



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Cassiano Costa e Castro


**Porção sul do batólito Serra da Providência e sua inserção no panorama metalogênico da província estanífera de Rondônia: percepções sobre uma possível recorrência das mineralizações estaníferas**

Rio de Janeiro

2016

Cassiano Costa e Castro

**Porção sul do batólito Serra da Providência e sua inserção no panorama metalogênico da província estanífera de Rondônia: percepções sobre uma possível recorrência das mineralizações estaníferas**



Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Nely Palermo

Co-Orientador: Dr. Ronaldo Mello Pereira

Co-Orientador: Dr. Francisco Valdir da Silveira

Rio de Janeiro

2016

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

C355 Castro, Cassiano Costa e.  
Porção sul do Batólito Serra da Providência e sua inserção no panorama metalogênico da Província Estanífera de Rondônia: percepções sobre uma possível recorrência das mineralizações estaníferas / Cassiano Costa e Castro. – 2016. 158 f. : il.

Orientadora: Nely Palermo.  
Coorientador: Ronaldo Mello Pereira.  
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.  
Bibliografia.

1. Estanho – Minas e Mineração – Rondonia – Teses. 2. Cassiterita – Rondonia – Teses. 3. Mapeamento geológico – Rondonia – Teses. 4. Geoquímica – Teses. 5. Tempo geológico – Teses. I. Palermo, Nely. II. Pereira, Ronaldo Mello. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 553.45(811.1)

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

---

Assinatura

---

Data

Cassiano Costa e Castro

**Porção sul do batólito Serra da Providência e sua inserção no panorama metalogênico da província estanífera de Rondônia: percepções sobre uma possível recorrência das mineralizações estaníferas**

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Aprovada em 23 de novembro de 2016.

Banca Examinadora:

---

Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Nely Palermo (Orientadora)  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Beatriz Paschoal Duarte  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês  
Faculdade de Geologia – UERJ

---

Prof. Dr. Francisco José da Silva  
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro– UFRJ

---

Prof. Dr. Júlio Cezar Mendes  
Universidade Federal do Rio de Janeiro– UFRJ

Rio de Janeiro

2016



## **DEDICATÓRIA**

Dedico este trabalho aos meus filhos Nasson, Maria Caroline e Maria Eduarda e a minha esposa Rivanda Castro.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus por me dar forças para sempre seguir em frente.

Agradeço a CPRM – Serviço Geológico do Brasil por incentivar o meu desenvolvimento profissional, permitindo cursar o doutorado através do seu programa de capacitação. Por desmobilizar recursos para as etapas de campo e viagens ao Rio de Janeiro para realizar análises e fazer as disciplinas e ainda pela liberação parcial concedida para elaboração desta tese.

Em um trabalho deste tipo, em que tantas pessoas foram de alguma forma envolvidas, eu não teria espaço para agradecer devidamente a todos, portanto me perdoem alguma omissão.

Agradeço aos geólogos do Projeto Geologia e Recursos Minerais das Folhas Ji-Paraná e Serra da Providência, Edgar Romeo Herrera de Figueiredo Iza e Manoel Augusto Corrêa da Costa pelas discussões geológicas no campo e durante a confecção da nota explicativa do projeto.

Agradeço ao auxiliar de campo “prospector” Nadir Ceolin, pela sua incansável curiosidade geológica durante as etapas de campo do doutorado e todas as outras destes últimos nove anos.

Agradeço ao seu Raimundo Nonato, motorista da CPRM, o melhor que já conheci, pelo seu profissionalismo, comprometimento e principalmente pelo companheirismo todos estes anos.

Agradeço as técnicas em geociências Maria Rosalva Campos Coelho e Cynara Maria Holanda Freire Di Domênico pelo processamento dos 600 kg de amostras para geocronologia (U-Pb/Lu-Hf e Sm-Nd) e litogeoquímica.

Agradeço ao Raimundo Nonato, técnico do laboratório Multilab da UERJ, por confeccionar os *mounts* e fazer as imagens de catodoluminescência das minhas amostras para as análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf.

Agradeço a geóloga Bruna Saar pela ajuda nas análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf no laboratório Multilab da UERJ.

Agradeço ao Geólogo Dalton Rosemberg, a técnica em geociências Antonieta Barros Lelo e ao técnico em geociências Mario Sérgio dos Santos pela ajuda na confecção e montagem do SIG do mapa geológico da Folha SC.20-Z-A-VI-4.

Agradeço a bibliotecária da Residência da CPRM em Porto Velho, Terezinha de Jesus Fôro pela normalização bibliográfica desta tese.

Agradeço aos geólogos Guilherme Ferreira e Elias Prado pelo processamento da geofísica e pelo auxílio na utilização do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM).

Agradeço aos geólogos Luciano Costa e Thyago de Jesus pela imensa ajuda nas descrições petrográficas e por todas as discussões que estivemos “ao pé” do microscópio.

Ao Prof. Mauro Geraldês eu agradeço pelo apoio na obtenção de dados geocronológicos e isotópicos no laboratório Multilab da UERJ e pela disponibilidade em discutir a interpretação destes dados.

A minha orientadora, Prof<sup>a</sup>. Nely Palermo, que acreditou no meu trabalho e aceitou ser minha orientadora mesmo com o projeto já em andamento.

Ao meu orientador, Prof. Ronaldo Mello Pereira, eu agradeço pela confiança, e por ter cunhado em mim a vontade de ser um geólogo exploracionista, sempre cobrando que eu aguçasse o senso crítico baseado na geologia factual.

Agradeço a minha mãe, Leonor Santos, por sempre me incentivar a buscar conhecimento evoluir como pessoa.

Finalmente eu gostaria de agradecer à minha mulher e filhos que me apoiaram nestes últimos anos, período de tanto trabalho, perdoando a minha ausência nas horas alegres e nas horas tristes em que eu não pude estar junto deles, meu muito obrigado.

A genialidade é 1% inspiração e 99% transpiração.

*Thomas Edison*

## RESUMO

CASTRO, Cassiano Costa e. *Porção sul do batólito Serra da Providência e sua inserção no panorama metalogênico da Província Estanífera de Rondônia*: percepções sobre uma possível recorrência das mineralizações estaníferas. 2016. 158 f. Tese (Doutorado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro, 2016.

A Suíte Intrusiva Serra da Providência que está localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, corresponde a um expressivo magmatismo anorogênico associado ao colapso pós-colisional relacionado à orogênese acrecionária-colisional Rondônia-Juruena ou Ouro Preto (1,67 a 1,63 Ga). É constituída por hornblenda-biotita sienogranitos e biotita sienogranitos com textura rapakivi, charnockitos, mangeritos e rochas máficas associadas. Os granitoides variam de equigranulares com granulação média a porfiríticos de granulação grossa, com trama variando de isotrópica a foliada e possuindo idades U–Pb em zircão entre 1.606 e 1.532 Ma. O presente trabalho foi baseado em levantamentos de campo e em estudos petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos (Sm-Nd em rocha total e U-Pb/Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS) das fácies graníticas que compõem a porção sul do Batólito Serra da Providência. O principal objetivo foi o de apresentar uma proposta de evolução geológica da porção sul do Batólito Serra da Providência, indicando a sua inserção no panorama metalogênico do estanho em Rondônia, onde se aponta para uma possível recorrência das mineralizações estaníferas ao longo do tempo geológico; passando a ser este corpo o primeiro pulso mineralizado em Sn. Este trabalho identificou na porção sul do Batólito Serra da Providência exposições de biotita sienogranito granofírico, com idade concórdia de  $1.577 \pm 12$  Ma, possuindo concentrações < 1% de cassiterita, além de sericita-quartzo greisens portadores de cassiterita e com teores de até 1.638 ppm de Sn e de corpos de hematitos com teores médios de 537ppm de Sn. Amostras do biotita sienogranito granofírico mineralizado possuem  $\epsilon\text{Hf}$  (t) com todos os valores variando de fracamente a moderadamente positivos, e indicando que as rochas desta fácies evoluíram a partir do aporte de magma máfico, gerado a partir da fusão do manto e houve uma significativa contribuição de fontes crustais. Através da petrografia, das idades U-Pb em zircão, dos dados de  $\epsilon\text{Hf}$ , da obtenção de idades mínimas de extração mantélica (TDM) e da geoquímica é possível propor que as rochas da porção sul do Batólito Serra da Providência, são rochas originadas a partir de fontes com proporções distintas de magmas máficos derivados do manto e magmas félsicos oriundos da refusão de fontes crustais, e que provavelmente após esta mistura de magmas, evoluíram por processo de cristalização fracionada. Nove idades U-Pb inéditas confirmam que o magmatismo que compõe a parte sul do batólito Serra da Providência possui idade de cristalização entre 1.587 Ma e 1.576 Ma dentro do limite do erro máximo calculado que foi de  $\pm 16$  Ma. Por conseguinte, sugere-se nesta tese que o principal mecanismo de aporte de estanho na Suíte Intrusiva Serra da Providência provém da refusão crostas continentais de idades pré-Jamari (2,28 e 2,37 Ga) sub-aflorantes, já que nesta parte do Cráton Amazônico não afloram rochas mais antigas do que 1.760 Ma e que esta seria um possível reservatório parental de Sn para a Província Estanífera de Rondônia.

Palavras-chaves: Suíte Intrusiva Serra da Providência. Província Estanífera de Rondônia, Recorrência metalogenética, cassiterita e greisen.

## ABSTRACT

CASTRO, Cassiano Costa e. *Southern portion of the Serra da Providência Batholith relating its role in the tin metallogeny of the Rondonia Tin Province: insights of a recurrence in the tin mineralizations*. 2016. 158 f. Thesis (Doctoral of Basin Analysis and Orogenic Belts) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro, 2016.

The Serra da Providência Suite is located in the southwest portion of the Amazonian Craton and corresponds to an expressive amount of anorogenic magmatism related to post-collision moment of the Rondônia-Juruena or Ouro Preto orogeny (1.67 to 1.63 Ga). This suite assembles hornblende-biotite syenogranites and biotite syenogranites with rapakivi textures, charnockites, mangerites and related mafic rocks. The granitoids vary from medium-grained equigranular to coarse-grained porphyritic texture, with from isotropic to foliated fabric. The U-Pb ages in zircons are between 1,606 and 1,532 Ma. The present work is based in fieldwork surveys and petrographic, litogeochemistry and geochronological studies (Sm-Nd in bulk rock and U-Pb/Lu-Hf in zircon by LA-ICP-MS) in the granitic facies that conform the southern portion of the Serra da Providência Batolite. The main objective of this work is to propose a geological evolution of the southern portion of the Serra da Providência Batolite, relating its role in the tin metallogeny scenery of Rondônia, possibly exposing a recurrence of tin mineralizations along the geologic time. In this context, the Serra da Providência Suite is the first tin magmatic pulse mineralized and possibly the precursor of this process. This work identified biotite granophyres, with concord age of  $1,577 \pm 12$  Ma, containing <1% cassiterite contents, and also quartz-sericite greisens containing cassiterite and with 1,638 ppm of tin content, and massive hematite bodies with average content of 537 ppm of tin. Samples of the mineralized biotite granophyre have positive  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values indicating that there was only a mafic magma input, originated from the mantle melting, resulting in the crystallization of that rock. The distinguished compositional gap between the viborgite/pyterlite and the granophyric granites samples, in several geochemical diagrams, confirms the hypothesis that magmas of different sources probably crystallized through the fractional crystallization process. Nine geochronological U-Pb data confirmed that the magmatism of the southern portion of the Serra da Providência Batolite crystallized in the ages between 1,587 and 1,576 Ma, within the calculated deviation limit of  $\pm 16$  Ma. Therefore, it is suggested that the main mechanism of tin input in the magma that originated the Serra da Providência Suite derives from a mafic magma with TDM ages between 1.93 and 2.20 Ga, formed by the mantle melting. It is also suggested that there is still a parental tin reservoir of tin for the Rondônia Tin Province related to the continental crust prior to the sub outcropping Jamari Complex (2.28 to 2.37 Ga), given the fact that in this region of the Amazonian Craton there are no register of other rocks older than 1.76 Ga

Keywords: Serra da Providência Suite. Rondonian Tin Province. Metallogenic recurrence, cassiterite, greisen.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1–	Histórico de produção de estanho contido em concentrado.....	17
Figura 2 –	Localização da área de estudo (retângulo cinza) na porção centro-leste do Estado de Rondônia.....	19
Figura 3 –	Localização da área de estudo (Folha SC.20-Z-A-VI-4) nas províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	23
Figura 4 –	Localização da área de estudo (Folha SC.20-Z-A-VI-4) na Província Rondônia–Juruena.....	24
Figura 5 –	Distribuição dos 149 registros de Sn no Território Brasileiro.....	28
Figura 6 –	Distribuição das minas, garimpos e ocorrências/indícios de Sn no Território Brasileiro.....	29
Figura 7 –	Distribuição dos 149 registros de Sn do território brasileiro no tempo geológico.....	39
Figura 8 –	Histograma de frequência das idades de 63 registros de Sn.....	41
Figura 9 –	Diagrama QAP (Q-quartzo; A-álcalifeldspato e P-plagioclásio com An>5) utilizado para classificar as rochas equigranulares de granulação fina a média do Batólito Serra da Providência.....	45
Figura 10 –	Aspectos de campo do biotita sienogranito porfirítico (viborgito).....	46
Figura 11 –	Aspectos microscópicos do biotita sienogranito porfirítico (viborgito).....	47
Figura 12 –	Aspectos de campo do hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito).....	49
Figura 13 –	Aspectos microscópicos do hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito).....	51
Figura 14 –	Aspectos de campo do biotita sienogranito granofírico rapakivítico.....	53
Figura 15 –	Aspectos microscópicos do biotita sienogranito granofírico rapakivítico....	54
Figura 16 –	(A) e (B) Aspectos microscópicos do álcali feldspato granito granofírico, ponto 4212-CC-R-26.....	55
Figura 17 –	Aspectos microscópicos do biotita sienogranito granofírico mineralizado..	57
Figura 18 –	Aspectos de campo do biotita sienogranito.....	58
Figura 19 –	Aspectos microscópicos do biotita leucossienogranito.....	60
Figura 20 –	Aspectos de campo do gabronorito porfirítico.....	61
Figura 21 –	Aspectos microscópicos do gabronorito porfirítico.....	62
Figura 22 –	Aspectos de campo do dique granítico.....	63
Figura 23 –	Aspectos microscópicos do dique granítico.....	64
Figura 24 –	Aspectos de campo dos quartzo-mica greisen.....	66
Figura 25 –	Aspectos de campo do Sericita-turmalina-quartzo greisen e hematítico.....	67
Figura 26 –	Aspectos de macroscópicos dos diferentes tipos de greisens.....	68
Figura 27 –	Aspectos de microscópicos dos diferentes tipos de greisens.....	70
Figura 28 –	Aspectos de microscópicos do sericita-turmalina-quartzo greisen.....	71
Figura 29 –	Mapa geológico da parte sul do Batólito Serra da Providência com a localização das análises geocronológicas.....	74
Figura 30 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão da Fácies biotita sienogranito porfirítico (Viborgito).....	76
Figura 31 –	Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito porfirítico (viborgito).....	

	77
Figura 32 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico..... 78
Figura 33 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito)..... 79
Figura 34 –	Diagrama concórdia calculado para o hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito) e para o aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico do ponto 4212-CC-R-25..... 80
Figura 35 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico c/ textura rapakivi da amostra 4221-CC-R-16A.... 81
Figura 36 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico c/ textura rapakivi da amostra 4221-CC-R-24..... 82
Figura 37 –	Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranitos granofírico de textura rapakivi dos pontos 4212-CC-R-16 e 4212-CC-R-24..... 83
Figura 38 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico mineralizado da amostra 4212-CC-R-15A. 84
Figura 39 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico mineralizado da amostra 4212-CC-R-23..... 84
Figura 40 –	Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito granofírico mineralizado dos pontos 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23..... 85
Figura 41 –	Figura 41 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita leucossienogranito da amostra 4221-CC-R-33..... 86
Figura 42 –	Diagrama concórdia calculado para o leuco sienogranito do ponto 4212-CC-R-33..... 87
Figura 43 –	Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do Biotita sienogranito da Fácies Dique granítico..... 88
Figura 44 –	Diagrama concórdia calculado para dique de biotita sienogranito do ponto 4212-CC-R-35..... 89
Figura 45 –	Gráfico $\epsilon_{\text{Hf}}$ vs. Idades de cristalização (Ma) para as quatro amostras da parte sul do batólito Serra da Providência analisadas nesta tese..... 91
Figura 46 –	(A) e (B) Fragmentação das amostras de rochas no campo para proceder as análises litoquímicas..... 95
Figura 47 –	Diagramas de classificação geoquímica para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência..... 98
Figura 48 –	Diagrama AFM para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência..... 98
Figura 49 –	Diagramas de Harker para óxidos maiores com a SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência..... 100
Figura 50 –	Diagramas de Harker para elementos traços com a SiO <sub>2</sub> como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência..... 103
Figura 51 –	Diagramas multielementares para os litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência normalizados em relação à Composição Total da Crosta Continental..... 104
Figura 52 –	Curvas de ETR normalizadas segundo o condrito para os litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência..... 104
Figura 53 –	Diagrama ternário Rb-Ba-Sr para reconhecimento de trends de diferenciação em rochas ácidas do litotipos da Suíte Intrusiva Serra da 105



	Providência.....	
Figura 54 –	Matriz de correlação para os granitos e greisens da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	107
Figura 55 –	Diagramas de classificação tectônica para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.....	108
Figura 56 –	Diagrama de classificação tectônica para as rochas máficas da porção sul do Batólito Serra da Providência.....	108
Figura 57 –	Diagramas de classificação de Frost et al. (2001) para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.....	109
Figura 58 –	Diagrama discriminante dos granitos A, I, S e M e diagrama para classificação de granitoides tipo-A para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.....	110
Figura 59 –	Aspectos de campo do biotita sienogranito granofírico mineralizado.....	111
Figura 60 –	Biotita sienogranito granofírico mineralizado do ponto 4212-CC-R15A.....	112

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico.....	22
Tabela 2 –	Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das rochas equigranulares de granulação fina a média do Batólito Serra da Providência.....	44
Tabela 3 –	Sumário de análises geocronológicas realizadas nesta tese.....	73
Tabela 4 –	Condições de operação para aquisição de dados isotópicos de U-Pb pelo método LA-MC-ICPMS.....	73
Tabela 5 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-17A.....	76
Tabela 6 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-25A.....	79
Tabela 7 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-25B.....	79
Tabela 8 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-16A.....	82
Tabela 9 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-24.....	82
Tabela 10 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-15A.....	85
Tabela 11 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-23.....	85
Tabela 12 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-33.....	87
Tabela 13 –	Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-35.....	88
Tabela 14 –	Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-17A.....	90
Tabela 15 –	Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-35.....	90
Tabela 16 –	Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23.....	91
Tabela 17 –	Dados isotópicos Sm-Nd das nove amostras da parte sul do Batólito Serra da Providência analisadas nesta tese.....	92
Tabela 18 –	Valores da norma CIPW para as amostras de gabronoritos.....	97
Tabela 19 –	Resultados das análises em MEV-EDS das cassiteritas provenientes do biotita sienogranito granofírico mineralizado do ponto 4212-CC-R-15A..	112

## SUMÁRIO

<b>INTRODUÇÃO</b> .....	16
<b>1.CONTEXTO TECTÔNICO DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO</b> .....	20
1.1. <b>Cráton Amazônico</b> .....	20
1.2. <b>Província Rondônia – Juruena</b> .....	24
1.2.1. Terreno Roosevelt.....	24
1.2.2. Terreno Jamari .....	25
<b>2.ÉPOCAS METALOGENÉTICAS DO ESTANHO NO TERRITÓRIO BRASILEIRO</b> .....	27
2.1. <b>Introdução</b> .....	27
2.2. <b>Meso-Arqueano (3.200 – 2.800 Ma)</b> .....	29
2.3. <b>Paleoproterozoico (2.500 – 1.600 Ma)</b> .....	29
2.4. <b>Mesoproterozoico (1.600 – 1.000 Ma)</b> .....	33
2.5. <b>Neoproterozoico (1.000 – 541 Ma)</b> .....	35
2.6. <b>Mesozoico (252 – 66 Ma)</b> .....	38
2.7. <b>Cenozoico (66 Ma – atual)</b> .....	38
2.8. <b>Discussão</b> .....	39
<b>3.GEOLOGIA DA PORÇÃO SUL DO BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA</b> .....	42
3.1. <b>Introdução</b> .....	42
3.2. <b>Aspectos de campo e petrográficos</b> .....	42
3.2.1. Biotita sienogranito porfirítico (MP1 $\gamma$ spv).....	45
3.2.2. Hornblenda -biotita sienogranito porfirítico (MP1 $\gamma$ sp).....	48
3.2.3. Fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico (MP1 $\gamma$ spgfr).....	52
3.2.4. Fácies álcali feldspato granito granofírico (MP1 $\gamma$ spafg).....	54
3.2.5. Fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado (MP1 $\gamma$ spgfm) .....	55
3.2.6. Fácies biotita sienogranito (MP1 $\gamma$ spss).....	58
3.2.7. Diques de gabronorito porfiríticos (MP1 $\delta$ psgb) .....	60
3.2.8. Diques graníticos (MP1 $\gamma$ spdg) .....	62
3.2.9. Greisens .....	64
<b>4.GEOCROLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA U-PB, Lu-Hf, Sm-Nd</b> ..	72
4.1. <b>Introdução</b> .....	72

4.2. Idades U-Pb e Lu-Hf em Zircão e Sm-Nd em Rocha Total: aspectos metodológicos .....	73
4.3. Apresentação e interpretação dos dados U-Pb .....	75
4.3.1. Fácies biotita sienogranito porfirítico/Viborgito (MP1 $\gamma$ spv) .....	75
4.3.2. Fácies hornblenda-biotita sienogranito porfirítico/Piterlito (MP1 $\gamma$ sp).....	77
4.3.3. Fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico (MP1 $\gamma$ spgfr).....	80
4.3.4. Fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado (MP1 $\gamma$ spgfm) .....	83
4.3.5. Fácies biotita sienogranito (MP1 $\gamma$ pss).....	86
4.3.6. Dique granítico (MP1 $\gamma$ spdg).....	87
4.4. Apresentação e interpretação dos dados Lu-Hf.....	89
4.5. Apresentação e interpretação dos dados Sm-Nd .....	92
4.6. Discussão dos resultados .....	92
5. GEOQUÍMICA .....	94
5.1. Introdução .....	94
5.2. Elementos Maiores.....	95
5.3. Elementos menores e traços .....	101
CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	111
REFERÊNCIAS.....	116
ANEXO A- Sumário dos métodos analíticos utilizados .....	129
APÊNDICE A – Tabela com os principais registros de Sn no território brasileiro ..	130
APÊNDICE B – Tabela com análises químicas .....	148
APÊNDICE C- Mapa Geológico .....	158

## INTRODUÇÃO

### Apresentação

O primeiro registro de cassiterita em Rondônia data do ano de 1950. Contudo, a produção só iniciou a partir no ano de 1959 e foi realizada somente por garimpeiros até a metade da década de 60, com o uso de técnicas manuais e rudimentares. Segundo Dall'Igna (1994), mesmo de forma rudimentar, no ano de 1962, Rondônia foi responsável por mais de 50% da cassiterita produzida no Brasil.

A Companhia Mineração São Lourenço, no ano de 1963, trabalhando na parte central/sul do Complexo de São Lourenço (igarapé Saubinha) e a Mineração Jacundá, no ano de 1966, trabalhando no Complexo Jacundá, iniciaram a lavra mecanizada no Território Federal de Rondônia. Todavia, somente através da implantação de uma política mineral de fomento e de garantia aos direitos minerários, fixada pelo DNPM pela portaria de lavra nº 195, de 15/04/1970, expandiu-se a mineração oficial, com o aumento de grupos empresariais que iniciaram lavras anteriormente ocupadas por garimpos. Damasceno (1988) destaca a implantação de metodologia de lavra adequada às características das acumulações residuais em Rondônia, dentro da paisagem climática e fisiográfica da região amazônica, como um dos fatores relevantes para o desenvolvimento da indústria e metalurgia do estanho no Brasil.

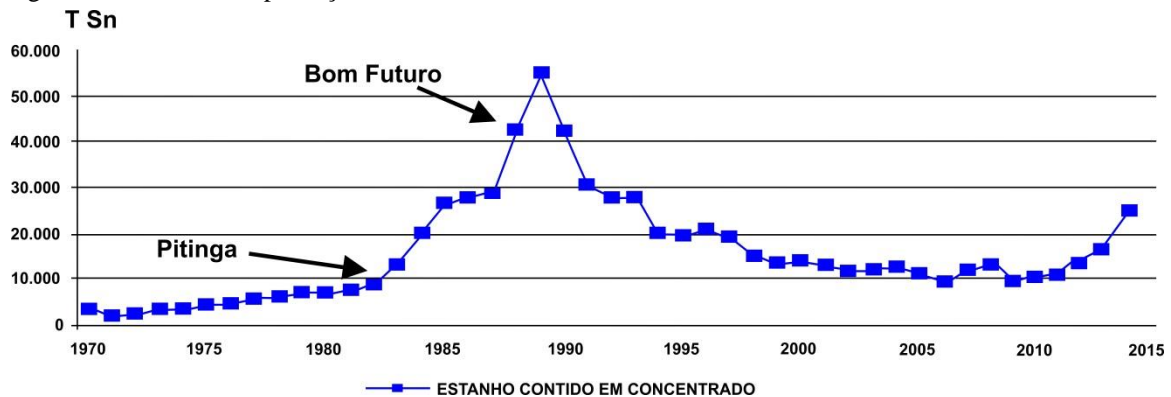
Com o significativo aumento de grupos empresariais e avanços tecnológicos de lavra e beneficiamento do minério, o país foi abandonando gradativamente a posição de importador do metal até atingir a sua autossuficiência no ano de 1975. Com a entrada em operação, em 1983, da Mina do Pitinga no município de Presidente Figueiredo, no Estado do Amazonas, Rondônia perde a sua posição como principal produtor nacional de cassiterita. A superprodução de estanho causou a dissolução do ICT- *Internacional Tin Council*, que manteve os excessos de produção em seus estoques reguladores e segurou o preço do estanho artificialmente elevado até meados de 1985. Segundo Dall'Igna (1994), os preços do estanho no mercado internacional despencaram de 12.049,00 US\$/t para 6.242,00 US\$/t.

No ano de 1987, a jazida de Bom Futuro foi descoberta por madeireiros nas proximidades do igarapé Santa Cruz, no município de Ariquemes. A área foi requerida pela MS Mineração Ltda. Contudo, antes mesmo de receber o alvará de lavra, a área foi invadida por garimpeiros, principalmente ex-funcionários das empresas de mineração demitidos na ainda recente crise 1985. A legislação passou a ser frontalmente desrespeitada com a atividade garimpeira e conseqüente comercialização do minério.

Segundo Lima (2009), Bom Futuro, com seu minério rico em teor, adicionou mais 49% à produção em 1988 e outros 29% em 1989, ano em que o Brasil obteve sua produção máxima, cerca de 54.700 toneladas de estanho contido em cassiterita, levando o país a alcançar a primeira posição no ranking dos produtores mundiais (Figura 1).

Com base no último Sumário Mineral de 2015, publicado pelo Departamento da Produção Mineral (DNPM), no ano de 2014, o Brasil foi quinto maior produtor mundial, ficando atrás de China, Indonésia, Bolívia e Peru e a produção nacional de concentrado de estanho (em metal contido) foi de 25.534 t, com alta de 51% em relação a 2013. Destaque para Amazonas e Rondônia, com 72% e 17% da produção nacional respectivamente. Minas Gerais e Pará foram os outros estados produtores brasileiros.

Figura 1 – Histórico de produção de estanho contido em concentrado.



Fonte: Modificado Lima (2009).

Os estudos geológicos sistemáticos no Estado de Rondônia iniciaram-se na década de 60, por empresas de mineração e por projetos desenvolvidos em conjunto por DNPM/CPRM, motivados pelo alto potencial do estanho. O Projeto Província Estanífera de Rondônia, realizado na segunda metade da década de 70, assim como diversos prospectos para cassiterita realizados pela CPRM até o ano de 1994, é um claro exemplo disso.

A estrutura organizacional deste documento inclui preliminarmente a contextualização de evolução propostas para o Cráton Amazônico (Capítulo 2), destacando-se o contexto geológico regional da área de estudo, enfocando a compartimentação e modelos evolutivos para o SW do Cráton Amazônico e alguns aspectos da Província Rondônia-Juruena e/ou Rio Negro-Juruena. Em seguida, no Capítulo 3, será apresentado o estado da arte do estanho no território brasileiro. No Capítulo 4 será descrita, mais detalhadamente, a geologia da área em questão, serão expostos os principais problemas geológicos que motivaram a proposição deste

trabalho, onde a partir dos quais foram definidos os objetivos da pesquisa. Por conseguinte, no Capítulo 6 serão apresentados e discutidos os resultados alcançados neste trabalho.

### **Objetivos da Pesquisa**

Segundo Bettencourt et al. (1999) a Província Estanífera de Rondônia (PER) possui seis episódios de magmatismo, entre 1.600 e 970 Ma, sendo os quatro últimos pulsos mineralizados em Sn e metais raros, além de Cu, Pb, Zn e F. A Suíte Intrusiva Alto Candeias (idade U–Pb entre 1.346 e 1.338 Ma) seria a mais antiga, seguida da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunás (idade U–Pb entre 1.314 e 1.309 Ma); Suíte Intrusiva Santa Clara (idade U–Pb entre 1.082 e 1.074Ma) e a Suíte Intrusiva Rondônia (idade U–Pb entre 998 e 974 Ma), sendo esta a mais jovem de todas.

Objetivando contribuir para o avanço do conhecimento da Província Estanífera de Rondônia, foi realizada esta pesquisa no nível de tese de doutorado, iniciada em 2013 e vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

Os trabalhos de identificação e caracterização realizados na porção sul do Batólito Serra da Providência e das suas rochas encaixantes permitirão alcançar os objetivos da pesquisa proposta, quais sejam:

- a) Refinar a caracterização petrográfica e geoquímica feita por Iza et al. (2015) e determinar a suíte mineralógica através da análise de concentrados de minerais pesados das fácies graníticas que compõem a porção sul Batólito Serra da Providência;
- b) Determinar as idades das fácies que compõem a porção sul do Batólito Serra da Providência através de análises U-Pb em zircão por LA-ICPMS;
- c) Determinar a evolução magmática da porção sul do Batólito Serra da Providência através de análises Sm-Nd em rocha total e Lu-Hf em zircão por LA-ICPMS;
- d) Caracterizar a composição química e o modo de ocorrência das mineralizações de estanho na porção sul do Batólito Serra da Providência e o seu potencial;
- e) Apresentar uma proposta de evolução geológica e metalogênica para a porção sul do Batólito Serra da Providência;

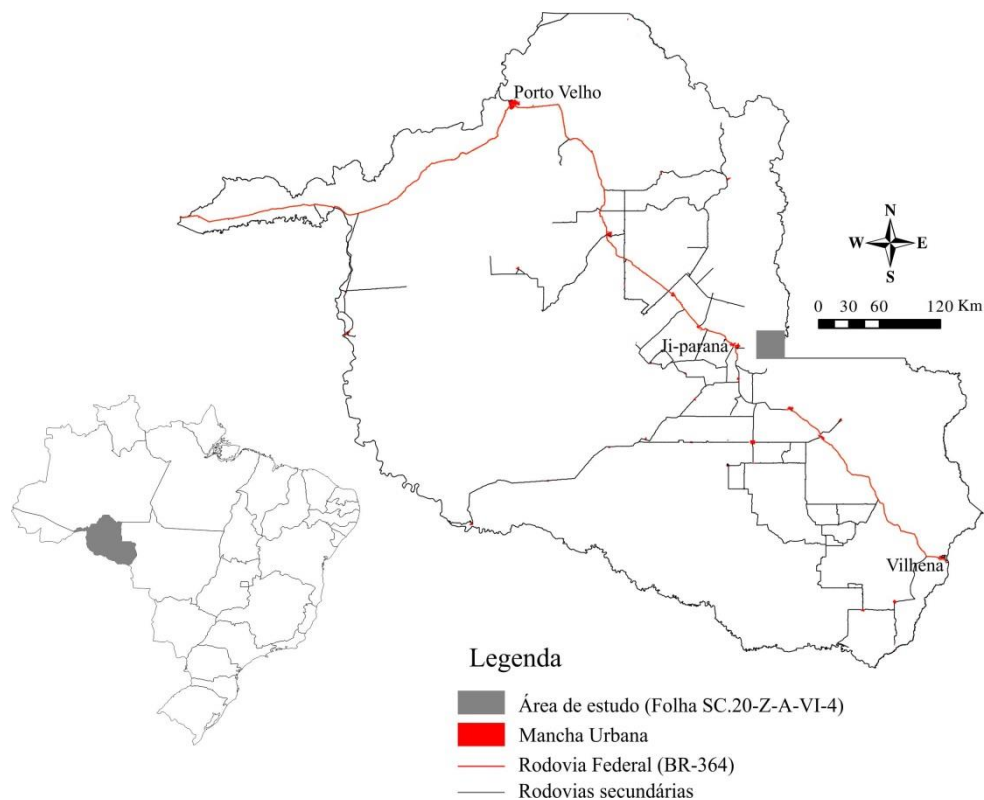
### Área de estudo – localização e vias de acesso

A área de estudo compreende a folha topográfica SC.20-Z-A-VI-4, na escala 1:50.000, e encontra-se inserida na porção centro-leste do estado de Rondônia, na fronteira com o Estado do Mato Grosso. Os municípios de Ji-Paraná, Presidente Médici e Ministro Andreazza em Rondônia e Rondolândia no Mato Grosso compõem a área de estudo (Figura 2).

A cidade de Ji-Paraná foi escolhida como base operacional para os trabalhos de campo. Encontra-se distante 375 km da capital, é a segunda maior cidade do Estado, com 116.610 habitantes, segundo o último censo do IBGE feito em 2010. Possui uma boa estrutura de serviços e comércio e um aeroporto de pequeno porte, chamado Aeroporto José Coletto, de onde saem voos diários para a cidade de Cuiabá.

O acesso à área, partindo de Porto Velho, é facultado pela BR-364, até a cidade de Ji-Paraná. A partir de Ji-Paraná o acesso à área é feito por estradas secundárias, denominadas “linhas e travessões”. Estas normalmente são equidistantes cerca de cinco quilômetros e são resultado da colonização do INCRA no Estado de Rondônia. A linha C86 é a melhor opção para se atingir a porção sul do Batólito Serra da Providência.

Figura 2 – Localização da área de estudo (retângulo cinza) na porção centro-leste do estado de Rondônia.





# 1. CONTEXTO TECTÔNICO DO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

## 1.1. Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico, uma das principais unidades tectônicas da América do Sul, com extensão de 5.600.000 km<sup>2</sup>, é recoberto por bacias fanerozoicas a norte (Bacia do Tacutu), a nordeste (Bacia do Maranhão), a leste (Bacia do Parnaíba), na parte central (Bacia do Amazonas), a sul (Bacias Xingu e Alto Tapajós), a sudoeste (Bacia dos Parecis) e a oeste (Bacia do Solimões). O Cráton Amazônico é limitado, a oeste, pelo cinturão orogênico andino, por rochas neoproterozoicas dos grupos Baixo Araguaia, a leste, e pelos grupos Alto Paraguai, Cuiabá, Corumbá e Faixa Móvel Araguaia, a sul e sudeste (PIMENTEL; FUCK, 1992).

As propostas de evolução do Cráton Amazônico nas últimas cinco décadas iniciam com a subdivisão do Cráton em Escudo das Guianas (norte) e Escudo Guaporé ou Brasil-Central (sul), como duas porções distintas separadas pela sinéclise do Amazonas até o final da década de 60, quando Amaral (1974) subdividiu a plataforma amazônica em três províncias: oriental, central e ocidental, cada uma delas com características litológicas, estruturais e geocronológicas próprias (Tabela 1). As províncias possuíam idades distintas e orientação aproximadamente norte-nordeste, com idades cada vez mais jovens no sentido oeste. A partir da proposta de Amaral (1974), diversos modelos evolutivos foram sugeridos com o intuito de aperfeiçoar esta ideia inicial, também fundamentados em dados geocronológicos.

Hasui, Haralyi e Schobbenhaus (1984), considerando informações geofísicas, propuseram uma estruturação da Amazônia em doze blocos crustais. Esses blocos teriam se agregado através de colisões diácronas no Arqueano/Paleoproterozóico, compondo parte de um mega continente.

Cordani et al. (1979) e Cordani & Neves (1982) propuseram modificações significativas na nomenclatura e limites das províncias geológicas (Tabela 1). Segundo estes autores, a Província Amazônia Central (>2,1 Ga) teve sua terminologia mantida, a Província Amazônia Oriental passou a ser denominada Província Maroni-Itacaiúnas (2,1 a 1,8 Ga) e a Província Amazônia Ocidental (1,7 a 1,1 Ga) foi subdividida nas províncias Rio Negro-Juruena (1,70 a 1,45 Ga) e Rondoniana-San Ignácio (1,45 a 1,30 Ga). Em adição a este modelo, Teixeira et al. (1989) propuseram a definição da Faixa Móvel Sunsás (1,25 a 1,0 Ga), no extremo oeste do Cráton Amazônico (Tabela 1). Tassinari e Macambira (1999) propuseram a definição da Província Ventuari-Tapajós (1,9 a 1,8 Ga), definindo-a como um

arco magmático localizado entre as províncias Rio Negro-Juruena e Amazônia Central (Tabela 1).

Tassinari e Macambira (2004) dividiram o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas (Figura 3A): Província Amazônia Central ( $> 2,5$  Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsás (1,3-1,0 Ga) (Figura 3A).

Santos et al. (2000, 2003, 2006, 2008), por meio da interpretação de dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd, identificaram sete principais províncias geológicas-tectônicas pré-cambrianas e um cinturão de cisalhamento, com idades variando de 3,1 a 0,99 Ga: Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga), Transamazônica (Guianas) (2,25-2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga), Amazônia Central (supostamente arqueano); Rio Negro (1,86-1,52), Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga), Sunsás (1,45-1,11 Ga) e o cinturão de cisalhamento K'Mudku (1,10-1,33) (Figura 3B).

Atualmente, as propostas de Santos et al. (2008) e Tassinari; Macambira (2004) (Tabela 1) são os dois modelos geocronológicos que têm sido mais difundidos e aprimorados. Considerando estes modelos, a área deste trabalho está inserida na Província Rondônia-Juruena segundo (SANTOS et al., 2008) ou Rio Negro – Juruena conforme (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

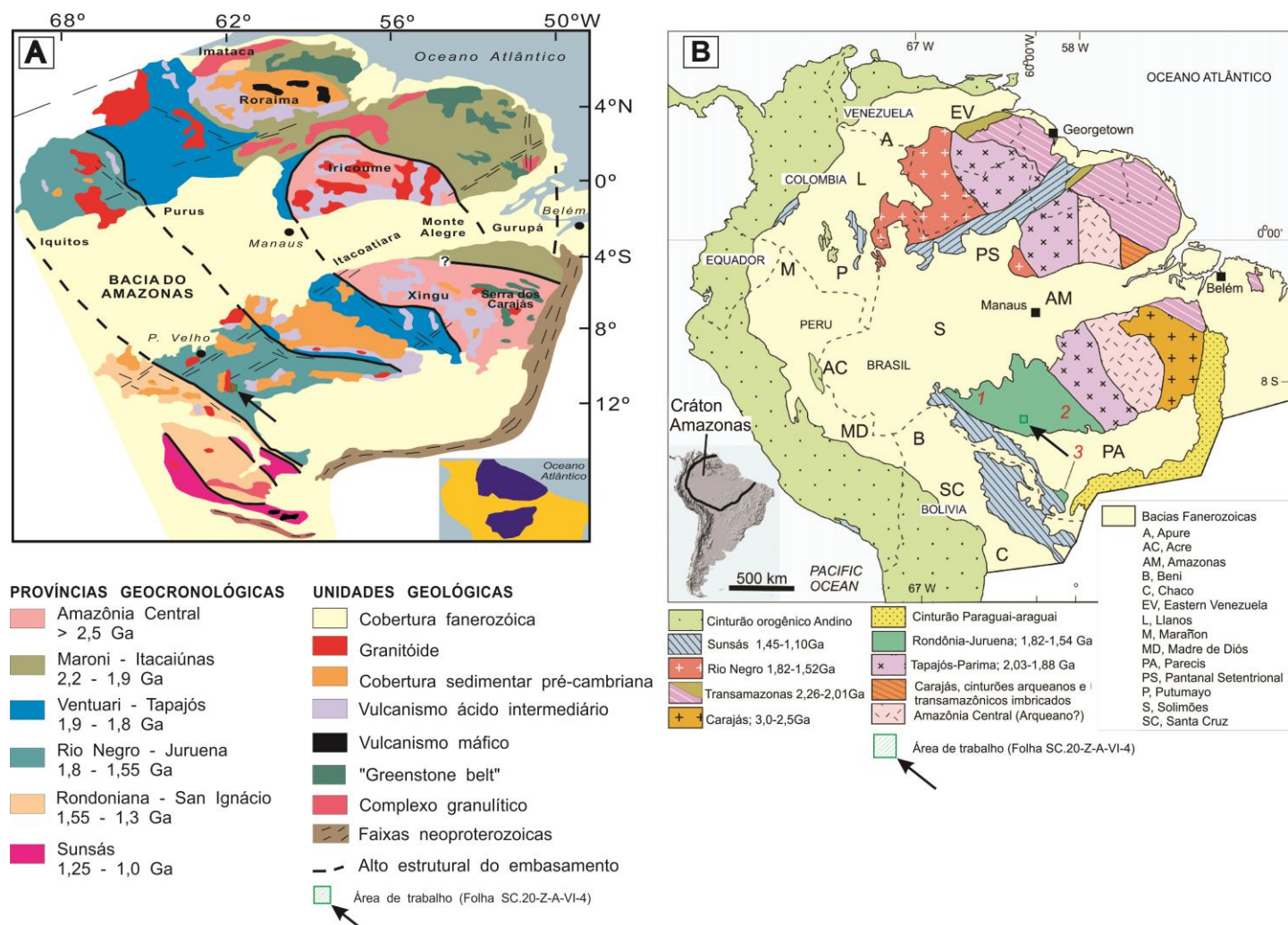
Tabela 1 – Evolução dos principais modelos de interpretação e subdivisão do Cráton Amazônico

Amaral (1974)	Cordani <i>et al.</i> (1979)	Teixeira <i>et al.</i> (1989)	Tassinari <i>et al.</i> (1996)	Tassinari (1996)	Tassinari e Macambira (1999)	Santos <i>et al.</i> (2000)	Bizzi (2003)	Tassinari e Macambira (2004)	Santos <i>et al.</i> (2006)	Santos <i>et al.</i> (2008)
Amazônia Oriental	Maroni-Itacaiúnas 2100-1800 Ma (com Carajás)	Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2250-1900 Ma	Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2200-1900 Ma	Maroni-Itacaiúnas (incluindo a faixa K'Mudku) 2200-1900 Ma	Maroni-Itacaiúnas 2200-1950 Ma (incluindo apenas parte faixa K'Mudku)	Transamazônica 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku)	Transamazonas 2250-2000 Ma (excluindo a faixa K'Mudku)	Maroni-Itacaiúnas 2200-1900 Ma	Transamazonas 2260-2010 Ma (incluindo Imataca e Bacajá)	Transamazonas 2260-2010 Ma (incluindo Imataca e Bacajá)
		Provincia Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2500 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2200 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2300 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2300 Ma	Carajás 3100-2530 Ma	Carajás 3100-2530 Ma	Amazônia Cental >2300 Ma	Carajás 3000-2500 Ma	Carajás 3000-2500 Ma
Amazônia Cental	Amazoniana* Cental >2100 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2500 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2200 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2300 Ma	Amazoniana* Cental (incluindo Carajás) >2300 Ma	Amazonas Central 1880-1700 Ma	Amazônia Central 2600-1700 Ma	Amazônia Cental >2300 Ma	Amazônia Central Supostamente Arqueano	Amazônia Central Supostamente Arqueano
Amazônia Ocidental	Rio Negro - Juruena 1700-1450 Ma	Faixa Móvel Rio Negro-Juruena 1750-1500 Ma	Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Ventuari-Tapajós 1900-1800 Ma Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Ventuari-Tapajós 1950-1850 Ma Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Tapajós-Parima 2100-1870 Ma Rio Negro 1860-1520 Ma	Tapajós-Parima 2100-1870 Ma Rio Negro 1860-1520 Ma	Ventuari-Tapajós 1900-1800 Ma Rio Negro-Juruena 1800-1550 Ma	Tapajós-Parima 2030-1880 Ma Rio Negro 1820-1520 Ma	Tapajós-Parima 2030-1880 Ma Rio Negro 1820-1520 Ma
		Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1450-1300 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondônia-Juruena 1760-1470 Ma	Rondônia-Juruena 1810-1520 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondônia-Juruena 1820-1540 Ma	Rondônia-Juruena 1820-1540 Ma
		Faixa Móvel Sunsás 1100-900 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás 1300-1000 Ma	Sunsás 1330-990 Ma	Sunsás 1450-990 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás e K'Mudku 1450-1100 Ma	Sunsás e K'Mudku 1450-1100 Ma
	Rondoniana 1400-1100 Ma	Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1450-1300 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondônia-Juruena 1760-1470 Ma	Rondônia-Juruena 1810-1520 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondônia-Juruena 1820-1540 Ma	Rondônia-Juruena 1820-1540 Ma
		Faixa Móvel Sunsás 1100-900 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás 1300-1000 Ma	Sunsás 1330-990 Ma	Sunsás 1450-990 Ma	Sunsás 1250-1000 Ma	Sunsás e K'Mudku 1450-1100 Ma	Sunsás e K'Mudku 1450-1100 Ma
		Faixa Móvel Rondoniana 1450-1250 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1450-1300 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondônia-Juruena 1760-1470 Ma	Rondônia-Juruena 1810-1520 Ma	Rondoniana-San Ignacio 1500-1300 Ma	Rondônia-Juruena 1820-1540 Ma	Rondônia-Juruena 1820-1540 Ma

\* Amazoniana (português) é a tradução de Amazonian (Inglês).

Fonte: Modificado de Santos (2003).

Figura 3 – Localização da área de estudo (Folha SC.20-Z-A-VI-4) nas províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.



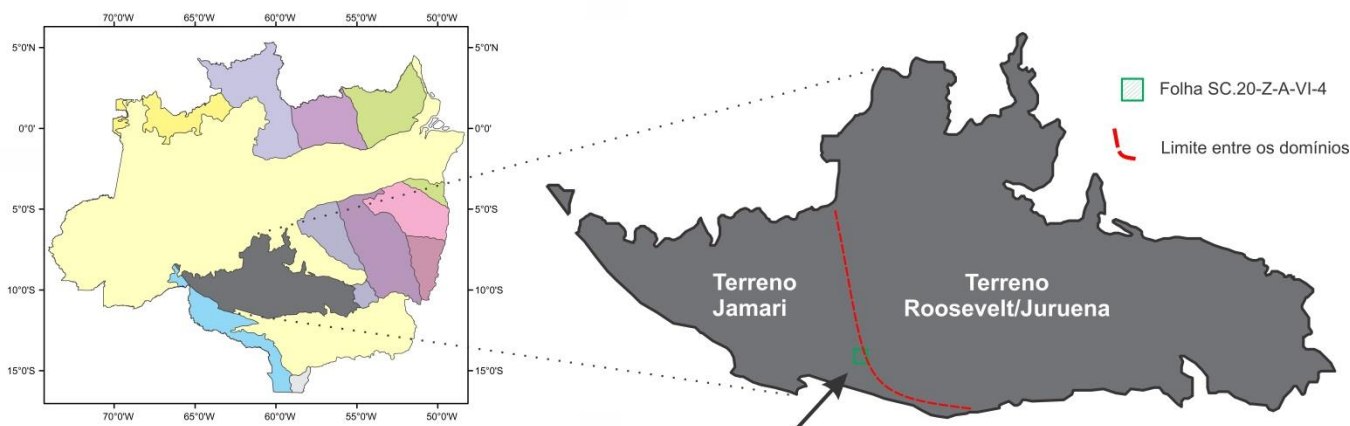
Nota: A) Modelo proposto por Tassinari; Macambira (2004) B) Modelo proposto por Santos et al. (2008).

## 1.2. Província Rondônia – Juruena

As rochas que constituem o embasamento das regiões de Rondônia e Juruena mostram idades isocrônicas Rb-Sr distintas, respectivamente, 1,45-1,30 Ga e 1,80-1,55 (TASSINARI, 1996). Os dados U-Pb obtidos por Payolla et al. (1998) e Santos et al. (2000) forneceram idades semelhantes para o embasamento de ambas as regiões, na faixa de 1,81-1,69 Ga. Baseado na geocronologia e na disposição estrutural regional dominante segundo WNW-ESSE a E-W, Santos et al. (2000) reuniram as regiões de Rondônia e Juruena na mesma província.

Utilizando critérios estratigráficos, tectono-metamórficos, geofísicos, geoquímicos e geocronológicos, Scandolaro (1999a) subdividiu a Província Rondônia–Juruena em dois terrenos/domínios geográficos: Terreno Jamari (porção oeste) e Terreno Roosevelt/Juruena (porção leste). Santos et al. (2008) acrescentaram o Terreno Alto Jauru à Província Rondônia–Juruena, localizando-o no extremo sul da área. A área de estudo está localizada a leste do Terreno Jamari, próximo ao limite com o Terreno Roosevelt/Juruena (Figura 4).

Figura 4 – Localização da área de estudo (Folha SC.20-Z-A-VI-4) na Província Rondônia–Juruena.



Fonte: Scandolaro (1999a).

### 1.2.1. Terreno Roosevelt

Este terreno estende-se desde a porção leste do Batólito Serra da Providência, até os limites com o Domínio Peixoto de Azevedo da Província Tapajós–Parima no norte de Mato Grosso.

Santos (2003) propõe, de modo simplificado, um empilhamento estratigráfico ainda preliminar, de quatro tipos de associações de rochas neste terreno: a) dois tipos principais de embasamento: um mais ao norte e mais antigo (complexos Monte Verde e Bacaeri-Mogno) com idades entre 2.100 e 1.850 Ma; e outro mais jovem e situado mais ao sul (Grupo Alto

Jauru), com idades entre 1.780 e 1.740 Ma; b) suítes graníticas orogênicas de caráter cálcio-alcalino, formadas no reduzido intervalo de tempo de 1,84 e 1,77 Ga; são estas: Suítes São Pedro, São Romão, Juruena, Nhandu, Apiacás, Paranaíta, Cristalino, Vitória; c) grupos vulcânicos e vulcanossedimentares (Beneficiente, Roosevelt e Colíder) com idades entre 1800 e 1.690 Ma, são ligeiramente mais jovens ou parcialmente contemporâneos de algumas das suítes graníticas; d) assembleia pós-orogênica (bacias sedimentares e granitos anorogênicos). Segundo Scandolara (1999b), o conjunto, excetuando-se a assembleia pós-orogênica, foi afetado por um evento compressional que culminou na instalação de transcorrências sinistrais E-W/SW-NE, em condições de médio-alto grau metamórfico.

### 1.2.2. Terreno Jamari

O Terreno Jamari corresponde ao produto da Orogenia Juruena ou Jauru, ocorrida entre 1,78 – 1,74 Ga (SANTOS 2003) ou Madeirinha (1,78-1,63 Ga), com fase colisional, orogenia Ouro Preto, entre 1,67 a 1,63 Ga (SANTOS et al. 2000 apud SCANDOLARA et al., 2013). Segundo Scandolara (2006), a formação de crosta em arco de margem continental ativa envolveu fontes juvenis de manto depletado com a participação de proporções variáveis de crosta mais antiga reciclada.

O embasamento deste domínio é composto por uma associação heterogênea de rochas polideformadas e metamorfasadas em grau médio a alto, composta por ortognaisses tonalíticos e quartzo-dioríticos, com intercalações subordinadas de lentes de enderbitos, gnaisses calcissilicáticos e raros anfibolitos e por uma associação de rochas metassedimentares e metamáficas em alto grau metamórfico, composta por biotita-cordierita-granada gnaisses, gnaisses kinzigíticos, gnaisses calcissilicáticos, sillimanita-granada gnaisses, biotita-quartzo gnaisses, gnaisses quartzo-feldspáticos finos, anfibolitos e granulitos máficos.

Este pacote de rochas foi inicialmente denominado de Pré-Cambriano CD (LOBATO et al. 1966), Complexo Basal (SOUZA et al. 1975), Complexo Xingu (LEAL et al., 1978) e Complexo Jamari (ISOTTA et al., 1978). Scandolara et al. (1999b) foram os primeiros a restringirem ao Complexo Jamari somente as rochas ortoderivadas, inserindo as paraderivadas no Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú. Rizzotto et al. (2004) mantiveram o Complexo Jamari como constituído predominantemente por ortognaisses e a associação de rochas paraderivadas passaram, então, a constituir outra unidade litoestratigráfica denominada Suíte Metamórfica Quatro Cachoeiras.

Intrusivas no embasamento ocorrem suítes de granitos rapakivi que Bettencourt et al. (1999) agruparam em sete episódios magmáticos distintos de idade entre cerca de 1.606 e 974

Ma. As sete suítes de granitos rapakivi são: Suíte Intrusiva Serra da Providência (idades U–Pb entre 1.606 e 1.532 Ma); Suíte Intrusiva Santo Antônio (idade U–Pb 1.406 Ma); Suíte Intrusiva Teotônio (idade U–Pb 1.387 Ma); Suíte Intrusiva Alto Candeias (idades U–Pb entre 1.346 e 1.338 Ma); Suíte Intrusiva São Lourenço–Caripunas (idades U–Pb entre 1.314 e 1.309 Ma); Suíte Intrusiva Santa Clara (idades U–Pb entre 1.082 e 1.074 Ma); e Suíte Granitos Últimos de Rondônia (idades U–Pb entre 998 e 974 Ma).

A Formação Mutum-Paraná (LOBATO et al., 1966; SANTOS et al., 2000; SCANDOLARA et al., 1999b), de idade 1.746 Ma, e o Grupo Roosevelt (SANTOS et al., 2000), de idade 1.740 Ma constituem as coberturas supracrustais deste terreno, além das coberturas sedimentares meso-neoproterozoicas indeformadas (idades entre 970 e 1.039 Ma) da Formação Palmeiral (LOBATO et al., 1966; SOUZA et al., 1975), consideradas como sedimentação de bacias pós-orogênicas do tipo *foreland* (SANTOS et al., 2000) ou bacias intracontinentais (BAHIA; PEDREIRA, 1999).

## **2. ÉPOCAS METALOGENÉTICAS DO ESTANHO NO TERRITÓRIO BRASILEIRO**

### **2.1. Introdução**

O Território Brasileiro registra vários pulsos mineralizadores em estanho, de ampla distribuição, quase que exclusivamente em rochas do embasamento pré-cambriano, ocorrendo praticamente sob a forma de cassiterita (ALMEIDA et al., 1976). Desta forma, e em concordância com a evolução tectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central e Escudo Atlântico, foi possível definir as principais épocas metalogenéticas do estanho no Território Brasileiro.

Evans (1987) define época metalogenética como o período de tempo em que a ocorrência de um metal ou de um grupo de metais é mais proeminente dentro de uma província metalogenética. Biondi (1999) define épocas metalogenéticas como períodos geológicos especialmente favoráveis ao desenvolvimento de alguns processos geológicos específicos, capazes de gerar tipos específicos de depósitos minerais. Dardenne e Schobbenhaus (2003) definem época metalogenética como o intervalo do tempo geológico durante o qual a formação de concentrações minerais de certo metal ou determinado bem mineral foi especialmente favorável.

Ainda segundo Lehmann (1990), os metais específicos de uma província são, por vezes, repetidamente concentrados nas mesmas áreas por processos geológicos diferentes e em momentos diferentes.

Tendo como objetivo identificar as principais épocas metalogenéticas do estanho no território brasileiro, os 149 principais registros (minas, garimpos, ocorrências e indícios) de estanho foram organizados em forma de tabela (Apêndice A) e serão apresentados neste capítulo, utilizando como referência o domínio tectônico e o posicionamento cronoestratigráfico onde o registro da mineralização está inserido.

Foram consultadas, pelo menos, setenta e cinco fontes diferentes. Dentre estas, destacaram-se Abreu (1973), Bizzi et al. (2003), Dardenne e Schobbenhaus (2001), Schobbenhaus et al. (1984) e Suszczynski (1975).

