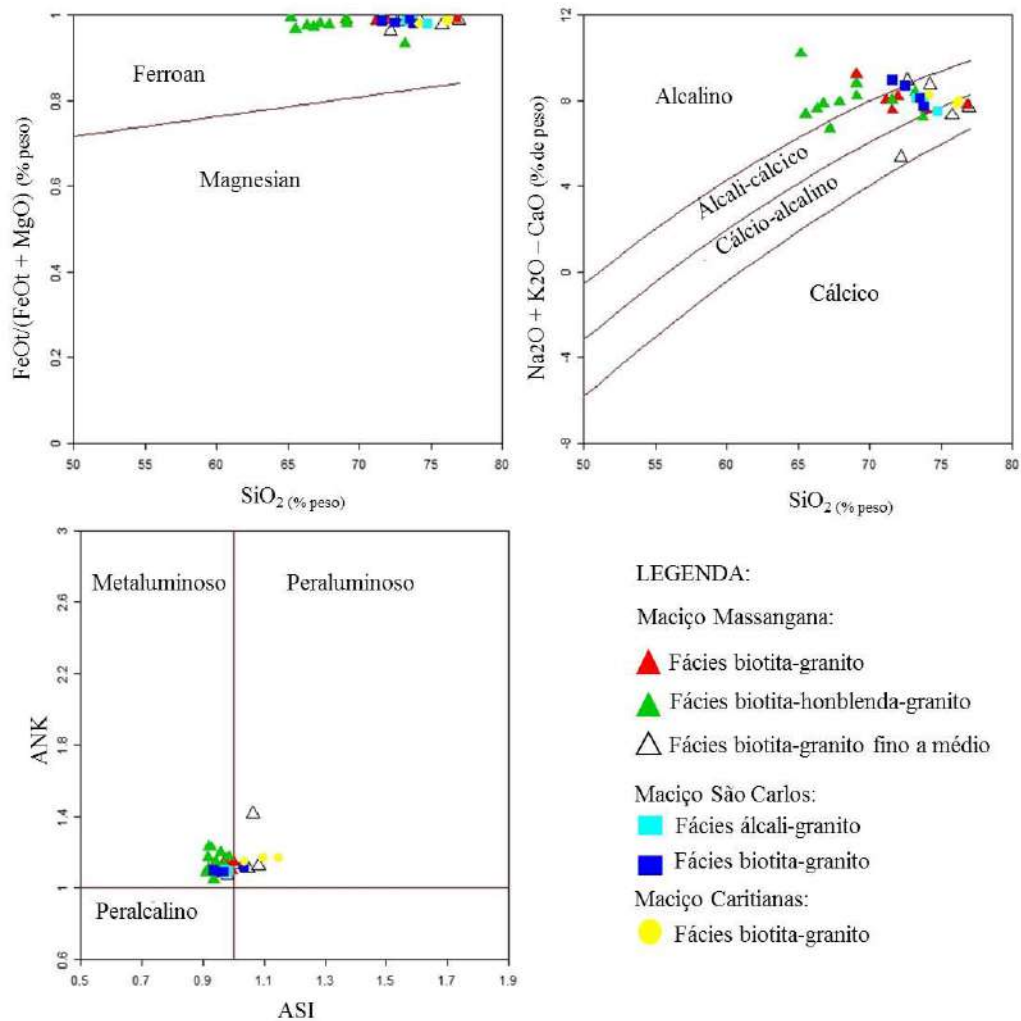
Com relação ao índice de saturação em alumina ( $A/NK$  versus ASI) os granitóides foram classificados como metaluminosos a fracamente peraluminosos. O caráter peraluminoso está relacionado a grande quantidade de alumínio na composição dessas rochas. O Al em excesso, que não entra na composição dos feldspatos, pode entrar em outras fases minerais como na biotita, quando as rochas são fracamente peraluminosas, ou na composição de muscovitas, cordieritas, granadas ou polimorfos de  $Al_2SiO_5$ , quando são altamente peraluminosas (Frost et al. 2010). No caso das amostras analisadas, é provável que o Al tenha entrado na composição da biotita, que representa o principal ou único minerais máfico destas rochas. O caráter peraluminoso, também pode estar associado a uma maior assimilação de crosta félsica desses granitóides do que daqueles classificados como metaluminosos.

De acordo com Frost e Frost (2001), a maioria dos granitos do tipo-A é enriquecido em ferro e plota principalmente nos campos de granitos álcali-cálcicos e alcalinos, como, por exemplo, os granitos rapakivi da Finlândia, que são classificados como álcali-cálcicos metaluminosos a peraluminosos (Ramo, 1991).

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

Seis amostras deste estudo foram classificadas como peraluminosas, três da fácies biotita-granito fino a médio do Maciço Massangana, uma da fácies biotita-granito do Maciço São Carlos e todas do Maciço Caritianas.

Figura 28 - Classificação química de granitos segundo Frost e Frost (2001).



Legenda: As amostras deste estudo são classificadas como do tipo *ferroan* no diagrama SiO<sub>2</sub> vs. FeOt / (FeOt + MgO); no diagrama (SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – Ca) predominaram os tipos álcali-calcico em todos os maciços com dispersão apenas das amostras do maciço Massangana, que também mostraram caráter alcalino e de forma limitada cálcio-alcalino. No diagrama que mede o índice de aluminosidade (ASI vs. A/NK), as amostras foram classificadas como metaluminosas a fracamente peraluminosas.

Fonte: Frost e Frost, 2001.

Segundo Frost e Frost (2010), o caráter cálcio-alcalino é tido, na literatura, como de ocorrência rara em granitos do tipo A. Oito das amostras estudadas plotam no campo de rochas cálcio-alcalinas, três da fácies BGFM, uma da fácies BG e uma da fácies BHG do Maciço Massagana, uma da fácies biotita-granito do Maciço São Carlos e todas do maciço Caritianas.

Granitos do tipo-A de caráter cálcio-alcalino são descritos por Dall' Agnol e Oliveira (2007) na Província de Carajás. Esses autores desenvolveram diagramas para distinguir granitos do tipo-A de granitos cálcio-alcalinos e granitos do tipo-A oxidados de granitos do tipo-A reduzidos. Os autores também fizeram uma comparação dos granitos da Província de