Na tabela os registros estão organizados por estado, município e por categoria (indício/ocorrência, garimpo e/ou mina) e foram numerados de forma sequencial. Além das informações da toponímia, o banco de dados contém como parâmetros geológicos/metalogenéticos do registro, o nome da unidade mineralizada, estilo da mineralização, mineralização (elementos ordenados por abundância), ambiente tectônico e afinidade química do granito portador da mineralização. Os campos que não possuem



informações disponíveis, que foram preenchidos com informações verbal e/ou escrita, sem muitos dados precisos quanto à localização e gênese e alguns campos que as informações necessitariam ser checadas, foram discriminados com asterisco e número correspondente à situação descrita acima. O banco de dados possui ainda informações sobre a idade da unidade mineralizada, o método de datação utilizado e informações sobre mineral e/ou rocha total datado.

Todos os 149 registros foram plotados no mapa do Brasil (Figura 5), com o embasamento e as Bacias fanerozoicas (paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas) como fundo. O mapa foi enriquecido com as informações geocronológicas e com o ambiente tectônico dos granitos (supostos responsáveis pelas mineralizações) de alguns desses registros.

A figura 6 classifica os 149 registros em mina (ativa e/ou inativa), garimpo (ativo e/ou inativo) e ocorrências/indícios de estanho no mapa do Brasil.

Figura 5 – Distribuição dos 149 registros de Sn no Território Brasileiro.

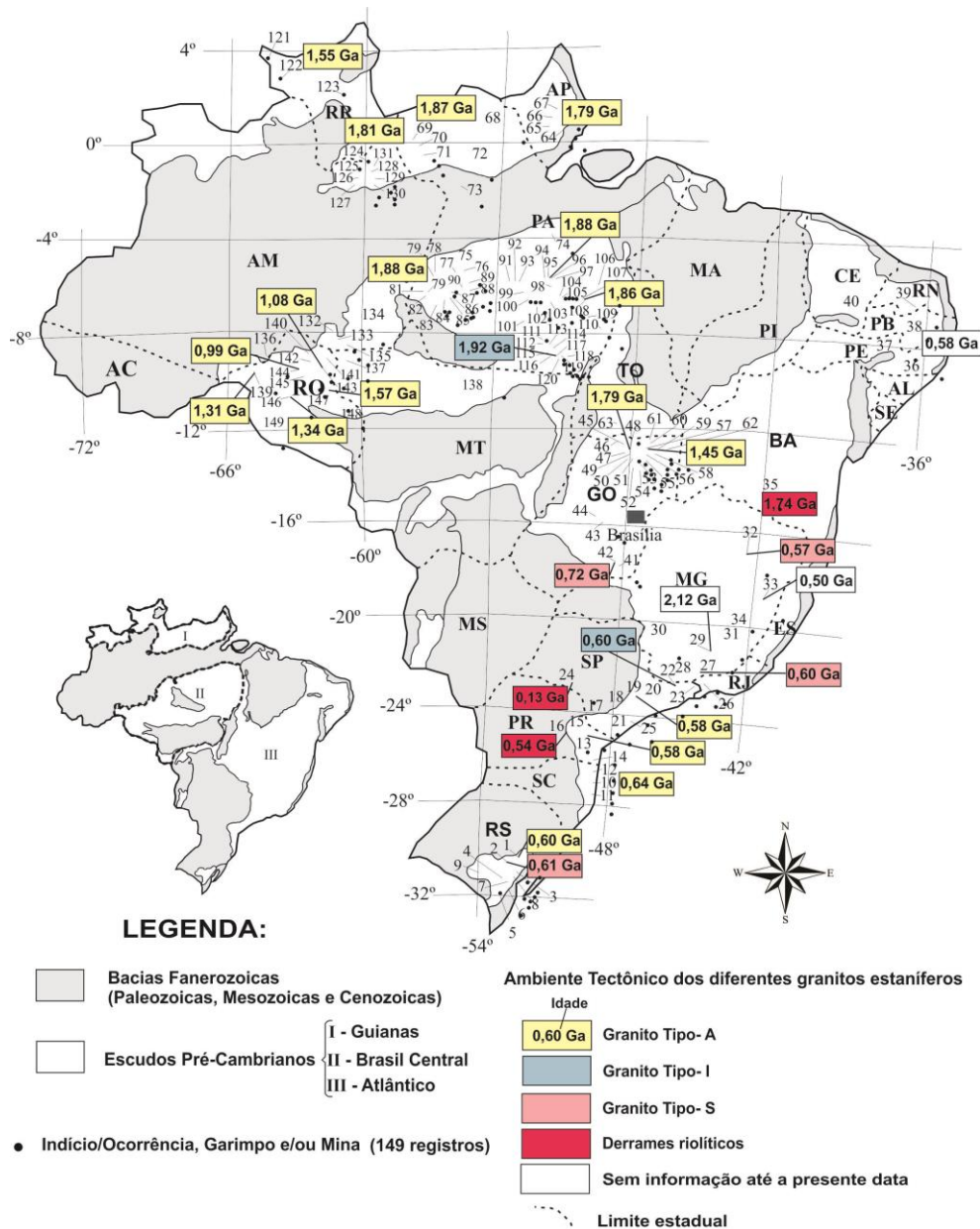
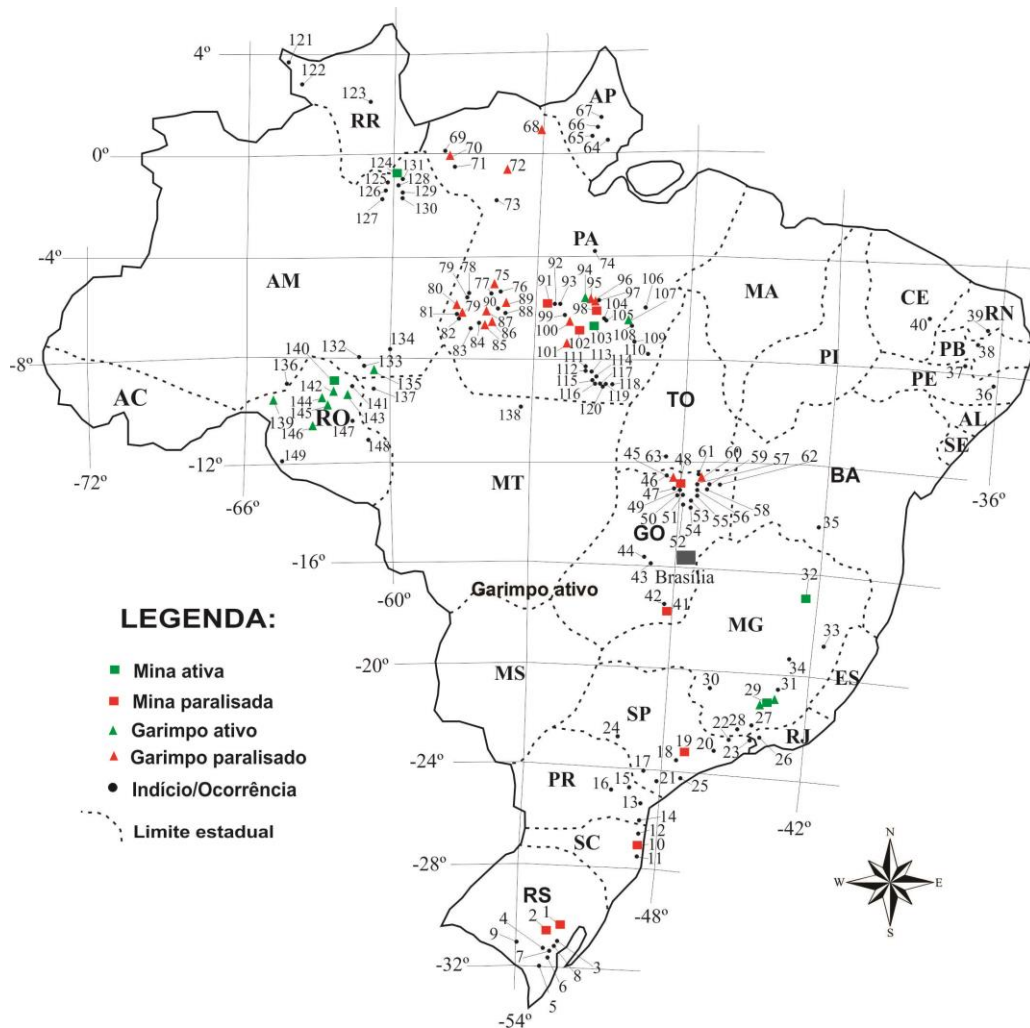


Figura 6 – Distribuição das minas, garimpos e ocorrências/indícios de Sn no Território Brasileiro.



## 2.2. Meso-Arqueano (3.200 – 2.800 Ma)

O registro de cassiterita com idade mais antiga no território brasileiro ocorre no Escudo Brasil Central no Estado do Pará. Neves e Vale (1999) descrevem garimpos aluvionares de cassiterita associados ao Granito Xinguara que possui idade Pb-Pb evaporação em zircão de 2.865 Ma (VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008). Mesmo não tendo registros de depósitos primários de cassiterita associados ao Granito Xinguara, é importante registrar este evento como o possível evento mineralizador de estanho mais antigo do território brasileiro.

## 2.3. Paleoproterozoico (2.500 – 1.600 Ma)

A ampla distribuição geográfica, sendo onze registros no Escudo Atlântico e quarenta e oito registros no Escudo Brasil Central e das Guianas, faz do Paleoproterozoico uma importante época metalogenética do território brasileiro.

No Escudo Atlântico destacam-se a Província Pegmatítica de São João Del Rei, o Distrito Estanífero do Nordeste de Minas, três suítes graníticas da Sub-província Rio Paranã e uma suíte granítica da Sub-província Rio Tocantins, ambas englobadas na Província Estanífera de Goiás e a ocorrência de cassiterita associada a derrames riolíticos no município de Paramirim-Brumado na Bahia.

A Província Pegmatítica de São João Del Rei ocupa uma área de cerca de 1.400 km<sup>2</sup> (70 km de comprimento por 20 km de largura). Nesta província destacam-se a presença de um enxame de corpos pegmatíticos mineralizados em Sn e Ta e diversos corpos plutônicos paleoproterozoicos. Os corpos pegmatíticos, de idade não determinada, foram espacialmente associados ao granitoide Ritápolis, cuja idade mínima de cristalização (evaporação de Pb em zircão) é de  $2.121 \pm 7$  Ma (ÁVILA; TEIXEIRA; PEREIRA, 2004). Segundo Pereira, Ávila e Neumann (2004), os corpos pegmatíticos mineralizados em cassiterita e tantalita encontram-se espalhados por toda a província pegmatítica, enquanto que os corpos litiníferos (com cassiterita, tantalita, microlita e espodumênio) concentram-se na área de Nazareno e foram denominados de enxame de pegmatitos de Volta Grande.

A sub-província do Rio Paranã é constituída pelos Granitos Pedra Branca, Mangabeira e Serra do Mendes representados pelos maciços Mocambo, Serra do Mendes, Sucuri, Soledade e São Domingos na região nordeste de Goiás. Marini, Botelho e Rossi (1992) obtiveram uma idade da ordem de 1.770 Ma pelo método U-Pb LA-ICPMS em zircão em amostras dos Granitos Sucuri e Soledade. Teixeira et al. (2002) obtiveram uma idade de 1.740 Ma, datando monazitas através do método U-Pb LA-ICPMS.

Pimentel e Fuck (1992) obtiveram uma idade de 1.769 Ma, datando zircões do Granito Serra Branca através do método U-Pb LA-ICPMS, determinando, desta maneira, um pulso mineralizador mais antigo dentro da Sub-província do Rio Tocantins e, praticamente, da mesma idade da Sub-província do Rio Paranã.

Em Brumado-Paramirim, a mineralização estanífera está ligada a riolitos pórfiros, associados a quartzitos do Grupo Rio dos Remédios. As ocorrências de cassiterita restringem-se à parte ocidental da Chapada Diamantina. A cassiterita ocorre nos riolitos de maneira dispersa, aparentemente na forma de finíssimos veios. A cassiterita exhibe granulação fina a média e coloração castanho-avermelhada. O mineral é do tipo “estanho de madeira”, formando agregados fibrorradiados com zoneamento concêntrico e formas botriodais. Este modo de ocorrência é característico para cassiterita em zonas de oxidação de rochas vulcânicas caso das jazidas estanho-argentíferas da Bolívia (SUSZCZYNSKI, 1975). Segundo Abreu (1973), a wolframita é encontrada em alguns placeres locais, juntamente com

a cassiterita. Segundo a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (2004), o Grupo Rio dos Remédios (composto por metarriolito, metadacito, metarriodacito) possui idade U-Pb convencional em mineral de  $1.748 \pm 4$  Ma.

No Escudo das Guianas e do Brasil Central destacam-se as ocorrências nos rios Amapari e Lourenço no Amapá, a Província Estanífera do Sul do Pará (São Félix do Xingu, São Pedro do Iriri e Carajás) e o Tapajós no Pará e Pitinga no Amazonas.

Segundo Ackermann (1948 apud LIMA et al., 1981), as primeiras descobertas de placeres mineralizados em cassiterita no estado do Amapá foram feitas nos igarapés afluentes dos rios Amapari e Araguari. Segundo Suszczynski (1975), a matriz primária da cassiterita são pegmatitos posicionados concordantemente com as rochas metamórficas do embasamento e que, possivelmente, estão relacionados ao Granito Amapari de idade  $1.993 \pm 13$  Ma (Pb-Pb) em zircão (FARACO et al., 2004). Ainda segundo Suszczynski (1975), as ocorrências de cassiterita e tantalita são acompanhadas por uma ganga constituída por: turmalina, berilo, granada, gahnita e a nigerita. Carmona, Siqueira e Jorge João (1985) registraram na área da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B) dois garimpos de cassiterita abandonados, um no igarapé Segundo Braço e o outro no rio Araguari. Estes detectaram ainda, por meio de concentrados de bateia, a presença de cassiterita em 16 estações de amostragem.

Na Província Estanífera do Sul do Pará, Teixeira et al. (2005) sugerem que as mineralizações possuem associação genética com os *stocks* de granitos anorogênicos atribuídos à Suíte Intrusiva Velho Guilherme, cuja idade é  $1.867 \pm 4$  Ma (TEIXEIRA et al., (2002), muito embora quase todas as concentrações, econômicas ou não, sejam secundárias, tipo *placer*. No apêndice A, destacam-se oito ocorrências aluvionares (número 112 a 120) no município de Camaru do Norte.

Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), São Pedro do Iriri, Triunfo, Mocambo, Bom Destino, Benedita, Ubim e Antônio Vicente são os principais corpos graníticos que possuem fácies especializadas com jazimentos conhecidos.

A mineralização de cassiterita do Granito Antônio Vicente está associada a *greisens* (com muscovita, quartzo, clorita e siderofilita) e às fácies granitóides mais evoluídas e intensamente alteradas por soluções tardi- a pós-magmáticas. A mineralização primária em Mocambo estaria relacionada a *greisens* contendo fluorita, zircão e carbonato e pertenceria ao tipo pneumatolítico-hidrotermal (DAMASCENO, 1988).

Em São Pedro do Iriri, os depósitos de cassiterita ocorrem associados a terraços aluviais, colúvios e principalmente a aluviões recentes de drenagens que cortam granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Segundo Barbosa,

Lorenzi e Ojima (1988), a cassiterita seria originária da erosão de *greisens* e veios de quartzo presentes em granito albitizado. Os *greisens* possuem forma lenticular e são concordantes com lineamentos estruturais de direção NNW-SSE e 65°NE. São quartzo-*greisens* de granulação fina a média, com cores variando de cinza-escura a esverdeada. O Maciço São Pedro do Iriri apresenta um biotita-granito róseo, leuco a hololeucocrático, inequigranular e representando a faciologia primária do maciço. Os leucogranitos porfiríticos greizenizados são rochas intensamente albitizadas por metassomatismo sódico pós-magmático.

Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), o Granito Serra dos Carajás possui a mineralização de cassiterita e de sulfetos de cobre e molibdênio associada a veios hidrotermais e pegmatitos formados nas fases finais da evolução deste. O corpo granítico corresponde a uma intrusão formada, em geral, por rochas ligeiramente peraluminosas com muitas características químicas coincidentes com os granitos tipo A.

O granito Serra dos Carajás possui idade  $1.880 \pm 2$  Ma obtida pelo método U-Pb em cristais de zircão (MACHADO et al., 1991) e pode ser subdividido em duas fácies: uma compreende hornblenda-biotita sienogranitos e outra hornblenda-biotita monzogranitos (RIOS; VILLAS; DALL'AGNOL, 1995). As rochas graníticas são leucocráticas, de tonalidade róseo-acinzentada, e têm granulação em geral grossa; predominam rochas de textura equigranular, mas variedades rapakivi, nas quais ovóides de feldspato potássico estão envoltos parcial ou totalmente por anéis de plagioclásio, ocorrem localmente.

Os principais tipos de alterações hidrotermais constatadas foram a cloritização, sericitização, epidotização, albitização, carbonatação, silicificação e sulfetação. Turmalina e fluorita também foram identificadas e os sulfetos são predominantemente calcopirita, pirita e molibdenita, além de bornita e covelita. A cassiterita ocorre na borda oeste do corpo do Granito Serra dos Carajás, um pouco afastada da ocorrência de sulfetos de Cu-Mo.

Nos municípios de Itaituba/Trairão no Tapajós foram detectados doze registros de cassiterita. Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), na ocasião havia garimpos ativos de cassiterita aluvionar nos rios Surubim, Jamanxim e Tropas. Nas proximidades do rio Jamanxim, um depósito aluvionar de cassiterita está localizado em drenagens que cortam o Granito Porquinho ( $1.786 \pm 14$  Ma). Nessa região o estanho está comumente associado a columbita/tantalita. Prazeres et al. (1979) identificaram indícios de mineralização primária de Sn (associado com Nb e Ta) nesse granito, associada a suas porções apicais parcialmente greisenizadas e albitizadas. Ferreira et al. (2000) indicaram a existência de garimpos aluvionares inativos em que a cassiterita foi lavrada como subproduto do ouro na bacia do

igarapé Santo Antônio, afluente do rio Tropas, em área de afloramento do Granito Caroyal (1.870 ± 4 Ma).

Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), garimpos aluvionares de cassiterita e zonas anômalas em estanho (>1.000 ppm) em concentrados de bateia foram cadastradas nas regiões do alto curso do rio Curuá e nas proximidades do rio Mapuera. Esses jazimentos e indícios estão espacialmente associados a áreas de afloramentos de granitos e rochas vulcânicas ácidas pertencentes à Suíte Intrusiva Mapuera, cuja idade de cristalização, determinada através de análise U-Pb em zircão (SHRIMP), é de 1.864 ± 13 Ma (REIS et al., 2006).

O depósito de estanho de Pitinga está associado à Suíte Intrusiva Madeira, que é representada pelos granitos Madeira e Água Boa. Este magmatismo foi um importante pulso mineralizador que ocorreu em 1.810 ± 6 Ma (LENHARO, 1998). Segundo Costi, Borges e Dall'Agnol (2005), no Granito Madeira a mineralização primária de Sn, Nb e Ta relaciona-se com o albita-granito, enquanto que no Granito Água Boa a mineralização primária é controlada por quartzo-*greisens*, siderofilita-topázio- *greisens* e clorita-fengita-*greisens*. Costi, Dall'Agnol e Moura (2000), dataram pelo método Pb-Pb através de evaporação em monocristais de zircão por filamento duplo, três fácies do Granito Madeira. A fácies menos evoluída, representada pelo hornblenda-biotita-granito porfirítico, de textura rapakivi e pelo biotita-feldspato alcalino-granito equigranular, forneceu 1.824 ± 2 Ma e 1.822 ± 2 Ma, respectivamente. As fácies mais evoluídas são o feldspato alcalino-granito hipersolvus porfirítico, de idade 1.818 ± 2 Ma, e o albita granito subsolvus. O Granito Água Boa possui duas idades, 1.789 ± 10 Ma e 1.815 ± 10 Ma, ambas obtidas pelo método U-Pb ID-TIMS em grãos de zircão (LENHARO, 1998).

#### **2.4. Mesoproterozoico (1.600 – 1.000 Ma)**

Esta época metalogenética possui um importante registro mineralizador no Escudo Atlântico, sendo responsável pelos depósitos de estanho da Sub-província do Rio Tocantins. No Escudo das Guianas, o Distrito Estanífero de Surucucus (DARDENNE e SCHOBENHAUS, 2001) é o representante do Mesoproterozoico e no o Escudo Brasil Central, três das quatro suítes graníticas mineralizadas da Província Estanífera de Rondônia encontram-se no Mesoproterozoico.

Na Sub-província do Rio Tocantins Marini, Botelho e Rossi (1992) registra dois pulsos graníticos mesoproterozoicos: o Granito Serra Dourada e o Granito Serra da Mesa, sendo este último o granito mais característico da sub-província. O Granito Serra da Mesa

apresenta idade 1.600 Ma (U/Pb LA-ICPMS) em zircão (PIMENTEL et al., 1991). Os maciços graníticos exibem estrutura gnáissica acentuada nas bordas e contêm mineralizações em albitos (Serra Dourada) e pegmatitos (Serra da Mesa). Segundo Sparrenberger e Tassinari (1999), a família magmática g2 é responsável pela mineralização e de ocorrência restrita principalmente aos maciços Pedra Branca e Mangabeira.

Segundo Schobbenhaus e Coelho (1988), o Granito Surucucus ocorre no NW de Roraima, sendo tipicamente anorogênico, tem idade da ordem de 1.530 Ma (Rb/Sr) e caracteriza-se por marcante textura rapakivi. No planalto da Serra de Surucucus há acumulações aluviais e eluviais de cassiterita, em parte explotadas por garimpeiros.

Segundo Dardenne e Schobbenhaus (2001), o Granito de Surucucus possui caráter anorogênico e contém mineralizações estaníferas. Entretanto, por se tratar de uma área inóspita, o potencial estanífero atualmente ainda é desconhecido. Santos et al. (1999) dataram o Granito de Surucucus, pelo método U-Pb em zircão, na fronteira do Brasil com a Venezuela, e obtiveram uma idade de 1.551Ma.

As idades Rb/Sr e U-Pb obtidas para o Granito Surucucus são relativamente próximas, indicando que talvez as idades Rb/Sr de outros corpos mencionados (no texto ou na tabela) possam equivaler às efetivas idades de cristalização.

Segundo Bettencourt et al. (1999), a Província Estanífera de Rondônia possui três suítes graníticas de afinidade rapakivítica de idade mesoproterozoica, mineralizadas em estanho; são estas: Suíte Intrusiva Alto Candeias (idade U-Pb entre 1.346 e 1.338 Ma); Suíte São Lourenço-Caripunas (idade U-Pb entre 1.314 e 1.308 Ma); e Suíte Intrusiva Santa Clara (idade U-Pb entre 1.082 e 1.074 Ma).

Na região de Campo Novo de Rondônia, existem cerca de uma dezena de pequenos garimpos de cassiterita e columbita. Todos eles são aluvionares e os igarapés aos quais estão associados drenam rochas de caráter alcalino do Maciço Campo Novo que, segundo Costa, Castro e Buch (no prelo), dentre as diversas fases de colocação da Suíte Intrusiva Alto Candeias, é o pulso mais jovem no interior do batólito, de idade U-Pb de  $1.329 \pm 12$  Ma.

Segundo Quadros e Rizzotto (2007), no garimpo de São Lourenço as rochas apresentam intensa alteração hidrotermal com mineralização primária de cassiterita e wolframita em greisens e veios de quartzo. Atualmente é comercializado pela Cooperativa de Garimpeiros de Mutum Paraná (COOGAMPA) apenas o concentrado de cassiterita. Depósitos secundários em colúvios, aluviões recentes e paleoplacers especialmente relacionadas com biotitasienogranitos equigranulares e ortoclásio granitos da Suíte São Lourenço-Caripunas estão praticamente exauridos.

Quadros e Rizzotto (2007) também sugerem diferentes estilos de mineralização de cassiterita e elementos associados nos granitos da Suíte Intrusiva Santa Clara; são estes: stockworks em greisens, lodes de quartzo-cassiterita e quartzo-cassiterita-wolframita, veios de quartzo-topázio-fluorita, pegmatitos com albita, microclínio, berílio, topázio, molibdenita e cassiterita.

## **2.5. Neoproterozoico (1.000 – 541 Ma)**

É claramente a época metalogenética mais importante do Escudo Atlântico com 28 registros distribuídos em nove Estados. No Escudo do Brasil Central e Guianas o único evento mineralizador em estanho corresponde à Suíte Intrusiva Rondônia que é o último pulso mineralizado da Província Estanífera de Rondônia aos quais os principais depósitos secundários estavam associados e presentemente onde estão hospedados os principais depósitos primários.

A Suíte Intrusiva Rondônia possui ampla distribuição geográfica no segmento central do Domínio Jamari, representada pelos Maciços Santa Bárbara, Jacundá, São Carlos, Massangana, Carintianas e Ariqueμες.

Segundo Quadros e Rizzotto (2007) a maioria dos corpos que constituem a Suíte Intrusiva Rondônia registram efeitos de processos hidrotermais como: albitização, greisenização, sericitização, epidotização, potassificação, cloritização e argilização. As mineralizações em geral ocorrem nas porções apicais das cúpulas das intrusões graníticas e nas encaixantes, como endogreisens e exogreisens e em veios e venulações/stockworks de quartzo, associados ou não a zinwaldita, topázio, wolframita e columbita-tantalita.

A Mina de Santa Bárbara e os garimpos de Bom Futuro, Cachoeirinha e Massangana estão relacionados à Suíte Intrusiva Rondônia. A Mina de Santa Bárbara, em Itapuã do Oeste, atualmente é a única mina em atividade no Estado. A lavra é realizada nos paleoaluviões devido aos depósitos primários (greisen taboquinha, potosi e serra da onça) terem se exaurido. No garimpo de Bom Futuro, a Cooperativa dos garimpeiros de Santa Cruz (Coopersanta), desde 2014 está utilizando um britador para lavar o albita granito e greisens mineralizados em cassiterita.

Na Província Estanífera de Goiás, o pulso mineralizador mais jovem é representado pelos granitos Sesmaria e Ipameri. Ambos possuem idade Sm-Nd em rocha total de  $727 \pm 5$  Ma (PIMENTEL; FUCK; BOTELHO, 1999). Marini, Botelho e Rossi (1992) definiram este pulso mineralizador de estanho como Sub-província Ipameri.



O Distrito Estanífero de Encruzilhada do Sul, no Rio Grande do Sul, era constituído por quatro minas principais; são estas: Cerro Branco, Campinas, Tabuleiro e Cerro do Inferno (TEIXEIRA et al., 2007). Segundo Bizzi et al. (2003), nesse ano no distrito ainda existiam cinco garimpos e sessenta ocorrências de cassiterita aluvionar. Entretanto, no último anuário mineral brasileiro, lançado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), no ano de 2010, o estado do Rio Grande do Sul não produziu cassiterita, indicando fortemente que atualmente todas as minas e garimpos estejam com as suas atividades paralisadas.

A mineralização de cassiterita ocorre associada ao moscovita-biotita leucogranito de caráter peraluminoso da Suíte Intrusiva Cordilheira ( $625 \pm 6$  Ma, U-Pb) e aos monzogranitos a granodioritos de caráter cálcio-alcálico da Suíte Intrusiva Campinas ( $605 \pm 8$  Ma, U-Pb), tardi a pós-transcorrência.

Na suíte Intrusiva Cordilheira, a cassiterita encontra-se em corpos de greisens, em porções pegmatóides e em veios de quartzo. Os corpos de greisens apresentam, além de cassiterita, mica branca e turmalina. Já na Suíte Intrusiva Campinas, a cassiterita é encontrada em veios de quartzo do tipo *stockwork* e em greisens. Estes são constituídos por quartzo, mica branca, K-feldspato pouco frequente e rara turmalina.

A ocorrência da Fazenda Inhandijara, localizada no Estado de São Paulo, representa uma mineralização em filões greisenizados com wolframita/cassiterita (GAMA, 1946 apud PEREIRA et al., 2008). Os filões possuíam espessuras que variavam de centímetros a quase dois metros quando, então, apresentam-se zonados e eram principalmente mineralizados em wolframita imersa em uma ganga de quartzo e topázio, representando a cassiterita um de seus principais minerais associados. A paragênese mineral é constituída por fluorita e sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita, galena, molibdenita e bismutinita) e, entre os minerais hipógenos, tungstita, hematita, pirolusita, bismita e stolzita (PEREIRA et al., 2008). A mineralização está relacionada à fácies Itupeva do Granito Itu, da Província Rapakivi Itu, que possui idade U-Pb determinada por LA-ICPMS em zircão de  $582 \pm 6$  Ma (MARCONATO et al., 2006).

No depósito do Bairro dos Correias, localizado no município de Ribeirão Branco, estado de São Paulo, a cassiterita e a wolframita encontram-se associadas principalmente a veios, bolsões, *stockworks* de quartzo e greisens relacionados ao Granito Correias, pertencente à Província Rapakivi Itu (PEREIRA et al., 2008). Segundo Goraieb (2001), a evolução do depósito envolve a cristalização de cassiterita e wolframita de granulação grossa, seguida de cassiterita e wolframita mais fina, acompanhadas, respectivamente, pela injeção de mica-topázio *greisen* e de uma fase sulfetada de mica *greisen*.

Segundo Pereira et al. (2009), na área do Bairro dos Marins, no município de Piquete em São Paulo, o granitoide Marins encontra-se fortemente metassomatizado e apresenta diferentes ocorrências minerais, representadas por cassiterita, molibdenita, wolframita, fluorita, topázio e columbita-tantalita, as quais foram correlacionadas a filões greisenizados. Datação U-Pb LA-ICPMS, em zircão, realizada recentemente indica que o granitoide Marins possui idade de  $603,7 \pm 4,8$  Ma (DUFFLES et al., 2013).

O estado do Rio de Janeiro possui apenas uma ocorrência de cassiterita aluvionar, relacionada ao Granito Funil, de idade  $584 \pm 5$  Ma (Pb-Pb em zircão) (PEREIRA; MOURA; JUNHO, 2002) no município de Itatiaia/Resende.

Segundo Pereira et al. (2008), as ocorrências aluvionares de cassiterita de Monte Belo/Capivara, município de Itamonte, MG, derivam de pegmatitos relacionados ao Turmalina Granito Capivara, que corresponde a um granito do tipo-S, de idade  $605 \pm 11$  Ma (Pb-Pb em zircão) (PEREIRA et al., 2005). As ocorrências aluvionares da região de Itanhandu, MG, estão, por sua vez, relacionadas ao Turmalina Granito Itanhandu, também um granito do tipo-S de idade  $649 \pm 6$  Ma (Pb-Pb em zircão). Os dois encontram-se intrudidos nas rochas da megassequência Andrelândia (PEREIRA et al., 2005).

As ocorrências de cassiterita no maciço de Piumhi, também no estado de Minas Gerais, segundo Pereira, Castro e Neumann (2007a), foram detectadas nas aluviões que drenam o Granito Taquari/Granito Central. Os concentrados de bateia contêm, basicamente, cassiterita, magnetita, limonita, hematita, cromita, columbita-tantalita, cianita, rutilo, zircão, monazita, topázio e ouro. A associação mineralógica cassiterita-columbita/tantalita-topázio determinada nas amostras de concentrado de bateia e as inclusões minerais (columbita, xenotima, wolframita) contidas na cassiterita, apontam para uma mineralização derivada de greisens.

Na região Nordeste destaca-se o Distrito Estanífero da Borborema e do Seridó. Na base de dados da CPRM (BIZZI et al., 2003) foram detectados vinte e três locais com garimpos de cassiterita. Destes, onze localizam-se na Paraíba e doze em Pernambuco.

No município de Picuí na Paraíba, a mineralização de estanho ocorre em pegmatitos periféricos ao Granito Picuí. Beurlen et al. (2009) obtiveram a idade de  $520 \pm 10$  Ma, através de razões (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica em grãos de uraninita e xenotima. Além do flúor e do estanho, os corpos pegmatíticos possuem Nb-Ta (ferrocolumbita e manganocolumbita) como subprodutos.

As duas principais ocorrências de cassiterita aluvionar de Pernambuco encontram-se nos municípios de Sertânia e Altinho (GEOBANK, 2015).

Segundo Bizzi et al. (2003), o estado do Rio Grande do Norte não apresenta ocorrência de cassiterita, contudo, Abreu (1973) indica que no Rio Grande do Norte a cassiterita ocorre em pegmatitos e em aluviões na zona limítrofe com o estado da Paraíba. As principais ocorrências estão nos municípios de Carnaúbas do Dantas, Acari e Parelhas. Entre as suas mineralizações, destacam-se água marinha, turmalina, feldspato, caulim, quartzo, mica, berilo, columbita-tantalita, cassiterita, espodumênio e ambligonita. A mineralização está exaurida e, conseqüentemente, as atividades de extração estão paralisadas.

As ocorrências de estanho (Nb-Ta) associadas a corpos pegmatíticos da Província Pegmatítica Oriental Brasileira ocorrem distribuídas nos municípios de Governador Valadares e Divino das Laranjeiras. As ocorrências basicamente posicionadas na margem direita do Rio Doce são, em sua grande maioria, aluvionares.

## **2.6. Mesozoico (252 – 66 Ma)**

O registro da ocorrência mais jovem do território brasileiro possui aproximadamente 133 Ma e localiza-se no município de Ourinhos no estado de São Paulo. São cristais de cassiterita idiomórficos com até 2  $\mu\text{m}$  de diâmetro, associados a rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral (MONTANHEIRO; JANASI; YAMAMOTO, 2003).

## **2.7. Cenozoico (66 Ma – atual)**

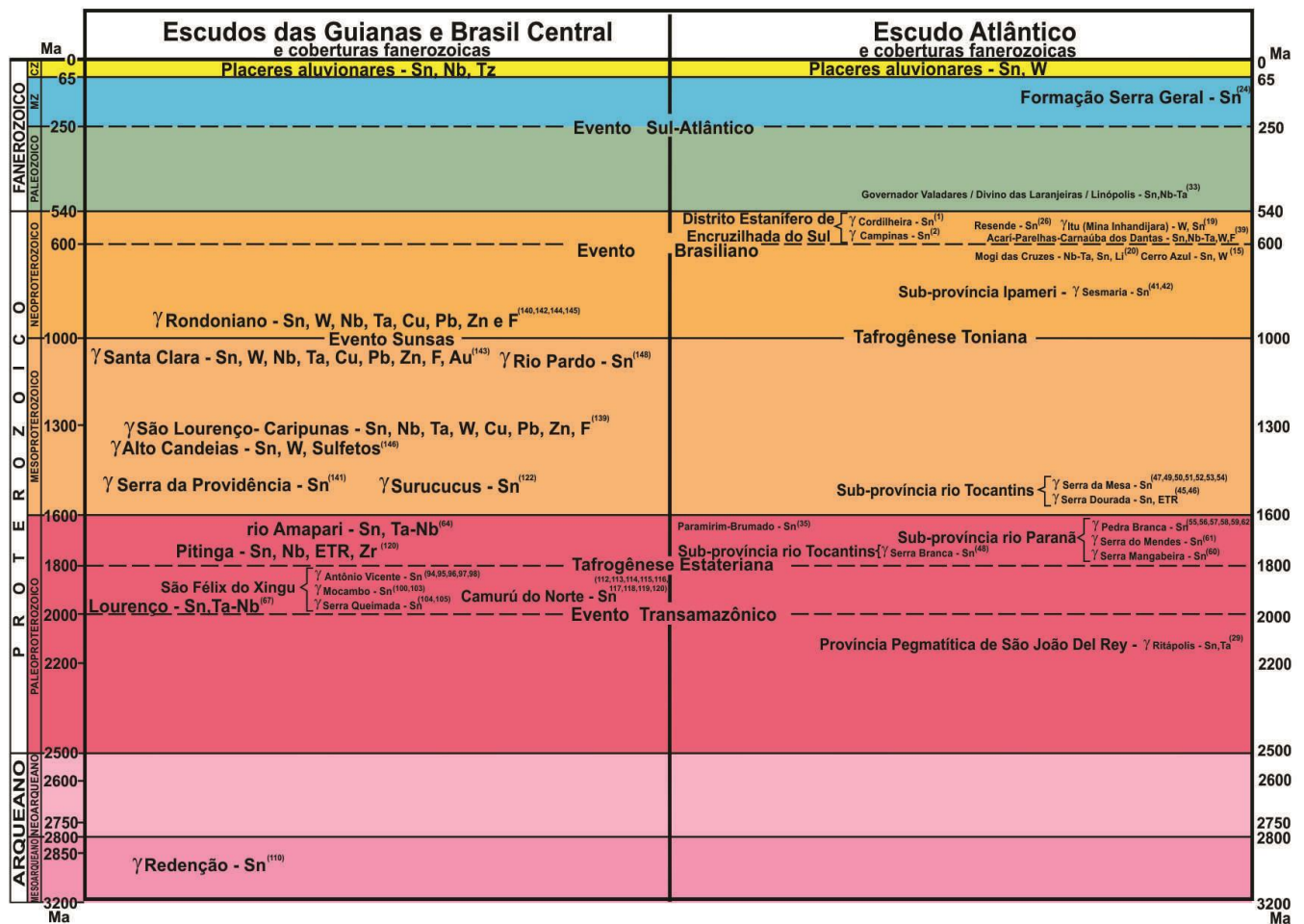
Este período possui 89 registros da presença de cassiterita em depósitos detríticos recentes, conseqüência direta do desmonte das mineralizações primárias. Este número de ocorrências equivale a aproximadamente 60% de todos os registros. Em todos os depósitos detríticos procurou-se identificar os corpos graníticos (portadores ou não de mineralizações primárias) existentes nas proximidades para inferir uma possível idade precursora da mineralização.

Os Escudos do Brasil Central e Guianas possuem oitenta registros de cassiterita em placeres aluvionares recentes, e é comum a columbita-tantalita ocorrer como subproduto e o topázio na paragênese. O Escudo Atlântico possui apenas nove registros de placeres aluvionares recentes, estes normalmente são mineralizados em Sn e W.

## 2.8. Discussão

Do total de 149 registros, cinquenta e seis (38% dos dados) estão relacionados a depósitos e/ou mineralizações primárias de estanho e oitenta e nove (60% dos dados) possuem concentrações secundárias (depósitos detríticos) como forma predominante, apenas quatro ocorrências (2% dos dados) não se conseguiu identificar qualquer referência sobre a idade do pulso mineralizador. Dos setenta depósitos primários, catorze não possuem idade conhecida. A figura 7 mostra a distribuição dos principais registros de Sn do território brasileiro no tempo geológico.

Figura 7 – Distribuição dos principais registros de Sn do território brasileiro no tempo geológico.



Com o objetivo de melhor verificar o agrupamento temporal dos depósitos e/ou mineralizações primárias de estanho, confeccionou-se um histograma de frequência com sessenta e três idades (figura 8).

O magmatismo entre 1.887 e 1.786 Ma (Figuras 7 e 8) possui uma ampla distribuição geográfica. É responsável pela mineralização na Província Estanífera do Sul do Pará (p. ex: Suíte Intrusiva Maloquinha, Granito Antônio Vicente e Suíte Intrusiva Velho Guilherme), no Amapá (p. ex: Granito Amapari) e no extremo norte do Amazonas, como por exemplo, a

Suíte Intrusiva Mapuera e a Suíte Intrusiva Madeira (Mina do Pitinga). Esta época metalogenética é a mais possante em questão de reserva de estanho, tendo o ápice do pulso mineralizador marcado pelos greisens e albitos da Mina de Pitinga em  $1.810 \pm 6$  Ma determinada através de análise U-Pb *shrimp* em zircão (LENHARO, 1988). Segundo o Sumário Mineral do DNPM de 2016, a Mina de Pitinga foi responsável por 81 % da produção nacional de estanho em 2015.

Treze registros marcam o magmatismo entre 1600 e 1000 Ma. O Distrito Estanífero de Surucucus (DARDENNE e SCHOBENHAUS, 2001), na fronteira do Brasil com a Venezuela, registra uma importante época metalogenética dentro do Escudo das Guianas. A Sub-Província Rio Tocantins, da Província Estanífera de Goiás, também registra uma importante época metalogenética dentro deste intervalo e é caracterizada por dois pulsos graníticos mineralizados (Granito Serra Dourada e o Granito Serra da Mesa).

O Mesoproterozoico possui mais duas épocas metalogenéticas, uma entre 1.346 a 1.308 Ma (Suítes Intrusivas Alto Candeias e São Lourenço-Caripunas) e outra em 1.082 Ma, Suíte Intrusiva Santa Clara.

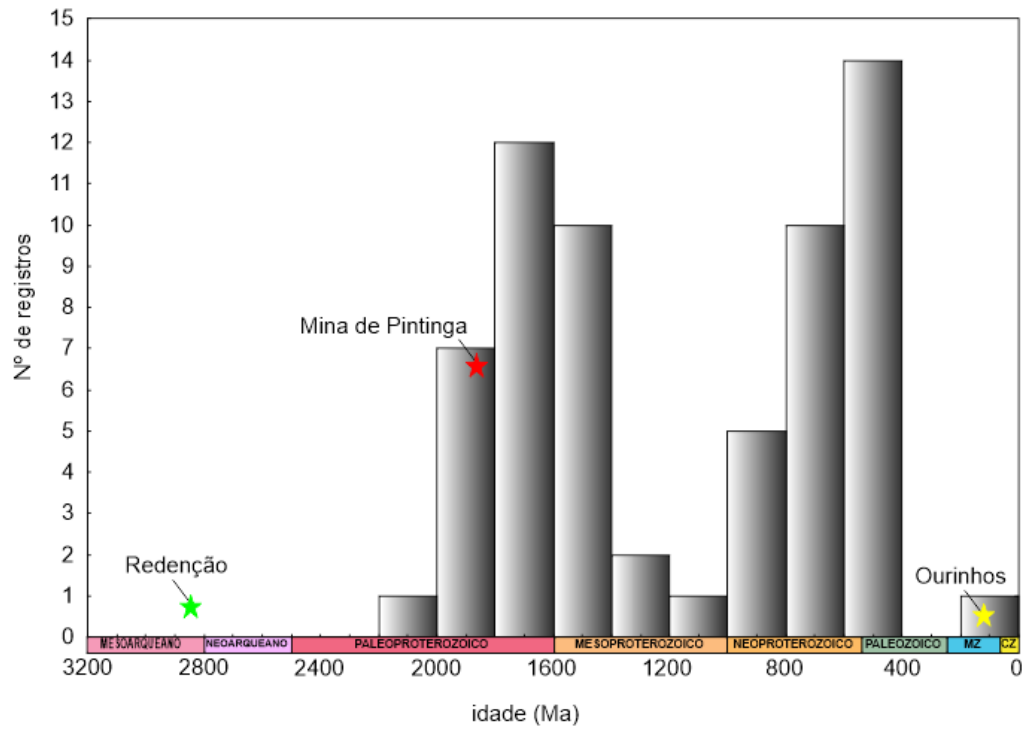
O início do Neoproterozoico é marcado pelo último e mais importante pulso mineralizado da Província Estanífera de Rondônia e dos Escudos das Guianas e Brasil Central (Figura 7). As principais minas e garimpos (p.ex. Massangana e Bom Futuro) são relacionadas a rochas da Suíte Intrusiva Rondônia com a idade de 998 Ma.

O período entre 649 e 509 Ma é a época metalogenética mineralizada em estanho mais expressiva no Escudo Atlântico (Figura 7 e Figura 8), possuindo um total de vinte e sete registros distribuídos em sete estados brasileiros e algumas concentrações de estanho que, em certos momentos, foram importantes dentro do panorama da produção mineral brasileira, como, por exemplo, o distrito estanífero de Encruzilhada do Sul, no Rio Grande do Sul e o depósito da Fazenda Inhandijara localizado no estado de São Paulo.

O prospecto do Bairro dos Correias com a sua estimativa de cerca de 5.000 T contidas de Sn representa hoje a perspectiva mais promissora para o estabelecimento de uma nova área produtora relacionada a esse período geológico.

As demais ocorrências de cassiterita são as do Bairro dos Marins (SP), associado ao Granito Marins, as de Areia (SP)/Itatiaia (RJ) relacionadas ao Granito Funil, as de Monte Belo/Capivara e Itanhandu, em Minas Gerais, relacionadas aos granitos tipo-S Capivara e Itanhandu e, por fim, as ocorrências Distrito Estanífero da Borborema e do Seridó localizados nos estados da Paraíba e de Pernambuco.

Figura 8. Histograma de frequência das idades de 63 registros de Sn.



### **3. GEOLOGIA DA PORÇÃO SUL DO BATÓLITO SERRA DA PROVIDÊNCIA**

#### **3.1. Introdução**

O Batólito Serra da Providência tem 140 x 40 km, constitui um conjunto de morros e elevações distribuídos no interflúvio entre os rios Machado e Roosevelt, chegando a atingir 300 metros de altura e se destacando em imagens de satélite por elevações morfoestruturais salientes na paisagem.

Leal et al. (1976), durante a execução do Projeto RADAMBRASIL, formalizaram como unidade estratigráfica os granitos de textura rapakivi, granitos equigranulares granofíricos e aplitos pórfiros de textura granofírica que afloram na região do Batólito Serra da Providência como Granito Serra da Providência. Tassinari (1984) passou a denominar esta associação de rochas de Suíte Intrusiva Serra da Providência.

Bettencourt et al. (1995) e Rizzotto et al. (1995) incluíram na Suíte Intrusiva Serra da Providência gabros e charnockitos, aflorantes no município de Ouro Preto, e mangeritos do Maciço União. Scandolara et al. (1999b), na primeira versão do mapa geológico do Estado de Rondônia, adicionaram à Suíte Intrusiva Serra da Providência vários *stocks* deformados e intrusivos no Complexo Jamari.

Scandolara (2006) e Scandolara et al. (2013) caracterizaram a Suíte Intrusiva Serra da Providência como magmatismo pós-colisional, de afinidade alcalina com gênese associada ao colapso pós-colisional relacionado à orogênese acrecionária-colisional Rondônia/Juruena ou Ouro Preto (1,67 a 1,63 Ga).

Iza et al. (2015) subdividiram as rochas da porção centro oeste do Batólito Serra da Providência em seis fácies; são estas: biotita leucossienogranito com fluorita, biotita sienogranitos granofíricos com fluorita, hornblenda-biotita sienogranitos a biotita sienogranitos porfiríticos (piterlito/wiborgito), charnoquitos porfiríticos de granulação grossa, diques de diabásios a olivina gabros e rochas vulcânicas ácidas (riolitos porfiríticos, eventualmente dacitos). Costa (2015) e Costa et al. (2016) subdividiram a unidade diques de diabásios a olivina gabros em duas fácies: gabronorito equigranular e gabronorito porfirítico.

#### **3.2. Aspectos de campo e petrográficos**

Neste trabalho, a porção sul do Batólito Serra da Providência foi subdividida em nove fácies (Apêndice A). As fácies biotita sienogranito porfirítico (viborgito), hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito), biotita leucossienogranito e gabronorito porfirítico tiveram suas nomenclaturas definidas por Iza et al. (2015) mantidas. A fácies biotita sienogranito

granofírico de Iza et al. (2015) foi subdividida em três fácies; são estas: biotita sienogranito granofírico mineralizado, álcali feldspato granito granofírico e biotita sienogranito granofírico rapakivítico. Por fim, esta tese insere dois novos grupos de rochas, definidos como: diques graníticos e os greisens mineralizados em cassiterita e columbita-tantalita.

Em campo observa-se uma transição gradativa de leste para oeste entre as variedades viborgíticas/piterlíticas até os biotita-sienogranitos granofíricos. Simonen e Vormo (1969) também observaram esta transição gradativa de fácies no Maciço Wiborg. É comum a presença de enclaves máficos com fenocristais de K-feldspato e enclaves das fácies biotita sienogranito rapakivi nas fácies viborgíticas/piterlíticas e enclaves das fácies biotita sienogranito granofírico nas fácies biotita sienogranito rapakivi. A fácies biotita leucossienogranito ocorre de forma isolada no extremo sul da área e os diques de gabronorito porfirítico e diques graníticos cortam toda a área de norte a sul.

As áreas onde afloram os viborgitos e piterlitos podem ser facilmente identificadas tanto em campo como em imagens de satélite. Na parte leste da área de estudo, as porções que possuem um relevo mais arrasado, onde se destacam apenas alguns matacões nos topos dos morros, são constituídas preferencialmente por viborgitos. Já nos locais que possuem um relevo mais proeminente predominam os piterlitos.

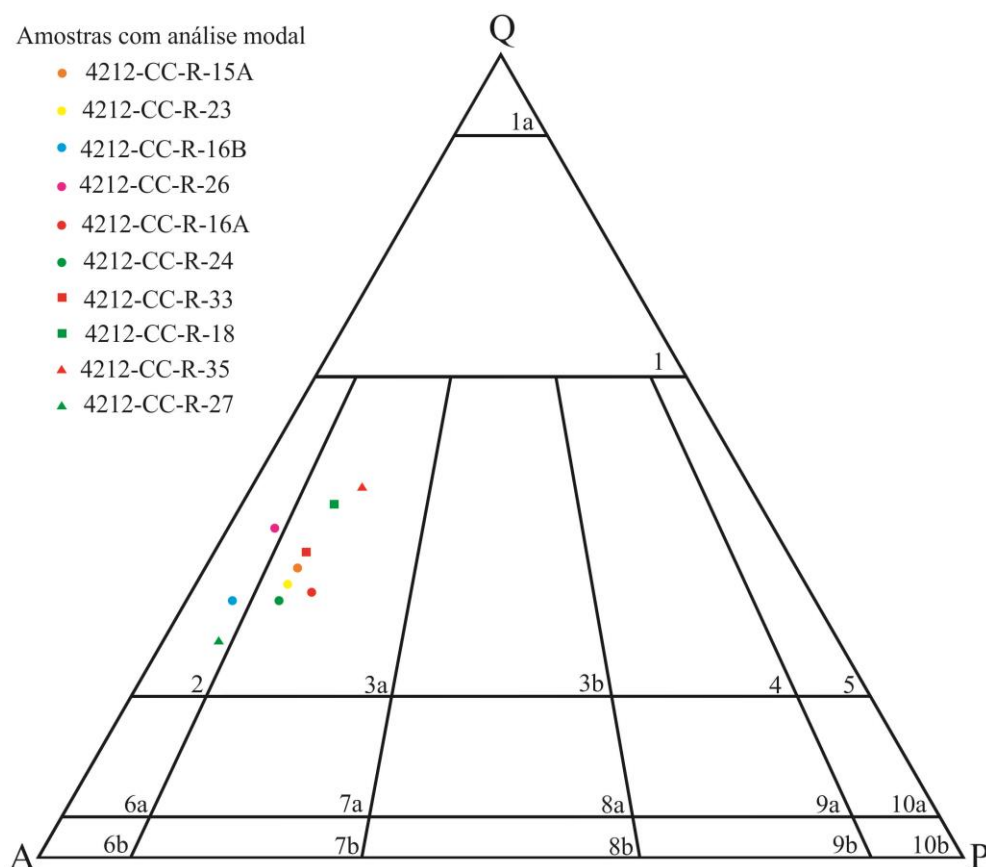
A classificação petrográfica das rochas constituintes da parte sul do Batólito da Serra da Providência foi baseada em Streckeisen (1976), a partir da projeção de 10 seções delgadas das fácies com granulação média (Tabela 2). A classificação modal por contagem de pontos foi executada com auxílio de um *charriot* acoplado à platina giratória de um microscópio petrográfico. As fases minerais foram contadas, avançando o *charriot* de 1 mm em 1 mm na horizontal, até cobrir uma fileira completa e avançando de 1 mm em 1 mm na vertical até totalizar o campo total selecionado da lâmina (um retângulo de 3,0 cm na horizontal por 2,0 cm na vertical), numa contagem que variou de 210 a 667 pontos por lâmina. O resultado da projeção no triângulo QAP (STRECKEISEN, 1976) está mostrado na figura 9. Nas fácies porfiríticas, como viborgitos e piterlitos, não foram feitas análises modais.



Tabela 2 – Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das rochas equigranulares de granulação fina a média do Batólito Serra da Providência, destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da figura 9, bem como os Índices de Cor (IC).

Sul do Batólito Serra da Providência										
	Biotita sienogranito granofírico c/ textura rapakivi		Álcali feldspato granito granofírico		Biotita sienogranito granofírico Mineralizado		Dique granítico sin-plutônico		Biotita sienogranito	
	4212-CC-R-16A	4212-CC-R-24	4212-CC-R-16B	4212-CC-R-26	4212-CC-R-15A	4212-CC-R-23	4212-CC-R-35	4212-CC-R-27	4212-CC-R-33	4212-CC-R-18
Quartzo	30%	31%	31%	39%	34%	32%	38%	26%	36%	43%
K-feldspato	48%	55%	61%	51%	50%	53%	42%	67%	50%	45%
Plagioclásio	11%	9%	5%	4%	8%	9%	11%	6%	10%	9%
Biotita	10%	3%	1%	5%	4%	2%	9%	4%	4%	3%
Sericita	-	-	-	-	-	2%	-	-	-	-
Opacos	1%	2%	2%	1%	4%	2%	-	-	-	-
Total (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
QAP Recalculado										
Q	33%	32%	32%	41%	36%	34%	46%	27%	38%	44%
A	54%	58%	63%	54%	54%	56%	42%	67%	52%	46%
P	13%	10%	5%	5%	10%	10%	12%	6%	10%	10%
Análise Modal Total	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
Índice de cor (%)	10 (leucocrática)	3 (Hololeucocrática)	1 (Hololeucocrática)	5 (Hololeucocrática)	4 (Hololeucocrática)	4 (Hololeucocrática)	9 (Hololeucocrática)	4 (Hololeucocrática)	4 (Hololeucocrática)	3 (Hololeucocrática)
Classificação	Biotita sienogranito	Biotita sienogranito	Álcali feldspato granito	Álcali feldspato granito	Biotita sienogranito	Biotita sienogranito	Biotita sienogranito	Álcali feldspato granito	Biotita sienogranito	Biotita sienogranito

Figura 9 – Diagrama QAP (Q-quartzo; A-álcalifeldspato e P-plagioclásio com An>5) utilizado para classificar as rochas equigranulares de granulação fina a média do Batólito Serra da Providência.



Fonte: Streckeisen (1976).

Nota: 1a- granitóide rico em quartzo; 1- silexito; 2- alcalifeldspato granito; 3a- sienogranito; 3b- monzogranito; 4- granodiorito; 5- tonalito; 6a- quartzo-alcalisienito; 6b- alcalifeldspato sienito; 7a- quartzo sienito; 7b- sienito; 8a- quartzo monzonito; 8b- monzonito; 9a- quartzo monzodiorito/ quartzo monzogabro; 9b- monzodiorito /monzogabro; 10a- quartzo diorito/ quartzo gabro/ quartzo anortosito; 10b- gabro/ diorito/ anortosito.

### 3.2.1. Biotita sienogranito porfirítico (MP1γspv)

O biotita sienogranito porfirítico é o grupo de rochas que aflora de forma mais restrita na área de estudo. Os afloramentos ocorrem na forma de grandes blocos, que variam entre 5 e 10 metros e, preferencialmente, preservados nos topos dos morros (Figura 10A). A rocha tem cor cinza escura, possui fenocristais de K-feldspatos euédricos a subédricos, entre 1 e 6 cm de tamanho, exibem matriz de granulação média a grossa composta por quartzo, K-feldspato e biotita (Figura 10B). Os fenocristais de K-feldspato ocorrem principalmente com a forma arredondada (ovoide) característica, contudo, é abundante a presença de fenocristais tabulares. A maioria dos ovoides é mantido por uma fina coroa de oligoclásio-andesina (plagioclásio), com espessura que varia entre 1 e 3 mm, conferindo à rocha o nome especial de viborgito

(VORMA, 1976). Os fenocristais de K-feldspato apresentam zoneamento interno e inclusões de minerais máficos, provavelmente ilmenita (Figura 10C).

É comum a presença de enclaves máficos (Figura 10D), de forma ovalada, que variam entre 5 e 30 cm de diâmetro, sugerindo a ação de processos de mistura de magmas – *mingling*. Os enclaves máficos possuem granulação fina, granular hipidiomórfica dominante, são mesocráticos, formados essencialmente por plagioclásio (40%), biotita (20%), hornblenda (15%) e quartzo (20%), tendo a biotita e o hornblenda como minerais varietais, além de K-feldspato, zircão, apatita e minerais opacos que, como acessórios, somam aproximadamente 5%. Dispersos nesta matriz, ocorrem cristais de K-feldspatos subédricos similares aos fenocristais que compõem o viborgito.

Figura 10 – Aspectos de campo do biotita sienogranito porfirítico (viborgito).



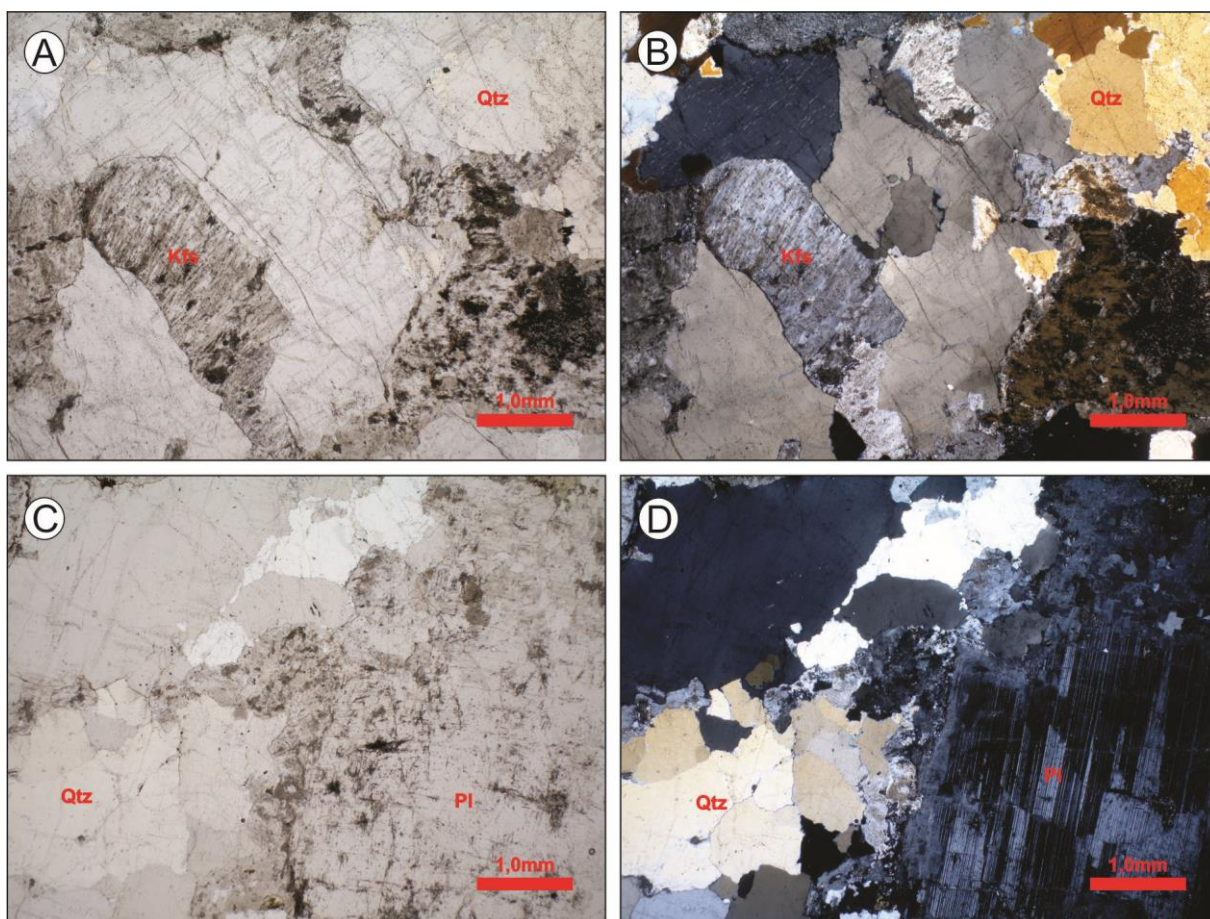
Legenda: A) Afloramento típico de biotita sienogranito porfirítico (viborgito) na área de estudo. B) Aspecto geral da rocha, mostrando os fenocristais de feldspato potássico de forma arredondada característica, manteados por coroas de plagioclásio. C) Detalhe de cristal de feldspato potássico zonado e com inclusões de mineral máfico. D) Enclave máfico de matriz fina e fenocristais do viborgito.

O biotita sienogranito (viborgito) é hololeucrático, formado essencialmente de ortoclásio pertítico e quartzo, tendo a biotita como mineral varietal, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios, além de argilominerais e clorita como minerais secundários. Os



cristais de ortoclásio são tabulares subédricos, com germinação *Carlsbad*, predominantemente micropertíticos, de granulação grossa, sendo os maiores cristais da rocha; possuem algumas porções centrais corroídas e preenchidas por quartzo e estão levemente argilizados (Figura 11A e B). Os cristais de quartzo são granulares anédricos ocorrem nos interstícios dos cristais de ortoclásio ou em cavidade nos feldspatos e possuem contatos irregulares entre si (serrilhados). Os cristais de plagioclásio raramente ocorrem na matriz; contudo, quando ocorrem, possuem granulação grossa e contatos irregulares (serrilhados) com os demais grãos (Figura 11C e D). A biotita é marrom amarelada, com pleocroísmo forte, lamelar subédrica a anédrica com bordas ou planos de clivagem alterados para clorita (hidrotermal). Os grãos de zircão ocorrem como massas anédricas, levemente amarelados tendo alguns destes cristais inclusões de minerais opacos. A apatita ocorre inclusa nas palhetas de biotita.

Figura 11 — Aspectos microscópicos do biotita sienogranito porfirítico (viborgito).



Legenda: (A) e (B) Cristais subédricos de feldspato potássico. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Raro cristal de plagioclásio sem estar sericitizados. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Pl- plagioclásio, Fonte: Siivola; Schmid (2007).

### 3.2.2. Hornblenda -biotita sienogranito porfirítico (MP1γsp)

O hornblenda -biotita sienogranito porfirítico aflora na porção mais a leste da área de estudo. Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos, blocos e matacões em meia encosta, que variam entre 1 e 5 metros (Figura 12A). A rocha tem cor cinza escura, possui fenocristais de K-feldspato euédricos a subédricos, entre 1 e 3 cm de tamanho, exibem matriz de granulação média a grossa, composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e hornblenda (Figura 12B). Os fenocristais de K-feldspato ocorrem principalmente com a forma arredondada (ovoide), contudo, apenas pouquíssimos grãos são manteados por plagioclásio, o que permite a classificá-la como um piterlito (VORMA, 1976). É notório, em relação ao viborgito, o aumento da presença de fenocristais tabulares de K-feldspato. Assim como no viborgito, também é comum a presença de enclaves máficos (Figura 12C).

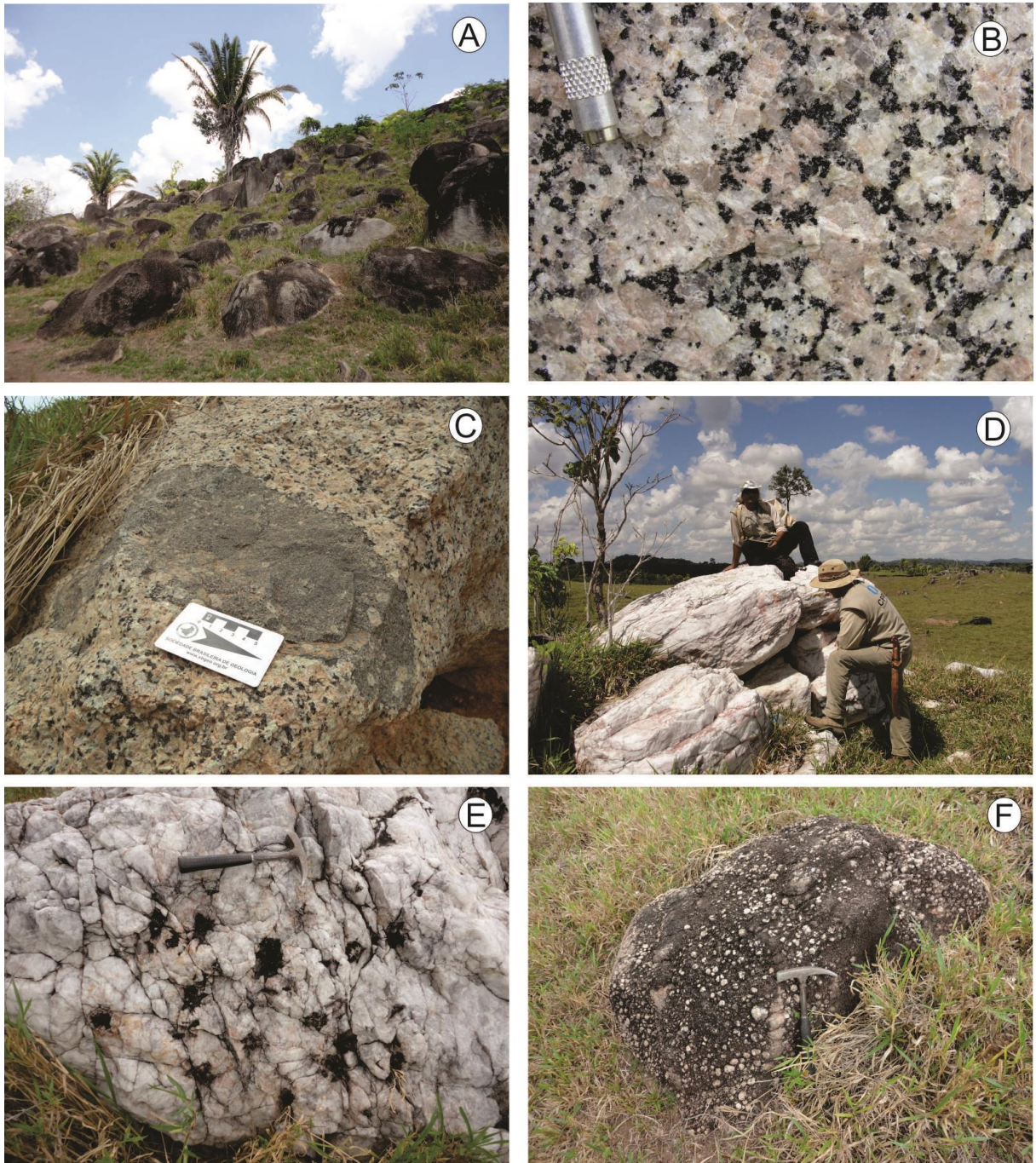
Veios de quartzo possantes, com mais de três metros de largura, afloram na parte norte da área e estão encaixados em rochas piterlíticas. Em campo, a localização desses veios é de fácil reconhecimento, em função da presença dos blocos de quartzo encontrados na superfície do terreno, principalmente nos topos dos morros. Os veios apresentam intenso faturamento e em alguns locais possuem cavidades preenchidas por moscovita (Figura 12D,E). Próximo à exposição dos veios de quartzo, encontrou-se aplitos de hornblenda-biotita sienogranito granofírico de granulação média, intrusivos nos piterlitos (Figura 12F).

O hornblenda-biotita sienogranito é leucocrático, de granulação média a grossa, textura granular hipidiomórfica dominante, tendo a textura micropertítica subordinada, é composto essencialmente de quartzo, microclina e plagioclásio e tendo a biotita e a hornblenda (pseudomorfo oxidado) como minerais varietais (Figura 13A e B). Minerais opacos, epidoto, zircão e apatita ocorrem como minerais acessórios, além de argilominerais, sericita e clorita, como minerais secundários. Os cristais de quartzo são granulares anédricos, de granulação média, apresentam contato suturado entre si, embaiamento em contato com os feldspatos e estão intercrescidos com os fenocristais de microclina. Há duas gerações de microclina, sendo uma na forma de cristais anédricos, com inclusões de plagioclásio e com muitas exsoluções de plagioclásio e outra geração na forma de cristais tabulares subédricos, geminação albita - periclina proeminente e pouca exsolução. Os cristais de plagioclásio são tabulares subédricos, com geminação albita e estão intensamente argilizados e sericitizados. Os cristais de biotita são lamelares subédricos, de coloração marrom, pleocroísmo forte (de amarelo pálido a marrom escuro) e estão parcialmente cloritizados e oxidados. Os minerais opacos são anédricos, e ocorrem, geralmente, associados à biotita. Os grãos de zircão são granulares euédricos a subédricos, e ocorrem, inclusos na biotita e na hornblenda. Os cristais



de hornblenda são prismáticos subédricos a anédricos, de cor verde escuro, com pleocroísmo moderado, parcialmente alterados para biotita. A hornblenda ocorre ainda quando substituída por óxido de ferro, na forma de pseudomorfos prismáticos com uma direção de clivagem e bipiramidais na seção basal. Os planos de clivagem da biotita e hornblenda apresentam cristais de quartzo goticulares.

Figura 12 – Aspectos de campo do hornblenda -biotita sienogranito porfirítico (piterlito).

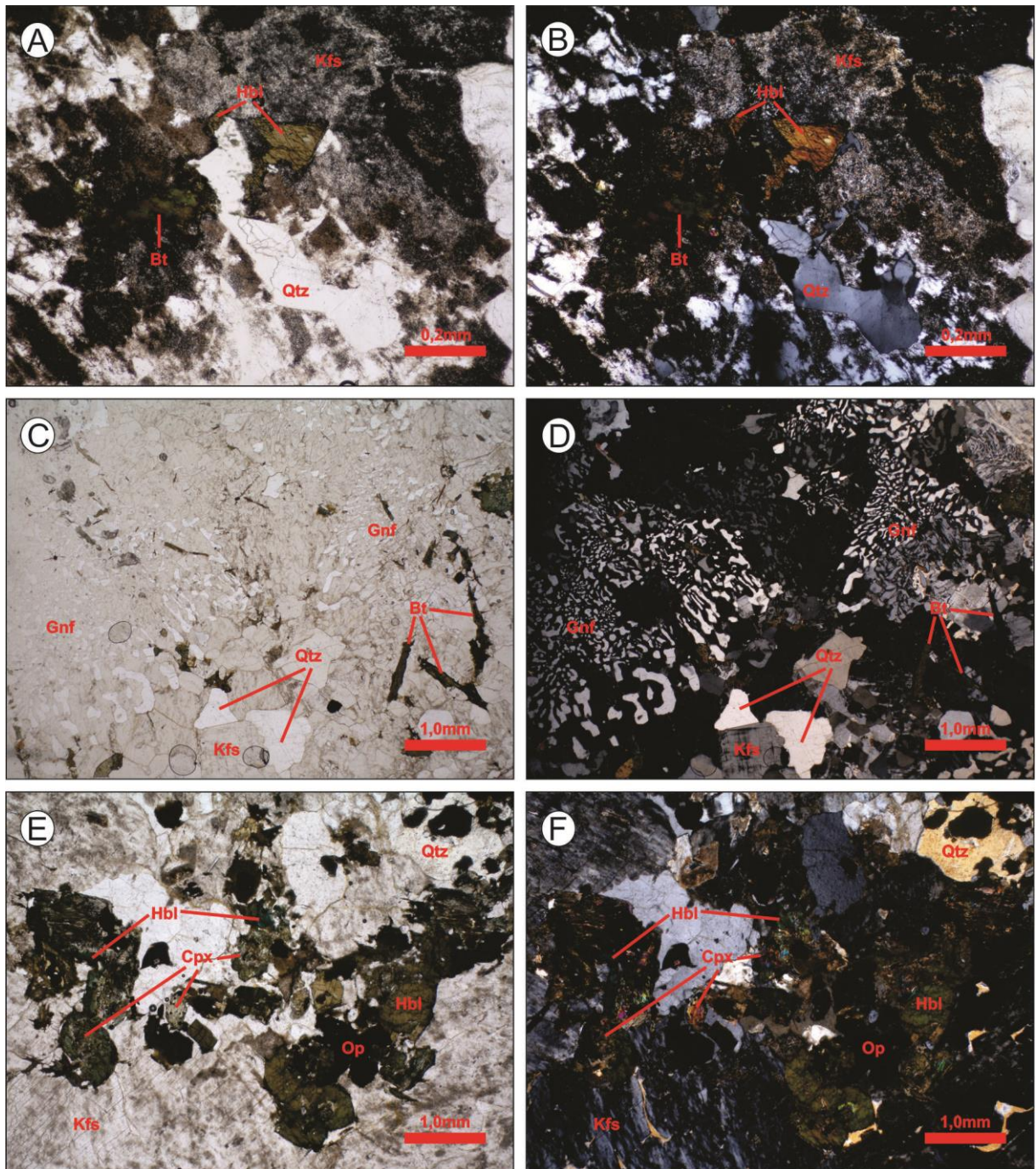


Legenda: A) Afloramento típico hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito) na área de estudo. B) Aspecto geral da rocha mostrando os fenocristais de feldspato potássico sem mantimento de plagioclásio, imersos em matriz grossa. C) Enclave máfico de matriz fina e fenocristais do piterlito. D) Afloramento típico de veio de quartzo no domínio dos piterlitos. E) Cavidades em veios de quartzo preenchidas por moscovita. F) Aplito de hornblenda-biotita sienogranito intrusivo no piterlito.

O hornblenda-biotita sienogranito granofírico é leucocrático, de textura granofírica (intercrescimento entre quartzo e microclina) dominante, tendo a textura granular hipidiomórfica como secundária (Figura 13C e D). A rocha é composta essencialmente de quartzo, microclina e plagioclásio, tendo a hornblenda e a biotita como minerais varietais, minerais opacos e clinopiroxênio como acessórios e argilominerais como secundários. O litotipo encontra-se predominantemente formado por cristais tabulares subédricos a anédricos de microclina micropertítica com geminação albita - periclina intercrescidos com cristais goticulares de quartzo, porém estes cristais também ocorrem de maneira independente; os cristais de microclina estão levemente argilizados. Os cristais de plagioclásio são tabulares subédricos, com geminação albita e estão moderadamente sericitizados. Os cristais de biotita são lamelares subédricos de coloração marrom, fortemente pleocróicas e ocorrem em agregados quando menores. Os grãos de hornblenda são prismáticos a aciculares, de coloração verde oliva e normalmente encontram-se moderadamente fraturados e oxidados. Grãos subédricos a anédricos de clinopiroxênio, de aproximadamente 1 mm de tamanho, ocorrem na forma de relictos bordejados por textura coronítica composta de hornblenda (Figura 13E e F).



Figura 13 – Aspectos microscópicos do hornblenda-biotita sienogranito porfírico (piterlito).



Legenda: (A) e (B) Hornblenda, biotita cloritizada e feldspato alcalino caulinizado (ponto 4212-CC-R-25) nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Abundância da textura granofíbrica no aplito de hornblenda-biotita sienogranito. (E) e (F) Associação de hornblenda, biotita, clorita e opacos. Relicto de clinopiroxênio em núcleo de textura coronítica (ponto 4212-CC-R-28) nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Pl- plagioclásio; Bt- biotita, Hbl- hornblenda; Op- mineral opaco; Gnf – textura granofíbrica, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).



### 3.2.3. Fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico (MP1γspgfr)

O biotita sienogranito granofírico rapakivítico possui ampla distribuição na área de estudo, aflorando entre as fácies hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito) e o álcali feldspato granito granofírico. As rochas desta fácies afloram na forma de lajedos e blocos que variam entre 1 e 3 metros (Figuras 14A). Quando alteradas, provavelmente devido à quantidade de plagioclásio existente na rocha, exibem capa de alteração com reentrâncias significativas (centimétricas) (Figuras 14B). O modo de alteração desta fácies foi utilizado em campo nesta tese para distingui-la das demais fácies do batólito.

Estas rochas possuem tons de cores que variam de vermelho claro a róseo, possui matriz de granulação média (1 a 5mm), composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Dispersos na matriz, é possível observar ovoides e/ou cristais subédricos de feldspato potássico, com até um centímetro de tamanho, manteados por finas coroas de plagioclásio variando entre 0,2 e 1 mm de espessura (Figura 14C e D). A rocha possui ainda, dispersos na matriz, cristais de plagioclásio que podem chegar a atingir um centímetro de tamanho.

Foram estudadas duas lâminas desta fácies. Os biotita-sienogranitos são isotrópicos, de granulação média. Na rocha do ponto 4212-CC-R-16A, a textura granular hipidiomórfica é dominante, tendo as texturas micropertítica e intercrescimento granofírico como subordinados. A proporção de minerais félsicos leva à classificação da rocha como leucocrática, tendo 10% de minerais máficos, representados por biotita. Na rocha do ponto 4212-CC-R-24, a textura de intercrescimento entre quartzo e microclina (Figura 15A e B) é dominante e a textura micropertítica ocorre de forma subordinada. A rocha é hololeucocrática tendo 3% de minerais máficos, representados por biotita. A rocha encontra-se predominantemente formada pelo intercrescimento entre cristais de quartzo, na forma de gotas, com microclina micropertítica, tabular subédrica a anédrica, fortemente argilizada, com geminação albita - periclina obliterada tanto pela argilização quanto pela exsolução de plagioclásio.

A rocha é composta de quartzo (30-31%), microclina (48-51%) e plagioclásio (9-11%), como minerais essenciais, biotita (3-10%), como mineral varietal, minerais opacos (1-2%) e zircão, como minerais acessórios, sericita, argilominerais, clorita, epidoto, fluorita e criolita (?), como minerais secundários. Os cristais de microclina são tabulares anédricos a subédricos, estão levemente argilizados (Figura 15C e D), intercrescidos com quartzo, exsolvem finas lamelas de plagioclásio (micropertitas) que mascaram sua geminação. Os cristais de quartzo são granulares anédricos, de granulação média, apresentam contatos

irregulares entre si e formam um intercrescimento insular com a microclina. O plagioclásio ( $An_{16}$ ) é tabular subédrico, fortemente alterado para sericita (Figura 15C e D), epidoto e argilominerais; apresenta-se com geminação polissintética proeminente e possui embaiamento em contato com quartzo e microclina. A biotita é lamelar a tabular subédrica a anédrica, de coloração marrom a verde amarronzado, com pleocroísmo forte (de amarelo pálido a verde escuro) a pleocroísmo moderado, levemente cloritizada. Os minerais opacos são anédricos, e ocorrem, geralmente, associados à biotita.

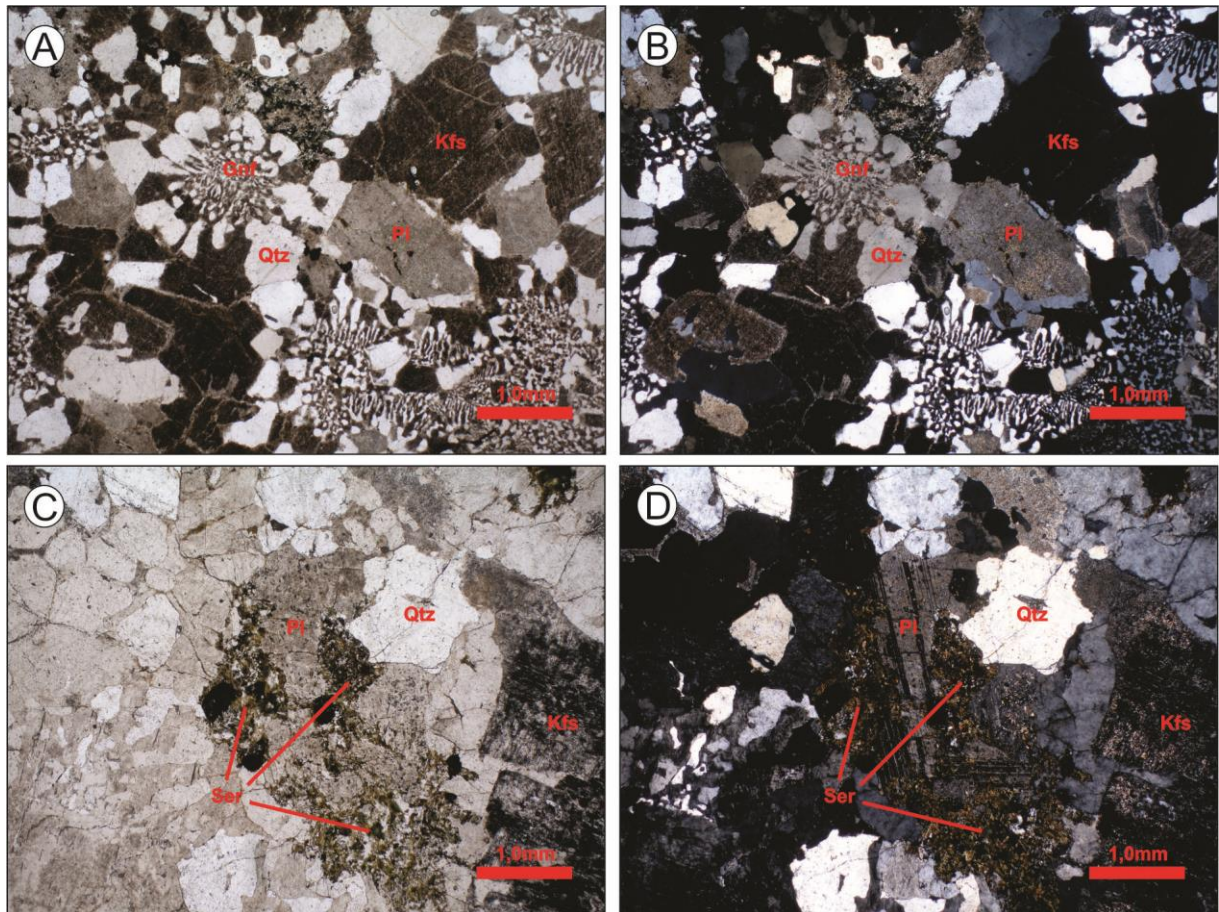
Figura 14 – Aspectos de campo do biotita sienogranito granofírico rapakivítico.



Legenda: A) Afloramento típico do biotita sienogranito granofírico rapakivítico na área de estudo. B) Aspecto geral da rocha mostrando capa de alteração com reentrâncias significativas (centimétricas), setas vermelhas. C) Aspecto geral da rocha mostrando textura equigranular média e tonalidade vermelha clara a rósea característica. D) Detalhe mostrando os cristais subédricos de feldspato potássico dispersos na matriz, manteados por finas coroas de plagioclásio (setas vermelhas).



Figura 15 – Aspectos microscópicos do biotita sienogranito granofírico rapakivítico.



Legenda: (A) e (B) Grão de plagioclásio sericitizados e feldspato potássico argilizados, ponto 421-CC-R-16A. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Background (ponto 4212-CC-R-24) nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Pl- plagioclásio; Ser- sericita; Gnf – textura granofírica, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).

#### 3.2.4. Fácies álcali feldspato granito granofírico (MP1γspafg)

O álcali feldspato granito granofírico possui ampla distribuição na área de estudo, aflorando entre as fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico e o biotita sienogranito granofírico mineralizado. As rochas desta fácies afloram na forma de lajedos e blocos que variam entre 1 e 5 metros.

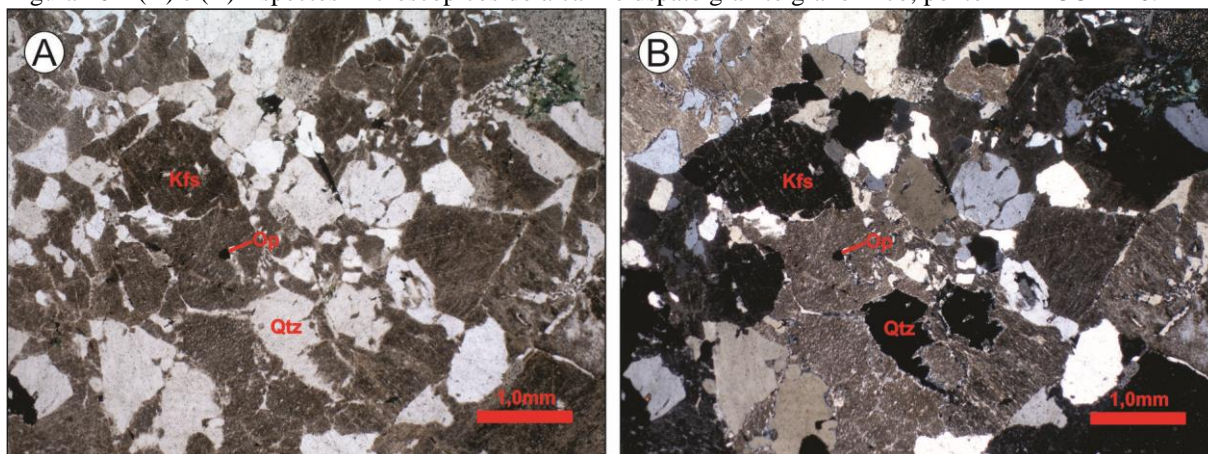
Esta rocha possui tons de cores que variam de vermelho claro a vermelho escuro, é equigranular, possui matriz de granulação média (1 a 5mm), composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita.

Foram estudadas duas lâminas desta fácies. O álcali feldspato granito é hololeucocrático, tendo de 3 a 6% de minerais máficos em sua moda, é isotrópico e possui granulação média a grossa. Na rocha do ponto 4212-CC-R-16B, a textura de intercrescimento granofírico é dominante (matriz granofírica), tendo as texturas micropertítica (filetes, filmes ou delgadas camadas de albita em um cristal de ortoclásio hospedeiro) e granular

hipidiomórfica como subordinadas. Na rocha do ponto 4212-CC-R-26, a textura granular hipidiomórfica é dominante (Figura 16A e B), tendo as texturas de exsolução perítica e intercrescimento granofírico e mirmequítico como subordinadas.

A rocha é constituída essencialmente por microclina (51-61%), quartzo (31-39%) e plagioclásio (4-5%) como minerais essenciais, biotita (1-5%) como mineral varietal, minerais opacos (1-2%) e zircão como minerais acessórios, sericita, argilominerais, clorita, e mais raramente, fluorita como mineral secundário. Os cristais de microclina são tabulares anédricos a subédricos, estão moderadamente argilizados, intercrescidos com quartzo, exsolvem finas lamelas de plagioclásio (micropertitas), tem geminação albita - periclina e estão intensamente argilizados. Os cristais de quartzo são granulares anédricos, apresentam contatos irregulares entre si e formam um intercrescimento insular e mermicular com a microclina. O quartzo também encontra-se intercrescido com plagioclásio e forma pequenas gotículas. O plagioclásio (An<sub>15</sub>) é tabular subédrico a anédrico, levemente a fortemente sericitizado e possui geminação polissintética proeminente. A biotita é lamelar subédrica a anédrica, de coloração marrom, com forte pleocroísmo (de amarelo pálido a verde escuro), parcialmente cloritizada e ocorre em agregados. Os minerais opacos são anédricos, e ocorrem, geralmente, associados à biotita.

Figura 16 – (A) e (B) Aspectos microscópicos do álcali feldspato granito granofírico, ponto 4212-CC-R-26.



Legenda: Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Op- mineral opaco, segundo (SIVOLA; SCHMID, 2007).

### 3.2.5. Fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado (MP1 $\gamma$ spgfm)

O biotita sienogranito granofírico equigranular mineralizado ocorre na porção mais a leste do batólito em contato com as rochas subvulcânicas ácidas definidas por Iza et al. (2015). Este contato apresenta uma grande densidade de estruturas rúpteis (fraturas) que foram extraídas através do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) da área de estudo (Apêndice C). As rochas desta fácies ocorrem na forma de lajedos e blocos que variam entre 1 e 5 metros

(Figura 59A). Estas rochas possuem cor avermelhada, são equigranulares, isotrópicas e possuem granulação média (1 a 5mm) (Figura 60A). São compostas por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, fluorita e cassiterita. A fluorita possui cor lilás a roxa forte sendo identificada facilmente, utilizando-se a lupa com o aumento de 10 vezes.

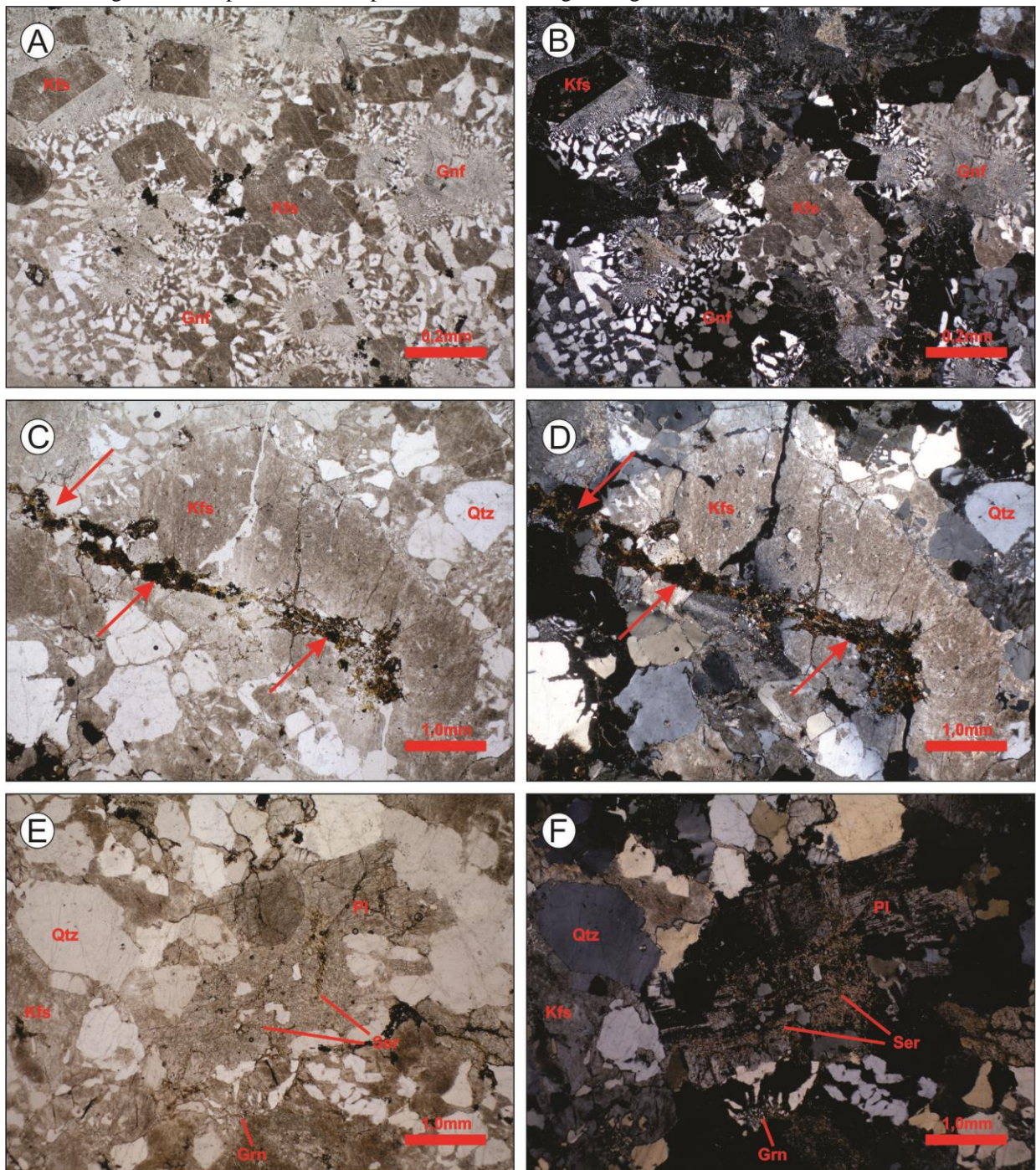
Foram estudadas duas lâminas desta fácies. O biotita sienogranito granofírico mineralizado é hololeucocrático, tendo de 6 a 8% de minerais máficos em sua moda, é isotrópico e equigranular de granulação média. Possui textura de intercrescimento entre quartzo e microclina dominante (matriz granofírica) e textura micropertítica e hipidiomórfica subordinadas. Na rocha do ponto 4212-CC-R-15A, a textura granular hipidiomórfica é dominante, tendo as texturas micropertítica e intercrescimento granofírico como subordinadas. Na rocha do ponto 4212-CC-R-23, é possível distinguir duas gerações de textura granofírica; a microtextura granofírica ocorre na forma de franja, bordejando os cristais euédricos de feldspato potássico e a textura granofírica mais grossa é responsável pela constituição da matriz da rocha (Figura 17A e B).

As rochas desta unidade são constituídas por quartzo (32-34%), microclina (50-53%) e plagioclásio (8-9%), como minerais essenciais, biotita (2-4%), como mineral varietal, minerais opacos (2-4%), como minerais acessórios, sericita (traços-2%), argilominerais, clorita e fluorita, como minerais secundários.

Os cristais de microclina são tabulares anédricos a subédricos, estão levemente argilizados, intercrescidos com quartzo, exsolvem finas lamelas de plagioclásio (micropertitas), que mascaram sua geminação, e possuem embaiamento em contato com outros minerais. Os cristais de quartzo são granulares anédricos e apresentam contatos irregulares entre si. O plagioclásio é tabular subédrico, leve a moderadamente alterado para sericita, com geminação polissintética proeminente, com alguns contatos transicionais com a microclina. A biotita é lamelar subédrica a anédrica, de coloração marrom, com pleocroísmo forte (de amarelo pálido a verde escuro), levemente cloritizada. Os minerais opacos são anédricos, e ocorrem, geralmente, associados à biotita. É comum observar, no biotita sienogranito granofírico equigranular mineralizado, zonas de percolação de fluidos hidrotermais (opacos+fluorita+biotita) que preenchem micro fraturas (Figura 17C e D). A fluorita é granular anédrica (Figura 17E e F), de coloração marrom com algumas porções lilás.



Figura 17 – Aspectos microscópicos do biotita sienogranito granofírico mineralizado.



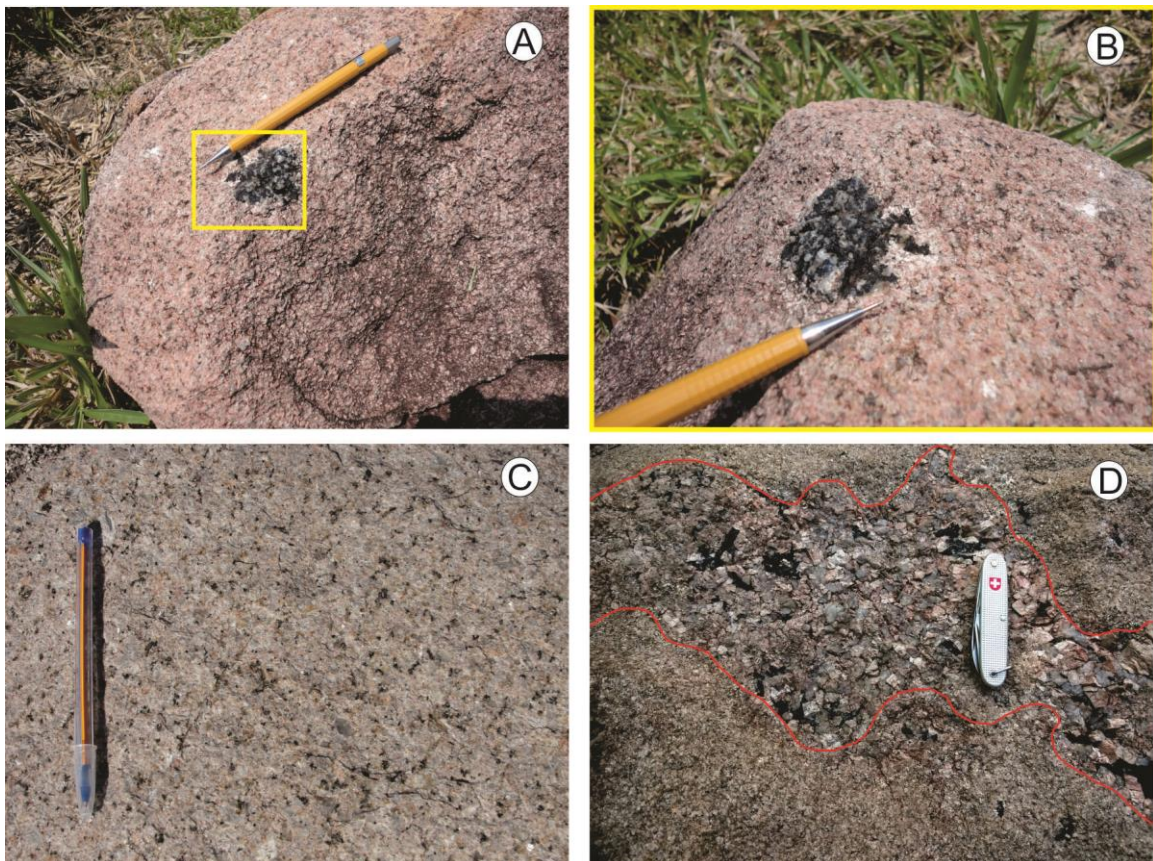
Legenda: (A) e (B) Texturas granofíricas na forma de franja e composito a matriz da rocha, ponto 4212-CC-R-10. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Zona de alteração hidrotermal (ponto 4212-CC-R-15A) nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (E) e (F) Cristal de plagioclásio parcialmente sericitizado (ponto 4212-CC-R-15A) nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Kfs- K-feldsato; Qtz- quartzo; Pl- plagioclásio; Gnf – textura granofírica, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).



### 3.2.6. Fácies biotita sienogranito (MP1γpss)

A Fácies biotita sienogranito é correspondente à fácies biotita leucossienogranito definida por Iza et al. (2015). Aflora na parte sudeste da área de trabalho desta tese. As rochas desta fácies ocorrem na forma de blocos que variam entre 1 e 5 metros ou na forma de corte de estrada. Possuem cor cinza clara quando frescas e ficam avermelhadas conforme o grau de intemperismo aumenta. Estas rochas possuem cavidades miarolíticas que variam de 5 a 8 cm de tamanho (Figura 18A e B), preenchidas por quartzo e turmalina preta (schorl). Todas as variedades de granitos são equigranulares, isotrópicas e possuem granulação média (1 a 5mm), compostas por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita (Figura 18C). Durante os trabalhos de mapeamento desta tese, foram identificados corpos de pegmatito que variam de 8 a 17 cm de espessura e possuem composição quartzo feldspática com aglomerados de biotita e turmalina preta (Figura 18D).

Figura 18 – Aspectos de campo do biotita sienogranito.

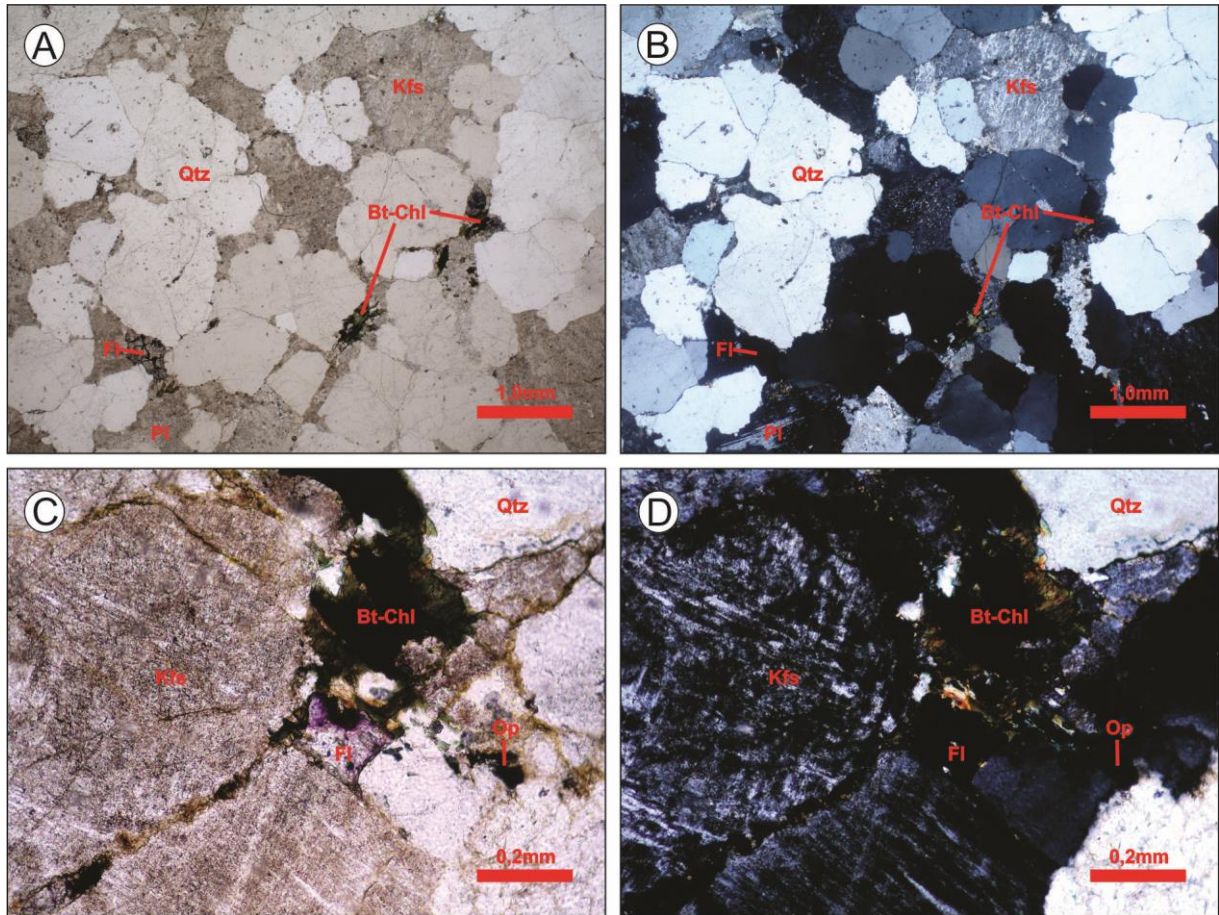


Legenda: A) Cavidade miarolítica preenchida por quartzo e turmalina preta (schorl). B) Detalhe da cavidade miarolítica. C) Aspecto geral do biotita leucossienogranito mostrando textura equigranular média e cor cinza clara. D) Pegmatito quartzo-feldspático de espessura centimétrica.

Foram estudadas duas lâminas desta fácies. O biotita sienogranito é hololeucocrático, tendo de 3 a 4% de minerais máficos em sua moda, é equigranular médio a grosso e isotrópico. A textura granular hipidiomórfica é dominante, tendo a textura micropertítica como subordinada. É composto de quartzo (36-46%), microclina (45-50%) e plagioclásio (9-10%), como minerais essenciais, biotita como mineral varietal, minerais opacos e zircão como minerais acessórios, sericita, argilominerais, clorita e fluorita como minerais secundários (Figura 19A e B). Os cristais de microclina correspondem à fase mineral dominante, são tabulares a granulares, estão levemente argilizados e exsolvem finas lamelas de plagioclásio (micropertitas) que mascaram sua geminação. Os cristais de quartzo são granulares anédricos, apresentam contato suturado entre si e embaiamento em contato com outros minerais. O plagioclásio é tabular anédrico, leve a moderadamente alterado para sericita. A biotita é lamelar subédrica a anédrica, de coloração marrom, com pleocroísmo forte (de amarelo pálido a marrom escuro), intensamente cloritizada. Os minerais opacos são anédricos, e ocorrem, geralmente, associados à biotita. O zircão é granular euédrico a subédrico ocorrendo incluso na biotita. A fluorita é granular anédrica, de coloração marrom, com algumas porções lilás, e ocorre, geralmente, associada à clorita (Figura 19C e D).



Figura 19 – Aspectos microscópicos do biotita leucossienogranito.



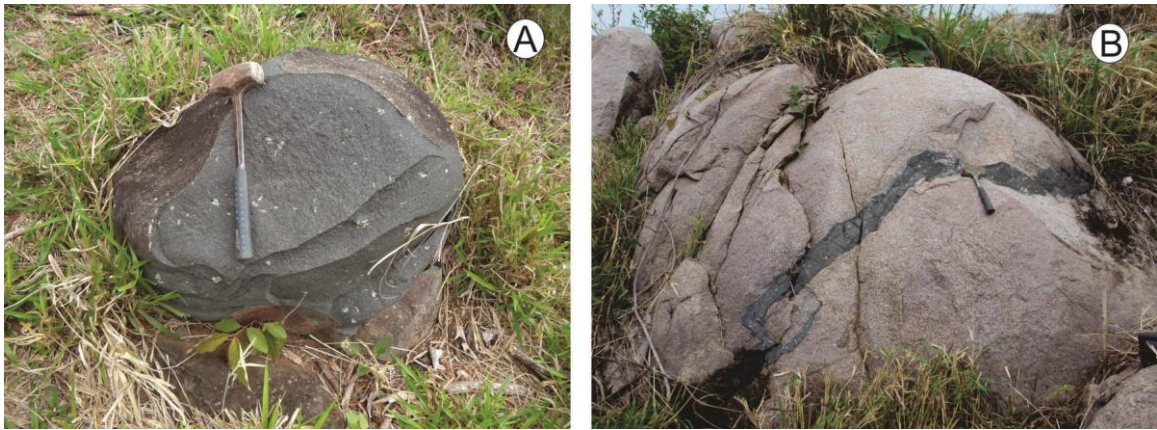
Legenda: (A) e (B) Textura granular hipidiomórfica dominante com abundância de quartzo na rocha, ponto 4212-CC-R-33. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Fluorita subétrica incolor com tons lilás nas bordas, ponto 4212-CC-R-33. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Bt-Chl- biotita cloritizada; Fl- fluorita; Op- mineral opaco, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).

### 3.2.7. Diques de gabronorito porfiríticos (MP1δspgb)

Esta fácies, composta por gabronoritos porfiríticos, encontra-se intrusiva nas demais fácies na forma de diques que variam de 30cm (Figura 20B) a 500 metros de espessura. Os afloramentos desta unidade são marcados por um alinhamento de pequenos blocos, com, no máximo, um metro de diâmetro (Figura 20A) ou, quando completamente intemperizados, na forma de solo vermelho rico em magnetita. A exposição desses solos normalmente possui largura que chega a 500 metros e marcam os locais de ocorrência de grandes diques de direções aproximadamente NNW/SSE que cortam principalmente as fácies viborgíticas/piterlíticas.

Macroscopicamente são rochas melanocráticas, de cor preta a preta esverdeada, porfiríticas, de matriz fina e fenocristais de plagioclásio, subédricos a euédricos com comprimento que varia de 1 a 4 cm, de cor branca, por vezes, com tons esverdeados.

Figura 20 – Aspectos de campo do gabronorito porfirítico.

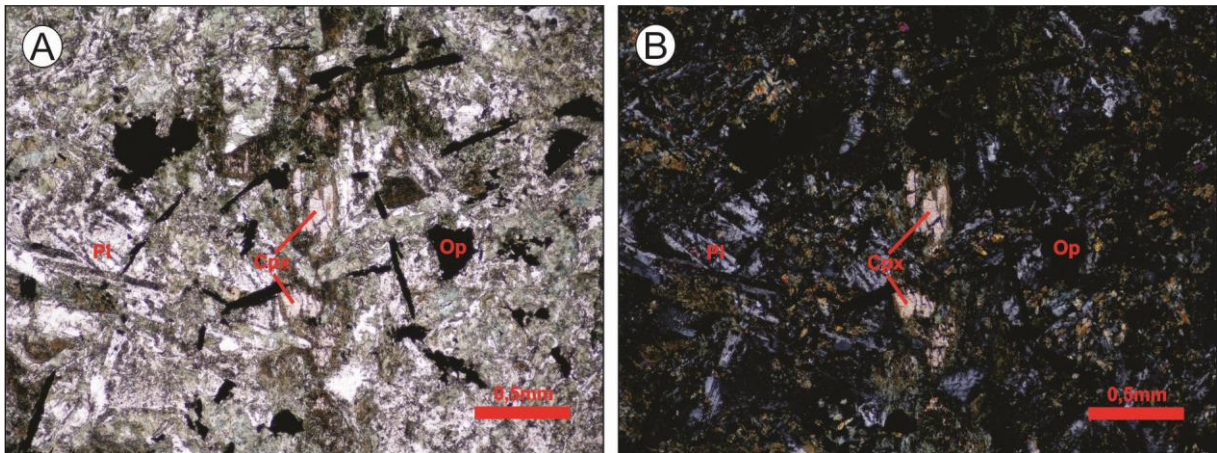


Legenda: A) Bloco de gabronorito porfirítico. B) Dique de gabronorito porfirítico intrusivo em biotita leucossienogranito.

Provavelmente, os diques de gabronorito porfirítico intrudiram o biotita leucossienogranito quando este apresentava-se ainda na fase dúctil (Figura 20B). Os grandes diques de gabronorito, de 10km de comprimento e 500 metros de largura, possuem direções NW-SE. Estes também apresentam feições em mapa indicando que, provavelmente, foram alojados em um regime dúctil-rúptil, devido à alta viscosidade e à grande interação entre os magmas máficos e félsicos. Devido à maior escala de trabalho (1:50:000) estes diques tiveram, aqui, um melhor refinamento cartográfico. Para tal, também houve uma contribuição da gamaespectrometria em função do grande contraste entre as assinaturas geofísicas dos diques de gabronorito porfirítico e dos sienogranitos (Apêndice C), o que permitiu delimitar com precisão estes corpos. A textura ofítica é predominante e a textura subofítica ocorre de forma subordinada. As rochas desta fácies são compostas essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio, hiperstênio, quartzo, biotita e minerais opacos (Figura 21A e B).



Figura 21 – Aspectos microscópicos do gabronorito porfirítico.



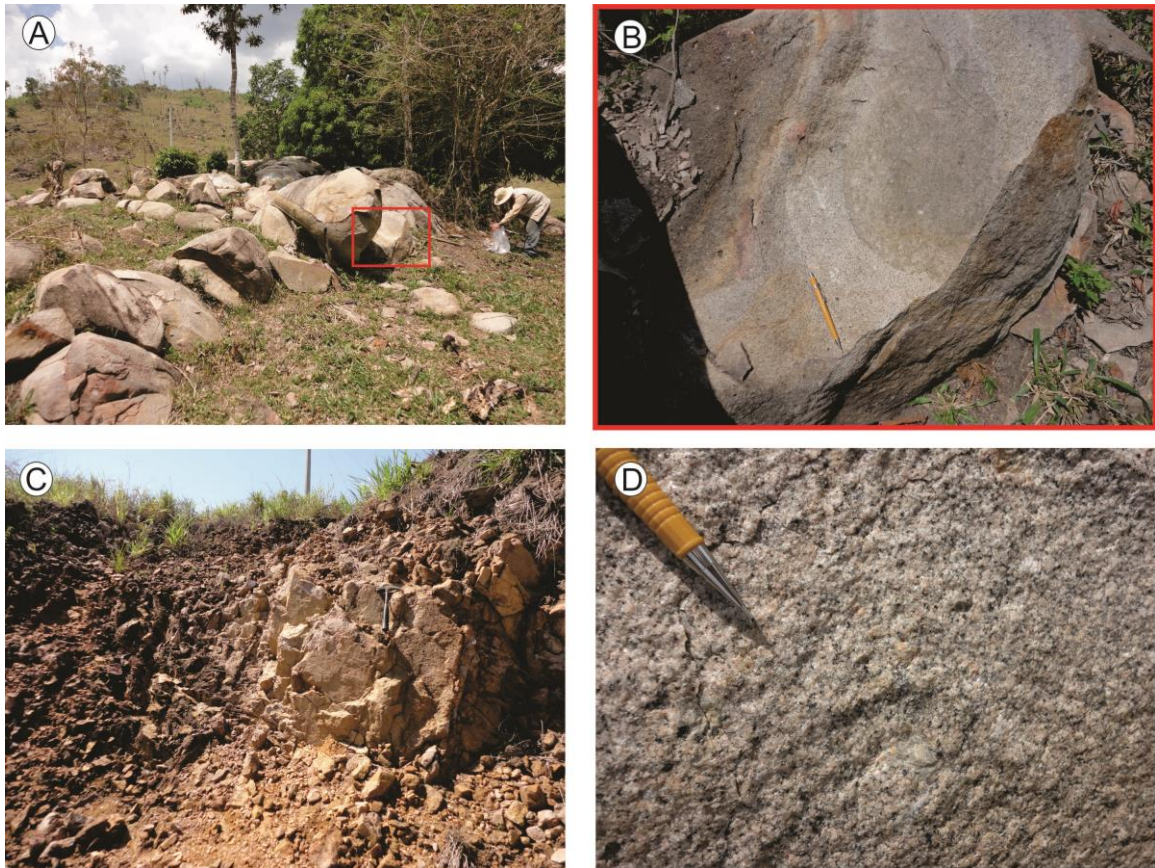
Legenda: (A) e (B) Aspectos microscópicos mostrando textura óptica composta por ripas de plagioclásio e cristais de clinopiroxênio do gabronorito porfirítico. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Cpx- clinopiroxênio; Pl- plagioclásio; Op- mineral opaco, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).

### 3.2.8. Diques graníticos (MP1 $\gamma$ spdg)

Esta fácies é composta por álcali feldspatos granitos e biotita sienogranitos que afloram de forma isolada, em toda a área de trabalho, sempre associados aos diques de gabronorito porfirítico. Os afloramentos ocorrem na forma de pequenos lajedos (5 x 5 metros) em conjunto com blocos que não ultrapassam três metros de diâmetro (Figura 22A e B) ou em cortes de estrada (Figura 22C). A rocha possui cor cinza clara e exibe matriz de granulação média composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita (Figura 22D). A sul da área de trabalho, os afloramentos desta unidade ocorrem intrusivos nos piterlitos.

Foram estudadas duas lâminas desta fácies. A rocha é hololeucrática, tendo de 4 a 9% de minerais máficos em sua moda. É isotrópica, equigranular e possui granulação fina a média. Na rocha do ponto 4212-CC-R-35, a textura granular hipidiomórfica é dominante (Figura 23A e B), enquanto no ponto 4212-CC-R-27, a textura de intercrescimento granofírico é dominante (Figura 23C e D). Em ambos os pontos, a textura microperítica ocorre em proporções subordinada às duas texturas principais.

Figura 22 – Aspectos de campo do dique granítico.



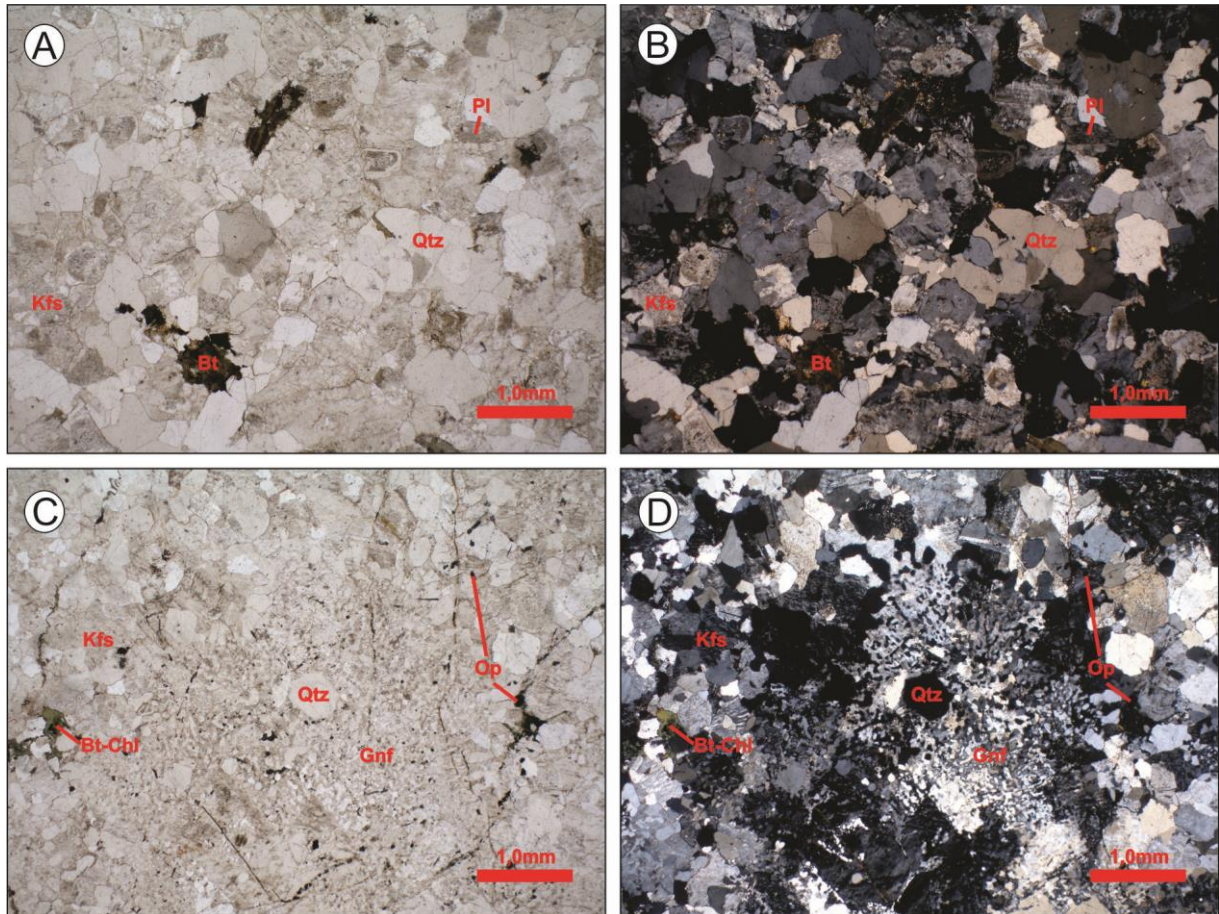
Legenda: A) Afloramento de lajedo em conjunto com blocos do dique granítico. B) Detalhe da superfície do bloco de biotita sienogranito mostrando a textura equigranular da rocha. C) Dique granítico em afloramento tipo corte de estrada, ponto 4212-CC-R-27. D) Aspecto geral do dique granítico mostrando a textura equigranular de granulação fina a média e cor cinza clara.

As rochas desta fácies são compostas essencialmente de quartzo (26-38%), microclina (42-67%) e plagioclásio (8-9%), tendo a biotita (4-9%) como mineral varietal, minerais opacos, zircão e allanita (?) como minerais acessórios, sericita, argilominerais, clorita e fluorita como minerais secundários. Os cristais de microclina são tabulares anédricos a subédricos, estão levemente argilizados, possuem inclusões de quartzo e exsolvem finas lamelas de plagioclásio (micropertitas) que mascaram sua geminação. Os cristais de quartzo são granulares anédricos, apresentam contato suturado entre si, embaçamento em contato com outros minerais e apresentam inclusões de plagioclásio. O plagioclásio é tabular subédrico, leve a moderadamente alterado para sericita, com geminação polissintética proeminente. A biotita é lamelar subédrica a anédrica, de coloração verde, com pleocroísmo forte (de amarelo pálido a verde escuro), levemente cloritizada. Os cristais de allanita são alaranjados, levemente pleocróicos e anédricos a subédricos, com zoneamento concêntrico. Os minerais opacos são anédricos, e ocorrem, geralmente, associados à biotita. Os grãos de zircão são



granulares euédricos a subédricos, ocorrendo inclusos na biotita. A fluorita é granular anédrica, de coloração marrom com algumas porções lilás.

Figura 23 – Aspectos microscópicos do dique granítico.



Legenda: (A) e (B) Textura granular hipidiomórfica dominante com abundância de quartzo na rocha, ponto 4212-CC-R-35. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Textura granofírica e quartzo hexagonal, ponto 4212-CC-R-27. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Kfs- K-feldspato; Qtz- quartzo; Pl- plagioclásio; Bt-Chl- biotita cloritizada; Op- mineral opaco; Gnf – textura granofírica, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).

### 3.2.9. Greisens

Os sericita-quartzo greisens afloram no chão e nos cortes de estrada na forma de veios e/ou filões, mas, também podem ser observados em meia encosta como blocos que variam de poucos centímetros a, no máximo, um metro de diâmetro. Quando na forma de pequenos blocos, esses greisens possuem aspecto de “laterita” (Figura 24A e B), desta forma, facilitando a distinção, no campo, entre estes e os demais litotipos graníticos e máficos aflorantes na área.

Nos locais em que a estrada corta as áreas mineralizadas (ponto 4212-CC-R-18), o pavimento adquire uma tonalidade esverdeada, devido ao fato de que o cascalho utilizado na pavimentação é constituído predominantemente por fragmentos de sericita-quartzo greisens,

quartzo-mica greisens e granitos hidrotermalizados de cor verde (Figura 24C e D). Desta forma, contrasta com a cor avermelhada do cascalho proveniente das áreas de empréstimo que tem a laterita como principal material de exploração. Durante o mapeamento também foram identificados pequenos blocos de quartzo greisen e/ou granitos hidrotermalizados nas partes laterais das estradas (Figura 24E e F). Nestes casos, após uma verificação a montante determinou-se que estes blocos sofreram transporte por gravidade e que não foram utilizados como cascalho (ponto 4212-CC-R-34).

Os veios e/ou filões greisenizados possuem espessura que varia entre vinte e quarenta centímetros (Figura 25A, B e C). A greisenização é controlada por fraturas subverticais que possuem as direções preferenciais NE-SW e NW-SE. Foram também mapeados turmalina-quartzo greisens (Shcherba, 1970), com tamanho que varia entre 5 e 10 cm de espessura, associados à fácies biotita leucossienogranito (Figura 25E). Por difração de raio-x, a turmalina do ponto 4212-CC-R-41 foi classificada como *schorl* com a fórmula  $\text{NaFe}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$ .

No ponto 4212-CC-R-47, também associado à fácies biotita leucogranito, aflora um granito fortemente hidrotermalizado, caracterizado por uma cor acentuadamente esverdeada (Figura 25F). Todos os greisens presentes na área podem ser classificados como endogreisens. Eles ocorrem principalmente associados à fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado, próximo à zona de contato com os riolitos, e associados à fácies biotita leucossienogranito.

O sericita-quartzo greisen possui granulação fina, estrutura maciça, cor verde, é composto por sericita, moscovita e quartzo (Figura 26A) e ocorre principalmente na forma de blocos com aspecto de “laterita”, como já descrito acima e, por vezes, acompanham as exposições dos veios de hematititos (Figura 25D e Figura 26D). A associação entre rochas ricas em sericita e hematititos foi determinada nos endogreisens associados ao Granito Vykmánov, na República Checa (STEMPROK; PIVEC; LANGROVÁ, 2005).

Segundo Trindade Netto et al. (no prelo), as exposições de hematititos no Morro da Teleron e em seus arredores marcam zonas de cisalhamento com geração de ultramilonitos, cujos processos de lixiviação química, através dos fluidos hidrotermais canalizados ao longo destas zonas, concentraram ferro e sílica na forma de bandas, principalmente nas zonas de intensa deformação, com paralelismo total e obliterando totalmente a estrutura original da rocha. Grande parte destes ultramilonitos foram descritos inicialmente como formações ferríferas bandadas (BIF).



Figura 24 – Aspectos de campo do quartzo-mica greisen.



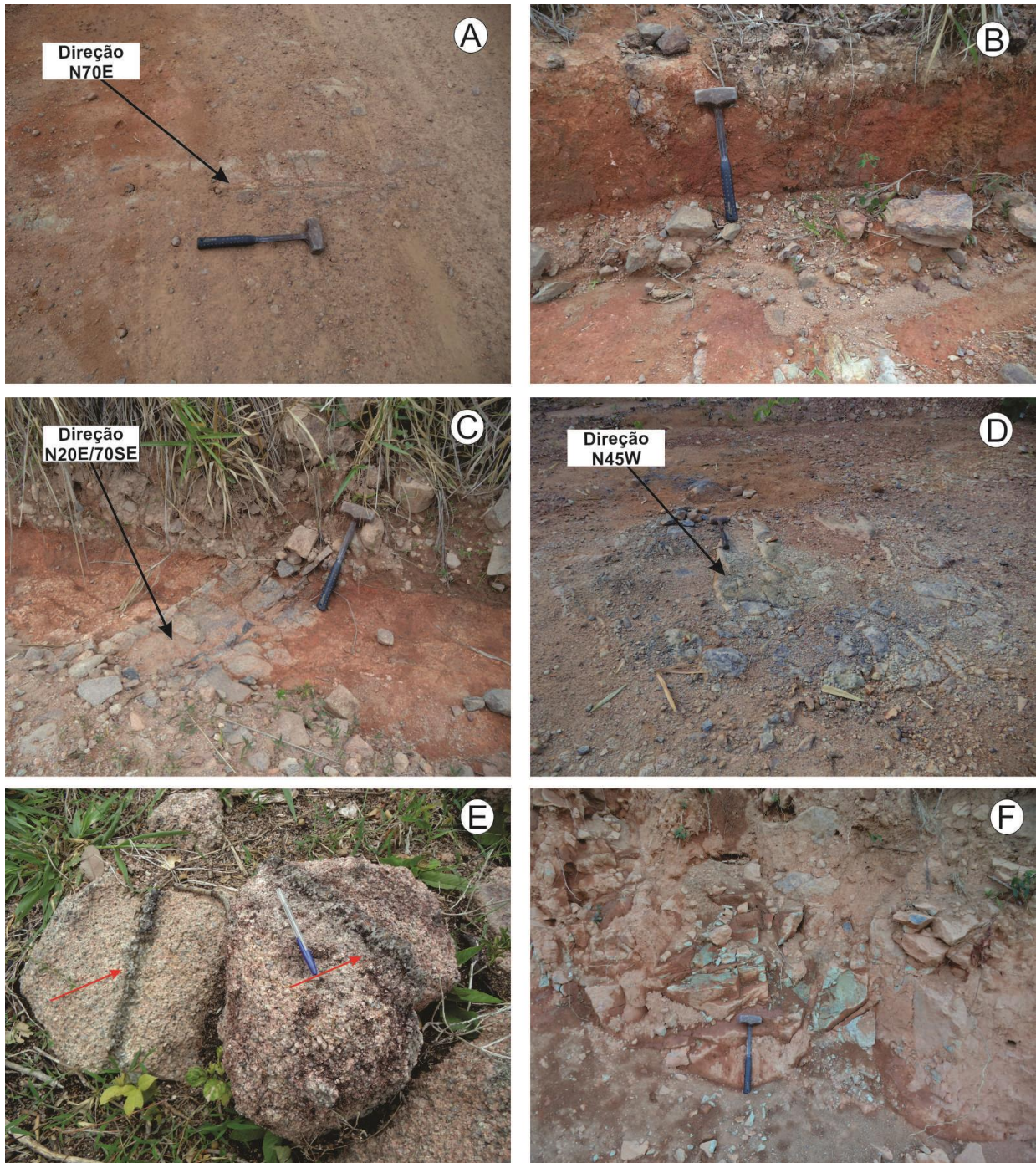
Legenda: (A) Greisen aflorando na encosta do morro no ponto 4212-CC-R-18, as setas vermelhas mostram os blocos de quartzo-mica greisen com aspecto de “laterita”. (B) Blocos de quartzo greisen e granito hidrotermalizado coletados no ponto 4212-CC-R-34. (C) Pavimento de estrada de chão com tonalidade esverdeada; as setas pretas mostram blocos ou áreas com grande concentração de sericita-quartzo greisen. (D) Detalhe de bloco de greisen esverdeado utilizado para encascalhar a estrada. (E) Os círculos vermelhos destacam a ocorrência de blocos quartzo greisen e granito hidrotermalizado ao lado da estrada no ponto 4212-CC-R-34. (F) Detalhe do bloco quartzo greisen que ocorre ao lado da estrada no ponto 4212-CC-R-34.

Por sua vez, o sericita-turmalina-quartzo greisen possui aspecto maciço, cor verde escura, granulação média e grãos subédricos, sendo similares aos granitos equigranulares encaixantes.



Por difração de raio-x, determinou-se que a turmalina dos pontos 4212-CC-R-43 e 4212-CC-R-44 corresponde à uvita que possui fórmula,  $(\text{Na,Ca})(\text{Mg,Fe})_3\text{B}_3\text{Al}_6\text{Si}_6(\text{O,OH,F})_{31}$  (Figura 26B e C). É comum a presença de vênulas com diâmetros milimétricos, preenchidas por argilo-mineral de cor castanha.

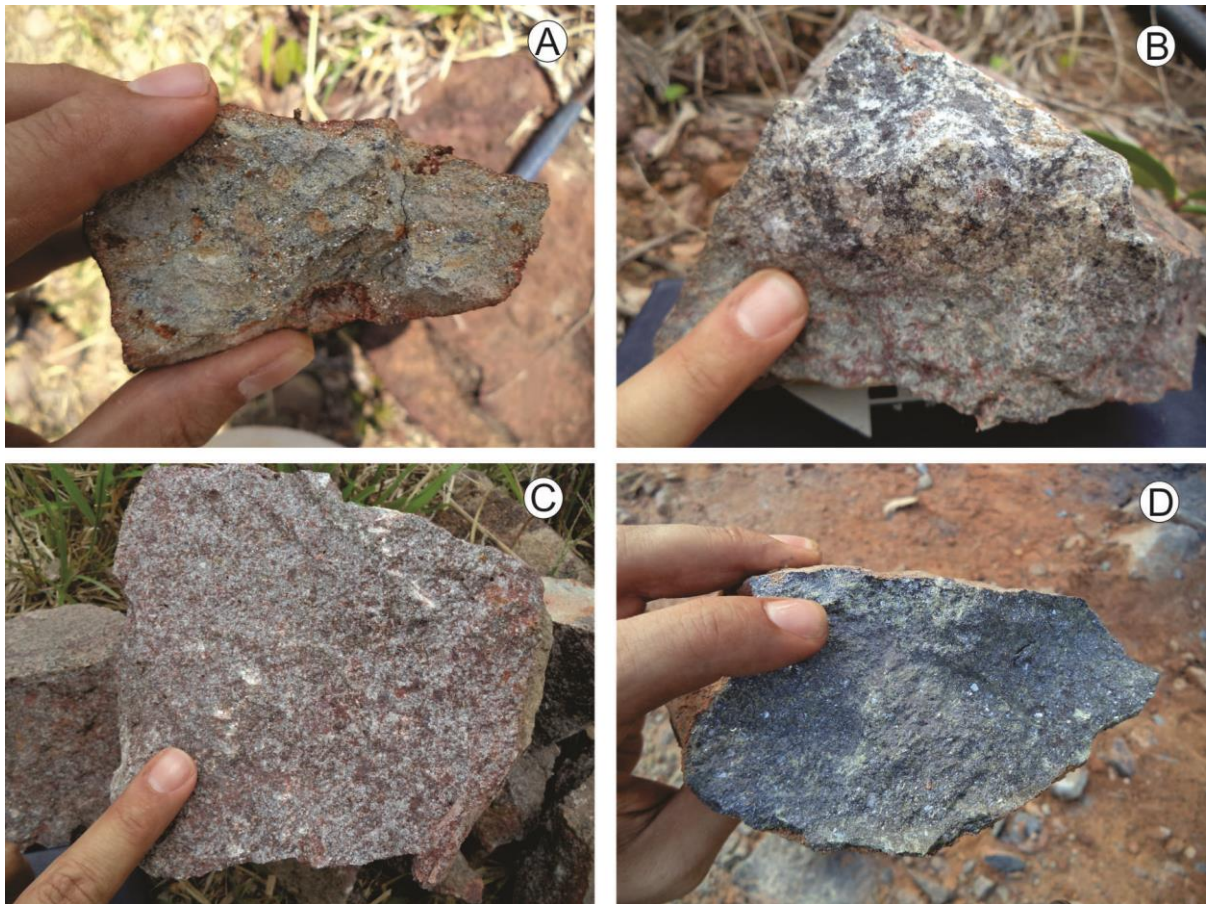
Figura 25 – Aspectos de campo do Sericita-turmalina-quartzo greisen e hematitito.



Legenda: (A) e (B) Sericita-turmalina-quartzo greisen aflorando no chão da estrada, ponto 4212-CC-R-43. (C) Quartzo greisen ponto 4212-CC-R-44 (D) Hematitito e sericita-quartzo greisen aflorando no chão da estrada, ponto 4212-CC-R-46 . E) Turmalina-quartzo greisen ponto 4212-CC-R-41. F) Granito de cor verde fortemente hidrotermalizado, ponto 4212-CC-R-47.



Figura 26 – Aspectos de macroscópicos dos diferentes tipos de greisens.



Legenda: (A) Aspecto de campo do sericita-quartzo greisen, ponto 4212-CC-R-19. (B) E (C) Aspecto de campo do sericita-turmalina-quartzo greisen, pontos 4212-CC-R-43 e 4212-CC-R-40, respectivamente. (D) Aspecto de campo do hematitito.

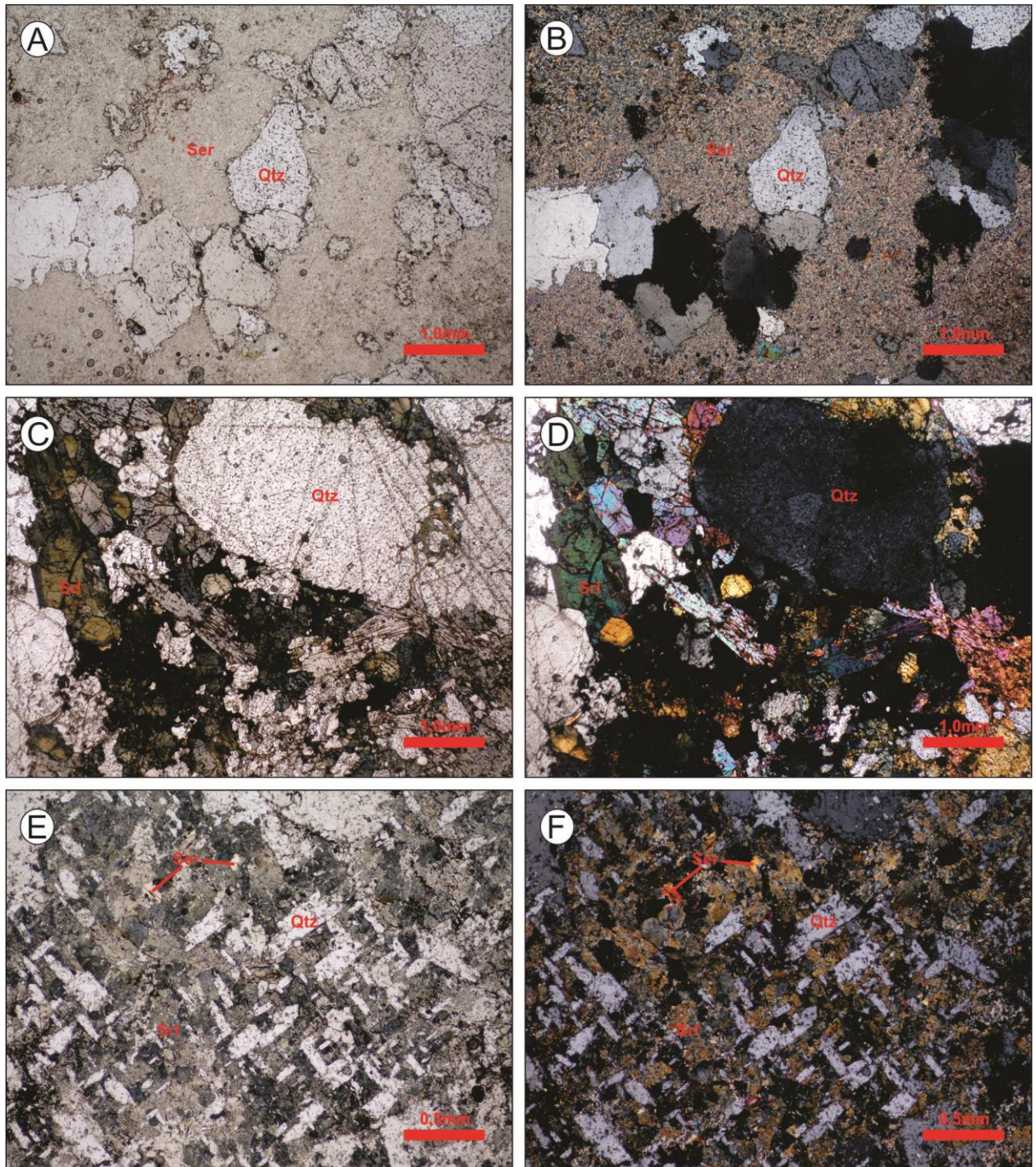
O sericita-quartzo greisen (Figura 27A e B) caracteriza-se por ser formado por um agregado de quartzo, sericita e minerais opacos. O quartzo apresenta granulação predominantemente média e a sericita e os minerais opacos apresentam granulação fina. O greisen é hololeucocrático e isotrópico. Os cristais de quartzo são granulares anédricos, com contatos irregulares entre si e possuem embaiamento em contato com os agregados de sericita. Os grãos de quartzo variam de moderadamente fraturados a intensamente fraturados. A sericita é lamelar subédrica a anédrica, ocorre disseminada na rocha e concentrada nas fraturas dos minerais opacos e quartzo.

O sericita-turmalina-quartzo greisen (Figura 27C e D) caracteriza-se por ser formado por um agregado de quartzo, turmalina, sericita e minerais opacos. O quartzo e a turmalina apresentam granulação predominantemente média e a sericita e os minerais opacos apresentam granulação fina. O greisen é leucocrático e isotrópico. Os cristais de quartzo são granulares anédricos, com contatos irregulares entre si e possuem embaiamento em contato

com os cristais de turmalina. Os grãos de quartzo apresentam-se intensamente fraturados. A turmalina é euédrica a subédrica possui forte extinção inversa e ocorre como cristais com até três milímetros ou na forma de agregados na rocha. No ponto 4212-CC-R-43, observou-se intercrescimento de turmalina e quartzo que lembra a trama de um tecido e, forma textura semelhante à gráfica, que pode ser efeito do corte feito para obter a lâmina (Figura 27E e F).



Figura 27 – Aspectos de microscópicos dos diferentes tipos de greisens.



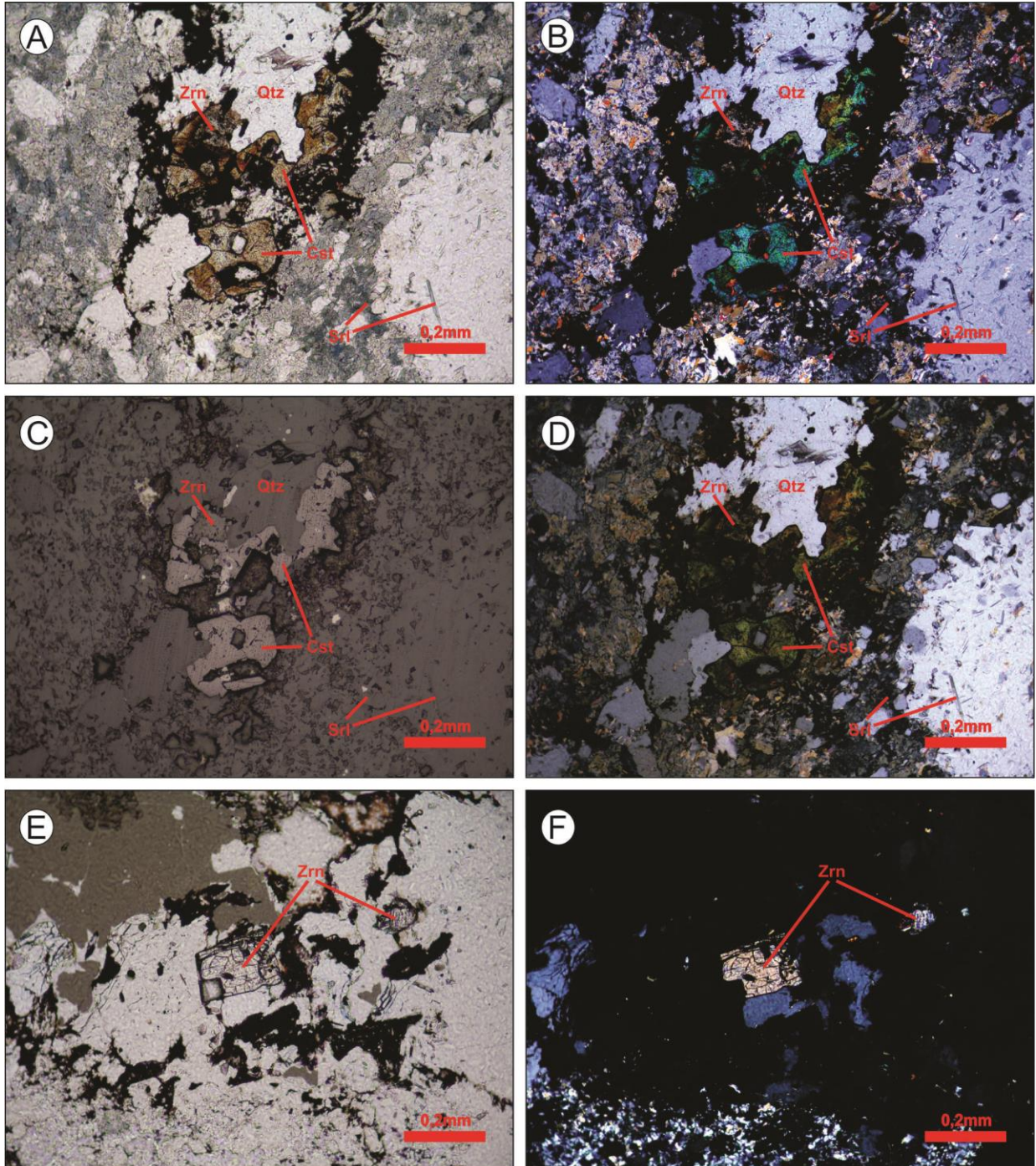
Legenda: (A) (B) Sericita disseminada e cristais de quartzo do sericita-quartzo greisen, ponto 4212-CC-R-44. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Cristais de turmalina de granulação média do turmalina-quartzo greisen, ponto 4212-CC-R-41. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (D) e (F) Intercrescimento de turmalina e quartzo 4212-CC-R-43. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Ser- sericita; Srl- Schorlita; Qtz- quartzo, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).

O sericita-turmalina-quartzo greisen do ponto 4212-CC-R-43 possui grãos de cassiterita de tamanhos que variam entre 0,5 e 0,2 mm . A cassiterita ocorre associada a uma massa de sericita e turmalina que preenche fraturas entre os grãos de quartzo (Figura 28A, B,



C e D). Também foram detectados grãos de zircão hafnífero nesta amostra, com teores médios de Hf de 2% (Figura 28E e F).

Figura 28 – Aspectos de microscópicos do sericita-turmalina-quartzo greisen.



Legenda: (A) (B) Cassiterita no sericita-turmalina-quartzo greisen, ponto 4212-CC-R-43. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) e (D) Cassiterita no sericita-turmalina-quartzo greisen, ponto 4212-CC-R-43. Luz Refletida. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (D) e (F) Cristal de zircão hafnífero 4212-CC-R-43. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Abreviações: Cst- cassiterita; Zrn- zircão; Srl- Schorlita; Qtz- quartzo, segundo (SIIVOLA; SCHMID, 2007).

## 4. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA U-PB, LU-HF, SM-ND

### 4.1. Introdução

As rochas graníticas, charnoquíticas e mangeríticas, deformadas ou não, e com idades U-Pb em zircão variando entre 1.606 e 1.532 Ma (BETTENCOURT et al., 1999), são atualmente entendidas como uma associação de granitos rapakivi e rochas afins e incluídas na Suíte Intrusiva Serra da Providência (BETTENCOURT et al., 1997, 1999; QUADROS; RIZZOTTO, 2007; RIZZOTTO; SCANDOLARA; QUADROS, 1996; TASSINARI, 1984). Segundo Payolla et al. (2002), valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  +0,6 a +2,0 em rochas correlacionadas à Suíte Intrusiva Serra da Providência indicam a mistura de magmas derivados do manto depletado e de outras fontes crustais. Para Tassinari et al. (2000), as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência são produto de magmatismo bimodal intraplaca, situadas sobre crosta continental formada a 1,75 a 1,73 Ga e relacionadas provavelmente com o desenvolvimento geodinâmico da Orogênese Cachoeirinha (BETTENCOURT et al., 1999; GERALDES et al., 2001). Scandolara (2006), de acordo com as características isotópicas de Nd, admite para rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência a distribuição em quatro grupos de idades  $T_{DM}$  crustais que variam de 1,75 a 2,55 Ga e  $\epsilon_{Nd}(t)$  que variam de - 9,6 a + 2,2.

Na área de estudo existe apenas uma idade U-Pb, feita pelo método LA-ICPMS em zircão, por Iza et al. (2015), de uma amostra que pertence a fácies leucossienogranito. A idade concórdia obtida foi de  $1.574 \pm 9$  Ma, com MSDW de 0.98.

Nesta tese foram coletadas e analisadas nove amostras da parte sul do Batólito Serra da Providência, para estudos de geocronologia isotópica U-Pb via ICP-MS, com o objetivo de determinar a idade da fácies mineralizada, determinar a idade de novas fácies cartografadas nesta tese (Fácies dique granítico e Fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico) e verificar a relação temporal entre as fácies porfíricas de granulação grossa e as fácies de granulação fina a média e textura equigranular. Devido à escassez de recursos e problemas operacionais do equipamento, somente quatro das nove amostras foram selecionadas para estudos de geoquímica isotópica Lu-Hf via ICP-MS. Todas as nove amostras que foram datadas pelo método U-Pb via ICP-MS também tiveram alíquotas separadas e preparadas para análise Sm-Nd em rocha total (Figura 29). A tabela 3 traz um sumário com todas as amostras e tipos de análises geocronológicas/geoquímicas isotópicas realizadas nesta tese.

Tabela 3 – Sumário de análises geocronológicas realizadas nesta tese.

Amostra	Litologia	Fácies	U-Pb ICP-MS	Lu-Hf ICP-MS	Sm-Nd
4212-R-CC17A	Biotita sienogranito	Biotita sienogranito porfirítico (viborgito)	X	X	X
4212-R-CC25A	Hornblenda-biotita sienogranito	Hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito)	X		X
4212-R-CC25B	Hornblenda-biotita sienogranito (Aplito)		X		X
4212-R-CC16A	Biotita sienogranito	Biotita sienogranito granofírico rapakivítico	X		X
4212-R-CC24	Biotita sienogranito		X		X
4212-R-CC15A	Biotita sienogranito	Biotita sienogranito granofírico mineralizado	X	X	X
4212-R-CC23	Biotita sienogranito		X	X	X
4212-R-CC33	Álcali feldspato granito		X	X	X
4212-R-CC35	Biotita sienogranito	Dique granítico sin-plutônico	X		X

#### 4.2. Idades U-Pb e Lu-Hf em Zircão e Sm-Nd em Rocha Total: aspectos metodológicos

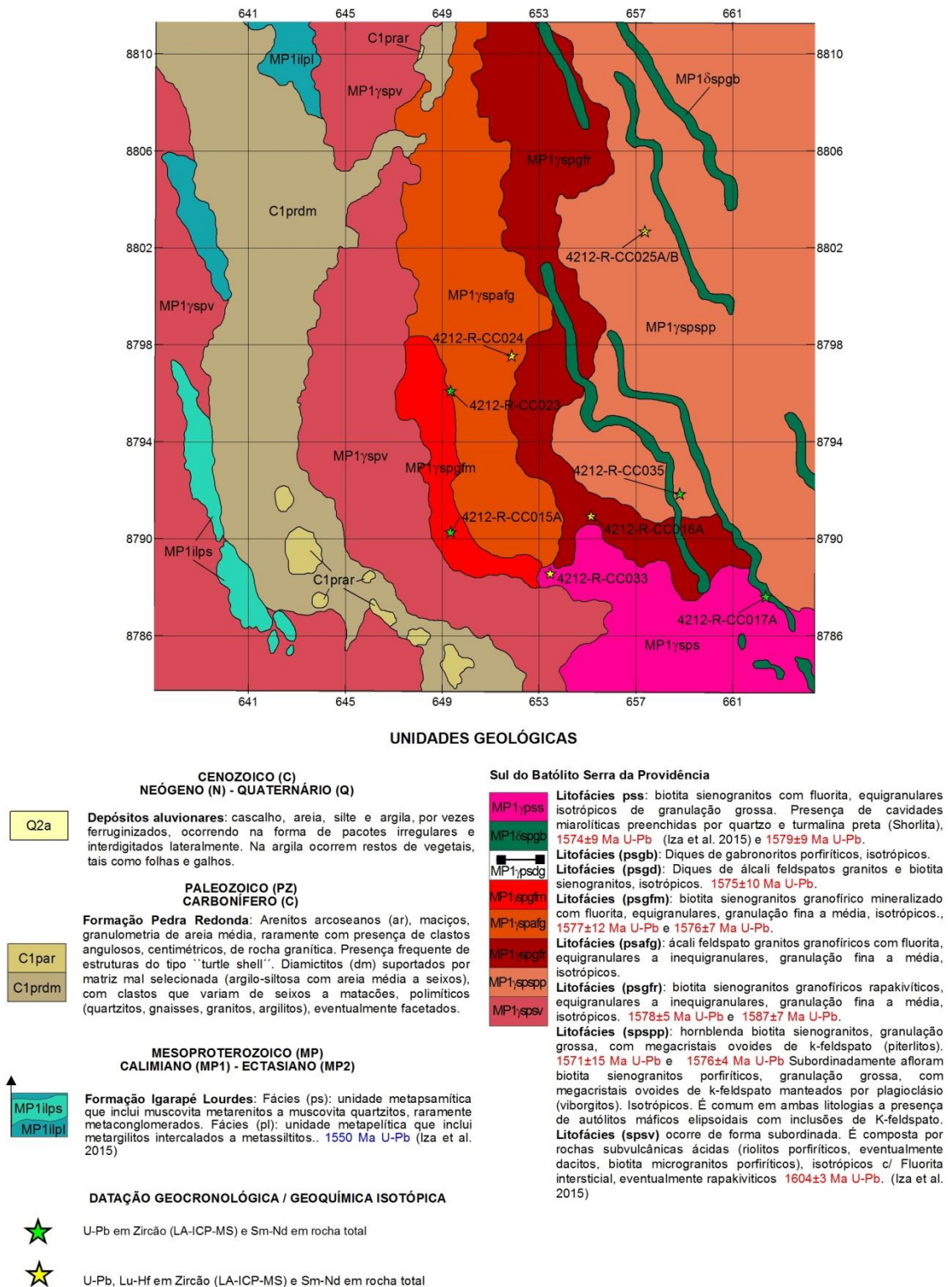
Todos os grãos de zircão foram montados em uma seção circular de araldite com 2,5cm de diâmetro e polidos até que os minerais ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 125) e microscópio eletrônico de varredura (FEI Quanta). Os grãos de zircões foram datados, utilizando-se de uma microsonda a laser (Excimer Laser) acoplada a um MC-ICP-MS (Neptune), no Laboratório Multiusuário da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser de 30  $\mu\text{m}$ , utilizando as condições de operação apresentadas na tabela 4. Fracionamentos de elementos por indução do laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1) (JACKSON et al., 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou *spot*). Chemale et al. (2012) descrevem com detalhe o método utilizado. Para controlar a qualidade de dados, foram analisados, para cada conjunto de amostras e padrão GJ-1, grãos do padrão 91500 com idade sugerida por WIEDENBECK et al., 1995) de  $1.065,4 \pm 0,3$  Ma.

Tabela 4 – Condições de operação para aquisição de dados isotópicos de U-Pb pelo método LA-MC-ICPMS.

Microssonda a laser photon-machines excimer laser system	MC-ICP-MS Neptune
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Potência de saída do Laser 4-6 <math>\text{J}/\text{cm}^2</math></li> <li>• Taxa de repetição dos feixes de laser 10 Hz</li> <li>• Tamanho do spot de Laser 30 <math>\mu\text{m}</math></li> </ul>	Configuração dos coletores: <ul style="list-style-type: none"> <li>• Faradays 232Th, 238U</li> <li>• MIC's 206Pb, 208Pb, 202Hg, 204Hg+204Pb, 207Pb</li> </ul> Injeção de Gas: <ul style="list-style-type: none"> <li>• Fluxo de resfriamento (Ar) 15 l/min</li> <li>• Fluxo auxiliar (Ar) 0.8 l/min</li> <li>• Fluxo de transporte de amostra 0.75 l/min (Ar) + 0.45 l/min (He)</li> <li>• Aquisição 50 ciclos of 1.048 s</li> </ul>



Figura 29 – Mapa geológico da parte sul do Batólito Serra da Providência com a localização das análises geocronológicas.



Cerca de 50 a 100 mg do pó das amostras de rocha-total foram misturados a uma solução traçadora mista de  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  e, em seguida, digeridos ( $\text{HF}:\text{HNO}_3$  igual a aproximadamente 4:1) em cápsulas Savillex ou bombas de Teflon do tipo Parr, ao longo de aproximadamente quatro dias. Após a completa dissolução, a solução é evaporada e novamente atacada com os mesmos ácidos. A solução é evaporada novamente e o resíduo solubilizado em  $\text{HCl}$  6N a quente. Após nova evaporação, o resíduo é solubilizado em  $\text{HCl}$  2,5N. A extração dos lantanídeos é feita através de métodos convencionais em colunas de troca iônica confeccionadas em quartzo, usando resina BIO-RAD AG-50W-X8. A extração de Sm e Nd foi feita em colunas em Teflon empacotadas com a resina LN-Spec. As frações de Sm e Nd foram depositadas em arranjos duplos de filamentos de Rênio e analisadas na forma metálica, em modo estático, usando o espectrômetro de massa Finnigan MAT-262 multicoletor do laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). A razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi normalizada para um valor de  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,7219 e a constante de desintegração usada foi  $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ . Incertezas nas razões Sm/Nd são estimadas em aproximadamente  $\pm 0.2\%$ . Os valores de  $T_{\text{DM}}$  foram calculados usando o modelo de (DEPAOLO, 1981).

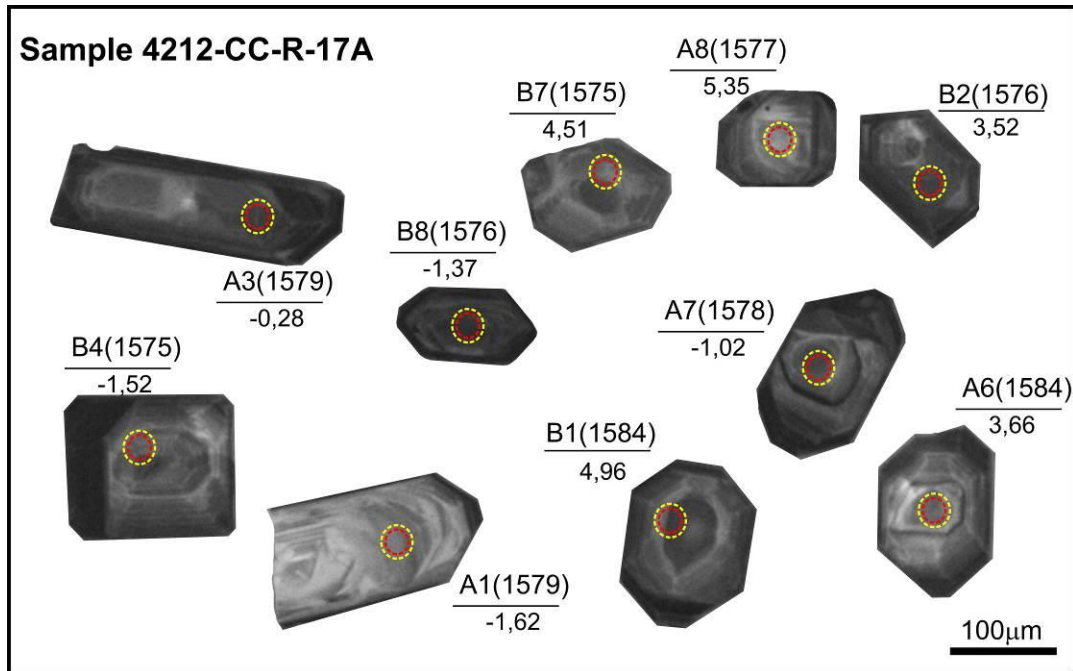
### **4.3. Apresentação e interpretação dos dados U-Pb**

#### **4.3.1. Fácies biotita sienogranito porfírico/Viborgito (MP1 $\gamma$ spv)**

Desta unidade, apenas uma amostra, do ponto 4212-CC-R-17, foi escolhida para datação. Foram selecionados 101 grãos de zircão, transparentes e incolores, os quais foram analisados pelo método U-Pb e Lu-Hf, via ICP-MS. Nas imagens de catodoluminescência observa-se que os grãos são prismáticos variando de subédricos a euédricos. Observa-se também que os grãos possuem um zoneamento bimodal oscilatório, que é uma característica típica do zircão magmático (Figura 30). Foram efetuados 27 pontos analíticos no total, porém somente 14 foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,38 e 0,75 (Tabela 5), indicando um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado. Segundo Ahrens, Cherry e Erlank (1967), zircão de rochas graníticas apresenta razão Th/U < 1, com média de 0,5. Gerou-se uma idade concórdia de  $1.574 \pm 16 \text{ Ma}$  (Figura 31).



Figura 30 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão da Fácies biotita sienogranito porfirítico (Viborgito).

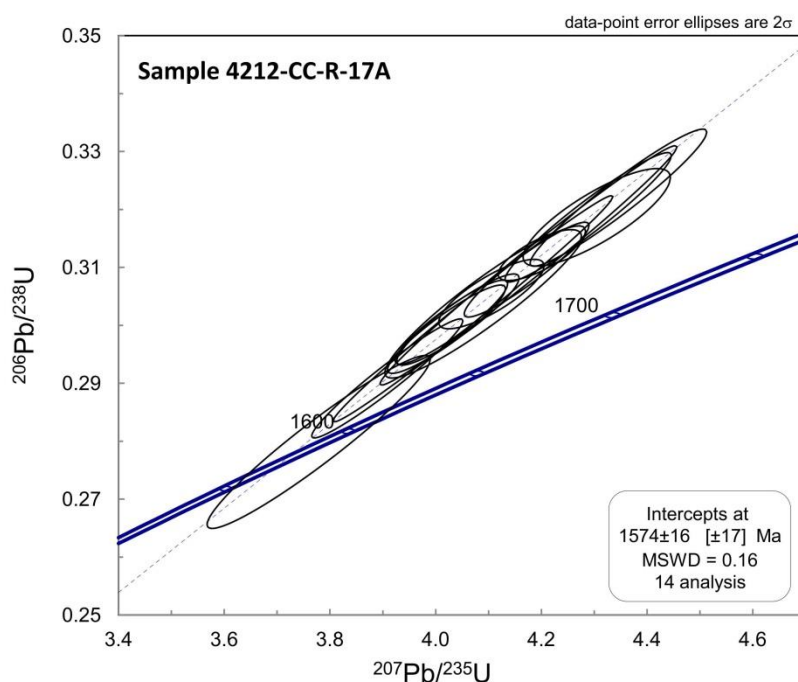


Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS e os círculos vermelhos representam os *spots* das análises Lu-Hf. Também são mostradas as idades U-Pb (Ma, numerador) e os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (denominador).

Tabela 5 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-17<sup>a</sup>.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro 1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro 1σ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (Ma)	Concf %
A1	14	18	38	0,48	4,09376	3,78936	0,30403	3,52524	0,930	0,09766	1,38995	1711,2	60,3	1653,1	62,6	1579,9	22,0	108,31
A3	44	64	119	0,54	4,28860	2,99770	0,31863	2,86241	0,955	0,09762	0,89039	1783,1	51,0	1691,2	50,7	1579,1	14,1	112,92
A2	37	63	114	0,55	4,02980	2,15632	0,30053	1,96804	0,913	0,09725	0,88123	1694,0	33,3	1640,2	35,4	1572,0	13,9	107,76
A6	52	94	132	0,71	4,34602	3,14145	0,32204	3,00245	0,956	0,09788	0,92412	1799,7	54,0	1702,1	53,5	1584,1	14,6	113,61
A7	63	118	169	0,70	4,17583	5,49874	0,31035	5,44116	0,990	0,09759	0,79364	1742,4	94,8	1669,3	91,8	1578,5	12,5	110,38
A8	29	43	84	0,51	4,19708	1,53313	0,31212	1,15372	0,753	0,09753	1,00966	1751,1	20,2	1673,4	25,7	1577,4	15,9	111,01
A9	22	25	66	0,38	4,10538	1,98080	0,30539	1,60659	0,811	0,09750	1,15863	1718,0	27,6	1655,4	32,8	1576,8	18,3	108,95
B1	42	77	124	0,62	3,77870	4,56542	0,27988	4,35760	0,954	0,09792	1,36174	1590,7	69,3	1588,2	72,5	1584,9	21,6	100,37
B2	60	93	171	0,54	3,90865	2,98870	0,29082	2,88553	0,965	0,09748	0,77850	1645,6	47,5	1615,5	48,3	1576,4	12,3	104,39
B3	37	46	105	0,44	4,17219	2,31161	0,30960	2,15464	0,932	0,09774	0,83728	1738,8	37,5	1668,6	38,6	1581,4	13,2	109,95
B4	33	48	94	0,51	4,02045	2,26562	0,29934	2,08034	0,918	0,09741	0,89733	1688,0	35,1	1638,3	37,1	1575,1	14,1	107,17
B5	25	31	71	0,43	4,30497	2,64504	0,31863	2,15696	0,815	0,09799	1,53094	1783,1	38,5	1694,3	44,8	1586,2	24,3	112,41
B7	29	50	72	0,70	4,04216	2,34204	0,30098	2,13686	0,912	0,09740	0,95865	1696,2	36,2	1642,7	38,5	1575,0	15,1	107,70
B8	68	133	177	0,75	4,07071	5,31476	0,30286	5,26968	0,992	0,09748	0,69081	1705,5	89,9	1648,5	87,6	1576,5	10,9	108,18

Figura 31 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito porfirítico (viborgito).



Legenda: A idade obtida foi de  $1.574 \pm 16$  Ma no intercepto superior e é interpretada como idade de cristalização para a amostra do ponto 4212-CC-R-17A.

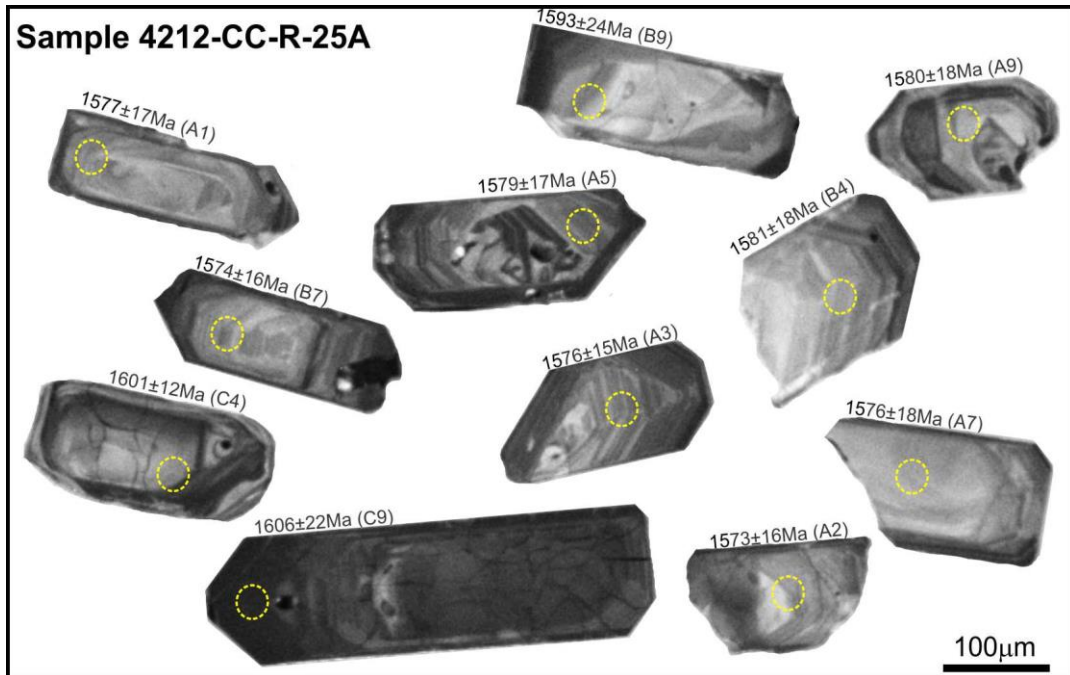
#### 4.3.2. Fácies hornblenda-biotita sienogranito porfirítico/Piterlito (MP1γsp)

Desta unidade foram selecionadas duas amostras do ponto 4212-CC-R-25 para datação. A amostra 4212-CC-R-25A é do hornblenda-biotita sienogranito porfirítico de matriz de granulação média a grossa e a amostra 4212-CC-R-25B é do aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico de granulação média que corta os piterlitos. Ambas as litologias podem ser observadas na figura 12F. Foram selecionados preferencialmente grãos de zircão incolores, transparentes e sem inclusões de outras fases minerais. Ao todo foram selecionados 113 grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-25A e 95 grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-25B, os quais foram analisados pelo método U-Pb via ICP-MS. Nas imagens de catodoluminescência das duas amostras, observa-se que os grãos são prismáticos variando de subédricos a euédricos. Observa-se também que os grãos possuem um zoneamento bimodal oscilatório, que é uma característica típica do zircão magmático (Figuras 32 e 33).

Na amostra 4212-CC-R-25A, foram efetuados 27 pontos analíticos no total, porém somente 14 foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,38 e 0,53 (Tabela 6). Na amostra 4212-CC-R-25B, foram efetuados 27 pontos analíticos no total. Destes, 22 foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados

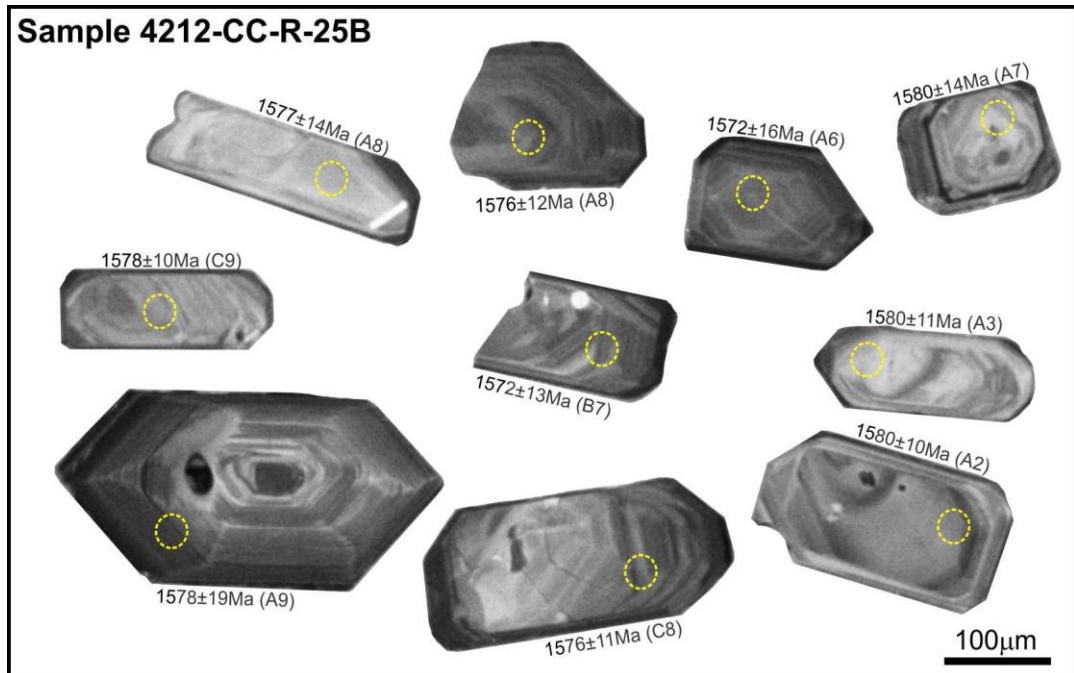
forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,43 e 0,71 (Tabela 7). Ambos os resultados indicam um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado. Gerou-se uma idade concórdia de  $1.571 \pm 15$  Ma para a amostra 4212-CC-R-25A (Figura 34) e uma idade concórdia de  $1.576 \pm 4$  Ma para a amostra 4212-CC-R-25B (Figura 34).

Figura 32 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico.



Legenda: Imagens de catodoluminescência de alguns grãos do zircão do aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico. Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS. Também são mostradas as idades U-Pb e o código da análise que consta na tabela analítica.

Figura 33 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do hornblenda-biotita sienogranito porfírico (piterlito).



Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS. Também são mostradas as idades U-Pb e o código da análise que consta na tabela analítica.

Tabela 6 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-25A.

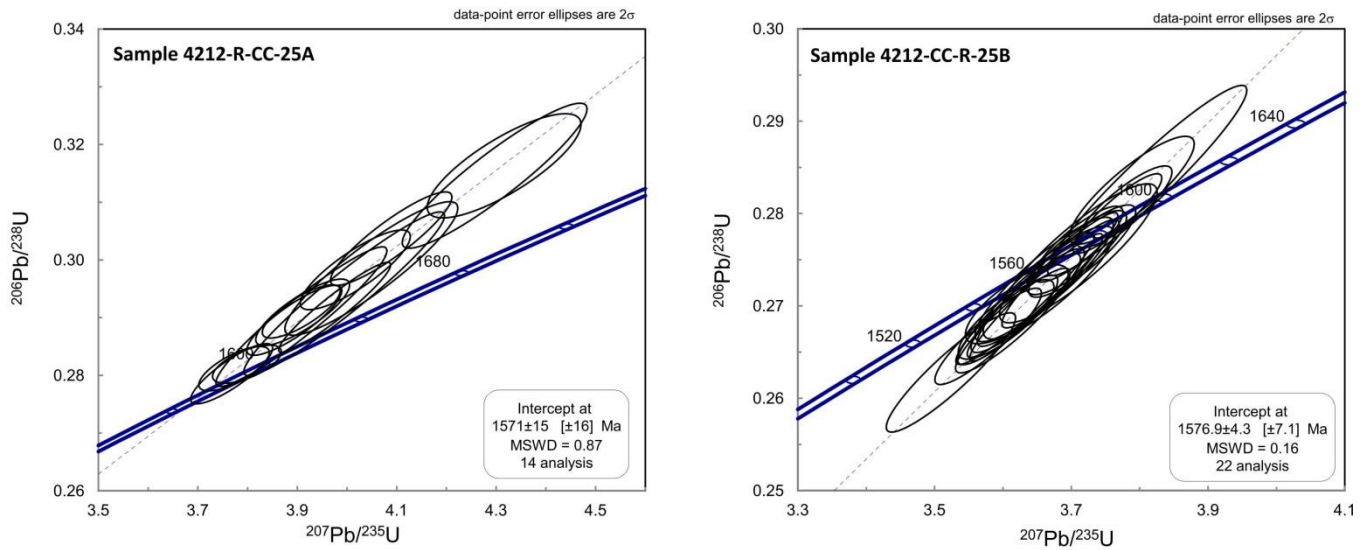
Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Concf %		
					Erro 1σ (%)	Erro 1σ (%)	Erro 1σ (%)	Erro 1σ (%)		Erro (Ma)	Erro (Ma)	Erro (Ma)	Erro (Ma)					
A1	22	32	71	0,44	3,89404	2,00734	0,28953	1,71180	0,853	0,09755	1,04842	1639,2	28,1	1612,4	32,4	1577,7	16,5	103,90
A2	17	24	52	0,46	3,77292	1,53446	0,28116	1,11749	0,728	0,09733	1,05156	1597,2	17,8	1587,0	24,4	1573,5	16,5	101,51
A3	26	37	82	0,45	3,76808	1,78806	0,28029	1,51960	0,850	0,09750	0,94232	1592,8	24,2	1586,0	28,4	1576,9	14,9	101,01
A5	19	23	57	0,41	4,08881	2,44374	0,30369	2,17755	0,891	0,09765	1,10910	1709,6	37,2	1652,1	40,4	1579,7	17,5	108,22
A7	12	20	38	0,53	3,91093	1,97104	0,29092	1,61877	0,821	0,09750	1,12455	1646,1	26,6	1615,9	31,9	1576,9	17,7	104,39
A8	12	15	38	0,40	4,01656	2,25321	0,29829	1,88950	0,839	0,09766	1,22749	1682,8	31,8	1637,6	36,9	1579,9	19,4	106,51
A9	22	31	62	0,51	3,90850	3,59862	0,29018	3,40322	0,946	0,09769	1,16971	1642,4	55,9	1615,4	58,1	1580,5	18,5	103,92
B3	51	74	148	0,50	4,31612	2,92890	0,31630	2,33090	0,796	0,09897	1,77351	1771,6	41,3	1696,4	49,7	1604,7	28,5	110,40
B4	23	32	74	0,43	3,79877	1,48579	0,28195	0,95539	0,643	0,09772	1,13790	1601,2	15,3	1592,5	23,7	1581,0	18,0	101,28
B7	16	22	51	0,44	3,90822	1,64058	0,29108	1,29486	0,789	0,09738	1,00738	1646,9	21,3	1615,4	26,5	1574,5	15,9	104,60
B8	21	27	60	0,45	3,99432	4,12934	0,29413	3,93843	0,954	0,09849	1,24105	1662,2	65,5	1633,0	67,4	1595,7	19,8	104,16
B9	10	12	31	0,38	4,04901	3,50957	0,29852	3,17008	0,903	0,09837	1,50588	1684,0	53,4	1644,1	57,7	1593,5	24,0	105,68
C4	38	55	128	0,43	3,97514	2,31635	0,29178	2,18783	0,945	0,09881	0,76081	1650,4	36,1	1629,1	37,7	1601,7	12,2	103,04
C9	38	42	116	0,36	4,29693	3,53657	0,31459	3,26166	0,922	0,09906	1,36708	1763,2	57,5	1692,8	59,9	1606,6	22,0	109,75

Tabela 7 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-25B.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		Concf %		
					Erro 1σ (%)	Erro 1σ (%)	Erro 1σ (%)	Erro 1σ (%)		Erro (Ma)	Erro (Ma)	Erro (Ma)	Erro (Ma)					
A2	92	201	282	0,71	3,64868	2,18264	0,27093	2,08145	0,954	0,09767	0,65687	1545,5	32,2	1560,2	34,1	1580,2	10,4	97,80
A3	48	90	153	0,59	3,61448	1,89706	0,26841	1,72502	0,909	0,09767	0,78939	1532,7	26,4	1552,7	29,5	1580,1	12,5	97,00
A4	56	105	174	0,60	3,68426	1,90312	0,27348	1,75275	0,921	0,09771	0,74145	1558,5	27,3	1568,0	29,8	1580,8	11,7	98,59
A6	28	42	87	0,48	3,78854	1,96897	0,28253	1,68906	0,858	0,09725	1,01187	1604,1	27,1	1590,3	31,3	1572,1	15,9	102,03
A7	41	62	128	0,48	3,71600	1,72010	0,27594	1,47966	0,860	0,09767	0,87712	1570,9	23,2	1574,8	27,1	1580,1	13,9	99,42
A8	75	123	242	0,51	3,63342	1,80281	0,27031	1,61825	0,898	0,09749	0,79460	1542,4	25,0	1556,9	28,1	1576,7	12,5	97,82
A9	52	102	163	0,63	3,71026	2,54174	0,27570	2,23145	0,878	0,09760	1,21700	1569,7	35,0	1573,6	40,0	1578,8	19,2	99,42
B1	48	77	153	0,50	3,57850	1,78036	0,26670	1,59886	0,894	0,09732	0,78316	1524,0	24,4	1544,8	27,5	1573,3	12,3	96,87
B2	49	83	156	0,53	3,60469	1,58697	0,26854	1,30723	0,824	0,09736	0,89980	1533,4	20,0	1550,6	24,6	1574,1	14,2	97,41
B4	20	29	64	0,45	3,62036	1,69895	0,27017	1,29412	0,762	0,09719	1,10077	1541,7	20,0	1554,0	26,4	1570,8	17,3	98,14
B5	55	80	176	0,46	3,71040	1,43252	0,27668	1,21154	0,846	0,09726	0,76439	1574,6	19,1	1573,6	22,5	1572,3	12,0	100,15
B6	46	85	146	0,58	3,66659	2,13072	0,27252	1,83636	0,862	0,09758	1,08061	1553,6	28,5	1564,1	33,3	1578,4	17,1	98,43
B7	42	80	129	0,62	3,52395	2,19155	0,26279	2,00833	0,916	0,09726	0,87722	1504,1	30,2	1532,6	33,6	1572,1	13,8	95,67
B9	60	85	186	0,45	3,65799	2,46332	0,27226	2,35222	0,955	0,09744	0,73144	1552,3	36,5	1562,3	38,5	1575,8	11,5	98,51
C1	53	78	168	0,46	3,77743	1,51070	0,28074	1,28624	0,851	0,09759	0,79234	1595,1	20,5	1588,0	24,0	1578,5	12,5	101,05
C2	25	38	79	0,48	3,81112	3,12373	0,28359	2,96682	0,950	0,09747	0,97759	1609,4	47,7	1595,1	49,8	1576,3	15,4	102,10
C3	21	35	68	0,51	3,66043	2,25818	0,27286	2,01788	0,894	0,09730	1,01366	1555,3	31,4	1562,8	35,3	1572,9	15,9	98,88
C4	37	52	123	0,43	3,60696	1,66031	0,26848	1,47352	0,887	0,09744	0,76510	1533,1	22,6	1551,1	25,8	1575,6	12,1	97,30
C6	30	49	97	0,51	3,63255	2,27963	0,27081	2,15796	0,947	0,09728	0,73481	1544,9	33,3	1556,7	35,5	1572,7	11,6	98,23
C7	21	35	68	0,51	3,70785	1,61217	0,27577	1,34902	0,837	0,09751	0,88275	1570,0	21,2	1573,1	25,4	1577,1	13,9	99,55
C8	40	68	127	0,54	3,64090	1,76160	0,27091	1,59734	0,907	0,09747	0,74278	1545,4	24,7	1558,5	27,5	1576,3	11,7	98,04
C9	58	108	177	0,61	3,76746	1,40799	0,28000	1,25512	0,891	0,09759	0,63807	1591,4	20,0	1585,8	22,3	1578,5	10,1	100,82



Figura 34 – Diagrama concórdia calculado para o hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito) e para o aplito de hornblenda-biotita sienogranito granofírico do ponto 4212-CC-R-25.

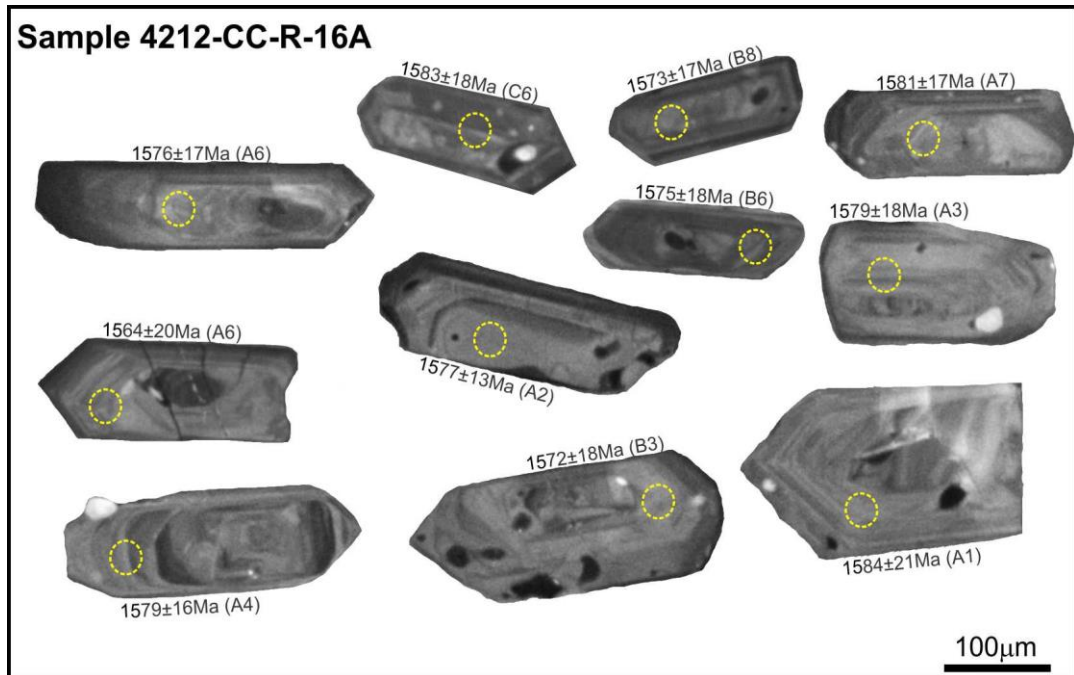


#### 4.3.3. Fácies biotita sienogranito granofírico rapakivítico (MP1 $\gamma$ psgr)

Assim como na fácies do piterlito, nesta unidade foram selecionadas duas amostras para datação, uma no ponto 4212-CC-R-16 e outra no ponto 4212-CC-R-24. As amostras 4212-CC-R-16A e 4212-CC-R-24 correspondem a um biotita sienogranito granofírico de textura rapakivi.

Foram selecionados, preferencialmente, grãos de zircão incolores, transparentes e sem inclusões de outras fases minerais. Ao todo foram selecionados 117 grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-16A, e 95 grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-24, os quais foram analisados pelo método U-Pb via ICP-MS. Nas imagens de catodoluminescência da amostra 4212-CC-R-16A observa-se que os grãos são prismáticos variando de subédricos a euédricos. Observa-se também que os grãos possuem um zoneamento bimodal oscilatório, que é uma característica típica do zircão magmático (Figura 35). Nas imagens de catodoluminescência da amostra 4212-CC-R-24, observa-se que os grãos variam de subédricos a prismáticos. Observa-se que os grãos, ao invés de apresentar zoneamento magmático, apresentam tons de cinza mais escuros, com algumas feições mais exóticas, indicando, possivelmente, fases mais tardias com participação de soluções hidrotermais (Figura 36).

Figura 35 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico c/ textura rapakivi da amostra 4212-CC-R-16A.

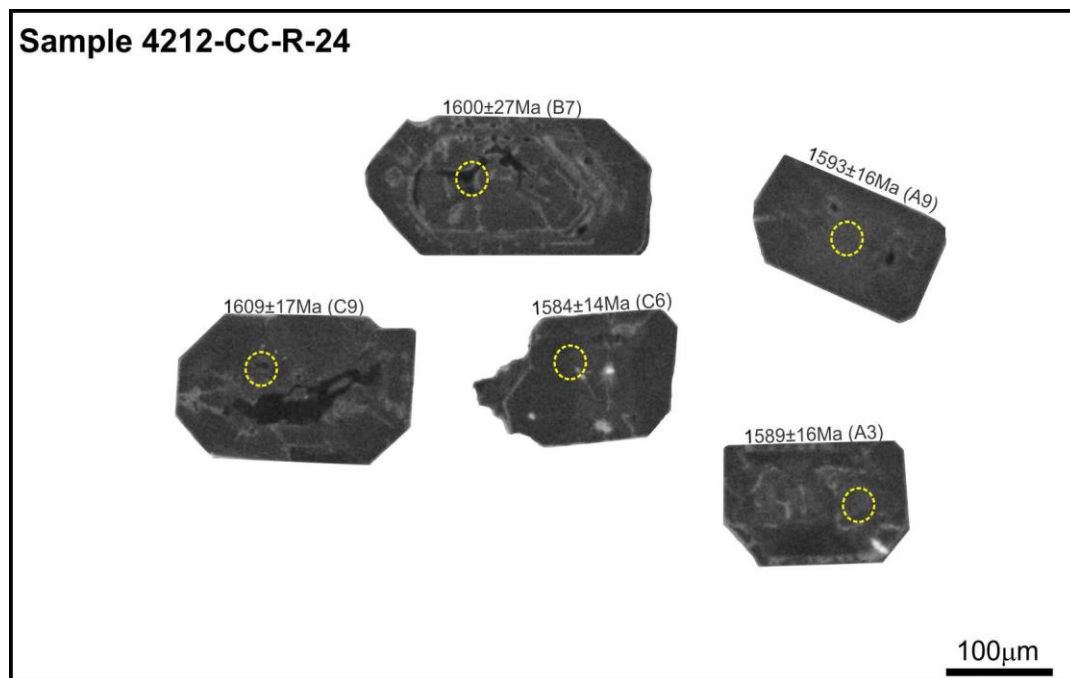


Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS. Também são mostradas as idades U-Pb e o código da análise que consta na tabela analítica.

Na amostra 4212-CC-R-16A, foram efetuados 27 pontos analíticos no total, porém somente 17 foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,44 e 0,66 (Tabela 8). Na amostra 4212-CC-R-24 foram efetuados 27 pontos analíticos no total, porém apenas seis foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,39 e 0,60 (Tabela 9). Ambos os resultados indicam um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado. Gerou-se uma idade concórdia de  $1.571 \pm 5$  Ma para a amostra 4212-CC-R-16A (Figura 37) e uma idade concórdia de  $1.588 \pm 7$  Ma para a amostra 4212-CC-R-24 (Figura 37).



Figura 36 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico c/ textura rapakivi da amostra 4221-CC-R-24.



Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS. Também são mostradas as idades U-Pb e o código da análise que consta na tabela analítica.

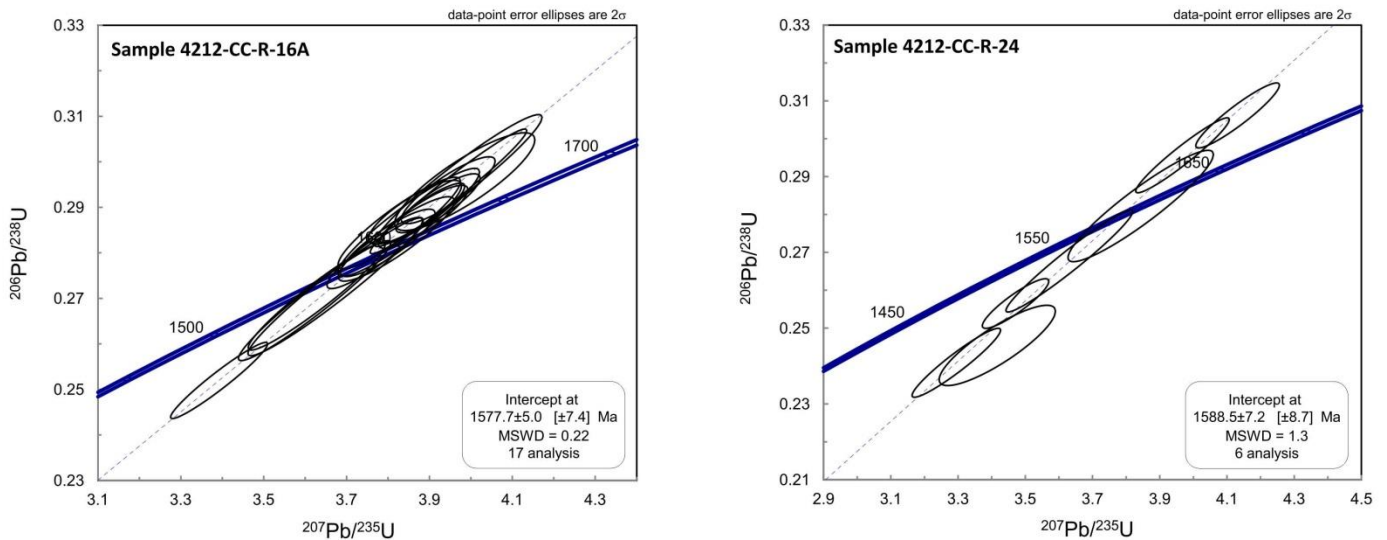
Tabela 8 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-16A.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (Ma)	Concf %
A1	17	23	51	0,45	3,81974	2,98950	0,28305	2,67781	0,896	0,09787	1,32907	1606,7	43,0	1596,9	47,7	1584,0	21,1	101,44
A2	62	120	195	0,61	3,94604	3,91090	0,29350	3,81459	0,975	0,09751	0,86261	1659,0	63,3	1623,2	63,5	1577,0	13,6	105,20
A3	20	35	62	0,56	3,79940	2,45632	0,28218	2,14444	0,873	0,09765	1,19788	1602,3	34,4	1592,6	39,1	1579,8	18,9	101,43
A4	28	40	93	0,43	3,76891	2,51738	0,27998	2,28543	0,908	0,09763	1,05547	1591,2	36,4	1586,1	39,9	1579,4	16,7	100,75
A5	66	140	211	0,66	3,39245	2,82117	0,25196	2,70988	0,961	0,09765	0,78458	1448,6	39,3	1502,7	42,4	1579,7	12,4	91,70
A6	23	36	69	0,53	3,62297	4,14670	0,26951	3,99103	0,962	0,09750	1,12552	1538,3	61,4	1554,6	64,5	1576,8	17,7	97,56
A7	19	31	61	0,51	3,92076	2,11806	0,29089	1,81681	0,858	0,09775	1,08874	1646,0	29,9	1618,0	34,3	1581,7	17,2	104,06
A8	24	37	75	0,50	3,88593	2,08064	0,28873	1,85801	0,893	0,09761	0,93640	1635,2	30,4	1610,8	33,5	1579,0	14,8	103,56
B2	31	45	95	0,47	3,98505	3,46850	0,29564	2,96210	0,854	0,09776	1,80456	1669,7	49,5	1631,2	56,6	1581,9	28,5	105,55
B3	42	91	146	0,62	3,96881	4,17750	0,29588	4,00245	0,958	0,09729	1,19661	1670,8	66,9	1627,8	68,0	1572,7	18,8	106,24
B5	24	39	80	0,49	3,82718	3,15432	0,28654	2,86658	0,909	0,09687	1,31621	1624,2	46,6	1598,5	50,4	1564,7	20,6	103,80
B6	43	70	143	0,49	3,94513	2,34565	0,29375	2,04147	0,870	0,09741	1,15520	1660,2	33,9	1623,0	38,1	1575,0	18,2	105,41
B7	31	56	103	0,55	3,86496	2,38193	0,28892	1,98366	0,833	0,09702	1,31860	1636,1	32,5	1606,4	38,3	1567,6	20,7	104,37
B8	68	131	230	0,57	3,62777	3,71729	0,27038	3,55111	0,955	0,09731	1,09904	1542,7	54,8	1555,6	57,8	1573,2	17,3	98,06
B9	37	76	120	0,63	3,84977	3,63107	0,28670	3,38058	0,931	0,09739	1,32528	1625,0	54,9	1603,2	58,2	1574,7	20,9	103,20
C1	29	41	93	0,44	3,67286	4,69257	0,27252	4,53718	0,967	0,09775	1,19758	1553,6	70,5	1565,5	73,5	1581,6	18,9	98,23
C6	40	73	131	0,56	3,88473	2,27306	0,28791	1,96119	0,863	0,09786	1,14914	1631,1	32,0	1610,5	36,6	1583,7	18,2	102,99

Tabela 9 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-24.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro 1 $\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Erro (Ma)	Concf %
A3	32	73	121	0,60	3,47095	2,32673	0,25648	2,08611	0,897	0,09815	1,03044	1471,8	30,7	1520,6	35,4	1589,3	16,4	92,61
A9	42	80	151	0,53	3,63124	4,24326	0,26772	4,10971	0,969	0,09837	1,05620	1529,2	62,8	1556,4	66,0	1593,5	16,8	95,96
B7	51	109	166	0,66	3,84341	4,59469	0,28224	4,25606	0,926	0,09876	1,73123	1602,6	68,2	1601,9	73,6	1600,9	27,7	100,11
C6	38	53	122	0,44	4,13186	2,46061	0,30613	2,29031	0,931	0,09789	0,89949	1721,6	39,4	1660,6	40,9	1584,3	14,3	108,67
C8	34	42	108	0,39	3,96794	2,86769	0,29562	2,73799	0,955	0,09735	0,85269	1669,6	45,7	1627,7	46,7	1573,9	13,4	106,08
C9	25	56	98	0,57	3,29497	3,26210	0,24086	3,08739	0,946	0,09922	1,05322	1391,2	43,0	1479,9	48,3	1609,5	17,0	86,44

Figura 37 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito granofírico de textura rapakivi dos pontos 4212-CC-R-16 e 4212-CC-R-24.

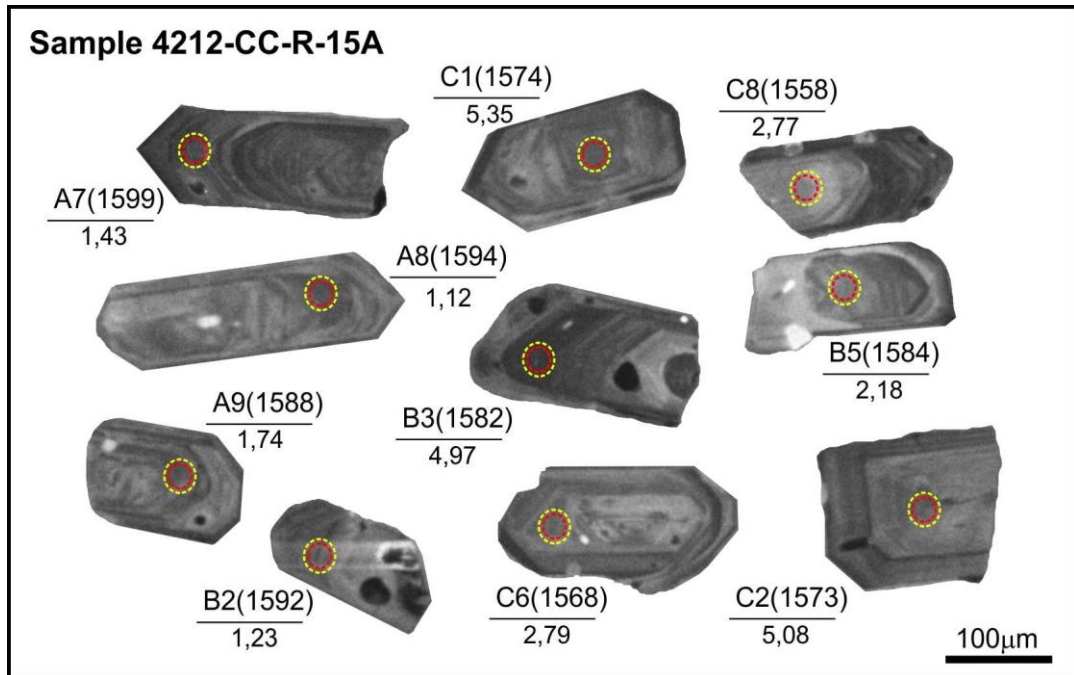


#### 4.3.4. Fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado (MP1γpsgfm)

Desta unidade, duas amostras, uma do ponto 4212-CC-R-15 e outra do ponto foi 4212-CC-R-23, foram escolhidas para datação. Foram selecionados preferencialmente grãos de zircão incolores, transparentes e sem inclusões de outras fases minerais. Ao todo foram selecionados 124 grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-15A e 71 grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-23, os quais foram analisados pelo método U-Pb via ICP-MS e Lu-Hf via ICP-MS. As amostras 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23 foram classificadas nesta tese como biotita sienogranito granofírico mineralizado. Nas imagens de catodoluminescência das duas amostras, observa-se que os grãos são prismáticos variando de subédricos a euédricos. Observa-se também que os grãos possuem um zoneamento bimodal oscilatório, que é uma característica típica do zircão magmático (Figuras 38 e 39).

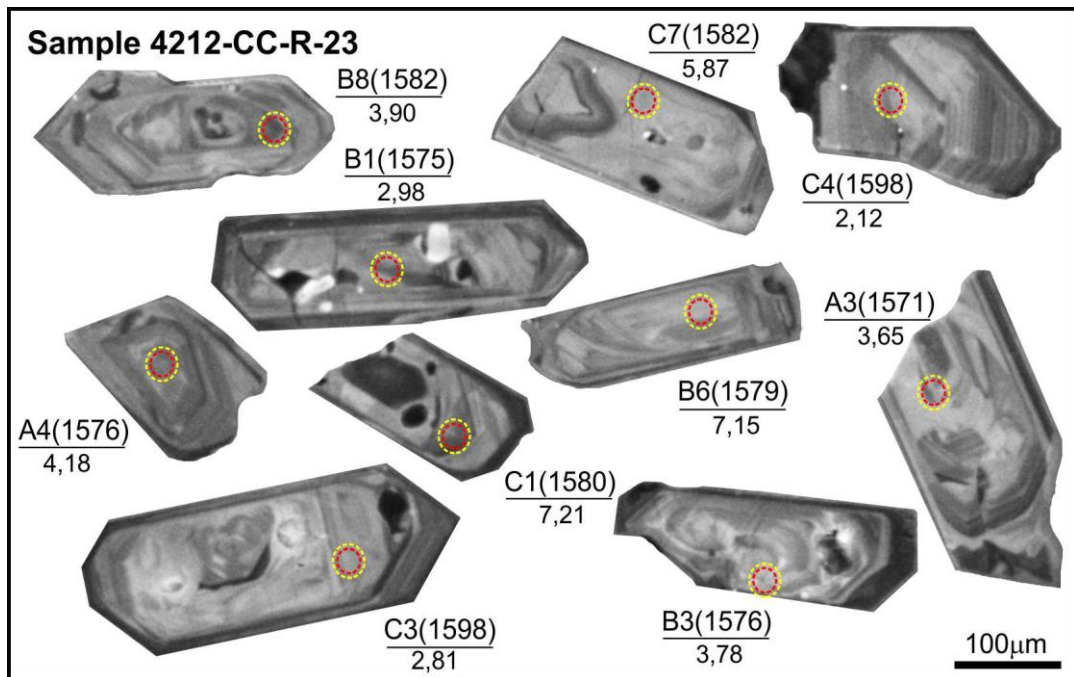
Nas amostras, foram efetuados 27 pontos analíticos no total, porém somente 15 foram utilizados para o cálculo das idades. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,44 e 0,66 (Tabela 10) na amostra 4212-CC-R-15A e valores de razão Th/U em torno de 0,42 a 0,71 na amostra 4212-CC-R-23 (Tabela 11). Ambos os resultados indicam um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado. Gerou-se uma idade concórdia de  $1.577 \pm 12$  Ma para a amostra 4212-CC-R-15A e uma idade concórdia de  $1.576 \pm 7$  Ma para a amostra 4212-CC-R-23 (Figura 40).

Figura 38 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico mineralizado da amostra 4212-CC-R-15A.



Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS e os círculos vermelhos representam os *spots* das análises Lu-Hf. Também são mostradas as idades U-Pb (Ma, numerador) e os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (denominador).

Figura 39 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita sienogranito granofírico mineralizado da amostra 4212-CC-R-23.



Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS e os círculos vermelhos representam os *spots* das análises Lu-Hf. Também são mostradas as idades U-Pb (Ma, numerador) e os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  (denominador).



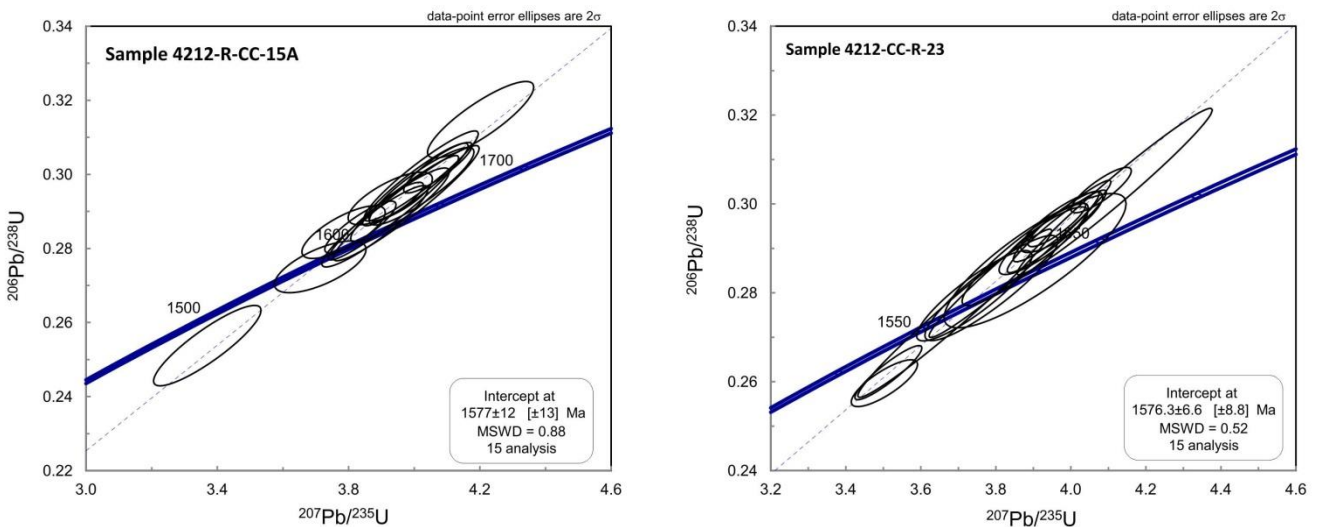
Tabela 10 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-15A.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro (Ma) Conc f %		
A1	31	38	98	0,39	3,95665	3,09768	0,29175	2,79873	0,903	0,09836	1,32767	1650,3	46,2	1625,4	50,3	1593,3	21,2	103,58
A7	42	54	129	0,42	3,97593	4,56916	0,29223	4,34893	0,952	0,09868	1,40143	1652,6	71,9	1629,3	74,4	1599,3	22,4	103,34
A8	39	50	121	0,41	3,88048	3,41141	0,28599	3,14092	0,921	0,09841	1,33129	1621,5	50,9	1609,6	54,9	1594,2	21,2	101,71
A9	32	40	101	0,39	3,93683	4,12313	0,29098	3,95511	0,959	0,09813	1,16505	1646,4	65,1	1621,3	66,8	1588,8	18,5	103,63
B2	37	51	116	0,44	4,02273	3,24317	0,29678	2,87898	0,888	0,09831	1,49319	1675,3	48,2	1638,8	53,1	1592,3	23,8	105,21
B3	83	119	256	0,46	3,94460	1,72553	0,29262	1,45831	0,845	0,09777	0,92237	1654,6	24,1	1622,9	28,0	1582,0	14,6	104,59
B5	24	34	76	0,45	4,07235	2,09214	0,30179	1,84718	0,883	0,09787	0,98234	1700,2	31,4	1648,8	34,5	1583,9	15,6	107,35
B8	15	18	46	0,40	3,71352	3,07337	0,27503	2,07251	0,674	0,09793	2,26943	1566,3	32,5	1574,3	48,4	1585,0	36,0	98,82
C1	13	23	39	0,59	4,02112	3,53821	0,29956	3,31559	0,937	0,09735	1,23523	1689,1	56,0	1638,5	58,0	1574,1	19,4	107,31
C2	13	18	41	0,45	3,83584	2,31358	0,28578	1,99713	0,863	0,09735	1,16796	1620,4	32,4	1600,3	37,0	1573,9	18,4	102,95
C5	5	7	18	0,39	3,36951	3,97234	0,25376	3,49171	0,879	0,09630	1,89407	1457,8	50,9	1497,3	59,5	1553,7	29,4	93,83
C6	7	10	22	0,45	3,92708	2,67340	0,29349	1,97898	0,740	0,09704	1,79741	1659,0	32,8	1619,3	43,3	1568,1	28,2	105,80
C8	8	11	24	0,45	3,78488	2,74275	0,28441	2,04886	0,747	0,09652	1,82341	1613,5	33,1	1589,5	43,6	1557,9	28,4	103,57
C9	16	20	49	0,42	4,00366	3,27620	0,29727	3,05803	0,933	0,09768	1,17555	1677,7	51,3	1634,9	53,6	1580,3	18,6	106,16
C3	9	14	27	0,52	4,20228	3,14525	0,31474	2,68178	0,853	0,09684	1,64337	1764,0	47,3	1674,5	52,7	1564,0	25,7	112,78

Tabela 11 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-23.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro (Ma) Conc f %		
A2	12	16	37	0,44	3,97601	2,24415	0,29588	1,88121	0,838	0,09746	1,22361	1670,9	31,4	1629,3	36,6	1576,1	19,3	106,01
A3	19	34	52	0,66	3,69086	5,72668	0,27541	5,61360	0,980	0,09720	1,13238	1568,2	88,0	1569,4	89,9	1571,0	17,8	99,82
A4	24	35	65	0,54	3,86451	5,12935	0,28765	5,02561	0,980	0,09744	1,02638	1629,8	81,9	1606,3	82,4	1575,7	16,2	103,43
A5	32	37	84	0,44	3,51350	2,07556	0,26203	1,89520	0,913	0,09725	0,84627	1500,2	28,4	1530,3	31,8	1572,0	13,3	95,43
A6	39	52	122	0,42	3,96267	1,58400	0,29535	1,37779	0,870	0,09731	0,78150	1668,2	23,0	1626,6	25,8	1573,1	12,3	106,04
A7	12	20	37	0,53	3,74291	3,35951	0,27934	2,97685	0,886	0,09718	1,55714	1588,0	47,3	1580,6	53,1	1570,7	24,5	101,10
A8	25	51	88	0,58	3,50292	2,06421	0,25965	1,65504	0,802	0,09784	1,23361	1488,1	24,6	1527,9	31,5	1583,4	19,5	93,98
B1	19	28	57	0,49	3,96076	2,36319	0,29491	2,19323	0,928	0,09741	0,88000	1666,0	36,5	1626,2	38,4	1575,1	13,9	105,78
B3	8	11	26	0,42	3,87829	3,54610	0,28863	3,25111	0,917	0,09745	1,41601	1634,7	53,1	1609,2	57,1	1576,0	22,3	103,73
B6	13	23	37	0,62	3,92704	2,46110	0,29172	2,13085	0,866	0,09763	1,23146	1650,1	35,2	1619,3	39,9	1579,4	19,4	104,48
B8	20	42	59	0,71	3,96231	2,72466	0,29382	2,58299	0,948	0,09781	0,86713	1660,6	42,9	1626,5	44,3	1582,7	13,7	104,92
C1	15	20	45	0,44	4,08068	1,61229	0,30311	1,37106	0,850	0,09764	0,84834	1706,7	23,4	1650,4	26,6	1579,6	13,4	108,05
C3	8	13	21	0,59	3,90472	5,07310	0,28723	4,29405	0,846	0,09860	2,70137	1627,7	69,9	1614,7	81,9	1597,7	43,2	101,87
C4	12	16	35	0,45	4,11732	5,16251	0,30278	5,06049	0,980	0,09863	1,02123	1705,1	86,3	1657,7	85,6	1598,3	16,3	106,68
C7	7	9	19	0,47	3,78825	3,82541	0,28109	3,44305	0,900	0,09775	1,66708	1596,8	55,0	1590,3	60,8	1581,6	26,4	100,97

Figura 40 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito granofírico mineralizado dos pontos 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23.

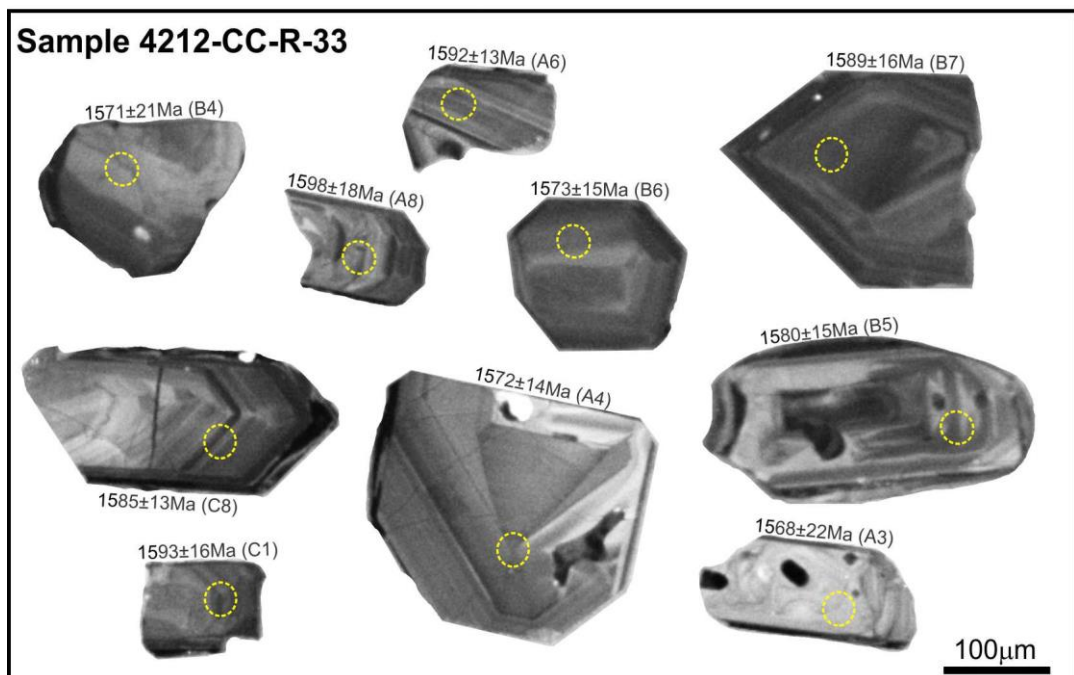


#### 4.3.5. Fácies biotita sienogranito (MP1 $\gamma$ ps)

Desta unidade, apenas uma amostra, do ponto 4212-CC-R-33, foi escolhida para datação. Foram selecionados 53 grãos de zircão preferencialmente incolores, transparentes e sem inclusões de outras fases minerais, os quais foram analisados pelo método U-Pb via ICP-MS. Nas imagens de catodoluminescência, observa-se que os grãos são prismáticos variando de subédricos a euédricos. Observa-se também que os grãos possuem um zoneamento bimodal oscilatório, que é uma característica típica do zircão magmático (Figura 41).

Foram efetuados 27 pontos analíticos no total, porém somente 13 foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,32 e 0,51 (Tabela 12), indicando um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado. Gerou-se uma idade concórdia de  $1.579 \pm 9$  Ma (Figura 42).

Figura 41 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do biotita leucossienogranito da amostra 4221-CC-R-33.

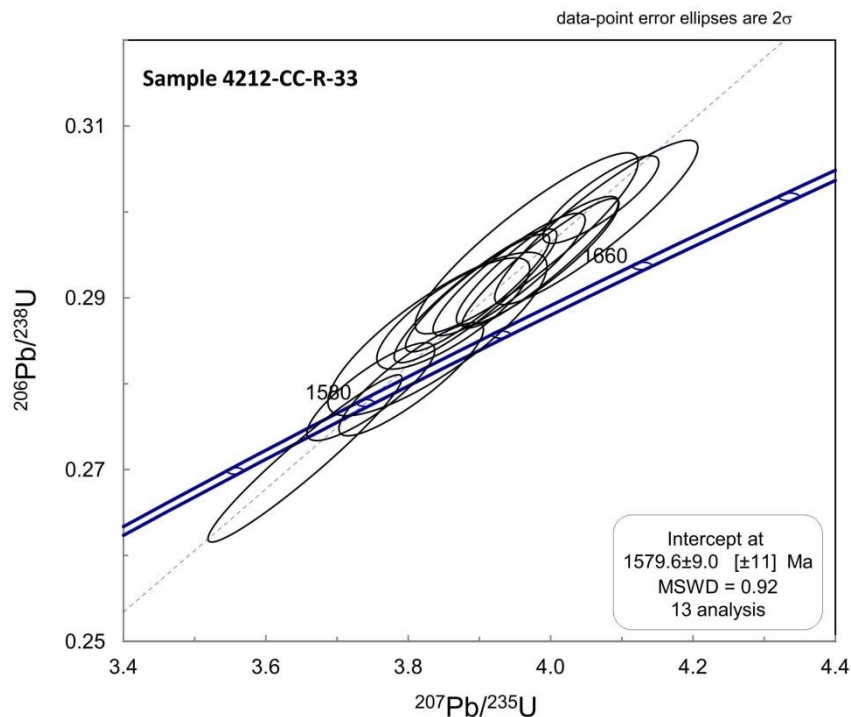


Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS. Também são mostradas as idades U-Pb e o código da análise que consta na tabela analítica.

Tabela 12 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-33.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas							Idades Aparentes								
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)			Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro 1 $\sigma$ (%)			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro (Ma) Conc %	
A1	11	18	39	0,47	3,84097	3,27436	0,28577	2,71975	0,831	0,09748	1,82329	1620,4	44,1	1601,4	52,4	1576,5	28,7	102,78		
A3	16	22	55	0,40	3,96647	3,22752	0,29633	2,90449	0,900	0,09708	1,40743	1673,1	48,6	1627,4	52,5	1568,8	22,1	106,65		
A4	30	52	102	0,51	3,89746	2,12361	0,29056	1,92432	0,906	0,09728	0,89816	1644,3	31,6	1613,2	34,3	1572,7	14,1	104,55		
A6	26	34	91	0,38	3,98554	2,25176	0,29401	2,09863	0,932	0,09831	0,81621	1661,6	34,9	1631,3	36,7	1592,4	13,0	104,34		
A8	27	43	90	0,48	4,06416	2,87320	0,29877	2,61873	0,911	0,09866	1,18218	1685,2	44,1	1647,1	47,3	1598,9	18,9	105,40		
B4	26	30	94	0,32	3,86336	2,27197	0,28817	1,83290	0,807	0,09723	1,34251	1632,4	29,9	1606,1	36,5	1571,7	21,1	103,86		
B5	57	85	200	0,43	3,94178	2,21821	0,29270	1,98776	0,896	0,09767	0,98451	1655,0	32,9	1622,3	36,0	1580,1	15,6	104,74		
B6	37	55	121	0,46	3,89448	2,40173	0,29022	2,19216	0,913	0,09732	0,98120	1642,6	36,0	1612,5	38,7	1573,4	15,4	104,40		
B7	54	75	189	0,40	3,98197	2,34628	0,29425	2,09515	0,893	0,09815	1,05612	1662,7	34,8	1630,5	38,3	1589,2	16,8	104,63		
C1	29	44	98	0,45	3,80422	2,18502	0,28052	1,91768	0,878	0,09835	1,04729	1594,0	30,6	1593,6	34,8	1593,2	16,7	100,05		
C2	37	57	128	0,44	3,74752	1,96029	0,27907	1,66484	0,849	0,09739	1,03492	1586,7	26,4	1581,6	31,0	1574,8	16,3	100,75		
C4	43	68	149	0,46	3,65517	3,05056	0,27130	2,93113	0,961	0,09772	0,84522	1547,4	45,4	1561,6	47,6	1581,0	13,4	97,87		
C8	31	41	96	0,43	4,07057	1,63305	0,30143	1,38140	0,846	0,09794	0,87098	1698,4	23,5	1648,4	26,9	1585,3	13,8	107,14		

Figura 42 – Diagrama concórdia calculado para o biotita sienogranito do ponto 4212-CC-R-33.

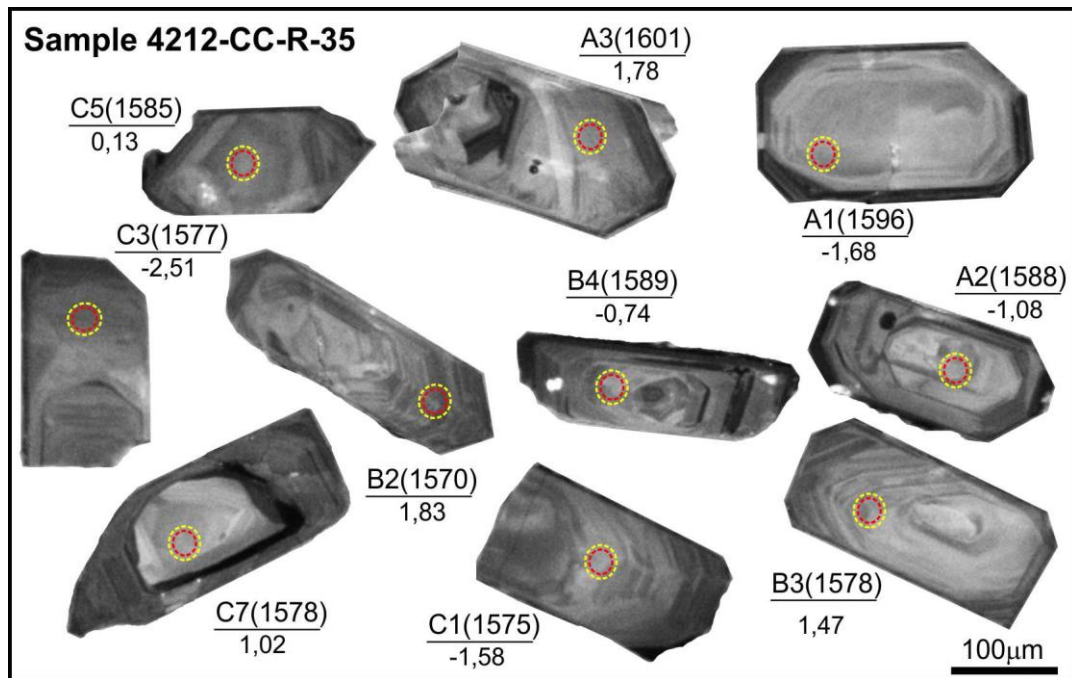


#### 4.3.6. Dique granítico (MP1γspdg)

Desta unidade, apenas uma amostra de biotita sienogranito, do ponto 4212-CC-R-35, foi escolhida para datação. Foram selecionados 95 grãos de zircão preferencialmente incolores, transparentes e sem inclusões de outras fases minerais, os quais foram analisados pelo método U-Pb e Lu-Hf via ICP-MS. Nas imagens de catodoluminescência, observa-se que os grãos são prismáticos variando de subédricos a euédricos. Observa-se também que os grãos possuem um zoneamento bimodal oscilatório, que é uma característica típica do zircão magmático (Figura 43).



Figura 43 – Imagens de catodoluminescência dos grãos do zircão do Biotita sienogranito da Fácies Dique granítico.



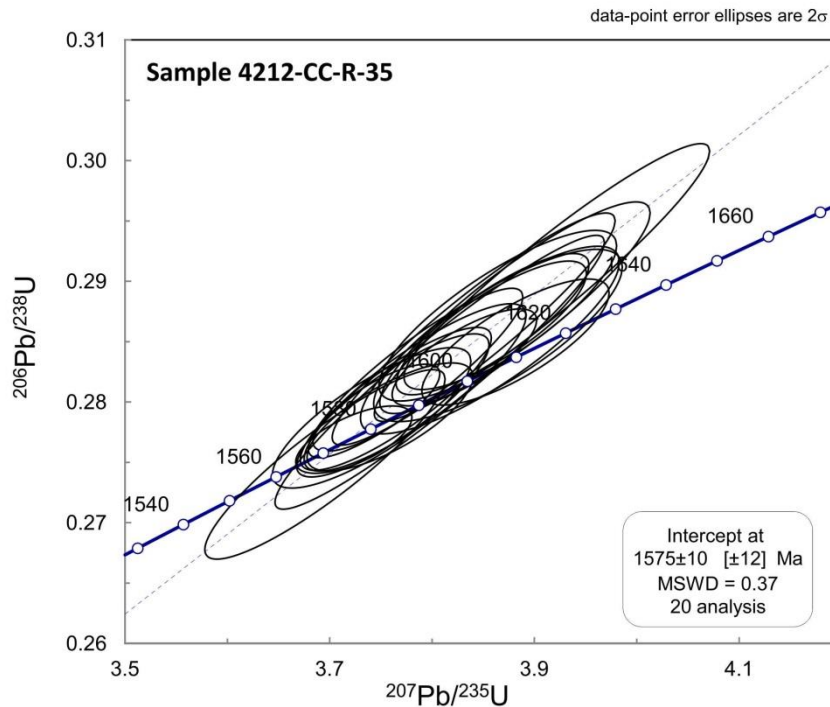
Legenda: Os círculos amarelos representam os *spots* os *spots* de laser onde foram analisadas e calculadas as idades U-Pb LA-ICP-MS e os círculos vermelhos representam os *spots* das análises Lu-Hf. Também são mostradas as idades U-Pb (Ma, numerador) e os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (t) (denominador).

Foram efetuados 27 pontos analíticos no total, destes, 21 foram utilizados para o cálculo da idade. Os dados forneceram valores de razão Th/U em torno de 0,42 e 0,61 (Tabela 13), indicando um domínio magmático com o sistema U-Th-Pb fechado. Gerou-se uma idade concórdia de  $1.575 \pm 10$  Ma (Figura 44).

Tabela 13 – Dados isotópicos U-Th-Pb LA-ICP-MS da amostra 4212-CC-R-35.

Análise	Concentração do elemento (ppm)			Th/U	Razões Isotópicas						Idades Aparentes							
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro 1 $\sigma$ (%)		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Erro (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Erro (Ma)		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Erro (Ma)	Concf %		
A1	14	20	39	0,50	3,76320	2,69233	0,27701	2,30220	0,855	0,09853	1,39588	1576,3	36,3	1584,9	42,7	1596,5	22,3	98,74
A2	17	31	46	0,68	3,85657	2,67878	0,28513	2,22764	0,832	0,09810	1,48777	1617,1	36,0	1604,6	43,0	1588,3	23,6	101,82
A3	12	16	36	0,44	3,88151	1,92500	0,28497	1,49693	0,778	0,09879	1,21029	1616,4	24,2	1609,8	31,0	1601,3	19,4	100,94
B1	40	57	123	0,47	3,74555	1,35336	0,27952	1,05328	0,778	0,09719	0,84982	1588,9	16,7	1581,2	21,4	1570,8	13,3	101,16
B2	16	22	48	0,47	3,78394	2,26259	0,28240	2,03129	0,898	0,09718	0,99659	1603,4	32,6	1589,3	36,0	1570,7	15,7	102,08
B3	13	19	37	0,51	3,78343	2,34366	0,28121	2,01387	0,859	0,09758	1,19879	1597,5	32,2	1589,2	37,2	1578,4	18,9	101,21
B4	21	37	60	0,62	3,86440	2,56907	0,28551	2,04115	0,795	0,09817	1,56006	1619,1	33,0	1606,3	41,3	1589,6	24,8	101,85
B5	12	17	34	0,49	3,88102	2,78104	0,28781	2,48989	0,895	0,09780	1,23881	1630,6	40,6	1609,7	44,8	1582,6	19,6	103,03
B6	27	38	79	0,48	3,90745	3,42578	0,28990	3,24251	0,947	0,09776	1,10549	1641,0	53,2	1615,2	55,3	1581,7	17,5	103,75
B7	15	19	43	0,44	3,80753	3,45551	0,28246	3,28223	0,950	0,09777	1,08052	1603,7	52,6	1594,3	55,1	1581,9	17,1	101,38
B8	16	20	47	0,42	3,84060	2,94169	0,28603	2,74634	0,934	0,09738	1,05410	1621,7	44,5	1601,3	47,1	1574,6	16,6	102,99
B9	22	39	65	0,61	3,76162	2,04293	0,27972	1,72951	0,847	0,09753	1,08737	1589,9	27,5	1584,6	32,4	1577,5	17,2	100,79
C1	23	35	69	0,50	3,76458	2,02531	0,28026	1,72769	0,853	0,09742	1,05688	1592,7	27,5	1585,2	32,1	1575,3	16,6	101,10
C2	14	22	43	0,51	3,85903	1,99532	0,28645	1,66949	0,837	0,09771	1,09275	1623,8	27,1	1605,2	32,0	1580,8	17,3	102,71
C3	20	26	62	0,43	3,69530	2,59415	0,27483	2,33279	0,899	0,09752	1,13476	1565,3	36,5	1570,4	40,7	1577,2	17,9	99,24
C4	14	19	42	0,47	3,86172	1,88661	0,28635	1,52030	0,806	0,09781	1,11713	1623,3	24,7	1605,7	30,3	1582,8	17,7	102,56
C5	26	43	78	0,56	3,83152	1,50510	0,28369	1,15626	0,768	0,09796	0,96352	1609,9	18,6	1599,4	24,1	1585,6	15,3	101,53
C6	14	20	44	0,45	3,75890	1,76147	0,27877	1,31208	0,745	0,09780	1,17526	1585,2	20,8	1584,0	27,9	1582,5	18,6	100,17
C7	9	14	28	0,50	3,86427	2,45605	0,28715	2,01169	0,819	0,09760	1,40900	1627,3	32,7	1606,3	39,5	1578,8	22,2	103,07
C8	27	38	84	0,45	3,72352	1,24617	0,27688	0,82463	0,662	0,09753	0,93430	1575,6	13,0	1576,4	19,6	1577,5	14,7	99,88
C9	15	19	46	0,41	3,74093	2,11639	0,27868	1,70538	0,806	0,09736	1,25331	1584,7	27,0	1580,2	33,4	1574,1	19,7	100,67

Figura 44 – Diagrama concórdia calculado para dique de biotita sienogranito do ponto 4212-CC-R-35.



#### 4.4. Apresentação e interpretação dos dados Lu-Hf

Serão aqui apresentados os dados das análises isotópicas Lu-Hf via ICP-MS, feitas em 36 grãos de zircão de quatro amostras; são estas: uma amostra do biotita sienogranito porfirítico (4212-CC-R-17A - viborgito), uma amostra do biotita sienogranito (4212-CC-R-35 - Dique granítico) e duas amostras de biotita sienogranito granofríco mineralizado (4212-CC-R-16A e 4212-CC-R-23). Este estudo teve como principais objetivos a caracterização de fontes geradoras das rochas analisadas, através de dados de  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , e a obtenção de idades mínimas de extração mantélica ( $T_{\text{DM}}$ ).

Enquanto que idades U-Pb em zircão representam a idade de cristalização do magma, os isótopos de Hf permitem distinguir fontes juvenis, essencialmente, crostas geradas a partir da fusão do manto em uma determinada idade, tendo  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivo, de crostas geradas a partir da re-fusão de crosta mais antiga, caracterizada por  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativo.

Segundo Zappettini et al. (2015), a composição inicial de Hf no zircão é representada pelo valor da razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  calculada no momento em que o zircão é cristalizado, usando a idade U/Pb previamente obtida no mesmo local do mesmo cristal. Nesta tese, a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  e, conseqüentemente o  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  e o  $T_{\text{DM Crustal}}$ , foram calculados utilizando-se a idade U-Pb da concórdia da amostra, assumindo que esta idade representa o tempo de cristalização do magma e que este é um processo que ocorreu de forma homogênea nas rochas estudadas.

Na amostra 4212-CC-R-17A, biotita sienogranito porfirítico, a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  varia entre 0,281737 e 0,281934, cinco grãos de zircão apresentam valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativos e quatro apresentam valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos (Tabela 14; Figura 30). Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativos variam entre -1,62 e -0,28 e os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos variam entre 3,66 e 5,35. As idades  $T_{\text{DM}}$  crustais possuem boa correlação com os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ . Os  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos possuem  $T_{\text{DM}}$  crustais mais jovens, entre 1,93 e 2,04 Ga (Orosiriano) e os  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativos possuem idades  $T_{\text{DM}}$  crustais mais antigas entre de 2,28 e 2,37 Ga (Rhyaciano-Sideriano).

Tabela 14 – Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-17A.

Sample	U/Pb Age (Ma)	2 $\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 $\sigma$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM}}$ Crustal*
4212-CC-R-17A 01	1574	16	0,000670	0,000020	0,281757	0,000106	0,281737	-36,34	-1,62	0,065773	2,06	2,37
4212-CC-R-17A 02	1574	16	0,000953	0,000006	0,281803	0,000091	0,281775	-34,71	-0,28	0,004686	2,01	2,28
4212-CC-R-17A 03	1574	16	0,001253	0,000045	0,281924	0,000077	0,281886	-30,46	3,66	0,168912	1,86	2,04
4212-CC-R-17A 04	1574	16	0,001838	0,000041	0,281809	0,000142	0,281754	-34,51	-1,02	0,033540	2,05	2,33
4212-CC-R-17A 05	1574	16	0,000993	0,000023	0,281963	0,000096	0,281934	-29,05	5,35	0,179002	1,79	1,93
4212-CC-R-17A 06	1574	16	0,001511	0,000038	0,281789	0,000143	0,281744	-35,21	-1,37	0,049057	2,06	2,35
4212-CC-R-17A 07	1574	16	0,001555	0,000029	0,281956	0,000104	0,281910	-29,30	4,51	0,132857	1,83	1,98
4212-CC-R-17A 08	1574	16	0,001049	0,000007	0,281771	0,000129	0,281740	-35,85	-1,52	0,025957	2,06	2,36
4212-CC-R-17A 09	1574	16	0,001413	0,000024	0,281965	0,000120	0,281923	-29,00	4,96	0,137671	1,81	1,96

\*Valores de  $T_{\text{DM}}$  crustal calculados de acordo com Googde & Vervoort (2006).

Na amostra 4212-CC-R-35, biotita sienogranito, que representa o dique granítico, a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  varia entre 0,281738 e 0,281860, quatro grãos de zircão exibem valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativos e cinco apresentam valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos (Tabela 15; Figura 43). Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  negativos variam entre -2,51 e -0,74 e os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos variam entre 0,13 e 1,78. Em comparação com o viborgito, a amostra apresenta uma variação pequena dos valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ . As idades  $T_{\text{DM}}$  crustais variam de 2,15 a 2,42 (Rhyaciano-Sideriano), levando-se em consideração todos os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ .

Tabela 15 – Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-35.

Sample	U/Pb Age (Ma)	2 $\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 $\sigma$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM}}$ Crustal*
4212-CC-R-35 01	1575	10	0,000985	0,000017	0,281764	0,000092	0,281735	-36,10	-1,68	0,040841	2,06	2,37
4212-CC-R-35 02	1575	10	0,001605	0,000162	0,281800	0,000110	0,281752	-34,84	-1,08	0,116896	2,05	2,34
4212-CC-R-35 03	1575	10	0,000938	0,000018	0,281860	0,000098	0,281832	-32,70	1,78	0,045783	1,93	2,16
4212-CC-R-35 04	1575	10	0,000896	0,000084	0,281738	0,000122	0,281712	-37,01	-2,51	0,252044	2,09	2,42
4212-CC-R-35 05	1575	10	0,000828	0,000003	0,281859	0,000101	0,281834	-32,76	1,83	0,019297	1,93	2,15
4212-CC-R-35 06	1575	10	0,000944	0,000008	0,281852	0,000124	0,281824	-33,00	1,47	0,022712	1,94	2,18
4212-CC-R-35 07	1575	10	0,001311	0,000101	0,281800	0,000103	0,281761	-34,82	-0,74	0,062133	2,03	2,31
4212-CC-R-35 08	1575	10	0,000860	0,000006	0,281811	0,000108	0,281786	-34,43	0,13	0,001747	1,99	2,26
4212-CC-R-35 09	1575	10	0,001003	0,000026	0,281841	0,000108	0,281811	-33,38	1,02	0,033229	1,96	2,20

\*Valores de  $T_{\text{DM}}$  crustal calculados de acordo com Googde & Vervoort (2006).

Nas duas amostras de biotita sienogranito granofírico mineralizado (4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23), todos os grãos de zircão apresentam valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  positivos (Figuras 38 e 39), sugerindo assim a participação de magmas provenientes de uma fonte exclusivamente mantélica na geração desta rocha (Tabela 16 e Figura 45). A razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  destas amostras varia entre 0,281840 e 0,282013. Na amostra 4212-CC-R-15<sup>a</sup>, os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  oscilam

entre 1,12 e 5,35 e na amostra 4212-CC-R-23, oscilam entre 2,12 e 7,21. As idades  $T_{DM}$  crustais marcam o intervalo de tempo entre 1,93 e 2,20 Ga na amostra 4212-CC-R-15A e entre 1,82 e 2,14 Ga na amostra 4212-CC-R-23. Ambos os intervalos ocorrem entre os períodos Orosiriano e Rhyaciano.

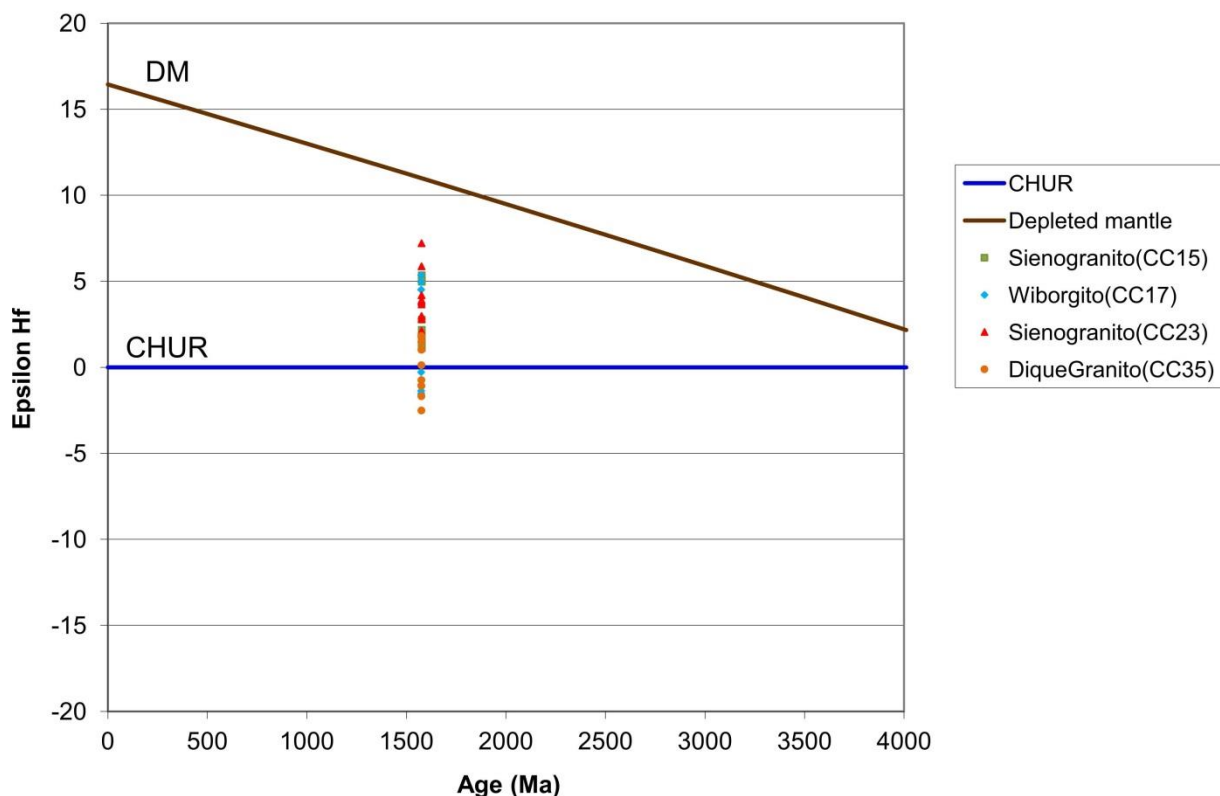
Tabela 16 – Dados de Lu-Hf LA-ICP-MS dos grãos de zircão da amostra 4212-CC-R-15A e 4212-CC-R-23.

Sample	U/Pb Age (Ma)	2 $\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 $\sigma$	$T_{DM}$	$T_{DM}$ Crustal
4212-CC-R-15A 01	1577	12	0,000896	0,000022	0,281848	0,000099	0,281821	-33,13	1,43	0,047423	1,95	2,18
4212-CC-R-15A 02	1577	12	0,000945	0,000010	0,281841	0,000104	0,281813	-33,39	1,12	0,020875	1,96	2,20
4212-CC-R-15A 03	1577	12	0,000952	0,000004	0,281858	0,000215	0,281830	-32,77	1,74	0,022502	1,93	2,16
4212-CC-R-15A 04	1577	12	0,001181	0,000012	0,281956	0,000094	0,281921	-29,30	4,97	0,091325	1,81	1,96
4212-CC-R-15A 05	1577	12	0,000903	0,000010	0,281843	0,000119	0,281816	-33,32	1,23	0,023312	1,95	2,19
4212-CC-R-15A 06	1577	12	0,000771	0,000014	0,281865	0,000107	0,281842	-32,52	2,18	0,057499	1,92	2,13
4212-CC-R-15A 07	1577	12	0,001339	0,000021	0,281972	0,000157	0,281932	-28,76	5,35	0,127493	1,80	1,93
4212-CC-R-15A 08	1577	12	0,000998	0,000020	0,281954	0,000096	0,281924	-29,38	5,08	0,141290	1,81	1,95
4212-CC-R-15A 09	1577	12	0,001058	0,000029	0,281891	0,000153	0,281859	-31,62	2,77	0,098667	1,90	2,10
4212-CC-R-23 01	1576	7	0,001014	0,000021	0,281915	0,000129	0,281885	-30,77	3,65	0,095071	1,86	2,04
4212-CC-R-23 02	1576	7	0,000977	0,000006	0,281929	0,000122	0,281900	-30,28	4,18	0,044276	1,84	2,01
4212-CC-R-23 03	1576	7	0,000802	0,000008	0,281890	0,000107	0,281866	-31,66	2,98	0,045124	1,88	2,08
4212-CC-R-23 04	1576	7	0,001047	0,000016	0,281919	0,000117	0,281888	-30,61	3,78	0,077762	1,86	2,03
4212-CC-R-23 05	1576	7	0,000958	0,000037	0,282013	0,000118	0,281985	-27,28	7,21	0,311521	1,72	1,82
4212-CC-R-23 06	1576	7	0,000690	0,000003	0,281881	0,000082	0,281861	-31,95	2,81	0,026165	1,89	2,09
4212-CC-R-23 07	1576	7	0,000868	0,000008	0,281918	0,000119	0,281892	-30,68	3,90	0,057013	1,85	2,02
4212-CC-R-23 08	1576	7	0,000713	0,000011	0,281968	0,000140	0,281947	-28,88	5,87	0,117389	1,77	1,90
4212-CC-R-23 09	1576	7	0,000886	0,000039	0,281868	0,000122	0,281841	-32,44	2,12	0,104159	1,92	2,14

\*Valores de  $T_{DM}$  crustal calculados de acordo com Goodge & Vervoort (2006).

Figura 45 – Gráfico  $\epsilon_{\text{Hf}}$  vs. Idades de cristalização (Ma) para as quatro amostras da parte sul do batólito Serra da Providência analisadas nesta tese.

## Serra da Providência Batholith





#### 4.5. Apresentação e interpretação dos dados Sm-Nd

Nesta tese foram realizadas nove análises isotópicas Sm-Nd em rocha total (Tabela 17) que contemplaram cinco fácies da parte sul do Batólito Serra da Providência. As idades modelo  $T_{DM}$  distribuíem-se no intervalo de 1.800 a 1.920 Ma. Os valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  variam de 0,15 a 1,49.

Tabela 17 – Dados isotópicos Sm-Nd das nove amostras da parte sul do Batólito Serra da Providência analisadas nesta tese.

Amostra	Fácies	Idade U-Pb (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{DM}$ (Ga)
4212-R-CC17A	Biotita sienogranito porfirítico (viborgito)	1574±16	10.268	53.722	0.1155	0.511876	-14.87	1,49	1.80
4212-R-CC25A	Anfibólio-biotita sienogranito porfirítico (piterlito)	1571±15	7.873	42.867	0.1110	0.511807	-16.21	1,05	1.82
4212-R-CC25B		1576±4	11.380	57.978	0.1186	0.511846	-15.45	0,28	1.90
4212-R-CC16A	Biotita sienogranito granofírico rapakivítico	1578±5	11,911	59,884	0,120	0.511871	-14,96	0,48	1,90
4212-R-CC24		1587±7	16.204	86.568	0.1131	0.511806	-16.23	0,71	1.86
4212-R-CC15A	Biotita sienogranito granofírico mineralizado	1577±12	23,275	121,626	0,116	0.511810	-16,16	0,10	1,90
4212-R-CC23		1576±7	15.113	80.864	0.1130	0.511814	-16.07	0,78	1.84
4212-R-CC33	Dique granítico sin-plutônico	1579±9	13.548	72.282	0.1133	0.511826	-15.84	0,95	1.83
4212-R-CC35		1575±10	12.439	62.988	0.1194	0.511848	-15.42	0,15	1.92

#### 4.6. Discussão dos resultados

As nove análises feitas em zircão pelo método U-Pb em cinco fácies da parte Sul do Batólito Serra da Providência apresentam uma variação de dezesseis milhões de ano, sendo 1.571 Ma a idade mais jovem e 1.587 Ma a idade mais antiga. Esta variação ficou dentro da margem do erro analítico máximo que também foi de dezesseis milhões de ano na amostra 4212-R-CC17A (Figura 31).

Com exceção do biotita sienogranito granofírico rapakivítico do ponto 4212-R-CC24 (Figura 36), todas as demais amostras possuem cristais de zircão com textura de cristalização ígnea bem preservada observada em catodoluminescência.

As quatro análises feitas em zircão pelo método Lu-Hf indicaram haver diferenças genéticas dos magmas parentais entre as fácies que compõem a parte Sul do Batólito Serra da Providência. O piterlito e o dique granítico possuem  $\epsilon_{Hf}$  positivos e negativos, indicando um caráter bimodal, ou seja, a interação entre magmas máficos e félsicos na geração destas rochas. Já as duas análises realizadas em amostras do biotita sienogranito granofírico mineralizado apresentaram somente  $\epsilon_{Hf}$  positivos, indicando que estas rochas são produto de magmas de origem estritamente mantélica.

As idades  $T_{DM}$  crustais das quatro amostras variam entre 1,82 e 2,26 Ga para  $\epsilon_{Hf}$  positivos e entre 2,28 e 2,42 Ga para  $\epsilon_{Hf}(t)$  negativos. Estes dados reforçam a ideia de que magmas félsicos gerados através da re-fusão de uma crosta paleoproterozoica (Rhyaciano-Sideriano) assimilaram materiais de composição máfica de origem estritamente mantélica também no paleoproterozoico (Orosiriano- Rhyaciano).

As nove análises isotópicas Sm-Nd em rocha total que contemplaram cinco das nove fácies da parte Sul do Batólito Serra da Providência tem valores  $\epsilon_{Nd}(t)$  fracamente positivos, variando entre 0,15 e 1,49, indicando assim apenas que estas rochas podem ter tido pouco ou nenhuma contaminação crustal. As idades modelo  $T_{DM}$  distribuíram-se entre o intervalo de 1.800 e 1.920 Ma, sendo, desta forma, muito mais novas do que as idades mais antigas obtidas pelas análises isotópicas utilizando-se o Hf. Por conseguinte, as idades  $T_{DM}$  do método Sm-Nd em rocha total foram eficazes apenas em delimitar o espaço de tempo do pulso magmático mais jovem de origem mantélica e ineficaz em determinar a re-fusão de crosta paleoproterozoica e a sua idade.

## 5. GEOQUÍMICA

### 5.1. Introdução

Neste capítulo serão apresentados os dados de litogeoquímica da porção sul do Batólito Serra da Providência.

Nesta tese de doutorado, um total de 52 amostras de rochas foram selecionadas para realização de análise química. Destas, 19 alíquotas geoquímicas são provenientes do projeto de mapeamento das Folhas Ji-Paraná e Serra da Providência e foram reanalisadas. Todas as amostras do foram preparadas nas dependências no laboratório de preparação da Residência de Porto Velho (REPO), pertencente à rede LAMIN de laboratórios da CPRM-Serviço Geológico do Brasil. E em seguida, foram enviadas para o laboratório de apoio SGSGEOSOL Ltda, onde foram utilizados os seguintes métodos: fluorescência de raios-x com abertura através de fusão com tetraborato de lítio (XRF79C), para a determinação de elementos maiores; ICP-MS com abertura através de fusão com metaborato de lítio (IMS95A), para a determinação de elementos menores, traços e terras raras; titulação com dicromato de potássio através do método volumétrico, para a determinação de óxido de ferro (II) - FeO (CLA80C); e dissolução e medição por eletrodo de íon específico F, para a determinação do Flúor (ISE03A). Duas amostras tiveram o limite de detecção superior estourado para o elemento estanho (Sn), que, no método IMS95A, é de 1000ppm e, portanto, foram re-analisadas pelo método ICP-OES, com abertura através de fusão com peróxido de sódio (ICP90A). O sumário de todos os métodos utilizados nesta tese com os elementos analisados e os respectivos limites de detecção encontram-se no anexo A.

Do total de amostras analisadas, duas correspondem à fácies biotita sienogranito porfirítico (viborgito), sete à fácies hornblenda-biotita sienogranito porfirítico (piterlito), dez à fácies biotita sienogranito granofírico com textura rapakivi, duas à fácies álcali feldspato granito granofírico, três à fácies biotita sienogranito granofírico mineralizado, três à fácies biotita leucossienogranito, quatro à fácies do gabronorito porfirítico, duas à fácies de diques graníticos, um enclave máfico do piterlito, um aplito granítico do piterlito, três hematítos, um veio de quartzo, sete sericita-quartzo greisen, cinco sericita-turmalina-quartzo greisen e um turmalina-quartzo greisen.

Destaca-se que somente amostras frescas dos gabronoritos porfiríticos e dos granitóides foram coletadas para processamento e análise litogeoquímica. A fragmentação das amostras de rocha foi realizada *in situ* (Figura 46), diminuindo, desta forma, significativamente, as chances de contaminação no laboratório de preparação. Algumas amostras de granitos hidrotermalizados, greisens e hematítos coletadas apresentavam-se

intemperizadas. As amostras dos gabronoritos porfiríticos e dos granitóides apresentam baixos valores de perda ao fogo ou *Loss on Ignition* (LOI), variando entre 0,21% e 1,67%. A soma dos óxidos totais mais o LOI para as amostras dos gabronoritos porfiríticos e dos granitóides apresentam bom fechamento, que variou de 99% a 101,12%.

Em comparação aos gabronoritos porfiríticos e aos granitóides, as amostras de granitos hidrotermalizados, greisens e hematítitos apresentam valores um pouco mais altos de LOI, variando entre 0,37% e 2,73%, com exceção de dois hematítitos que apresentam valores de LOI de 0,12% e 0,17%.

Nas amostras de granitos hidrotermalizados, greisens e hematítitos, os valores de LOI maiores do que 1,5% estão associados a amostras de granitos hidrotermalizados e aos sericita-quartzo greisens e os valores de LOI menores do que 1,5% estão associados a amostras de sericita-turmalina-quartzo greisens, hematítitos e a uma amostra de turmalina-quartzo greisen e um veio de quartzo. Levando em consideração índices de LOI um pouco mais altos, a soma dos óxidos totais mais o LOI, para as amostras dos granitos hidrotermalizados, greisens e hematítitos também apresentam bom fechamento, que variou de 98,36% a 101,87%. A exceção é a amostra do turmalina-quartzo greisen do ponto 44212-CC-R-41 que apresenta fechamento de 96,05%. Como a amostra possui baixo valor de LOI (0,65 %), provavelmente, o elemento boro (B), que constitui a turmalina e não foi analisado, deve ser o elemento que falta para que o fechamento ocorra próximo a próximo a 100%.

Figura 46 – (A) e (B) Fragmentação das amostras de rochas no campo para proceder às análises litoquímicas.



## 5.2. Elementos Maiores

Com base nos dados de petrografia e de geoquímica isotópica apresentados nesta tese, nos capítulos 4 e 5, respectivamente, o autor agrupou as amostras dos granitóides em duas populações. Foram individualizados, desta forma, os biotita sienogranitos porfiríticos



(viborgitos) e os hornblenda-biotita sienogranitos porfiríticos (piterlitos) de todos os outros granitos da área: biotita sienogranito granofírico rapakivítico, álcali feldspato granito granofírico, biotita sienogranito granofírico equigranular mineralizado, biotita leucossienogranito e os granitos relacionados aos diques graníticos. Além destas duas populações de granitóides, existem ainda uma população de quatro amostras do gabronorito porfirítico e uma população de amostras que contém todos os greisens, hematitos e granitos hidrotermalizados descobertos durante os trabalhos.

Os viborgitos e piterlitos exibem conteúdos em sílica variando de 69,20% a 72,30%. Simonen e Vormo (1969) indicam que os conteúdos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  nos viborgitos são maiores do que aqueles encontrados nos piterlito. Contudo, nesta tese esta diferenciação não foi observada e os dados geoquímicos das nove amostras demonstram que as características geoquímicas dos óxidos maiores pouco variam entre os viborgitos e piterlitos.

O segundo grupo de amostras que agrupa todos os demais granitos da área de estudo exhibe conteúdos em sílica que variam de 71,30% a 77,80%. É notório o aumento da porcentagem de sílica deste grupo de granitos em relação aos piterlitos e viborgitos, indicando tratarem-se de rochas mais evoluídas em relação àquelas. Estes granitos também apresentam diminuição dos conteúdos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  com relação aqueles encontrados nos viborgitos e piterlitos. Os teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  dos viborgitos e piterlitos são dez vezes maiores do que os teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  dos demais granitos da área de estudo.

Os gabronoritos porfiríticos exibem conteúdos em sílica que variam de 47,30% a 47,70%, com elevados teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Assim como a sílica, todos os demais elementos maiores apresentam baixa variância.

Os valores da razão  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  para os viborgitos e piterlitos variam entre 0,85 e 0,90 e os valores dessa mesma razão para o grupo dos demais granitos variam entre 0,89 e 0,95. Estes valores estão dentro dos valores esperados para as rochas que compõem a Suíte Intrusiva Serra da Providência, que, segundo (BETTENCOURT et al., 1999), variam entre 0,72 e 0,97.

Todos os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência possuem caráter subalcalino (Figura 47A), sendo também levemente peraluminosos (Figura 47B). Desta maneira estão em consonância com Larin (2009), que classifica geoquimicamente os granitos rapakivi como rochas metaluminosas a peraluminosas pertencentes à série subalcalina, e com Bettencourt (1999) e Scandolara (2013), que classificam a Suíte Intrusiva Serra da Providência como um magmatismo subalcalino.

Segundo Ramo e Haapala (2005), em termos de saturação em alumina os granitos rapakivi variam de metaluminosos, nas fases intrusivas iniciais, a fracamente peraluminosos, nas fases intrusivas tardias.

Nos dados apresentados nesta tese uma amostra de cada grupo de granitos possui caráter metaluminoso, indicando, desta maneira, a presença de uma fácies precoce que evolui para termos finais com assinatura geoquímica peraluminosa em ambas as populações de amostras. Na figura 47B, verifica-se também que existe um *gap* entre as duas populações com relação à concentração de  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  mol.

Este *gap* entre as duas populações também é observado no diagrama AFM (Figura 48) onde claramente a população de amostras pertencentes aos viborgitos e piterlitos são enriquecidas em magnésio (MgO) em relação aos demais granitos mapeados nesta tese na porção sul do Batólito Serra da Providência. Ambos os grupos possuem uma linhagem calcialcalina (Figura 48), contudo, os mais baixos teores de  $Na_2O+K_2O$ , o enriquecimento em FeOt e em MgO da população de amostras pertencentes aos viborgitos e piterlitos proporciona que algumas amostras, provavelmente a menos evoluídas, plotem no campo de linhagem toleítica.

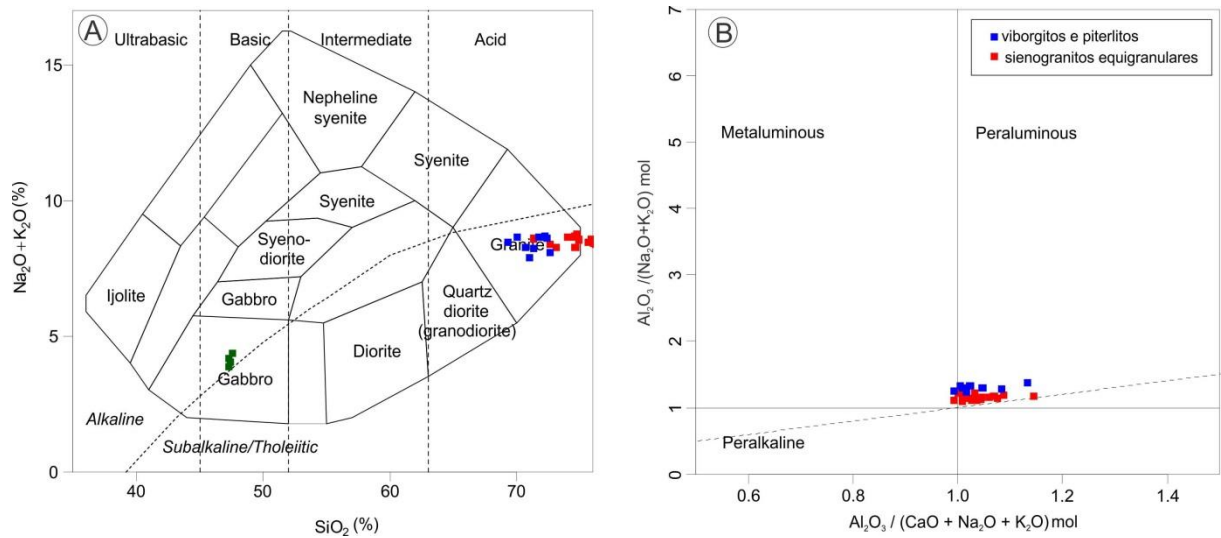
Os gabronoritos plotam próximo ao limite do caráter alcalino (Figura 47A) e, em diagrama ternário AFM Irvine e Baragar (1971), correspondem a rochas máficas da série toleítica (Figura 48). A afinidade toleítica é corroborada pela presença de hiperstênio (e ausência de nefelina) na norma CIPW em todas as quatro amostras estudadas (Tabela 18).

As quatro amostras de gabronoritos possuem um teor médio de flúor de 427,5 ppm, estando um pouco acima da média que, segundo Wedepohl (1969), é de 420 ppm para basaltos. Na tabela 18, é possível observar teores de fluorita normativa que variam entre 9,16 e 11,53 %. Contudo, provavelmente o flúor deve ocorrer associado à apatita e biotita que compõem a mineralogia do gabronorito.

Tabela 18 – Valores da norma CIPW para as amostras de gabronoritos.

Amostras	Quartzo	Coríndon	Ortoclásio	Albita	hiperstênio	Ilmenita	Rutilo	Apatita	Fluorita	Sum
4043-R-MC477A	20.361	7.855	8.805	20.224	12.255	0.492	2.852	1.684	9.167	83.695
4043-R-EI110	19.694	7.951	8.687	22.931	10.387	0.428	3.776	1.450	11.534	86.838
4043-R-MC417	18.541	8.853	8.392	22.170	13.674	0.428	2.396	1.466	9.837	85.757
4043-R-EI206	18.166	9.168	10.756	21.408	12.952	0.406	2.317	1.355	9.979	86.507

Figura 47 – Diagramas de classificação geoquímica para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.

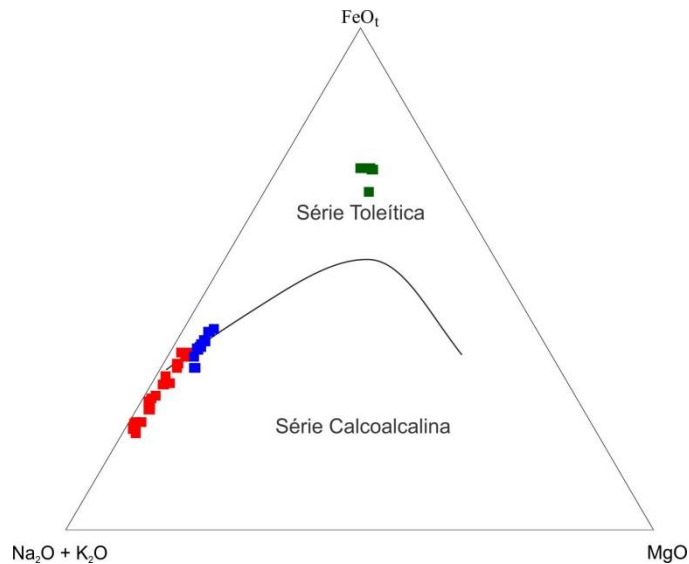


Fonte: Cox, Bell e Pankhurst (1979)

Fonte: Maniar e Piccoli (1989)

Legenda: A)  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ; B)  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  mol vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  mol.  
 Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos equigranulares; ■ grabronoritos.

Figura 48 – Diagrama AFM para os para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.



Fonte: Irvine e Baragar (1971)

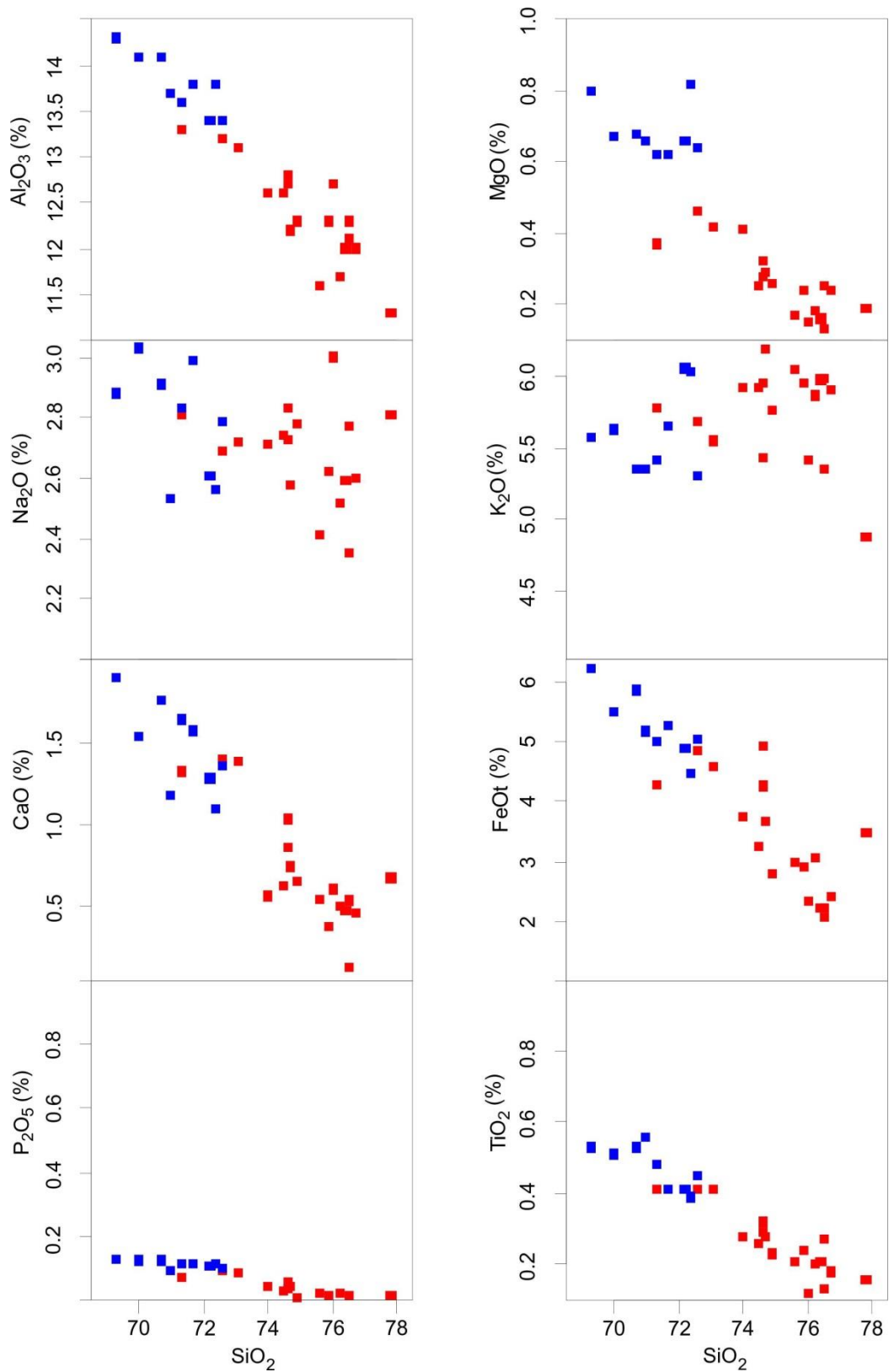
Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos equigranulares; ■ grabronoritos.

Nos diagramas de *Harker* para elementos maiores (Figura 49) e para elementos-traço (Figura 50) dos granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência, apresentados nesta tese, adotou-se o teor de  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação. Em seis dos oito diagramas para elementos maiores (Figura 49), é possível observar que as duas populações de granitos

possuem *trends* lineares com um *gap* composicional moderado no intervalo de 73,1 a 74 % de SiO<sub>2</sub>. Este *gap* composicional pode ser visto também nos diagramas dos elementos Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O. Contudo, ambos os elementos possuem uma dispersão dos dados, não formando *trends* lineares. Apesar da dispersão, um grupo de amostras de sienogranitos equigranulares apresenta uma correlação ligeiramente negativa no diagrama de K<sub>2</sub>O. Os seis diagramas bivariantes para os óxidos que possuem *trends* lineares, caracterizam-se por uma correlação negativa para os dos tipos de granito.



Figura 49 – Diagramas de Harker para óxidos maiores com a  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.



### 5.3. Elementos menores e traços

Quanto aos elementos-traço (Figura 50), correlações negativas são observadas para Ba, Mg, Sr, Ti e Zr e correlações positivas para elementos incompatíveis como Y, Rb, La, Ce e Th. Nos diagramas dos elementos Ba, La e Rb, existe um grupo de amostras dos sienogranitos equigranulares que é depletada em Ba e enriquecida em La e Rb.

Nos diagramas multielementares normalizados (Figura 51), nota-se que apesar de haver alguma sobreposição entre os padrões de diversos elementos, as amostras dos sienogranitos equigranulares exibem anomalias negativas de Ba, Sr e Ti um pouco mais pronunciadas, do que amostras de viborgitos e piterlitos. Algumas amostras dos sienogranitos equigranulares exibem elevados conteúdos de Th, U, La e Ce, o que provavelmente deve-se à presença do zircão e fosfatos de Terras raras na assembleia mineralógica destas rochas. As anomalias negativas de elementos como Sr, Ba e Ti verificadas nas amostras de biotita granitos sugerem fracionamento de plagioclásio, K-feldspato, biotita, titanita, magnetita e ilmenita.

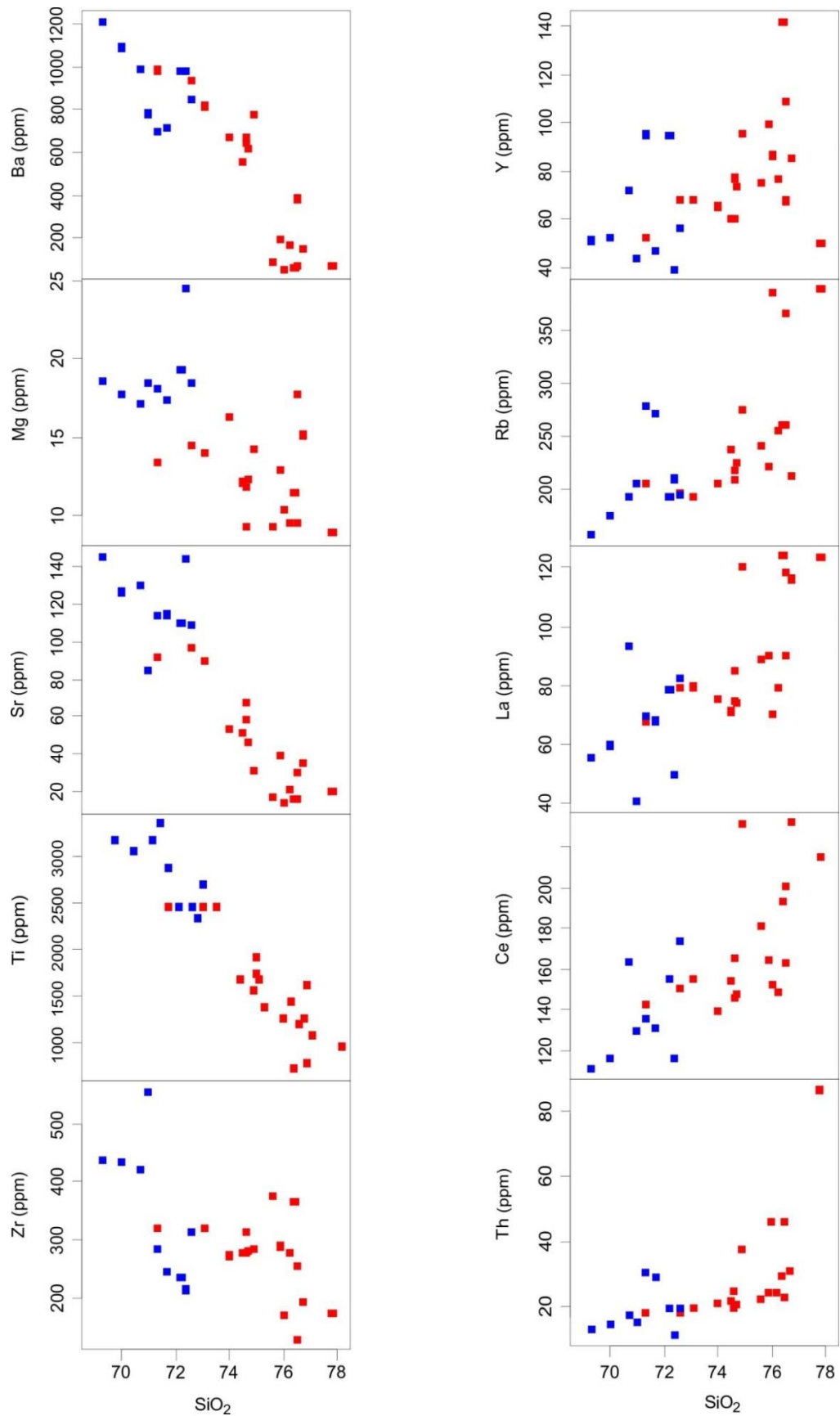
Nos diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) normalizados (Figura 52A e B), nota-se que os viborgitos, piterlitos e sienogranitos equigranulares possuem um empobrecimento em elementos terras raras pesados (ETRP) em relação aos elementos terras raras leves (ETRL). No diagrama da figura 52C observa-se que os viborgitos e piterlitos são mais empobrecidos em ETRL (Lu-Sm) e ETRP (Gd-Lu) quando comparados ao grupo dos sienogranitos equigranulares. Neste mesmo diagrama é possível verificar que os granitos estudados nesta tese, possuem o mesmo padrão de ETR, dos sienogranitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência segundo (SCANDOLARA et al., 2013).

Os sienogranitos equigranulares possuem anomalias negativas de Eu (Figura 52C) mais significativas do que os viborgitos e piterlitos, indicando que estas rochas sofreram um nível de diferenciação maior. Os padrões de ETR normalizados dos greisens coletados nesta tese (Figura 52D) possuem depleção em elementos terras raras maior do que todos os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência. Duas amostras de greisens, 4212-CC-R-19 e 4212-CC-45, apresentaram elevados conteúdos de cério (Ce), o que provavelmente deve-se à presença de fosfatos ricos em terras raras na assembleia mineralógica destas rochas.

Todos os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência e os greisens foram plotados no diagrama ternário Rb-Ba-Sr proposto por (EL BOUSEILY; EL SOKKARY, 1975) (Figura 53). Todas as amostras dos viborgitos e piterlitos plotaram no campo dos granitos normais. As amostras dos sienogranitos equigranulares possuem ampla distribuição e vão desde granitos normais até granitos altamente especializados. Estes granitos possuem

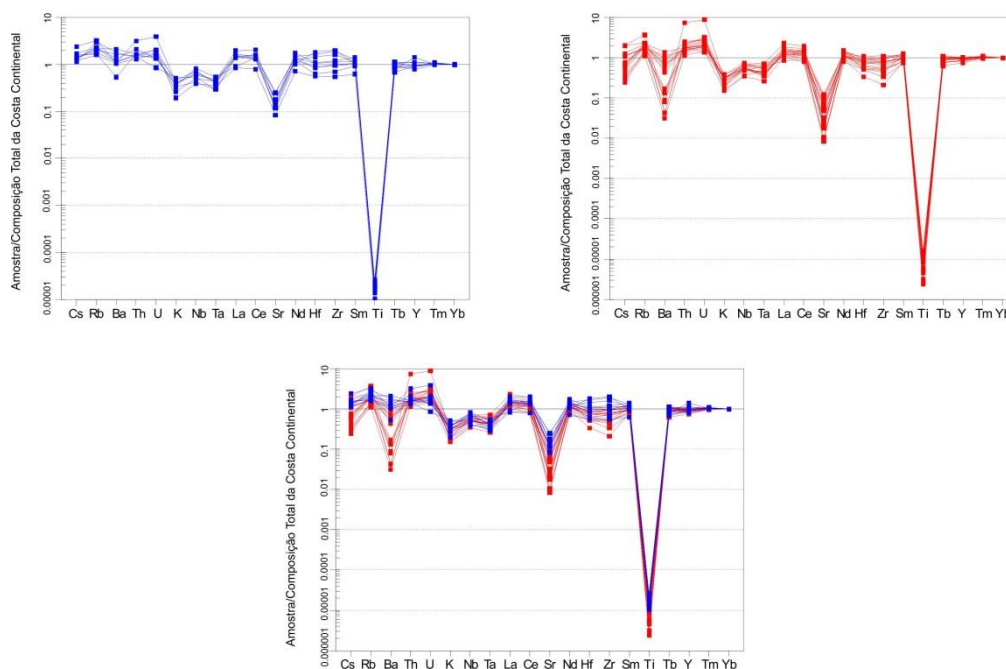
um *trend* que coincide com o campo onde caem os granitos rapakivi da Finlândia (HAAPALA; LUKKARI, 2005). Os greisens caem exclusivamente no campo dos granitos altamente diferenciados, com exceção de 1 amostra – ponto 4212-R-CC-18B. Este campo caracteriza-se pelo enriquecimento em Sr. Quatro amostras de greisens coincidem com o campo dos topázios granitos do Stock de Eurajoki (HAAPALA; LUKKARI, 2005) sendo estes os mais evoluídos encontrados nesta tese.

Figura 50 – Diagramas de Harker para elementos traços com a SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência.



Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ enogranitos quigranulares.

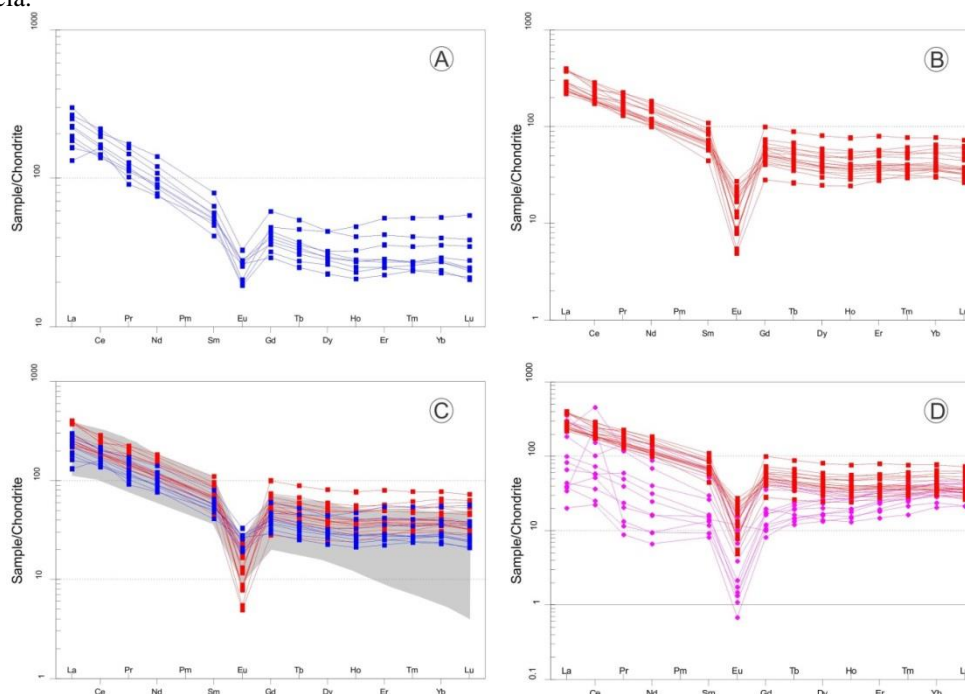
Figura 51 – Diagramas multielementares para os litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência normalizados em relação à Composição Total da Crosta Continental.



Fonte: Taylor e McLennan (1995).

Legenda: A) Viborgitos e piterlitos. B) Sienogranitos equigranulares. C) Todos os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência. Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos quigranulares.

Figura 52 – Curvas de ETR normalizadas segundo o condrito para os litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

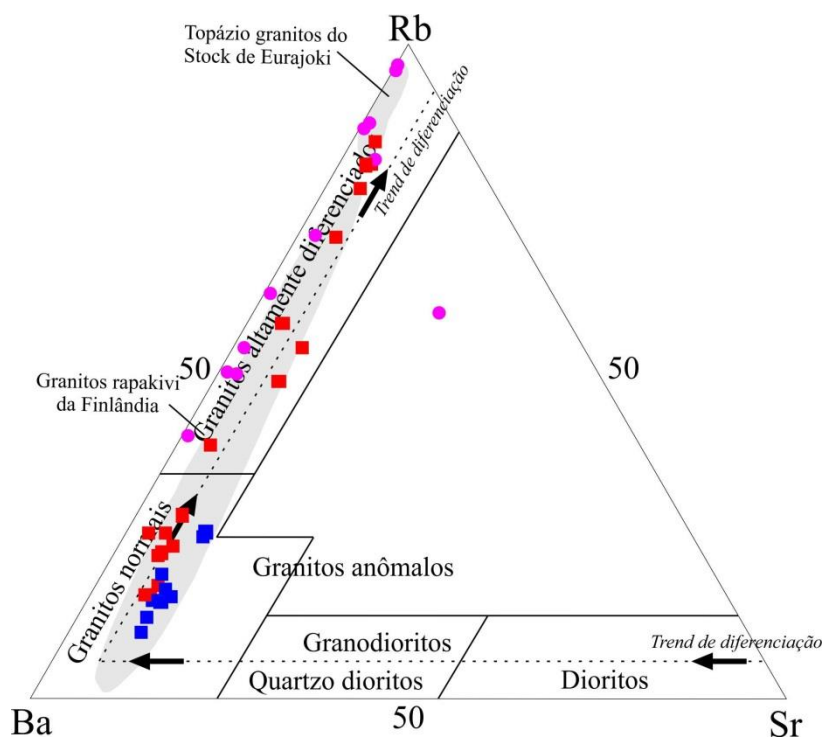


Fonte: Boynton (1984)

Legenda: A) Viborgitos e piterlitos. B) Sienogranitos equigranulares. C) Todos os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência, o campo em cinza mostra a normalização para os sienogranitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência (SCANDOLARA et al., 2013). D) Sericita-turmalina-quartzo greisens, Sericita-quartzo greisens e turmalina-quartzo greisens e sienogranitos equigranulares. Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos quigranulares; ● greisens.



Figura 53 – Diagrama ternário Rb-Ba-Sr para reconhecimento de *trends* de diferenciação em rochas ácidas do litotipos da Suíte Intrusiva Serra da Providência.



Fonte: El Bouseily e El Sokkari (1975).

Legenda: Os campos em cinza mostra o campo onde caem os Topázio granitos do Stock de Eurajoki e os Granitos rapakivi da Finlândia (HAAPALA; LUKKARI, 2005). Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos quigranulares; ● greisens.

Segundo Lehmann (1990), os granitos estaníferos, quando comparados aos granitos normais, apresentam enriquecimento em elementos litófilos tais como Rb, Cs, Li, Th, U, Nb, Ta e W e são depletados em elementos que compõem os principais minerais graníticos, tais como Sr, Eu, Ba, Ti, Co e Ni. Nos diagramas de Harker para elementos traços (Figura 50), estas características ficam bem caracterizadas, principalmente nos sienogranitos equigranulares, que possuem um maior grau de diferenciação magmática em relação aos piterlitos e viborgitos.

Ivanov (1963 apud WEDEPOHL, 1969) sugere que em granitos que contém mineralização em estanho, os teores de estanho variam entre 16 e 32 ppm, ou seja, cerca de 5 a 10 vezes mais a média do conteúdo de estanho em granitos comuns (3 ppm Sn).

Lehmann (1990) define ainda que maciços graníticos não mineralizados possuem rochas com teores de Sn entre 3 e 5 ppm, sendo este o *Clarke* do estanho. Maciços com litotipos graníticos mineralizados por processos pós-magmáticos possuem teores de estanho de quatro a cinco vezes maiores do que o *Clarke*, ou seja, teores que variam entre 28 e 26 ppm. Nos viborgitos e piterlitos, os teores de Sn variam de 1,3 a 5,9 ppm, nos sienogranitos

equigranulares, variam de 2,8 a 22,8 ppm, e nos greisens, os teores de estanho variam de 4,1 a 1.638 ppm. É notório que nos três grupos de amostras, é possível ter amostras com teores de estanho dentro dos limites do *Clarke* definido por Lehmann (1990). Outra característica é o aumento dos teores em relação à especialização do granito e, conseqüentemente, aos maiores valores relacionados aos sericita-quartzo greisens nos pontos 4212-CC-R-19 e 4212-CC-R-34A, com 1.638 ppm e 1.590 ppm de estanho, respectivamente. A média dos teores de estanho dos três hematitos coletados nesta tese alcança 537 ppm, sendo extremamente anômala.

No ponto 4212-CC-R-34, foram coletadas e analisadas três amostras de sericita-quartzo greisen, que apresentaram os seguintes teores de Sn: 339 ppm, 415 ppm e 1590 ppm; uma diferença de 1251 ppm, reforçando a característica errática da mineralização.

Utilizou-se a correlação linear com o índice de Pearson ( $r$ ) para estudar as relações dos 12 elementos maiores, o LOI e os 35 elementos menores e traços. Na matriz de correlação (Figura 54), foram adotados os seguintes intervalos de correlação: correlação nula (zero); fraca (zero-0,60); regular (0,61-0,7); forte (0,71-0,8); muito forte (0,81-0,99) e correlação perfeita (1). Quando estes valores apresentam-se negativos, indicam uma correlação inversa. Na matriz de correlação, foram destacadas somente as fortes e muito fortes, permitindo assim, um melhor entendimento para a interpretação dos dados.

Na matriz de correlação identifica-se a associação de terras raras leves e pesados com ítrio com correlação  $>0,84$  (La-Pr-Nd-Sm-Gd-Tb-Dy-Ho-Er-Tm-Yb-Lu-Y), Lu-Hf (0,90) e Ga-Sr-Nb-Ta com correlação  $>0,85$ . O estanho não apresentou boa correlação com qualquer outro elemento, indicando que as concentrações anômalas nos greisens são erráticas, não possuindo elemento ou mineral guia que auxilie na prospecção de novas áreas mineralizadas.

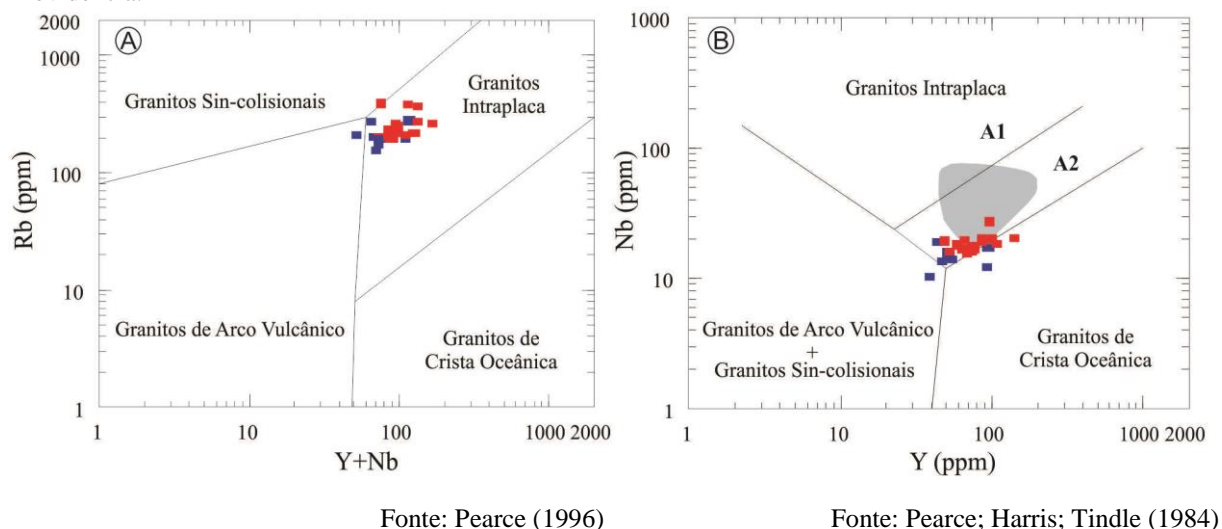
Os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência são rochas enriquecidas em flúor. Os piterlitos e viborgitos possuem teores de flúor que variam de 557 a 2.611 ppm; os sienogranitos equigranulares possuem teores entre 263 a 2.307 ppm; e os greisens possuem teores que variam entre 513 a 8.261 ppm de flúor. Segundo Levinson (1974), o *background* de F para biotita granitos é de 735 ppm.



### 5.3. Definição do ambiente tectônico

Os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência, de acordo com o diagrama de classificação tectônica de Pearce (1996) (Figura 55A) e Pearce, Harris e Tindle (1984) (Figura 55B), caem preferencialmente no campo dos granitos gerados em ambiente intraplaca.

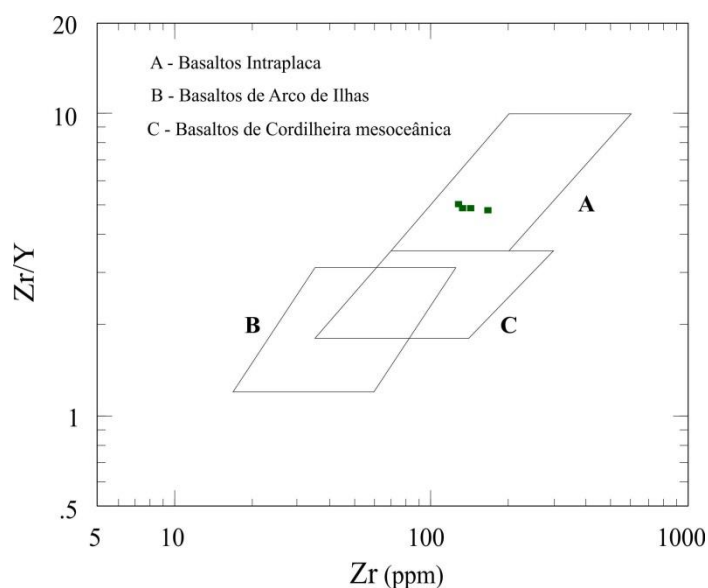
Figura 55 – Diagramas de classificação tectônica para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.



Legenda: (a) Diagrama Rb vs. (Y + Nb); (b) Diagrama Nb vs. Yb. Em cinza o campo dos topázios granitos da Finlândia (LUKKARI, 2002). Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos quigranulares.

Em diagrama geotectônico (Figura 56), os gabromoritos porfiríticos plotam no campo dos basaltos de ambiente intraplaca (continental).

Figura 56 – Diagrama de classificação tectônica para as rochas máficas da porção sul do Batólito Serra da Providência.

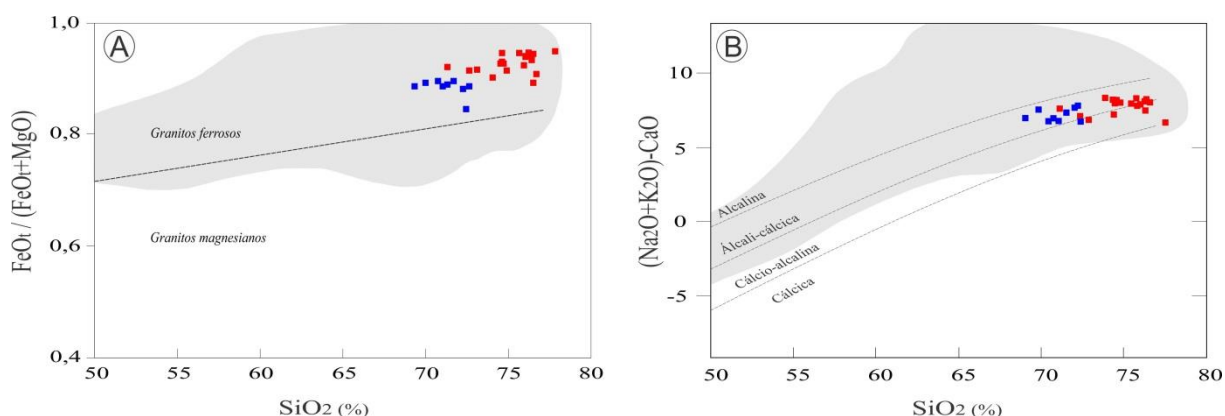


Símbolos: ■ gabronoritos.

A magnetita e ilmenita são os principais minerais opacos acessórios dos granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência, em que no diagrama discriminante  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO}) \times \text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001), se caracterizam como suíte tipo A ferrosa (Figura 57A). Esta assinatura também é descrita em granitos tipo A de outras regiões por Haapala e Ramo (1990) e Dall'Agnol et al. (1999) e em granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência (SCANDOLARA, 2006; IZA et al., 2015). No gráfico, é possível observar que os dois grupos de granitos possuem assinatura distintas, tendo os sienogranitos teores menores de MgO.

Já no diagrama discriminante  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO} \times \text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) (Figura 57B) as amostras demonstram ter um caráter predominante álcalicalcico com algumas amostras de caráter cálcio-alcálico.

Figura 57 – Diagramas de classificação de Frost et al. (2001) para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.

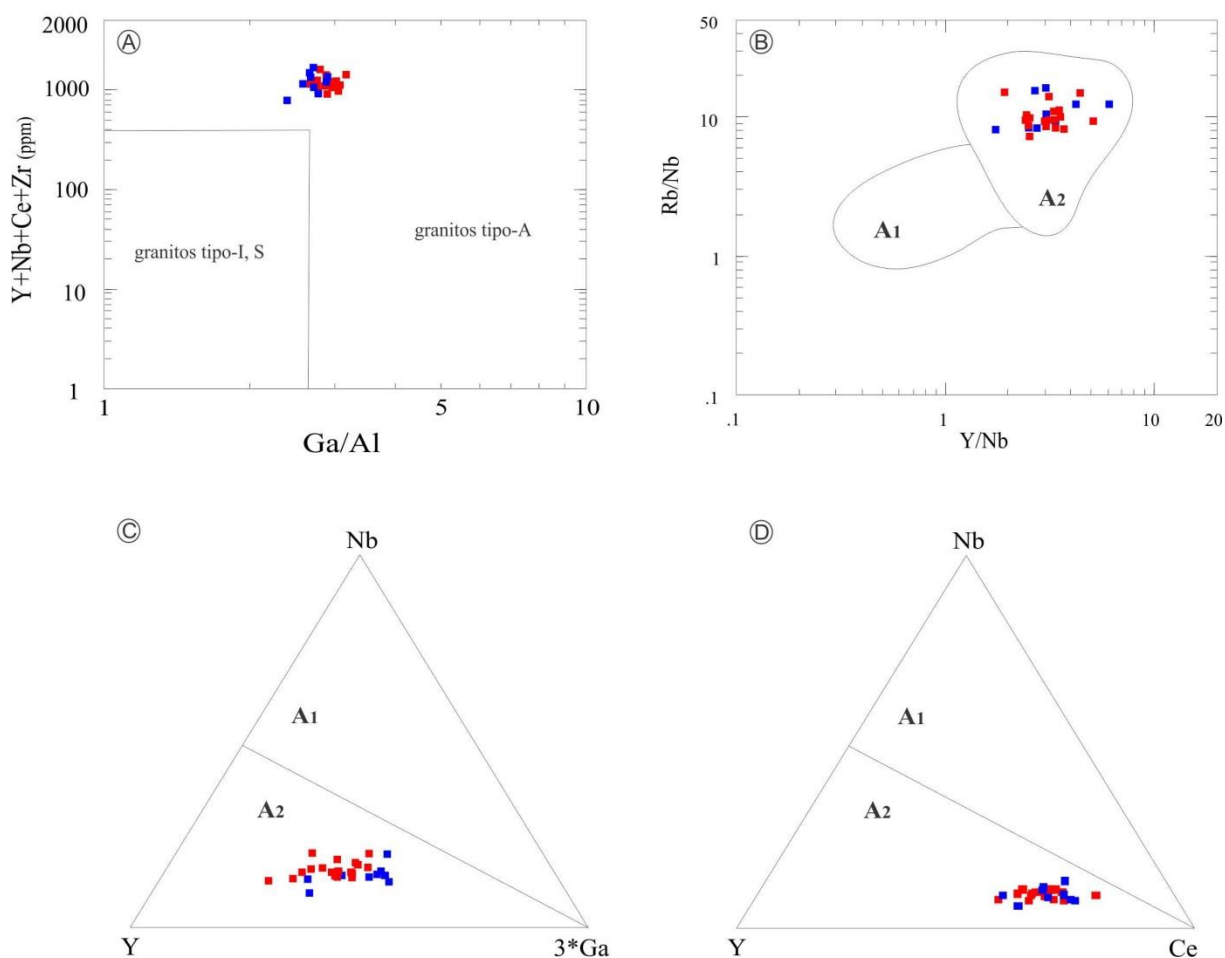


Legenda: (A)  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  e (B)  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ . Em cinza o campo de variação de composição de 500 tipos de granitos tipo-A (FROST et al., 2001). Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos quigranulares.

Os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência possuem assinatura de granitos gerados em ambiente intraplaca, confirmada também no diagrama discriminante proposto por WHALEN; CURRIE; CHAPPELL (1987) (Figura 58A). No diagrama  $\text{Y/Nb}$  vs.  $\text{Rb/Nb}$  (Figura 58B) proposto por Eby (1992) para classificação de granitoides tipo-A, todas as amostras caíram no campo dos granitos tipo A2. Nos diagramas ternários que utilizam os principais elementos-traço discriminantes de granitos tipo A (Figura 58C, D), as rochas estudadas também mostram ser produtos de fontes crustais (A2) que, segundo Eby (1992), relacionam-se a arcos de ilhas ou a ambientes extensionais intra-placa após processo geodinâmico de colisão continente x continente e espessamento crustal.



Figura 58 – Diagrama discriminante dos granitos A, I, S e M e diagrama para classificação de granitoides tipo-A para os granitos da porção Sul do Batólito Serra da Providência.



Legenda: (A) Diagrama discriminante de Whalen, Currie e Chappell (1987), separando os campos dos granitos A, I, S e M. Diagramas propostos por Eby (1992) para classificação de granitoides tipo-A (B)  $Y/Nb$  vs.  $Rb/Nb$ ; (C) diagrama ternário Y-Nb-Ce; (D) diagrama ternário Y-Nb-3Ga para os granitos da porção sul do Batólito Serra da Providência. A1: granitoides tipo-A associados a *hotspots*, plumas e zonas de *rift* continental; A2: granitoides tipo-A associados a ambientes pós-colisionais/pós-orogênicos e granitos anorogênicos propriamente ditos. Símbolos: ■ viborgitos e piterlitos; ■ sienogranitos quigranulares.

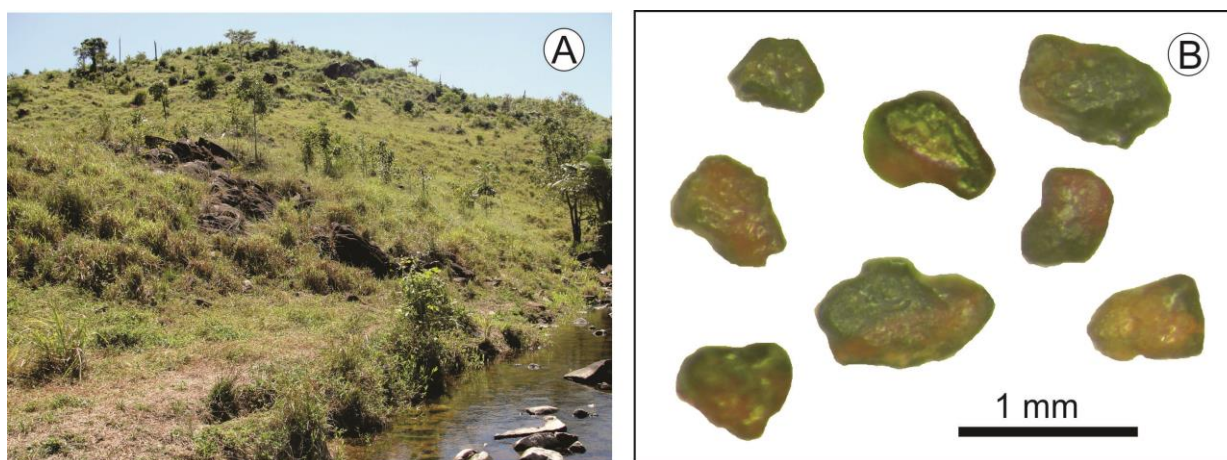
## CONSIDERAÇÕES FINAIS

### Mineralização primária de cassiterita na Suíte Intrusiva Serra da Providência

Segundo Bettencourt et al. (1999), a Província Estanífera de Rondônia (PER) registra seis episódios de magmatismo entre 1.600 e 970 Ma, sendo que os quatro últimos pulsos encontram-se mineralizados em Sn e metais raros, além de Cu, Pb, Zn e F. A Suíte Intrusiva Alto Candeias (idade U–Pb entre 1.346 e 1.338 Ma) seria a mais antiga, seguida da Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (idade U–Pb entre 1.314 e 1.309 Ma); Suíte Intrusiva Santa Clara (idade U–Pb entre 1.082 e 1.074 Ma); e a Suíte Intrusiva Rondônia (idade U–Pb entre 998 e 974 Ma), sendo esta a mais jovem de todas.

Este trabalho identificou através de concentrados de bateia nos igarapés que drenam exclusivamente exposições do biotita sienogranito granofírico mineralizado (Figura 59A), concentrações de cassiterita menores do que 1%. Os grãos de cassiterita são angulosos com esfericidade média, variam de 0,3 a 1 mm de diâmetro e quase sempre possuem a tonalidade bicolor (preta/vermelha) (Figura 59B).

Figura 59 – Aspectos de campo do biotita sienogranito granofírico mineralizado.



Legenda: A) Afloramento típico do biotita sienogranito granofírico mineralizado e drenagem com presença de cassiterita . B) Grãos de cassiterita aluvionar bicolor (preta/vermelha).

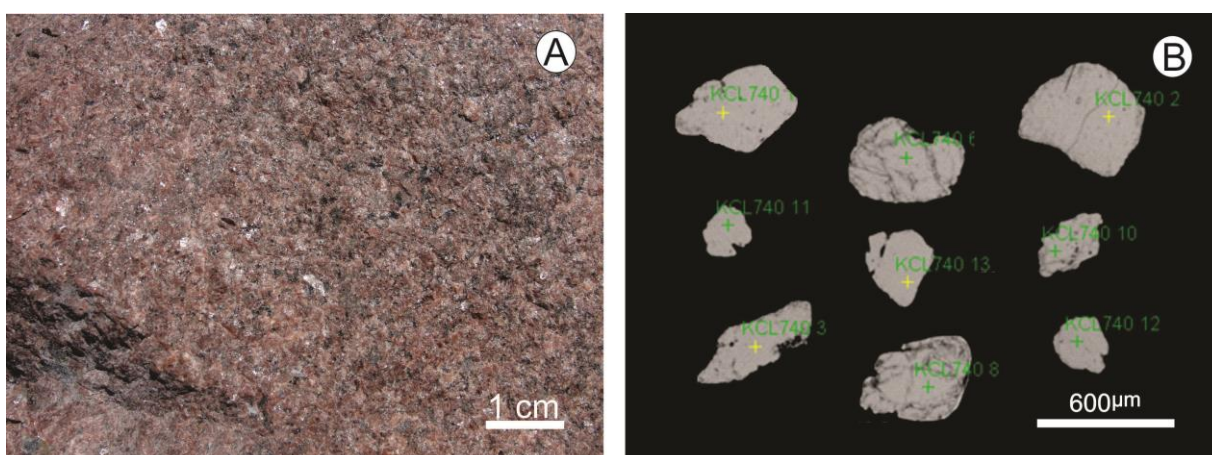
Após britagem, deslamagem, bateamento, separação magnética e separação por líquido denso (bromofórmio) de aproximadamente cinco quilos do biotita sienogranito granofírico mineralizado do ponto 4212-CC-R15A (Figura 60A), analisou-se o concentrado de minerais pesados em lupa binocular. A amostra apresentou menos de 1% de cassiterita, além de fluorita, topázio, turmalina, epídoto e barita.

Após a análise mineralométrica, confeccionou-se uma seção polida com onze grãos de cassiterita para serem analisados em MEV-EDS (Figura 60B, Tabela 19). Foi realizada uma análise na parte central de cada grão de cassiterita. O SnO<sub>2</sub> variou entre 95,21 a 99,19%. O

Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> é o segundo óxido mais abundante variando, entre zero e 2,46 %. O WO<sub>3</sub> aparece em terceiro lugar atingindo no máximo 1,02 %. O InO<sub>2</sub> é o quarto óxido mais abundante, sendo detectado nas onze análises, com teores que variam entre 0,44 e 0,99 %. O Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> foi detectado em sete grãos de cassiterita, atingindo a concentração máxima de 0,25 %. O FeO foi detectado em dez dos onze grãos analisados, sendo que seus os teores variam entre 0,2 e 0,83 %. Por fim, ainda identificou-se o elemento Bi em três análises, na composição da cassiterita, com teor máximo de 0,21 %.

Nos grãos de cassiterita não foi identificada qualquer inclusão de outro mineral ou qualquer diferença na sua composição com relação às regiões de núcleo e de borda dos cristais. A cassiterita ocorre de maneira disseminada e errática no biotita sienogranito granofírico, refletindo nos baixos teores de estanho, entre 5,5 e 14,9 ppm, que estas rochas apresentam. Devido a todas estas características descritas acima, sugere-se que a cassiterita associada a esta fácies deva, provavelmente, ter se cristalizado durante o estágio magmático.

Figura 60 – Biotita sienogranito granofírico mineralizado do ponto 4212-CC-R15A.



Legenda: A) Aspecto geral da rocha mostrando textura equigranular média e tonalidade vermelha “carne”. B) Imagem MEV-EDS de grãos de cassiterita do biotita sienogranito granoféic mineralizado do ponto 4212-CC-R-15A.

Tabela 19 – Resultados das análises em MEV-EDS das cassiteritas provenientes do biotita sienogranito granoféic mineralizado do ponto 4212-CC-R-15A.

Amostra	SnO <sub>2</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	WO <sub>3</sub>	InO <sub>2</sub>	FeO	Bi	Sc	TOTAL
KCL740 01	98,99	0,00	0,03	0,00	0,65	0,33	0,00	0,00	100,0
KCL740 02	98,26	0,00	0,00	0,00	0,91	0,83	0,00	0,00	100,0
KCL740 03	97,34	0,66	0,00	0,19	0,92	0,69	0,21	0,00	100,0
KCL740 04	99,19	0,10	0,11	0,00	0,58	0,02	0,00	0,00	100,0
KCL740 05	95,21	2,46	0,21	1,02	0,99	0,08	0,03	0,00	100,0
KCL740 06	98,90	0,00	0,18	0,23	0,44	0,25	0,00	0,00	100,0
KCL740 07	98,77	0,00	0,00	0,26	0,78	0,20	0,00	0,00	100,0
KCL740 08	98,08	0,16	0,04	0,60	0,49	0,56	0,00	0,00	99,9
KCL740 09	99,09	0,00	0,13	0,00	0,58	0,09	0,00	0,00	99,9
KCL740 10	98,78	0,00	0,25	0,00	0,77	0,10	0,07	0,00	100,0
KCL740 11	97,92	0,71	0,00	0,56	0,72	0,00	0,00	0,00	99,9

estanho sob a forma de cassiterita, desta forma, deixando de ser a Suíte Intrusiva Alto Candeias (idade U–Pb entre 1346 e 1338Ma) o pulso mais antigo da PER.

As fácies que representam os níveis crustais mais rasos, biotita sienogranito mineralizado e leucossienogranito, propiciaram a migração e acumulação dos fluidos mineralizados em estanho que geraram os sericita-quartzo greisens dos pontos 4212-CC-R-19 e 4212-CC-R-34A, com 1.638 ppm e 1.590 ppm de estanho, respectivamente.

Estas ocorrências comprovam o potencial metalogenético de corpos não deformados da Suíte Intrusiva Serra da Providência em terem, não somente fácies graníticas com cassiterita disseminada, como também, corpos de greisens com altos teores de estanho. Os altos teores de flúor em todos os greisens estudados (e.g. o quartzo greisen do ponto 4212-CC-R-44 com 8.261 ppm de F) e a presença de vênulas nos greisens corroboram para indicar que a mineralização também está associada a processos pneumatolíticos. Provavelmente, os mesmos processos hidrotermais que originaram os greisens também remobilizaram o estanho, gerando corpos de hematititos com teores médios de 537 ppm de Sn. Em campo, fica evidente o controle estrutural por falhas e fraturas que variam de poucos centímetros a dois metros de comprimento.

### **Evolução magmática do Batólito**

Com base nas idades  $T_{DM}$  obtidas em grãos de zircão com valores de  $\epsilon_{HF}(t)$  positivos pelo menos 240 Ma mais jovens do que aquelas obtidas em grãos com  $\epsilon_{HF}(t)$  negativos (Tabela 14; Figura 29), em uma amostra do biotita sienogranito porfirítico/viborgito (ponto 4212-CC-R-17A), sugere-se que estas rochas foram formadas por refusão de fontes crustais durante o Rhyaciano-Sideriano (2,28 e 2,37 Ga) e, posteriormente sofreram um aporte de magma máfico gerado a partir da fusão do manto, ocasionando assim, a mistura de magmas com idades significativamente diferentes.

Desta forma, esta pesquisa sugere que as fácies biotita sienogranito porfirítico/viborgito e hornblenda-biotita sienogranito porfirítico/piterlito sejam produtos de mistura magmática em diferentes proporções, de um magma predominantemente máfico de idade Orosiriano (1,93 e 2,04 Ga), injetado dentro de uma câmara magmática pré-serra da providência, onde magma félsico (refusão de fontes crustais) estava sendo cristalizado. Grãos de clinopiroxênio que ocorrem sob a forma de relictos, bordejados por hornblenda coronítica, no biotita sienogranito porfirítico (Figura 14E e F) corroboram a favor da contribuição de um magma máfico parental na formação desta litologia. A grande quantidade de enclaves máficos

associados às rochas viborgíticas e piterlíticas ratifica a existência de processos de mistura de fontes na geração destas rochas.

Nogueira et al. (2015), através de estudos de geoquímica isotópica de Lu-Hf na Suíte Intrusiva Santa Clara, também identificaram o processo de mistura de fontes, no qual um magma máfico pelo menos 180 Ma mais jovem foi injetado em um magma félsico hospedeiro.

Segundo Ramo e Haapala (2005), a vasta bimodalidade é característica da associação de rochas que compõem áreas com exposição de granitos rapakivi, onde a maioria dos tipos de rochas ou é félsica ( $> 66$  t.%  $\text{SiO}_2$ ) ou é máfica ( $< 52$  t.%  $\text{SiO}_2$ ).

Duas amostras do biotita sienogranito granofírico mineralizado possuem todos os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , variando de fracamente a moderadamente positivos (Tabela 16; Figuras 37 e 38). As idades  $T_{\text{DM}}$  crustais calculadas para o biotita sienogranito granofírico mineralizado marcam o intervalo de tempo entre 1,93 e 2,20 Ga na amostra 4212-CC-R-15A e entre 1,82 e 2,14 Ga na amostra 4212-CC-R-23. Ambos os intervalos ocorrem entre os períodos Orosiriano e Rhyaciano da Era Paleoproterozoica. Indicando que as rochas desta fácies evoluíram a partir do aporte de magma máfico, gerado a partir da fusão do manto e houve uma significativa contribuição de fontes crustais.

Frost, C. e Frost, B. (1997) e Haapala; Ramo (1999) mencionam que a associação de anortosito-granitos é originada essencialmente por magmas máficos-félsicos bimodais em consequência do *underplating* da crosta continental por magmas basálticos toleíticos derivados do manto. Estes autores também mencionam que a falta de anomalias negativas de Nb em muitos granitos rapakivi e do tipo-A impossibilita que a contaminação crustal seja o processo dominante. Isto sugere que, especialmente os magmas rapakivi mais reduzidos são derivados pela extrema diferenciação de intrusões toleíticas ou de fusão parcial gerado pelo calor subsequente e continuado do *underplating*.

Através da petrografia, das idades U-Pb em zircão, dos dados de  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , da obtenção de idades mínimas de extração mantélica ( $T_{\text{DM}}$ ) e da geoquímica é possível propor que as rochas da porção sul do Batólito Serra da Providência são rochas originadas a partir de fontes com proporções distintas de magmas máficos derivados do manto e magmas félsicos derivados da fusão de fontes crustais, e que provavelmente após esta mistura de magmas, evoluíram por processo de cristalização fracionada.

Bettencourt et al. (1999) sugerem que partes do Batólito Serra da Providência cristalizaram-se durante um curto período de tempo e que mais idades seriam necessárias para avaliar com maior precisão a duração do magmatismo. Esta tese, através de nove idades U-Pb



inéditas confirmou que o magma referente ao Batólito Serra da Providência cristalizou-se no intervalo entre 1.587 Ma e 1.576 Ma, dentro do limite do erro máximo calculado que foi de  $\pm 16$  Ma.

### **Recorrência metalogenética na Província Estanífera de Rondônia**

Segundo Lehmann (1990), províncias estaníferas são uns dos melhores exemplos de províncias metalogenéticas. Elas definem cinturões com escala entre 100 e 1.000 km de comprimento. Lehmann (1990) sugere ainda que os metais específicos de uma província metalogenética são, por vezes, repetidamente concentrados nas mesmas áreas por processos geológicos diferentes e em momentos diferentes.

Hutchison e Chakraborty (1999) indicam que a crosta continental torna-se progressivamente diferenciada com relação ao elemento estanho através de eventos policíclicos, envolvendo metamorfismo e anatexia. Estes autores mencionam ainda que a abundância do estanho nas suítes basálticas é muito baixa, até mesmo para os tipos mais diferenciados, e que o processo de cristalização fracionada destes magmas basálticos não seria suficiente para gerar concentrações econômicas de Sn.

As idades  $T_{DM}$  crustais das quatro amostras em que foram feitas análises isotópicas Lu-Hf variam entre 2,28 e 2,42 Ga para  $\epsilon_{Hf}(t)$  negativos, reforçando a ideia de que magmas félsicos associados ao magmatismo serra da providência foram gerados através da re-fusão de uma crosta pré-Jamari de idade paleoproterozoica (Rhyaciano-Sideriano). Scandolara (2006), através do método Sm-Nd em rocha total, sugere, a existência desta crosta pré-Jamari de idade arqueana a paleoproterozoica inferior, neste segmento do SW do Cráton Amazônico, em função de granitos e charnockitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência possuírem idades-modelo superiores a 2,20 Ga, com valores de  $\epsilon_{Nd}(T)$  fortemente negativos. O autor no mesmo trabalho indica ainda que as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência apresentam idades  $T_{DM}$  mais antigas, conforme o  $\epsilon_{Nd}$  fica mais negativo. Os dados isotópicos de Lu-Hf desta tese corroboram com as observações de Scandolara (2006).

Sugere-se nesta tese que o principal mecanismo de aporte de estanho na Suíte Intrusiva Serra da Providência provém da re-fusão de crostas continentais de idades pré-Jamari (2,28 e 2,37 Ga) sub-aflorantes, já que nesta parte do Cráton amazônico não afloram rochas mais antigas do que 1.760 Ma e que esta seria um possível reservatório parental de Sn para a Província Estanífera de Rondônia.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, S. F. **Recursos minerais do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1973. 2 v., v. 2.
- AHRENS, L. H.; CHERRY, R. D.; ERLANK, A. J. Observation on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v. 31, p. 2379-2387, 1967.
- AMARAL, G. **Geologia pré-cambriana da Região Amazônica**. 1974. 212 p. Dissertação (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.
- ÁVILA, C. A.; TEIXEIRA, W.; PEREIRA, R. M. Geologia e petrografia do quartzo monzodiorito glória, cinturão mineiro, porção sul do Cráton São Francisco, estado de Minas Gerais. **Arquivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, v. 62, n. 1, p. 83-98, jan./mar.2004.
- ÁVILA, C. A. et al. Estudo faciológico, mineralógico e geoquímico do granitoide Ritópolis e correlação com o cinturão mineiro, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 11, 2009, São Pedro, SP. **Anais do...** São Pedro, SP: SBG-Núcleos São Paulo, Rio de Janeiro/Espirito Santo e Minas Gerais, 2009. p. 16.
- BABINSKI, M. et al. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 3-4, p. 263-274, 1997.
- BAHIA, R. B. C.; PEDREIRA, A. Classificação global da bacia dos Parecis no estado de Rondônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 450-453.
- BARBOSA, A. F.; MACIEL, P. Mineralização de estanho e tungstênio na serra de São Francisco, estado de São Paulo. **Engenharia, Mineração e Metalurgia**, v. 16, n. 92, p. 145-150, 1951.
- BARBOSA, A. P.; LORENZI, V. E.; OJIMA, S. K. Jazida de cassiterita de São Pedro do Iriri, Pará. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C. E. S. (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p. 261-265.
- BASEI, M. A. S. **O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 1985. 182 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- BETTENCOURT, J. S. et al. Overview of the rapakivi granites of the Rondonia Tin Province. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B.; COSTI, H. T. (Eds.). SYMPOSIUM ON RPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1, 1995. **Abstract Volume**. Belém: Center for Geosciences, University Federal of Para, 1995. p. 5-16.
- BETTENCOURT, J. S. et al. The rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, northern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, 1997, Salvador. **Excursions Guide**. Salvador: CBPM/SGM, 1997. p. 3-31.

BETTENCOURT, J. S. et al. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. **Precambrian Research**, v. 95, p. 41-67, 1999.

BEURLIN, H. et al. Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in Borborema Province, north-eastern Brazil: a possible source of the rare element granitic pegmatites. **Terra**, v. 6, n. 1, p. 59-71, 2009.

BIONDI, J. C. Distribuição no tempo geológico dos principais depósitos minerais brasileiros: 1. Cadastro dos modelos genéticos e idades dos depósitos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 4, p. 505-516, 1999.

BIZZI, L., A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas-SIG**. Escala 1:2.500.000. Brasília: CPRM, 2001. 4 CD-ROM's.

BIZZI, L. A. (Ed.) et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília: CPRM, 2003. 692 p. Acompanha 1 DVD.

BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), **Rare Earth Element Geochemistry**. Elsevier, p. 63-114, 1984.

CARMONA, J. R. M.; SIQUEIRA, L. P.; JOÃO JORGE, X. da S. **Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha NA.22-Y-B- Rio Araguari**. Belém: CPRM, 1985 2 v. v.1.

CASTRO, C. C. e. **Metais raros associados ao granito Desembarque: estudo mineralógico e químico utilizando MEV-EDS**. 2007. 86 f., il. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) - Centro de Tecnologia e Ciências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

CASTRO, C. C. e et al. Cassiterita associada ao Maciço Serra da Providência, RO. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 3, 2013, Gramado, RS. **Resumos Expandidos...** Gramado, RS: UFRGS, 2013. 1 CD-ROM.

CASTRO, N. A. de; BASEI, M. A. S.; CRÓSTA, A. P. The W (Sn-Mo)-specialized Catinga Suite and other granitoids of the Brusque Group, Neoproterozoic of the state of Santa Catarina, Southern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 1, p. 17-26, mar. 1999.

CHAVES, A. G.; BATOLA JÚNIOR, F. **Relatório sobre ocorrência de wolframita no município de Guabiruba, estado de Santa Catarina**. Belo Horizonte: CPRM, 1972. 10 f., il., mapas.

CHEMALE JR., F. et al. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 84, n. 2, p. 275-295, 2012.

CORDANI, U. G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, 2, 1979, Árica, Chile. **Actas**. Árica, Chile: Instituto de Investigaciones Geológicas, 1979. p. 137-138.

CORDANI, U. G.; NEVES, B. B. de B. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1/3, p. 78-88, mar./set. 1982.

COSTA, M. A. C. da. et al. Geochemistry and geochronology of the rapakivi granites and associated rocks in the midwest portion of the Serra da Providência Batholith, SW of Amazonian Craton, Rondônia, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 69, p.194-212, 2016.

COSTA, M. A. C. da. **Geoquímica e geocronologia dos granitos rapakivi e rochas associadas da porção centro oeste do batólito Serra da Providência, SW do Cráton Amazônico, Rondônia, Brasil**. 2015. 1 CD-ROM. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2015.

COSTA, M. A. C. da; CASTRO, C. C.; BUCH, T. **Geologia e recursos minerais da Folha Alto Jamari - SC.20-Y-B, Escala 1:250.000, estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, (no prelo). p. il. color. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos.

COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb geochronology of paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. **International Geology Review**, v. 42, n. 9, p. 832-849, 2000.

COSTI, H. T.; BORGES, R. M. K.; DALL'AGNOL, R. Depósitos de estanho da mina Pitinga, Estado do Amazonas. In: MARINI, O. J.; QUEIROZ, E. T. de; RAMOS, B. W. (Eds.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM;CT/Mineral;ADIMB, 2005. Cap. 7, p. 395-471.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The interpretation of igneous rocks**. London: George Allen & Unwin, 1979. 450 p.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **GEOBANK**: banco de dados geológicos. Disponível em: <<http://geobank.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 17 nov. 2015.

CHIODI FILHO, C. et al. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro grande, Piedade e Varginha - Vale do Ribeira - Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas do**. Curitiba: SBG - Núcleo Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, 1987. v. 2, p. 515-542.

DALL'AGNOL, R. et al. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. **Precambrian Research**, v. 95, p. 9-39, 1999.

DALL'IGNA, L. G. **Diagnóstico da mineração de cassiterita em Rondônia**. Porto Velho: UNIR-RO, 1994. 159 p.

DAMASCENO, E. C. Geologia do estanho. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C. E. S. (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil**: metais básicos não-ferrosos, ouro e alumínio. Brasília: DNPM/CVRD, 1988. v. 3, p. 183-199.

DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília: UNB/CPRM, 2001. 392 p. il.

DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogénicas. In: BIZZI, L. A. (Ed.) et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, maps & SIG. Brasília: CPRM, 2003. Cap. 7, p. 365-448.

DEPAOLO, D. J. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. **Nature**, v. 291, p. 193-196, 1981.

DUFFLES, P. A. et al. Marins Granite (MG/SP): petrography, geochemistry, geochronology, and geotectonic setting. **Braz. J. Geol.**, São Paulo, v. 43, n. 3, p. 487-500, sept. 2013.

EBY, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. **Geology**, v. 20, n. 7, p. 641-644, july, 1992.

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

EVANS, A. M. **An introduction to ore geology**. Oxford: Blackwell, 1987. 358 p.

FARACO, M. T. L. et al. Folha NA.22 - Macapá. In: SCHOBENHAUS, C. (Coord.) et al. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de Informações Geográficas-SIG. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil.

FERREIRA, A. L. et al **Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga SB.21-Y-B, estados do Pará e Amazonas**. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN Tapajós).

FRANCO, R. R. Sobre o pegmatito com amblygonita da fazenda Cuiabá, Mogi das Cruzes, São Paulo. **Engenharia, Mineração e Metalurgia**, v. 8, n. 46, p. 255-257, 1949.

FROST, B. R. et al. **A geochemical classification for granitic rocks**. Oxford: Oxford University Press, 2001.

FROST, C. D.; FROST, B. R. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiitic connection. **Geology**, v. 25, n. 7, p. 647-650, july, 1997.

GAMA, R. R. S. O estudo da jazida de wolframita de Inhandjara. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da USP. Mineralogia**, São Paulo, v. 8, n. 60, 1946. 92 p.

GERALDES, M. C. et al. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Cráton in Mato Grosso State, Brazil. **Precambrian Research**, 111, p. 91-128, 2001.



- GORAIEB, C. L. **Contribuição à gênese do depósito primário polimetálico (Sn, W + Zn, Cu, Pb) Correias, Ribeirão Branco (SP)**. 2001. 215 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- GORAIEB, C. L.; OLIVEIRA, M. C. B. Aspectos da geologia e prospecção da área do Granito Correias e mineralizações estano-tungsteníferas associadas. **Revista da Escola de Minas**, v. 43, n. 2, p. 57-69, 1990.
- GUALDA, G. A. R.; VLACH, S. R. F. The Serra da Graciosa A-type granites and syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 7, n. 3, p. 405-430, 2007.
- HAAPALA, I.; LUKKARI, S. Petrological and geochemical evolution of the Kymi stock, a topaz granite cupola within the Wiborg rapakivi batholith, Finland. **Lithos**, v. 80, p. 347-362, 2005.
- HAAPALA, I.; RÄMÖ, O. T. Petrogenesis of the rapakivi granites of Finland. In: Stein, H.J., Hannah, J.L. (Eds.), *Ore bearing Granite Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes*. **Geological Society of America**, v. 246, p. 275-286, 1990.
- HAAPALA, I.; RÄMÖ, O. T. Rapakivi granites and related rocks: an introduction. **Precambrian Research**, v. 95, p. 1-7, 1999.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, 1884, Manaus. **Anais**. Manaus: DNPM, 1984. p. 129-147.
- HOSKIN, P. W. O.; BLACK, L. P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 18, p. 423-439, 2000.
- HUTCHISON, C. S.; CHAKRABORTY, K. R. Tin: a mantle or crustal source? **Bulletin of the Geological Society of Malaysia**, v. 11, p. 71-79, 1979.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 8, n. 5, p. 523-548. 1971.
- ISOTTA, C. A. L. et al. **Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final**. Porto Velho: CPRM, 1978. 16 v., il.
- ISSLER, R. S.; KAUL, P. F. T. **Geologia e recursos minerais de Santa Catarina: informações preliminares**. Florianópolis: MME, 1979. 45 p. il. (Projeto RADAMBRASIL).
- IZA, E. R. H. de F.; COSTA, M. A. da; CASTRO, C. C. e. **Geologia e recursos minerais das folhas Serra da Providência - SC.20-Z-A-III e Ji-Paraná - SC.20-Z-A-VI, Escala 1:100.000, Estados de Rondônia e Mato Grosso**. Porto Velho: CPRM, 2015. 122 p. il. color 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos.

JACKSON, S. E. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. **Chemical Geology**, v. 211, p. 47-69, 2004.

JANASI, V. de A. et al. Granitos peraluminosos da porção central da faixa Ribeira, estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. **Geologia USP. Série Científica**, v. 3, p. 13-24, ago. 2003.

JORGE JOÃO, X. da S.; SANTOS, C. A. dos; FARACO, M. T. L. **Projeto Trombetas-Mapuera**: relatório final. Belém: CPRM, 1984. v. 1.

KAHWAGE, M. A.; MENDES, J. C. O berilo gemológico da Província Pegmatítica Oriental do Brasil. **Geochimica Brasiliensis**, v. 17, n. 1, p. 13-25, 2003.

KAUL, P. F. T.; FERNANDES, E.; SANTOS NETO, A. dos. **Projeto Gerenciamento Costeiro – GERCO (3ª Fase)**: geologia. Florianópolis: IBGE, 2002. 63 p.

KLEIN, E. L. (Org.) et al. **Geologia e recursos da Província Mineral do Tapajós, Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C)**. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Belém: CPRM, 2001. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB.

KOESTER, E. et al. SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 91-99, 2001.

LARIN, A. M. Rapakivi granites in the geological history of the earth. Part 1- Magmatic associations with rapakivi granites: age, geochemistry, and tectonic setting. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 17, n. 3, p. 235-258, 2009.

LEAL, J. W. L. et al. Granito Serra da Providência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. **Anais do...** Ouro Preto: SBG, 1976. p. 59-74.

LEAL, J. W. L. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SC.20 Porto Velho**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1978. p. 17-184. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).

LENHARO, S. L. R. **Evolução magmática e modelos metalogenéticos dos granitos mineralizados da região de Pitanga, Amazonas, Brasil**. 1998. 290 f. Tese (Doutorado em Engenharia Mineral)-Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

LEHMANN, B. **Metallogeny of tin**. Berlin: Springer-Verlag, 1990. 211 p. (Lecture Notes in Earth Sciences, 32).

LEVINSON, A. A. **Introduction to exploration geochemistry**. Illinois: Applied Publishing, 1974. 612 p. il.

LIMA, J. M. G. de. (Consult.). **Produto 18 - minério de estanho, relatório técnico 27**: perfil da mineração de estanho. Brasília: MME; SGM, 2009. 30 p. (Contrato nº 48000.003007-17: Desenvolvimento de Estudos para a Elaboração do Plano DuoDecenal (2010 – 2030) de Geologia, Mineração e Transformação Mineral).

LIMA, M. I. C. de et al. Geologia. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD. 24 Salvador**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 24).

LOBATO, F. P. N. S. et al. **Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia**: relatório final. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1966. 209 p. (Boletim, 125).

LUKKARI, S. Petrography and geochemistry of the topaz-bearing granite stocks in Artjärvi and Sääskjärvi, western margin of the Wiborg rapakivi granite batholith. **Bulletin of the Geological Society of Finland**, v. 74, p.115-132, 2002.

MACHADO, N. et al. U-Pb geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. **Precambrian Research**, v. 49, p. 327-354, 1991.

MARCONATO, A. et al. **Mapa geológico do estado de São Paulo, escala 1:750.000**: breve descrição das unidades litoestratigráficas aflorantes no estado de São Paulo. Rio de Janeiro: CPRM, 2006. 173 p. Programa Geologia do Brasil-PGB.

MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 101. p. 635-643, 1989.

MARINI, O. J.; BOTELHO, N. F. A província de granitos estaníferos de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p. 119-131, 1986.

MARINI, O. J.; BOTELHO, N. F.; ROSSI, P. Elementos terras raras em granitoides da Província Estanífera de Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 1, p. 61-72, mar. 1992.

MONTANHEIRO, T. J.; JANASI, V. de A.; YAMAMOTO, J. K. Cassiterita em rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral, região de Ourinhos, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8, 2003, São Pedro, SP. **Boletim de Resumos**. São Pedro, SP: SBG- Núcleos São Paulo, Rio de Janeiro/Espírito Santo e Minas Gerais, 2003. p. 137.

NEVES, A. P. et al. **Projeto Paru Jari**: relatório final. Belém: CPRM, 1972. 5 v. v. 1.

NEVES, A. P.; VALE, A. G. (Orgs.). **Folha Redenção SC.22-X-A**. Estados do Pará e Tocantins, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1999. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB.

NOGUEIRA, C. C. et al. Província Estanífera de Rondônia: caracterização e distribuição temporal da mineralização. In: GORAYEB, P. S. de S.; LIMA, A. M. M. de (Orgs.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2015. v. 9, p. 393-408.

PAYOLLA, B. L. et al. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitoides da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: implicações para a evolução geológica da borda sudoeste do

Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 39.

PAYOLLA, B. L. et al. Geological evolution of the basement rocks in the central-eastern part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. **Precambrian Research**, v.119, p. 141-169, 2002.

PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, v. 19, n. 4, p. 120-125, 1996.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 56-983, 1984.

PEARCE, J. A.; NORRY, M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 69, n. 1, p. 33-47, 1979.

PEREIRA, R. M.; MOURA, C. A. V.; JUNHO, M. do C. B. Single zircon Pb-evaporation age of some granitic plutons in the central part of the Ribeira belt, southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 3, p. 327-334, set. 2002.

PEREIRA, R. M.; ÁVILA, C. A.; NEUMANN, R. Prospecção para cassiterita na região entre Cachoeira Paulista (SP) e Resende (RJ): potencialidade em estanho dos granitos do Funil e São José do Barreiro, segmento central da faixa ribeira. **Geociências**, v. 22, n. 2, p. 107-118, 2003.

PEREIRA, R. M.; ÁVILA, C. A.; NEUMANN, R. Estudo mineralógico e químico da cassiterita e de suas inclusões sólidas: implicação com a paragênese das mineralizações da Província Pegmatítica de São João Del Rei, Minas Gerais, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 62, n. 3, p. 321-336, 2004.

PEREIRA, R. M. et al. Rare metal oxide mineralizations related to two neoproterozoic tourmaline granites from the interference zone of the Ribeira and Brasília Belts, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 341-350, set. 2005.

PEREIRA, R. M.; CASTRO, C.; NEUMANN, R. Cassiterita no maciço de Piumhi: uma nova ocorrência de estanho no Estado de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10, 2007, Diamantina. **Anais**. Diamantina: SBG;UFMG, 2007a.

PEREIRA, R. M. et al. Plúton Desemborque: exemplo de corpo a metais raros (Nb, Zr, Hf) e estanho no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n.2, p. 257-267, jun. 2007b.

PEREIRA, R. M. et al. Determinação da gênese da cassiterita com base na sua composição química e inclusões minerais: ocorrências no sul e sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 2, p. 246-252, jun. 2008.

PEREIRA, R. M. et al. Caracterização petrográfica do horizonte calciossilicático mineralizado em scheelita do bairro dos Marins, município de Piquete, estado de São Paulo. **Arquivos do Museu Nacional**, Rio de Janeiro, v. 67, n. 1-2, p.129-147, jan./jun. 2009.

PEREIRA, R. M.; RODRIGUES, D.; ÁVILA, C. A. Stockscheider quartzo-moscovíticos e pegmatíticos na zona de cúpula do granitoide Ritópolis, região de São João Del Rei, Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 59-69, 2011.

PERROTTA, M. M. et al. Folha Curitiba SG-22. In: SCHOBENHAUS, C. (Coord.) et al. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: Sistema de Informações Geográficas-SIG. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil-PGB.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. Suítes graníticas do batólito Pelotas no Rio Grande do sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 257-266, set. 2001.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JR., F. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. **Geologia USP. Série Científica**, v. 3, p. 71-84, ago. 2003.

PIMENTEL, M. M. et al. U-Pb zircon geochronology of precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. **Precambrian Research**, v. 52, n. 3/4, p. 321-335, 1991.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, central Brazil: a review. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 463-483, 1999.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v. 20, n. 4, p. 375-379, 1992.

PINHO, S. C. C. et al. Geocronologia do granito Serra da Queimada, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, 2006, Belém. **Resumos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.

PRAZERES, W. V. et al. **Projeto Estanho dos Granitos Maloquinha**: relatório final. Manaus: DNPM/CPRM, 1979. v. 1-A.

PRAZERES FILHO, H. J. dos et al. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do cinturão Ribeira, estado do Paraná. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 51-70, ago. 2003.

QUADROS, M. L. do E. S.; RIZZOTTO, G. J. (Orgs.). **Geologia e recursos minerais do estado de Rondônia**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM, 2007. 116 p. Programa Geologia do Brasil-PGB.

RÄMÖ, O.T.; HAAPALA, I. Rapakivi granites. In: LEHTINEN, M.; NURMI, P. A.; RAMO, O. T. (Eds.). **Precambrian geology of Finland key to the evolution of the Fennoscandian Shield**. Amsterdam: Elsevier, 2005. p. 533-562. (Developments in Precambrian Geology, 14).



REIS, N. J. et al. Geologia do estado de Roraima, Brasil. **Géologie de la France**, Orleans, n. 2/4, p. 121-134, 2003.

REIS, N. J. (Org.). et al. **Geologia e recursos minerais do estado do Amazonas**: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado do Amazonas, escala 1:1.000.000. Manaus: CPRM, 2006. 144 p. il. color. Programa Geologia do Brasil-PGB.

RENNE, P. et al. The age of Paraná flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979, nov. 1992.

RIOS, F. J.; VILLAS, R. N.; DALL'AGNOL, R. O granito Serra dos Carajás: I. Fácies petrográficas e avaliação do potencial metalogenético para estanho no setor norte. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 20-31, 1995.

RIZZOTTO, G. J. et al. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo-Folha SC.20 Porto Velho**: Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil-PGB.

RIZZOTTO, G. J. et al. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite-Rondônia, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1, 1995, Belém. **Abstracts Volume**. Belém: Center for Geosciences, University Federal of Para, 1995. p. 67.

RIZZOTTO, G. J.; SCANDOLARA, J. E.; QUADROS, M. L. do E. S. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito (MCG) da porção oriental do Estado de Rondônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais**. Salvador: SBG-Núcleo Bahia - Sergipe, 1996. v.1, p.35-37.

SAAD, A. R. et al. Potencialidade mineral do estado de São Paulo. **Revista Universidade Guarulhos. Série Geociências**, v. 11, n. 3, p. 5 -17, dez. 1996.

SANTOS, J. O. S. et al. Associação anortosito-charnockito-rapakivi no Calimianiano do norte de Cráton Amazônico, estado de Roraima, Brasil: evidências da geocronologia U-Pb (shrimp) em zircão e baddeleyita. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 502-505.

SANTOS, J. O. S. et al. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v.3, n.4, p. 453-488, 2000.

SANTOS, J. O. S. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L. A. (Ed.) et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: texto, mapas & SIG. Brasília: CPRM, 2003. Cap. 4, p. 169-226.

SANTOS, J. O. S. et al. Timing and evolution of multiple paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 131, n. 1-2, p. 73-109, 2004.

SANTOS, J. O. S. et al. A **COMPARTIMENTAÇÃO DO CRÁTON AMAZONAS EM PROVÍNCIAS: AVANÇOS OCORRIDOS NO PERÍODO 2000-2006**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9, 2006, Belém. **Resumos Expandidos**. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.

SANTOS, J. O. S. et al. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in west Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. **Precambrian Research**, v. 165, n. 1-2, p. 120-152, nov. 2008.

SANTOS, M. M. **Desenvolvimento de padrões de zircão para geocronologia U-Pb e análises isotópicas de Hf por laser ablation ICP-MS**. 2015. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2015.

SCANDOLARA, J. E. et al. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. **Boletim de Resumos Expandidos**. Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999a. p. 282-285.

SCANDOLARA, J. E. (Coord.) et al. **Mapa geológico do estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, 1999b. 1 mapa, color., Escala 1:1.000.000.

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

SCANDOLARA, J. E. et al. Geochemistry of Jamari Complex, central-eastern Rondônia: Andean-type magmatic arc and Paleoproterozoic crustal growth of the southwestern Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American**, v. 46, p. 35-62, 2013.

SCHOBENHAUS, C. (Coord.) et al. **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. 501 p. il.

SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C. E. (Eds.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Belo Horizonte: DNPM-CVRD, 1988. 285 p. v.3.

SHCHERBA, G. N. Greisens. **International Geology Review**, v.12, n. 2, p. 114-250, 1970.

SIMONEN, A.; VORMA, A. Amphibole and biotite from rapakivi. **Bulletin de la Commission Géologique de Finlande**, v. 83, 1969.

SIIVOLA, J.; SCHMID, R. **Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks**: list of mineral abbreviations. 2007. Disponível em: <[http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_12.pdf](http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf)>. Acesso em: 01 fev. 2007.

SOUZA, E. C. de et al. **Projeto Noroeste de Rondônia**: relatório final. Porto Velho: CPRM, 1975. 12 v., v. 1.

SPARRENBERGER, I.; TASSINARI, C. C. G. Subprovíncia do Rio Paranã (GO): um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 405-414, set. 1999.

STEMPROK, M.; PIVEC, E.; LANGROVÁ, A. The petrogenesis of a wolframite-bearing greisen in the Vykmanov granite stock, western Krušné hory pluton (Czech Republic). **Bulletin of Geosciences**, v. 80, n. 3, p. 163 - 184, 2005.

STRECKEISEN, A. C. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Reviews**, v. 12, n. 1, p.1-33, 1976.

SUSZCZYNSKI, E. F. **Os recursos minerais reais e potenciais do Brasil e sua metalogenia**. Rio de Janeiro: Interciência, 1975. 533 p.

TASSINARI, C. C. G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil**: revisão dos dados isotópicos. 1996. 139 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

TASSINARI, C. C. G. A porção ocidental do Cráton Amazônico: evidências isotópicas de acreção continental no Proterozoico Médio. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, 1984, Manaus. **Atas**. Manaus: DNPM, 1984. p.439-446.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. (Org.) et al. **Geologia do continente sul- americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 28, p. 471-485.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TEIXEIRA, L. M. **Caracterização de minerais portadores de terras raras e sua aplicação à petrologia e geocronologia de granitos das subprovíncias Tocantins e Paranã - Goiás**. 2002. 356 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2002.

TEIXEIRA, N. P. et al. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. **Precambrian Research**, v. 119, p. 257-275, 2002.

TEIXEIRA, N. P. et al. Geoquímica dos granitos paleoproterozoicos da Suíte Granítica Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 2, p. 217-226, jun. 2005.

TRINDADE NETTO, G. B. et al. **Geologia e recursos minerais da Folha Presidente Médici - SC.20-Z-C, Escala 1:250.000, Estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, (no prelo). p. il. color. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos.

VASQUEZ, M. L.; LAFON, J. M. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do escudo das Guianas - estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA

AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001. 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. da (Orgs.). **Geologia e recursos minerais do estado do Pará**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará. Belém: CPRM, 2008. 328 p. il. color. Escala 1:1.000.000.

VLACH, S. R. F.; GUALDA, G. A. R. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 214-218, mar. 2000.

VORMA, A. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. Espoo: **Geological Survey of Finland, Bulletin**, n. 285, 1976. 98 p.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, n. 4, p. 407-419, 1987.

WEDEPOHL, K. H. **Handbook of geochemistry**. New York: Spring-Verlag, 1969. v.1. 442 p.

WIEDENBECK, M. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. **Geostandards Newsletter**, 19, n.1, p. 1- 23, 1995.

WILDNER, W. et al. **Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 2008. mapa, color. Escala: 1:750.000.

ZAPPETTINI, E. O. et al. Combined U/Pb and Lu e Hf isotope study from the Las Lozasvolcanics, northwestern Argentina: evidence of juvenile cryogenianderived, lower Pennsylvanian volcanism in western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 59, p. 13-18, 2015.

## ANEXO A- SUMÁRIO DOS MÉTODOS ANALÍTICOS UTILIZADOS

Elemento/Método	XRF79C	IMS95A	ISE03A	CLA80C	ICP90A
Ag					
Al					
Al2O3	0,1 - 100%				
As					
Au					
B					
Ba		5 - 10000 ppm			
BaO	0,01 - 60%				
Be		0,1 - 100 ppm			
Bi					
Ca					
CaO	0,01 - 70%				
C total					
C carbonatico					
C orgânico					
C grafitico					
Cd					
Ce		0,1 - 10000 ppm			
Cl					
Co		0,5 - 10000 ppm			
Cr					
Cr2O3	0,01 - 50%				
Cs		0,05 - 1000 ppm			
Cu		5 - 10000 ppm			
Dy		0,05 - 1000 ppm			
Er		0,05 - 1000 ppm			
Eu		0,05 - 1000 ppm			
F			30ppm - 15%		
Fe					
Fe2O3	0,01 - 103%				
FeO				0,14 - 80%	
Ga		0,1 - 10000 ppm			
Gd		0,05 - 1000 ppm			
Ge					
Hf		0,05 - 500 ppm			
Hg					
Ho		0,05 - 1000 ppm			
In					
K					
K2O	0,01 - 18%				
La		0,1 - 10000 ppm			
Li					
LOI (PPC)	0,01 - 100%				
Lu		0,05 - 1000 ppm			
Mg					
MgO	0,1 - 100%				
Mn					
MnO	0,01 - 75%				
Mo		2 - 10000 ppm			
Na					
Na2O	0,1 - 12%				
Nb		0,05 - 1000 ppm			
Nb2O5	0,05 - 5%				
Nd		0,1 - 10000 ppm			
Ni		5 - 10000 ppm			
P					
P2O5	0,01 - 45%				
Pb					
Pd					
Pr		0,05 - 1000 ppm			
Pt					
Rb		0,2 - 10000 ppm			
Re					
S					
Sb					
Sc					
Se					
SiO2	0,1 - 98%				
Sm		0,1 - 1000 ppm			
Sn		0,3 - 1000 ppm			50-50.000ppm
Sr		0,5 - 10000 ppm			
Ta		0,05 - 10000 ppm			
Tb		0,05 - 1000 ppm			
Te					
Th		0,1 - 10000 ppm			
Ti					
TiO2	0,01 - 100%				
Tl		0,5 - 1000 ppm			
Tm		0,05 - 1000 ppm			
U		0,05 - 10000 ppm			
V					
W		0,1 - 10000 ppm			
Y		0,05 - 10000 ppm			
Yb		0,1 - 1000 ppm			
Zn					
Zr		0,5 - 10000 ppm			

## Método - Breve Descrição

XRF79C - Fusão metaborato, leitura XRF

IMS95A - Fusão metaborato, leitura ICP-MS

ISE03A - Fusão, dissolução e medição por eletrodo de ion específico F

CLA80C - Digestão ácida e titulação

ICP90A - Fusão peróxido de sódio, leitura ICP-OES



**APÊNDICE A – TABELA COM OS PRINCIPAIS REGISTROS DE SN NO  
TERRITÓRIO BRASILEIRO**

Número da ocorrência	Estado	Município	Nome da Indício/Ocorrência, Garimpo e/ou Mina	Unidade	Estilo da Mineralização	Mineralização *1	Ambiente Tectônico	Afinidade Química	Referência Bibliográfica	Idade	Método	Mineral e/ou Rocha Total Datado	Referência Bibliográfica
1	Rio Grande do Sul	Encruzilhada do Sul	Distrito Estanífero de Encruzilhada do Sul	Suíte Intrusiva Cordilheira	Greisen, veio de quartzo e pegmatito	Sn	Tipo-S	peraluminoso	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984)	625±6 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Wildner et al. (2006)
2		Piratini	Distrito Estanífero de Encruzilhada do Sul	Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (Granito Campinas)	Greisen, veio de quartzo e pegmatito	Sn	Tipo A	Alcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984)	605±8 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Wildner et al. (2006)
3		São Jerônimo	*2	Suíte Don Feliciano	Greisen, veio de quartzo com sulfetos, biotititos e ainda raros pegmatitos	Sn	*2	cálcio-alcalina alto-K	Philipp & Machado (2001), Philipp et al. (2003)	600 ± 10 Ma	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Koester et al. (2001)
4		Jaguarão	*2	Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	Aluvionar (placeros)	Sn,W	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015), Philipp & Machado (2001)	609±17 Ma ; 612± 2 Ma	U-Pb, SHRIMP; U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	GEOBANK (CPRM, 2015); Babinski et al. (1997)
5		Arroio Grande	*2	Suíte Intrusiva Erval	*2	Sn	*2	*2	Philipp & Machado (2001)	*2	*2	*2	*2
6		Capão do Leão	*2	Suíte Intrusiva Viamão (Granito Chasqueiro)	Aluvionar (placeros)	Sn	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015), Philipp & Machado (2001)	595 ± 1Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Babinski et al. (1997)
7		Pelotas	*2	*2	Greisen	Sn	Tipo-A	alcalino	*2	600±10 Ma /583±3 Ma	U-Pb shrimp	Zircão	*2 *3

8	Rio Grande do Sul	São Lourenço do sul	*2	Suíte Don Feliciano (Granito Cerro Grande)	*2	Sn	Tipo-A	cálcio- alcalina alto- K	GEOBANK (CPRM, 2015)	600 ± 10 Ma	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Koester et al. (2001)
9		Bagé	*2	Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (granito Campinas)	Greisen, veio de quartzo e pegmatito	Sn	Tipo A	Alcalino (c/ textura rapakivi)	*2	605±8 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Wildner et al. (2006)
10	Santa Catarina	Nova Trento	Mina Cerro da Catinga	Suíte Intrusiva Guabiruba (Granito Catinga)	Veio de quartzo	W,Sn,Mo	Tipo I	afinidade alcalina	Issler & Kaul (1979); Castro et al. (1999); Perrotta et al. (2004)	647±12 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Basei (1985)
11		Guabiruba	*2	Suíte Intrusiva Valsungana	Aluvionar (placeres), coluvionar e eluvionar	W, Sn	tipo I	calcicalinos de alto K	Chaves (1972), Perrotta et al. (2004)	647±12 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Basei (1985)
12		Biguaçu	*2	Suíte Intrusiva Pedras Grandes	Aluvionar (placeres)	Sn	tipo I	calcicalinos de alto K	Kaul et al. (2002), Perrotta et al. (2004)	*2	*2	*2	*2
13	Paraná	Morretes	Capivari-Pardo (Putunã)	Granito Graciosa	Greisen	Sn, W	Tipo A	alcalino	Gualda & Vlach (2007)	575 a 600 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Gualda & Vlach (2007)
14		Tijucas do sul	*2	Granito Morro Redondo	Greisen * <sup>3</sup>	Sn	Tipo A	alcalino	*2	589± 37 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	GEOBANK (CPRM, 2015)
15		Cerro Azul	*2	Granito Morro Grande	Greisen, aluvionar (placeres) e coluvionar	Sn, W	Tipo A	Alcalino (c/ textura rapakivi)	Chiodi filho et al. (1987)	560 a 590 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Prazeres Filho et al. (2003)
16		Castro	*2	Grupo Castro	Riolito * <sup>3</sup>	Sn	*2	*2	*2	543 Ma	U-Pb, LA ICP-MS	Zircão	Perrotta et al. (2004)
17	São Paulo	Ribeirão Branco	Bairro dos Correias	Granito Bairro dos Correias	Greisen e veio de quartzo	Sn,W	Tipo A	peralcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Goraieb & Oliveira (1990)	*2	*2	*2	*2

18	São Paulo	Votorantim	Bairro do Arado	Granito São Francisco (Província Rapakivi Itu)	Greisen e veio de quartzo	W, Sn, Mo	Tipo A	cálcio-alcalinos (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Barbosa & Maciel (1951)	615 ± 16 Ma	(Th/U)-Pb em microsonda eletrônica	Zircão	Vlach e Gualda (2000)
19		Itupeva	Mina Inhandijara	Granito Itu (Província Rapakivi Itu)	Greisen	W, Sn	Tipo A	cálcio-alcalinos (c/ textura rapakivi)	Gama (1946); Abreu (1973); Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984); Amaral & Pascholati (1990)	582 ± 6 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Marconato et al. (2006)
20		Mogi das Cruzes	*2	Granito Mogi das Cruzes	Pegmatito	Nb-Ta, Sn, Li	Tipo S	peraluminoso	Franco (1945); Abreu (1973); Marconato et al. (2006)	580 a 590 Ma	U-Pb, TIMS	Monazita	Janasi et al. (2003)
21		Cajati	Bairro Guaraú	Granito Desembarque	Greisen, pegmatito e Aluvionar (placers)	Sn, Nb	Tipo A	Alcalino	Castro (2007); Pereira et al (2007b)	*2	*2	*2	*2
22		Piquete	Bairro dos Marins	Granito Marins	Greisen	Sn, W, Nb, Mo, F	Tipo I	cálcio-alcalino de alto K fracamente peraluminoso	Pereira et al. (2009)	603,7 ± 4,8 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Duffles et al. (2013)
23		Areias / São José do Barreiro	*2	Granito Funil	Aluvionar (placers) / greisen a B *3	Sn	Tipo I	metaluminoso o fracamente peraluminoso	Pereira et al. (2002)	584 ± 5 Ma	Pb-Pb	Zircão	Pereira et al. (2002)
24		Ourinhos	*2	Dacito da Formação Serra Geral	Greisen *3	Sn	*2	*2	Montanheiro et al. (2003)	133 ± 1 Ma	Ar-Ar	Rocha total	Renne et al. (1992)

25	São Paulo	Cananéia (Serra do Mandira)	* <sup>2</sup>	Granito Mandira	Greisen	Sn	Tipo-A	Alcalino	Saad et al. (1996)	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>
26	Rio de Janeiro	Resende	* <sup>2</sup>	Granito Funil	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo I	metaluminoso ou fracamente peraluminoso	Pereira et al. (2002), Pereira et al. (2003)	584 ± 5 Ma	Pb-Pb	Zircão	Pereira et al. (2002)
27	Minas Gerais	Itamonte / (Monte Belo-Capivara)	* <sup>2</sup>	Turmalina Granito Capivara	pegmatito, Aluvionar (placers)	Nb-Ta, Sn	Tipo-S	cálcio-alcalino e peraluminoso	Pereira et al. (2005)	605 ± 11 Ma	Pb-Pb	Zircão	Pereira et al. (2005)
28		Itanhandu	* <sup>2</sup>	Turmalina Granito Itanhandu	pegmatito, Aluvionar (placers)	Nb-Ta, Sn	Tipo-S	cálcio-alcalino e peraluminoso	Pereira et al. (2005)	649 ± 6 Ma	Pb-Pb	Zircão	Pereira et al. (2005)
29		São João del Rei / Nazareno / Ritópolis / Cel Xavier Chaves	* <sup>2</sup>	Granito Ritópolis	pegmatito e <i>stockscheider</i>	Sn, Ta	* <sup>2</sup>	cálcio-alcalino e peraluminoso	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984); Ávila et al. (2004); Pereira et al. (2004); Ávila et al. (2009); Pereira et al. (2011)	2121 ± 7	Pb-Pb	Zircão	Ávila et al. (2004)
30		Piunhi	* <sup>2</sup>	Granito Taquari	Aluvionar (placers)	Sn, Nb-Ta	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	Pereira et al. (2007a)	730 Ma* <sup>3</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	Pereira et al. (2007a)
31		Cristiano Otone ou Caranaíba	* <sup>2</sup>	Granito Cupim	Pegmatito	Sn, Nb-Ta	* <sup>2</sup>	cálcio-alcalino metaluminoso	Pereira et al. (2008), GEOBANK (CPRM, 2015)	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>
32		Itinga/Araçuaí	* <sup>2</sup>	Granito Coronel Murta	pegmatito e veio de quartzo	W, Sn	Tipo-S	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	575-591 Ma	U-Pb LA-ICPMS e Pb-Pb	Zircão	Kahwage & Mendes (2003)



33	Minas Gerais	Governador Valadares / Divino das Laranjeiras / Linópolis	*2	*2	pegmatito* 3	Sn, Nb-Ta	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015), Pereira et al (2008)	509 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	GEOBANK (CPRM, 2015)
34		Rio Espera-Brás Pires	*2	Granito Brás Pires	pegmatito	Sn	Tipo-S	peraluminoso	GEOBANK (CPRM, 2015)	*2	*2	*2	*2
35	Bahia	Paramirim-Brumado	*2	Formação Rio dos Remédios	Veios em riolito pórfiro, e aluvionar (placers)	Sn, W	*2	*2	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984)	1748±4 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	CPRM (2004)
36	Pernambuco	Altinho	*2	Suíte Intrusiva Itaporanga	Pegmatito	Sn,Nb-Ta, W, F	*2	cálcio- alcalino de altoK	GEOBANK (CPRM, 2015)	583±4 Ma	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	GEOBANK (CPRM, 2015)
37		Sertânia	*2	*2	Pegmatito	Sn,Nb-Ta, W, F	*2	*2	*2	*2	*2	*2	*2
38	Paraíba	Picuí	*2	Granito Picuí	Pegmatito	Sn,Nb-Ta, W, F	*2	*2	*2	520±10 Ma	(Th/U)-Pb em microsonda eletrônica	Uraninita e xenotímio	Beurlen et al. (2009)
39	Rio Grande do Norte	Acarí-Parellhas-Carnaúba dos Dantas	*2	Suíte Intrusiva Itaporanga	Pegmatito	Sn,Nb-Ta, W, F	*2	cálcio- alcalino de altoK	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984); GEOBANK (CPRM, 2015)	583±4 Ma	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	GEOBANK (CPRM, 2015)
40	Ceará	Jaguaribe	*2	*2	Pegmatito	Sn, ETR	*2	*2	Suszczynski (1975)	*2	*2	*2	*2

41	Goiás	Ipameri	Mina Campo Lindo do Veríssimo (Sub-província Ipameri)	Granito Sesmaria, Granitoides Ipameri	Greisen	Sn	Tipo-S	Peraluminoso	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Marini et al. (1992), GEOBANK (CPRM, 2015)	727±5 Ma	Sm-Nd	Rocha total	Pimentel et al. (1999)
42		Ipameri	Fazenda Encruzilhada (Sub-província Ipameri)	Granito Sesmaria, Granitoides Ipameri	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo-S	Peraluminoso	Abreu (1973); Suszczynski (1975); GEOBANK (CPRM, 2015)	727±5 Ma	Sm-Nd	Rocha total	Pimentel et al. (1999)
43		Pirenópolis	Serra do quedra-rabicho (Sub-província Pirinópolis-goiásia)	Granito Quebra-Rabicho	Greisen	Sn	Tipo A	Alcalino	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	*2	*2	*2	*2
44		Goianésia	Arturlândia (Sub-província Pirinópolis-goiásia)	Granito Arturlândia	Greisen	Sn	Tipo A	Alcalino	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	*2	*2	*2	*2
45		Minaçu	Garimpo Pelama (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra Dourada	pegmatito, greisen, albitito	Sn,Nb-Ta, ETR	Tipo A	Alcalino	Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
46		Minaçu	Serra do Encosto (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra Dourada	pegmatito, greisen, albitito	Sn,Nb-Ta,ETR	Tipo A	Alcalino	Suszczynski (1975)	*2	*2	*2	*2
47		Minaçu	Serra da Mesa (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra da Mesa	Pegmatito	Sn	*2	*2	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1600 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)

48	Goiás	Cavalcante	Serra Branca (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra Branca	Greisen e pegmatito	Sn, Ta	Tipo A	Alcalino	Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984); Marini et al. (1992)	1769±2 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)
49		Minaçu	Florêncio (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra da Mesa	Pegmatito	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1600 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)
50		Minaçu	Pirapitinga (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra da Mesa	Pegmatito	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1600 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)
51		Minaçu	Chapada de São Roque (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra da Mesa	Pegmatito	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1600 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)
52		Cavalcante	Raizaminha (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra da Mesa	Pegmatito	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1600 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)
53		Cavalcante	Serra da Cangalha (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra da Mesa	Pegmatito	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1600 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)
54		Cavalcante	Bom Sucesso de Baixo (Sub-província do Rio Tocantins )	Granito Serra da Mesa	Pegmatito	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1600 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Pimentel et al. (1991)
55		Terezinha de Goiás	Terezinha (Sub-província do Rio Paraná)	Granito Pedra Branca	Greisen	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1740 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Monazita	Teixeira (2002)

56	Goiás	Terezinha de Goiás	Serra da Soledade (Sub-província do Rio Paranã)	Granito Pedra Branca	Greisen	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1740 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Monazita	Teixeira (2002)
57		Terezinha de Goiás	Serra do Sucuri (Sub-província do Rio Paranã)	Granito Pedra Branca	Greisen	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1740 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Monazita	Teixeira (2002)
58		Nova Roma	Serra da Pedra Branca (Sub-província do Rio Paranã)	Granito Pedra Branca	Greisen	Sn, ETR,F,In	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1535±57 Ma	Pb-Pb	cassiterita	Sparrenberger & Tassinari (1999)
59		Monte Alegre de Goiás	Serra do Mocambo (Sub-província do Rio Paranã)	Granito Pedra Branca	Greisen	Sn,Ta,Au	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1740 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Monazita	Teixeira (2002)
60		Monte Alegre de Goiás	Serra da Mangabeira (Sub-província do Rio Paranã)	Granito Mangabeira	Greisen	Sn,In	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992), Moura et al. (2014)	1535±57 Ma	Pb-Pb	cassiterita	Sparrenberger & Tassinari (1999)
61		Monte Alegre de Goiás	Serra do Mendes (Sub-província do Rio Paranã)	Granito Serra do Mendes	Greisen	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1740 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Monazita	Teixeira (2002)
62		São Domingos	São Domingos (Sub-província do Rio Paranã)	Granito Pedra Branca	Greisen	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Marini et al. (1992)	1740 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Monazita	Teixeira (2002)
63		Tocantins	Peixe	Mata Azul	*2	Aluvionar (placers)	Be, Sn, Moscovita	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984), Ronaldo Mello *4	*2	*2	*2
64	Amapá	Pedra Branca do Amapari	Rio Amapari	*2	Aluvionar (placers), pegmatitos e greisen	Sn, Ta-Nb	*2	*2	Abreu (1973); Suszczynski (1975)	1719 ± 10 Ma	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Faraco et al. (2004)
65		Mazagão	Santa Maria	*2	Aluvionar (placers)	Sn, Ta-Nb	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2

66	Amapá	Macapá	Serra do Navio	Granito Amapari	Aluvionar (placers)	Sn, Ta-Nb	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	1993± 13 Ma	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Faraco et al. (2004)
67		Lourenço	*2	*2	Aluvionar (placers), pegmatitos e greisen	Sn, Ta-Nb	*2	*2	*2	1993±13 Ma	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Faraco et al. (2004)
68	Pará	Almeirim	Garimpo Rio Parú	Granito Uaiãpi	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	*2	Neves et al. (1972) -Proj. Paru-Jari; Schobbenhaus et al. (1984)	1753 ± 3	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez e Lafon (2001)
69		Oriximiná	Serra do Cachorro	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984)	1872 ± 24 Ma	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2003)
70		Oriximiná	Garimpo Igarapé Santidade	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Alcalino	Jorge João et al. (1984) - Proj. Trombetas-Mapuera	1872 ± 24 Ma	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2003)
71		Oriximiná	Cachoeira Porteira	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Alcalino	*2	1872 ± 24 Ma	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2003)
72		Alenquer	Garimpo Rio Curuá	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Alcalino	*2	1872 ± 24 Ma	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2003)
73		Alenquer	São Francisco	*2	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
74		Senador José Porfírio	Rio Xingú	*2	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
75		Trairão	Rio Branco / Garimpo Serra da Porquinha	Suíte Intrusiva Parauari	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015); Schobbenhaus et al. (1984)	1883 ± 4	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	vasquez et al. (2008)
76		Pará	Trairão	Porquinho	Granito Porquinho	Aluvionar (placers) e greisens	Sn, Nb-Ta	*2	subalcalina a alcalina	vasquez et al. (2008)	1786 ± 14 Ma	U-Pb SHRIMP	Zircão



77	Pará	Traitão	Boa Esperança	Suíte Intrusiva Parauari	*2	Sn	*2	*2	*2	1883 ± 4	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	vasquez et al. (2008)
78		Itaituba	Lua Nova	Suíte Intrusiva Maloquinha	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	1874 ± 7	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	vasquez et al. (2008)
79		Itaituba	Garimpo João Leite	Suíte Intrusiva Parauari	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	1883 ± 4	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	vasquez et al. (2008)
80		Jacareacanga	Garimpo Maloquinha	Granito Carroçal	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
81		Jacareacanga	Rio Curubá/Cabitu	Granito Carroçal	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
82		Jacareacanga	Igarapé Santo Antônio	Granito Carroçal	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984); Klein et al. (2001)	*2	*2	*2	*2
83		Itaituba	Rio Marupá	Suíte Intrusiva Creporizão	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984); GEO BANK (CPRM, 2015)	1997 ± 3	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
84		Itaituba	Creporizinho	Suíte Intrusiva Parauari	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984); GEO BANK (CPRM, 2015)	1883 ± 4	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Vasquez et al. (2008)
85		Itaituba	Garimpo Rio Surubim	Suíte Intrusiva Maloquinha	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Klein et al. (2001)	1874 ± 7	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Vasquez et al. (2008)
86		Itaituba	Garimpo Tolheiro	Suíte Intrusiva Parauari	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984); GEO BANK (CPRM, 2015)	1883 ± 4	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Vasquez et al. (2008)
87	Itaituba	Garimpo Água Boa	Suíte Intrusiva Parauari	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	1883 ± 4	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Vasquez et al. (2008)	

88	Pará	Novo Progresso	Rio Jamanxim	Suíte Intrusiva Maloquinha	Aluvionar (placers)	Sn	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	Abreu (1973); Klein et al. (2001)	1874 ± 7	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Vasquez et al. (2008)
89		Itaituba	Garimpo Alto Rio Aruri	Granito Porquinho	Aluvionar (placers)	Sn	* <sup>2</sup>	subcalina a alcalina	vasquez et al. (2008), GEOBANK (CPRM, 2015)	1786 ± 14 Ma	U-Pb SHRIMP	Zircão	Santos et al. (2004)
90		Itaituba	Nazário	Suíte Intrusiva Parauari	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	Schobbenhaus et al. (1984)	1883 ± 4	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Vasquez et al. (2008)
91		Altamira	São Pedro do Iriri (Mina)	Suíte Intrusiva Velho Guilherme	Aluvionar (placers) e greisens	Sn	Tipo A	* <sup>2</sup>	Schobbenhaus et al. (1984); GEOBANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Teixeira et al. (2002)
92		Altamira	Igarapé da Bala	* <sup>2</sup>	Aluvionar (placers)	Sn	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	GEOBANK (CPRM, 2015)	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>
93		Altamira	Bom Destino	Granitos Tipo A Indiferenciados	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	* <sup>2</sup>	Schobbenhaus et al. (1984)	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>	* <sup>2</sup>
94		São Félix do Xingu	Serra da Lua Nova	Granito Antonio Vicente	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Peraluminosa e metaluminosa	GEOBANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
95		São Félix do Xingu	Ramal da Taboca (Garimpo)	Granito Antonio Vicente	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Peraluminosa e metaluminosa	GEOBANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
96		São Félix do Xingu	Igarapé do Pium (Garimpo)	Granito Antonio Vicente	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Peraluminosa e metaluminosa	GEOBANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
97		São Félix do Xingu	Afluente do Igarapé São José	Granito Antonio Vicente	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Peraluminosa e metaluminosa	GEOBANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
98	São Félix do Xingu	Igarapé Antonio Vicente (Mina)	Granito Antonio Vicente	Greisen e veio de quartzo	S,W	Tipo A	Peraluminosa e metaluminosa	GEOBANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)	

99	Pará	São Félix do Xingu	Garimpo Triunfo	Granito Triunfo	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	*2	*2	*2	*2
100		São Félix do Xingu	Mocambo	Granito Mocambo	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1862 ± 16	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
101		São Félix do Xingu	Garimpo Anana	Granito Ananás	*2	Sn	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	*2	*2	*2	*2
102		São Félix do Xingu	Mina Bom Jardim	Granito Bom Jardim	Aluvionar (placers), coluvionar e eluvionar	Sn	*2	*2	*2	*2	*2	*2	*2
103		São Félix do Xingu	Serra do Mocambo (Mina)	Granito Mocambo	Aluvionar (placers), coluvionar e eluvionar	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1862 ± 16	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
104		São Félix do Xingu	Serra dos Carajás	Granito Serra da Queimada	Aluvionar (placers) e coluvionar	Sn	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1887 ± 5	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Pinho et al. (2006); Vasquez et al. (2008)
105		São Félix do Xingu	Serra da Queimada	Granito Serra da Queimada	Greisen	Sn	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	*2	*2	*2	*2
106		Parauapebas	Granito Central	Granito Central	Greisen e pegmatitos	Sn, Cu, Mo	Tipo A	fracamente peraluminoso	Javier Rios et al. (1995)	1880±2	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Machado et al. (1991)
107		Tucumã	Velho Guilherme	Suíte Intrusiva Velho Guilherme	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
108		Tucumã	Alto Rio Branco	Suíte Intrusiva Velho Guilherme	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1867 ± 4	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)

109	Pará	Bannach	Serra dos Gradaús	Granito Gradaús	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	Alcalina	Schobbenhaus et al. (1984); GEO BANK (CPRM, 2015)	*2	*2	*2	*2
110		Redenção	Estrada dos Gagos	Granito Xinguara	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo I	cálcio-alcalino de altoK	Neves & Vale (1999)	2865 ± 1	Pb-Pb evaporação em mineral	Zircão	Vasquez et al. (2008)
111		Ourilândia do Norte	Igarapé Nhoquim	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	*2	*2	*2	*2
112		Cumaru do Norte	Igarapé Arrepiado	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
113		Cumaru do Norte	Igarapé Apertado	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
114		Cumaru do Norte	Fazenda Gradaús	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
115		Cumaru do Norte	Rio Dourado	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
116		Cumaru do Norte	Igarapé Turvo	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
117		Cumaru do Norte	Igarapé Embira	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
118		Cumaru do Norte	Afluente Igarapé Embira	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
119		Cumaru do Norte	Afluente Igarapé Embira	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
120		Cumaru do Norte	Igarapé Trairão	*2	Aluvionar (placeros)	Sn	Tipo A	*2	GEOBANK (CPRM, 2015)	1921 ± 69	Rb-Sr	Rocha total	Vasquez et al. (2008)
121	Roraima	Boa Vista	Rio Uauaris	*2	Aluvionar (placeros)	Au (Sn)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2

122	Roraima	Boa Vista	Rio Surucucus (Distrito Estanífero de Surucucus)	Granito Surucucus	Aluvionar (placeres) e eluvionar	Sn	Tipo A	Alcalino (c/ textura rapakivi)	Schobbenhaus et al. (1984), Dardene & Schobbenhaus (2001)	1551 Ma	U-Pb, SHRIMP	zircão	Santos et al. (1999)
123		Caracarái	Rio Branco	*2	Aluvionar (placeres)	Au (Sn)	*2	*2	Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
124	Amazonas	Presidente Figueiredo	Mina de Pitinga	Suíte Intrusiva Madeira	Aluvionar (placeres), greisen e albitito	Sn,Nb, ETR,Zr	Tipo A	Alcalino (c/ textura rapakivi)	Schobbenhaus et al. (1984)	1810±6 Ma	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Lenharo (1988)
125		Presidente Figueiredo	Serra do Abonari	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placeres)	Sn	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1.864 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2006)
126		Presidente Figueiredo	Igarapé Taboca	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placeres)	Sn (Au)	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1.864 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2006)
127		Presidente Figueiredo	Rio Pardo	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placeres)	Sn (Au)	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1.864 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2006)
128		Presidente Figueiredo	Rio Uatumã	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placeres)	Sn	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1.864 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2006)
129		Amazonas	Presidente Figueiredo	Igarapé Santo Antônio	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placeres)	Sn	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1.864 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Zircão



130	Amazonas	Presidente Figueiredo	Rio Uatumã	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1.864 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2006)
131		Presidente Figueiredo	Água Branca	Suíte Intrusiva Mapuera	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Alcalino	Schobbenhaus et al. (1984);GEO BANK (CPRM, 2015)	1.864 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Zircão	Reis et al. (2006)
132		Humaitá	Garimpo Mafuí	*2	Aluvionar (placers)	Sn (Au)	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
133		Manicoré	Rio Marmelos-Mafuí	*2	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
134		Apuí	Rio Abacaxi	*2	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Cassiano castro *4	*2	*2	*2	*2
135		Novo Aripuanã	Igarapé Preto	Suíte Intrusiva Rondônia *3	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984)	998±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
136		Lábrea	Rio Coti	*2	Aluvionar (placers)	Sn	*2	*2	Schobbenhaus et al. (1984)	*2	*2	*2	*2
137	Mato Grosso	Colniza	Mina São Francisco	Suíte Intrusiva Rondônia	Aluvionar (placers) e greisen	Sn,Nb-Ta, ETR	Tipo A	alcalino (c/ textura rapakivi)	Suszczynski (1975); Schobbenhaus et al. (1984)	998±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
138		Guarantã do Norte	*2	*2	Greisen	Sn	Tipo A	*2	Ronaldo Mello *4	*2	*2	*2	*2
139	Rondônia	Porto Velho	São Lourenço-Macisa-Ceriumbrás (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas	Aluvionar (placers), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn, Nb, Ta, W, Cu, Pb, Zn, F	Tipo A	Subalcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Bettencourt et al. (1999)	1312±3	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)

140	Rondônia	Itapuã do Oeste	Santa Bárbara-Potosi-Jacundá - Serra da Onça (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Rondônia * <sup>3</sup>	Aluvionar (placeres), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn, F	Tipo A	Subalcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Bettencourt et al. (1999)	998±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
141		Machadinho d'Oeste	Rio Machadinho (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Serra da Providência * <sup>3</sup>	Aluvionar (placeres)	Sn	Tipo A	Subalcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Bettencourt et al. (1999)	1573±15 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
142		Itapuã do Oeste	Cachoeirinha (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Rondônia	Aluvionar (placeres), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn and F	Tipo A	Subalcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Bettencourt et al. (1999)	998±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
143		Machadinho d'Oeste	Oriente Novo/primavera (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Santa Clara	Aluvionar (placeres), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn, F, Au	Tipo A	Subalcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Bettencourt et al. (1999)	1080±27 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
144		Ariquemes	Bom Futuro (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Rondônia	Aluvionar (placeres), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn and F	Tipo A	Subalcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Bettencourt et al. (1999)	998±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
145		Monte Negro	Massangana (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Rondônia	Aluvionar (placeres), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn and F	Tipo A	Subalcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Bettencourt et al. (1999)	998±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
146		Campo Novo de Rondônia	Campo Novo (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Alto Candeias	Aluvionar (placeres), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn, W, sulfeto	Tipo A	Subalcalino (c/ textura rapakivi)	Abreu (1973); Suszczynski (1975); Bettencourt et al. (1999)	1346±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)

147	Rondônia	Ji-Paraná	Serra da Providência (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Serra da Providência	Aluvionar (placers), coluvionar, eluvionar e greisen	Sn	Tipo A	Subalcalino (c/ textura rapakivi)	Castro et al. (2013)	1573±15 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)
148		Cacoal	Rio roosevelt (Província estanífera de Rondônia)	Suíte Intrusiva Rio Pardo * <sup>3</sup>	Aluvionar (placers)	Sn	Tipo A	Subalcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Schobbenhaus et al. (1984)	1005±41 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Quadros et al. (2007)
149		Costa Marques	* <sup>2</sup>	Suíte Intrusiva Rondônia	Aluvionar (placers)	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn and F	Tipo A	Subalcalino a alcalino (c/ textura rapakivi)	Bettencourt et al. (1999)	998±5 Ma	U-Pb LA-ICPMS	Zircão	Bettencourt et al. (1999)

\*<sup>1</sup> = Os elementos encontram-se ordenados por abundância.

\*<sup>2</sup> = Sem informações disponíveis até a presente data.

\*<sup>3</sup> = Informação que necessitaria ser checada.

\*<sup>4</sup> = Informação verbal/escrita, sem muitos dados precisos quanto a localização, gênese e etc

Última Atualização: 15/11/2015

**APÊNDICE B – TABELA COM ANÁLISES QUÍMICAS**

Litologia	Álcali feldspato granito granofírico		Biotita leucosienogranito		
	Num campo	4212-R-CC026	4212-R-CC16B	4212-R-CC033	4043-R-EI124A
Num laboratório	KCN-326	KCN-310	KCN-334	KCK-936	KCS-296
SiO <sub>2</sub>	74,5	76,4	76,5	77,8	57,2
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,21	0,13	0,16	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,6	12	12,3	11,3	19,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	1,76	1,4	2,25	13,1
MgO	0,25	0,16	0,13	0,19	0,22
CaO	0,62	0,47	0,53	0,67	0,01
Na <sub>2</sub> O	2,74	2,59	2,77	2,81	0,12
K <sub>2</sub> O	5,92	5,98	5,35	4,87	6,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,029	<0,01	<0,01	0,015	<0,01
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,1
BaO	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,02	<0,01	<0,01
LOI	0,43	0,39	0,64	0,4	2,73
SOMA	99,67	99,99	99,79	100,50	99,91
Ba	554	58	67	67	955
Co	2,3	1,7	12,4	2,7	0,8
Cs	2,41	2,26	4,71	6,83	7,45
Ga	19,1	17,8	18,1	18,3	26,1
Hf	9,37	11,59	6,29	6,13	7,58
Nb	24,81	27,75	24,51	25,82	61,88
Rb	236,4	260,2	366,2	390,6	646,7
Sr	51,7	15,9	16	20	8,1
Sn	4,2	3,9	8,3	5,1	286,3
Be	4	4,2	2,4	8	6
Mo	3	3	5	<2	<2
W	18,2	12,1	17	27,6	35
F	819	1742	2729	2065	1764
Ta	2,16	1,92	2,92	2,39	6,1
Th	21,7	29,4	46	86,6	62,3
U	6,59	9,74	17,88	26,8	34,13
Zr	278,9	366,5	130,1	174,6	169,8
Cu	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	11	16	21	16	<5
Tl	0,6	0,5	0,8	<0,5	1,7
Y	60,09	141,99	108,54	49,69	40,57
La	71,2	124,1	118,5	123,3	5,3
Ce	154,5	192,8	200,4	214,9	29,6
Pr	15,75	27,34	25,64	20,29	1
Nd	61,5	110,2	92	61,4	3,7
Sm	11,3	21,4	16,8	8,7	1,4
Eu	1,24	0,85	0,57	0,36	0,14
Gd	10,73	25,8	15,83	7,29	2,71
Tb	1,8	4,2	2,77	1,24	0,8
Dy	10,92	25,97	17,28	7,92	7,1
Ho	2,34	5,49	3,8	1,74	1,8
Er	7,16	16,77	11,92	5,84	6,91
Tm	1,18	2,49	1,98	1,02	1,25
Yb	7,6	16,1	13,5	7,3	9,2
Lu	1,18	2,33	2,02	1,04	1,48
Soma REE	358.40	575.84	523.01	462.34	72.39
Eu/Eu*	0.34	0.11	0.11	0.14	0.22
A/CNK	1,05	1,04	1,09	1,02	2,70
A/NK	1,15	1,12	1,19	1,14	2,70
Ga/Al	2,86	2,80	2,78	3,06	2,52
Rb/Nb	9,53	9,38	14,94	15,13	10,45
Y/Nb	2,42	5,12	4,43	1,92	0,66
3*Ga	57,30	53,40	54,30	54,90	78,30
FeOt	3,24	2,21	2,22	3,48	13,41
FeOt/(FeOt+MgO)	0,93	0,93	0,94	0,95	0,98
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8,66	8,57	8,12	7,68	6,63
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	8,04	8,1	7,59	7,01	6,62

Litologia	Biotita sienogranito granofirico com textura rapakivi						
	Num campo	4212-R-CC16A	4043-R-EI225	4043-R-EI294	4043-R-MC421	4043-R-EI297	4043-R-MC378
Num laboratório	KCN-309	KCP-020	KCP-022	KCK-955	KCK-945	KCP-025	
SiO <sub>2</sub>	71,3	72,6	73,1	74	74,6	74,6	
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,41	0,41	0,28	0,29	0,32	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,3	13,2	13,1	12,6	12,7	12,8	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,02	3,14	3,06	2,48	3,14	2,5	
MgO	0,37	0,46	0,42	0,41	0,28	0,32	
CaO	1,32	1,4	1,38	0,56	0,86	1,03	
Na <sub>2</sub> O	2,81	2,69	2,72	2,71	2,73	2,83	
K <sub>2</sub> O	5,78	5,69	5,55	5,93	5,96	5,43	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,072	0,09	0,085	0,041	0,034	0,058	
MnO	0,05	0,06	0,06	0,03	0,04	0,03	
BaO	0,13	0,18	0,12	0,09	0,1	0,11	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	
LOI	0,69	0,66	0,88	0,59	0,39	0,53	
SOMA	99,27	100,58	100,89	99,72	101,12	100,58	
Ba	983	932	816	668	666	645	
Co	3	4,2	4,6	2,8	3	3,5	
Cs	3,68	3,74	3,66	2,07	2,03	4,33	
Ga	19,1	21	21	19,8	19,6	20,5	
Hf	9,29	8,72	8,72	8,07	8,38	9,13	
Nb	21,02	20,44	22,36	21,76	24	21,61	
Rb	204,8	195,6	191,8	204,2	208,8	217,1	
Sr	91,9	96,5	89,9	53,6	58,2	67,6	
Sn	6,3	4,1	4,7	4,5	3,9	3,8	
Be	4	3,8	3,7	2,4	3	4,4	
Mo	7	2	3	2	2	3	
W	19,1	10,6	7,3	3,1	3,2	16	
F	976	263	989	946	956	1075	
Ta	1,49	1,17	1,21	1,42	1,56	1,56	
Th	18	18,1	19,5	21	24,7	19,5	
U	4,94	5,65	5,68	6,35	7,42	7,26	
Zr	320,9	314,8	321,4	273,3	278,8	313,7	
Cu	6	7	6	<5	5	6	
Ni	12	17	27	20	18	22	
Tl	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Y	52,35	68,19	68,01	65,2	60,1	77,03	
La	67,5	79	79,5	75,2	84,9	75	
Ce	142,7	150,2	155,3	139,2	165,2	146,1	
Pr	15,77	18,53	18,69	17,17	18,91	17,65	
Nd	59,9	70,8	72	65,6	70	68,4	
Sm	11,1	13,4	13,7	12,2	12,9	12,9	
Eu	1,77	2	1,7	1,4	1,44	1,54	
Gd	10,48	12,96	13,13	11,82	11,29	13,42	
Tb	1,65	2,08	2,08	1,92	1,82	2,17	
Dy	9,65	12,57	12,75	11,83	10,86	13,59	
Ho	2,06	2,56	2,56	2,46	2,16	2,8	
Er	6,08	7,88	7,79	7,58	6,69	8,34	
Tm	0,95	1,13	1,17	1,11	1,01	1,31	
Yb	6,3	7,4	7,5	7,6	6,4	8,5	
Lu	0,94	1,03	1,06	1,03	0,85	1,2	
Soma REE	336.85	381.54	388.93	356.12	394.43	372.92	
Eu/Eu*	0.50	0.46	0.39	0.36	0.36	0.36	
A/CNK	1,00	1,01	1,01	1,06	1,02	1,03	
A/NK	1,22	1,25	1,25	1,16	1,16	1,21	
Ga/Al	2,71	3,01	3,03	2,97	2,92	3,03	
Rb/Nb	9,74	9,57	8,58	9,38	8,70	10,05	
Y/Nb	2,49	3,34	3,04	3,00	2,50	3,56	
3*Ga	57,30	63,00	63,00	59,40	58,80	61,50	
FeOt	4,28	4,87	4,60	3,76	4,94	4,27	
FeOt/(FeOt+MgO)	0,92	0,91	0,92	0,90	0,95	0,93	
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8,59	8,38	8,27	8,64	8,69	8,26	
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	7,27	6,98	6,89	8,08	7,83	7,23	



Litologia	Biotita sienogranito granofirico com textura rapakivi				Dique granítico	
	Num campo	4043-R-MC380	4043-R-EI227	4212-R-CC024	44212-CC-R-34b	4212-R-CC027
Num laboratório	KCP-026	KCP-021	KCN-322	KCR-698	KCN-327	KCN-336
SiO <sub>2</sub>	75,6	76,2	76,7	64,8	75,9	76
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,2	0,18	0,22	0,24	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,6	11,7	12	18	12,3	12,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	1,87	1,69	9,21	1,76	1,55
MgO	0,17	0,18	0,24	0,36	0,24	0,15
CaO	0,54	0,5	0,45	0,03	0,37	0,6
Na <sub>2</sub> O	2,41	2,52	2,6	0,15	2,62	3
K <sub>2</sub> O	6,05	5,87	5,91	5,92	5,96	5,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,022	0,022	<0,01	0,013	0,013	<0,01
MnO	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
BaO	0,03	0,04	<0,01	0,03	<0,01	<0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,01
LOI	0,41	0,58	0,54	2,56	0,36	0,42
SOMA	99,00	99,72	100,35	101,32	99,81	99,97
Ba	83	169	147	341	194	54
Co	3	2,8	1,6	1	1,7	1,3
Cs	2,44	2,3	1,08	15,58	1,88	10,13
Ga	19,5	19,1	17	33,7	18	19,5
Hf	11,03	9,07	7	10,09	9,82	7,9
Nb	21,39	23,16	25,32	44,5	26,83	27,49
Rb	240,4	254,7	212,3	907,4	220,3	387,4
Sr	17,1	20,9	35,5	10,1	38,9	14,2
Sn	5,6	2,8	3,3	26,2	22,8	9
Be	3,6	6	5,1	4,5	5,2	12,2
Mo	3	8	4	<2	4	4
W	16,9	15,8	13,3	18,7	19,1	11,4
F	841	888	421	1236	405	2307
Ta	1,36	1,71	2,02	5,3	2,35	3,18
Th	22,2	24,2	30,9	37,1	24,2	46
U	7,43	9,47	12,89	5,18	8,21	12,88
Zr	374,7	278,2	194,5	241,3	289,3	171,8
Cu	<5	<5	<5	<5	8	<5
Ni	19	21	10	9	10	10
Tl	<0,5	<0,5	0,6	1,7	0,6	0,7
Y	75,13	76,65	85,5	11,02	99,37	86,34
La	89	79,3	116	5,3	90	70,5
Ce	181,4	148,3	232,2	5,2	164,1	152
Pr	22,34	18,25	27,35	0,51	21,11	16,88
Nd	87,1	69,2	104,7	1,8	87,2	65,5
Sm	16,4	13,5	18,5	0,5	17,6	13,3
Eu	0,59	0,65	0,59	<0,05	0,95	0,4
Gd	15,61	12,96	17,58	0,66	18,93	13,83
Tb	2,5	2,19	2,83	0,18	3,19	2,46
Dy	14,74	13,52	16,63	1,67	19,06	15,74
Ho	2,93	2,85	3,39	0,45	4	3,39
Er	8,45	8,8	10,38	1,91	11,79	10,73
Tm	1,29	1,31	1,54	0,4	1,75	1,66
Yb	8,2	8,9	9,8	3,4	11,1	11,3
Lu	1,17	1,21	1,45	0,59	1,51	1,71
Soma REE	451,72	380,94	562,94	22,57	452,29	379,40
Eu/Eu*	0,11	0,15	0,10	-	0,16	0,09
A/CNK	1,01	1,03	1,04	2,68	1,08	1,07
A/NK	1,10	1,11	1,12	2,70	1,14	1,18
Ga/Al	3,18	3,08	2,68	3,54	2,77	2,90
Rb/Nb	11,24	11,00	8,38	20,39	8,21	14,09
Y/Nb	3,51	3,31	3,38	0,25	3,70	3,14
3*Ga	58,50	57,30	51,00	101,10	54,00	58,50
FeOt	2,99	3,05	2,40	9,58	2,90	2,33
FeOt/(FeOt+MgO)	0,95	0,94	0,91	0,96	0,92	0,94
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8,46	8,39	8,51	6,07	8,58	8,41
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	7,92	7,89	8,06	6,04	8,21	7,81

Litologia	Biotita sienogranito granofírico mineralizado			Gabronorito porfírico		
	Num campo	4043-R-EI234	4212-R-CC023	4212-R-CC15A	4043-R-MC477A	4043-R-EI110
Num laboratório	KCK-943	KCN-321	KCN-307	KCK-962	KCP-019	KCK-954
SiO <sub>2</sub>	74,7	74,9	76,5	47,3	47,3	47,4
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,23	0,27	3,11	4	2,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,2	12,3	12,1	13,4	14	14,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	2,14	1,81	16,6	15,6	16
MgO	0,29	0,26	0,25	4,92	4,17	5,49
CaO	0,74	0,65	0,12	7,52	9,09	7,88
Na <sub>2</sub> O	2,58	2,78	2,35	2,39	2,71	2,62
K <sub>2</sub> O	6,19	5,77	5,99	1,49	1,47	1,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,043	0,01	0,015	0,711	0,612	0,619
MnO	0,04	0,03	<0,01	0,23	0,2	0,2
BaO	0,11	0,02	0,02	0,05	0,04	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01
LOI	0,39	0,58	0,5	1,67	<0,01	<0,01
SOMA	100,11	99,70	99,95	99,40	99,20	99,01
Ba	616	777	382	438	426	423
Co	3,4	2,4	1,9	52,2	45,5	55
Cs	1,72	1,77	2,22	9,56	0,7	0,89
Ga	19,7	18,8	17,7	26,1	26,1	24,6
Hf	8,2	9,58	8,32	8,96	7,77	7,15
Nb	23,45	37,72	26,71	14,54	11,72	11,31
Rb	224,3	274,5	260,7	67,2	30,8	31
Sr	46,4	31,4	29,8	173,4	193,1	211,1
Sn	5,5	11	14,9	1,8	1,4	1,3
Be	4,9	9,4	3,4	1,6	1,3	1,4
Mo	2	4	3	3	3	2
W	6,4	24,4	17	1,1	3,5	2,3
F	903	1873	236	501	451	364
Ta	1,44	3,09	2,21	0,66	0,52	0,46
Th	20,6	37,6	22,8	4,4	3,4	3,8
U	6,27	13,62	4,51	1,9	1,57	1,62
Zr	281,2	284,4	255,1	364,8	307,7	286,5
Cu	8	7	7	50	72	347
Ni	27	12	14	66	45	74
Tl	<0,5	0,6	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Y	73,65	95,74	67,54	61,06	50,53	47,3
La	74,3	120,3	90,3	38,6	32,4	30,6
Ce	148,1	230,8	163	77,6	63,2	63,8
Pr	17,51	25,25	22,48	10,58	8,84	8,78
Nd	66,3	96,5	85,4	49	40,8	40,7
Sm	12,6	16,7	14	11,6	9,4	9,6
Eu	1,29	1,22	0,97	2,77	2,39	2,44
Gd	12,26	15,31	15,22	12,81	10,73	10
Tb	2,02	2,6	2,13	1,97	1,67	1,57
Dy	12,36	15,39	12,37	11,55	9,82	9,26
Ho	2,73	3,51	2,63	2,34	1,97	1,85
Er	8,23	11,26	7,98	6,78	5,66	5,35
Tm	1,28	1,74	1,21	0,93	0,79	0,78
Yb	8,1	12,4	7,8	5,9	4,9	4,6
Lu	1,13	1,94	1,16	0,82	0,67	0,62
Soma REE	368,21	554,92	426,65	233,25	193,24	189,95
Eu/Eu*	0,32	0,23	0,20	0,69	0,73	0,76
A/CNK	0,99	1,02	1,14	0,70	0,62	0,73
A/NK	1,11	1,14	1,17	2,42	2,31	2,51
Ga/Al	3,05	2,89	2,76	3,68	3,52	3,16
Rb/Nb	9,57	7,28	9,76	4,62	2,63	2,74
Y/Nb	3,14	2,54	2,53	4,20	4,31	4,18
3*Ga	59,10	56,40	53,10	78,30	78,30	73,80
FeOt	3,68	2,81	2,07	22,86	21,70	24,44
FeOt/(FeOt+MgO)	0,93	0,92	0,89	0,82	0,84	0,82
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8,77	8,55	8,34	3,88	4,18	4,04
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	8,03	7,9	8,22	-3,64	-4,91	-3,84

Litologia	Gabronorito	Viborgito		Piterlito		
	porfirítico	4043-R-EI206	4212-R-CC17A	4043-R-EI119	4043-R-MC406	4043-R-EI109
Num campo	4043-R-EI206	4212-R-CC17A	4043-R-EI119	4043-R-MC406	4043-R-EI109	4212-R-CC028A
Num laboratório	KCK-942	KCN-311	KCK-969	KCK-970	KCP-018	KCN-328
SiO <sub>2</sub>	47,6	71,3	71,7	69,3	70	70,7
TiO <sub>2</sub>	2,53	0,48	0,41	0,53	0,51	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	13,6	13,8	14,3	14,1	14,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	3,36	3,24	4,07	3,6	3,89
MgO	5,2	0,62	0,62	0,8	0,67	0,68
CaO	7,92	1,64	1,57	1,9	1,54	1,76
Na <sub>2</sub> O	2,53	2,83	2,99	2,88	3,03	2,91
K <sub>2</sub> O	1,82	5,41	5,66	5,58	5,63	5,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,572	0,114	0,112	0,127	0,125	0,124
MnO	0,19	0,05	0,06	0,06	0,08	0,08
BaO	0,08	0,05	0,06	0,17	0,17	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
LOI	1,63	0,43	0,5	0,36	0,82	0,3
SOMA	100,07	99,884	100,72	100,08	100,28	100,52
Ba	602	699	711	1211	1090	988
Co	46,9	5,1	5,4	5,9	6	4,9
Cs	1,7	8,22	6,29	3,23	3,67	4,56
Ga	23,4	18,6	20,3	20,3	21,7	19,9
Hf	6,97	8,7	6,88	11,22	11,55	12,06
Nb	15,31	22,47	17,46	18,55	20,75	21,19
Rb	39,1	278,7	271	155,2	174,6	192,6
Sr	186,8	113,8	114,3	145,3	126,5	130,2
Sn	1,4	5,9	3,9	2,4	3,9	4
Be	1,3	5	4,6	2,9	3	3,7
Mo	2	4	<2	<2	2	5
W	4,1	13,6	6,4	2,4	7	13,4
F	394	2611	1498	557	833	958
Ta	0,78	1,81	1,19	0,93	1,11	1,62
Th	3,6	30,4	29	12,9	14,5	17,3
U	1,57	9,52	9,17	3,5	5,04	5,78
Zr	273,8	285,1	245,3	436,4	435,1	421
Cu	43	<5	<5	9	10	13
Ni	70	13	16	18	29	18
Tl	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	0,5
Y	43,94	95,12	47,06	51,09	52,26	71,68
La	32,3	69,9	68,1	55,5	59,7	93,2
Ce	61,1	135,9	130,8	111,2	116,4	163,6
Pr	8,22	15,54	14,61	13,59	13,95	20,81
Nd	37	59,4	51,9	54	54,7	84,2
Sm	8,3	11,4	9,4	10,3	10,5	15,6
Eu	2,24	1,52	1,39	2,01	2,06	2,41
Gd	9,42	12,11	8,26	9,3	10,19	15,52
Tb	1,42	2,14	1,31	1,46	1,62	2,48
Dy	9,03	14,1	8,45	9,04	9,36	14,2
Ho	1,76	3,4	1,67	1,8	1,97	2,9
Er	4,78	11,31	5,25	5,29	5,99	8,73
Tm	0,71	1,75	0,84	0,78	0,89	1,31
Yb	4,4	11,4	5,7	5	5,9	8,3
Lu	0,59	1,81	0,77	0,67	0,8	1,24
Soma REE	181,27	351,68	308,45	279,94	294,03	434,50
Eu/Eu*	0,77	0,40	0,48	0,63	0,61	0,47
A/CNK	0,75	1,01	0,99	1,00	1,02	1,02
A/NK	2,49	1,29	1,25	1,33	1,27	1,33
Ga/Al	2,89	2,58	2,78	2,68	2,91	2,67
Rb/Nb	2,55	12,40	15,52	8,37	8,41	9,09
Y/Nb	2,87	4,23	2,70	2,75	2,52	3,38
3*Ga	70,20	55,80	60,90	60,90	65,10	59,70
FeOt	19,70	5,00	5,27	6,23	5,52	5,87
FeOt/(FeOt+MgO)	0,79	0,89	0,89	0,89	0,89	0,90
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,35	8,24	8,65	8,46	8,66	8,26
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	-3,57	6,6	7,08	6,56	7,12	6,5

Litologia	Piterlito			Sericita-quartzo greisen		
	Num campo	4212-R-CC025B	4043-R-MC371	4043-R-MC373	4043-R-MC370	4212-R-CC019
Num laboratório	KCN-324	KCP-023	KCP-024	KCL-762	KCN-315	KCN-314
SiO <sub>2</sub>	71	72,2	72,4	72,6	64,5	65,7
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,41	0,39	0,45	0,1	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,7	13,4	13,8	13,4	17,2	13,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68	3,11	2,75	3,26	8,43	13,7
MgO	0,66	0,66	0,82	0,64	0,3	0,48
CaO	1,18	1,28	1,09	1,36	0,04	0,04
Na <sub>2</sub> O	2,53	2,61	2,56	2,79	0,11	0,15
K <sub>2</sub> O	5,35	6,06	6,04	5,3	5,94	4,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,095	0,104	0,112	0,102	<0,01	0,045
MnO	0,06	0,05	0,06	0,06	0,14	0,06
BaO	0,06	0,17	0,12	0,15	0,02	<0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	<0,01	0,01	0,02	<0,01	<0,01
LOI	0,87	0,34	0,8	0,48	2,46	2
SOMA	99,76	100,39	100,95	100,61	99,24	100,54
Ba	780	976	979	847	406	261
Co	4,4	5,2	5	5,6	3,4	10,4
Cs	3,82	4,83	2,49	4,47	9,99	12,91
Ga	19,7	19,3	17,5	20,5	33,8	23,1
Hf	15,29	6,43	5,6	8,63	6,35	13,21
Nb	25,11	15,51	12,87	18,35	46,55	25,14
Rb	204,4	192,4	209,2	193,1	678,2	690,7
Sr	84,3	109,7	144,4	109	6,6	21,2
Sn	4,3	2,7	1,3	2,8	1638	43,2
Be	3,2	3,2	2,4	3,6	5,3	3,9
Mo	3	<2	<2	<2	3	3
W	9	11,4	10,4	11,1	44,7	38
F	680	770	548	738	1783	1900
Ta	1,51	0,99	0,64	1,2	4,03	1,68
Th	15,1	19,4	11,2	19,4	45,8	21,5
U	3,7	4,22	1,7	3,19	6,53	3,93
Zr	554,6	236,6	214,7	312,6	129,3	437,6
Cu	7	11	7	7	<5	<5
Ni	11	21	22	23	8	16
Tl	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	3,1	1,4
Y	43,9	94,74	39,12	55,94	50,87	20,18
La	40,7	78,5	49,9	82,6	10,7	110,8
Ce	129,7	154,8	116,2	174	202,6	126
Pr	11,15	17,86	12,45	19,54	1,63	14,37
Nd	45,6	65,2	47,1	72,4	5,7	41,4
Sm	9,9	11	8	12,7	1,8	5,8
Eu	1,43	1,87	1,95	2,01	0,1	0,5
Gd	9,66	10,78	7,56	11,39	3,11	5,17
Tb	1,56	1,68	1,19	1,76	0,94	0,79
Dy	9,55	10,38	7,29	10,1	7,57	4,55
Ho	1,99	2,34	1,51	2,03	1,9	0,94
Er	5,72	7,48	4,67	5,97	7,28	3,14
Tm	0,88	1,12	0,77	0,87	1,21	0,53
Yb	6,1	7,4	4,8	5,7	8,9	4,3
Lu	0,9	1,12	0,69	0,79	1,35	0,7
Soma REE	274.84	371.53	264.08	401.86	254.79	318.99
Eu/Eu*	0.45	0.53	0.77	0.51	0.13	0.28
A/CNK	1,13	1,02	1,08	1,05	2,57	2,56
A/NK	1,38	1,23	1,28	1,30	2,60	2,59
Ga/Al	2,72	2,72	2,40	2,89	3,71	3,28
Rb/Nb	8,14	12,40	16,25	10,52	14,57	27,47
Y/Nb	1,75	6,11	3,04	3,05	1,09	0,80
3*Ga	59,10	57,90	52,50	61,50	101,40	69,30
FeOt	5,18	4,91	4,48	5,04	7,85	12,97
FeOt/(FeOt+MgO)	0,89	0,88	0,85	0,89	0,96	0,96
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7,88	8,67	8,6	8,09	6,05	4,66
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	6,7	7,39	7,51	6,73	6,01	4,62



Litologia	Sericita-quartzo greisen			Sericita-turmalina-quartzo greisen		
	Num campo	44212-CC-R-18a	4212-R-CC034d	4212-R-CC15B	44212-CC-R-34a	44212-CC-R-34c
Num laboratório	KCR-700	KCN-335	KCN-308	KCR-699	KCS-288	KCS-289
SiO <sub>2</sub>	72	76,8	77,2	78	78,4	75,1
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,11	0,21	0,09	0,13	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,8	13,1	12,3	11,5	12,8	12,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,19	3,95	2	3,79	3,73	5,72
MgO	0,31	0,26	0,26	0,29	0,17	0,11
CaO	0,07	0,07	0,04	0,06	0,03	0,02
Na <sub>2</sub> O	<0,1	0,23	0,14	<0,1	<0,1	<0,1
K <sub>2</sub> O	4,46	4,38	5,67	3,92	4,4	4,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,027	0,012	0,017	<0,01	<0,01	<0,01
MnO	0,15	0,03	0,02	0,14	0,03	0,05
BaO	0,05	<0,01	<0,01	0,05	0,05	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	2,05	1,7	1,31	1,61	1,64	1,64
SOMA	100,38	100,66	99,18	99,45	101,38	99,94
Ba	394	68	326	372	65	36
Co	5,6	1	1,9	1,7	0,8	1,1
Cs	7,14	8,7	3,36	6,73	8,9	34,01
Ga	25,4	28,9	20,6	27,4	31,9	27,2
Hf	9,2	7,21	8,53	7,13	7,14	9,35
Nb	29,09	30,47	24,17	38,87	30,41	64,67
Rb	402	485,6	337	447,1	513,3	1182,9
Sr	6,5	2,4	15,4	11	3,5	1,5
Sn	14,7	339,2	4,1	1590	414,5	111,7
Be	6,4	4,2	2,9	5	3,8	7,9
Mo	2	3	3	<2	3	8
W	5,2	18,8	15,2	21,9	12,5	14,9
F	1004	513	1001	1113	1177	6080
Ta	1,91	3,2	2,06	3,92	3,16	7,89
Th	30,4	44,9	24,8	62,5	48,4	57,8
U	6,45	5,34	4,4	10,43	7,45	30,42
Zr	300,6	148,2	235	155,5	164,6	157
Cu	36	7	5	7	6	17
Ni	6	9	21	7	9	8
Tl	0,8	1,2	0,6	0,9	1,2	1,2
Y	50,1	48,65	58,38	31,43	55,61	33,71
La	58,2	12,3	94,6	26,1	12	13,6
Ce	82,3	42,5	141,6	46,9	20,7	29,6
Pr	17,79	2,54	20,58	7,3	1,42	2,91
Nd	65,4	9,7	77	24,3	5,7	9,9
Sm	12,8	3	13,5	5,2	2,6	2,3
Eu	1,14	0,16	0,75	0,29	0,13	0,08
Gd	10,72	4,67	11,73	4,38	4,28	2,76
Tb	1,77	1,14	2,01	0,93	1,05	0,69
Dy	10,52	8,53	11,3	6,51	8,32	5,47
Ho	2,06	1,99	2,32	1,42	1,93	1,3
Er	6,19	6,87	6,92	5,04	6,77	4,95
Tm	1,01	1,2	1,06	0,86	1,2	0,91
Yb	6,8	9	7	6,3	8,8	7,2
Lu	0,97	1,36	1,05	0,93	1,39	1,15
Soma REE	277,67	104,96	391,42	136,46	76,29	82,82
Eu/Eu*	0,30	0,13	0,18	0,19	0,12	0,10
A/CNK	2,58	2,50	1,91	2,64	2,66	2,59
A/NK	2,65	2,56	1,93	2,71	2,69	2,61
Ga/Al	3,75	4,17	3,16	4,50	4,71	4,05
Rb/Nb	13,82	15,94	13,94	11,50	16,88	18,29
Y/Nb	1,72	1,60	2,42	0,81	1,83	0,52
3*Ga	76,20	86,70	61,80	82,20	95,70	81,60
FeOt	8,72	4,00	2,14	4,61	4,36	6,60
FeOt/(FeOt+MgO)	0,97	0,94	0,89	0,94	0,96	0,98
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,46	4,61	5,81	3,92	4,4	4,49
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	4,39	4,54	5,77	3,86	4,37	4,47

Litologia	Sericita-turmalina-quartzo greisen				Veio de quartzo	Turmalina-quartzo greisen
	Num campo	44212-CC-R-42	44212-CC-R-44	44212-CC-R-45	44212-CC-R-43	4212-R-CC022A
Num laboratório	KCS-291	KCS-293	KCS-294	KCS-292	KCN-319	KCS-290
SiO <sub>2</sub>	76,2	76	78,3	86,6	85,8	73,8
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,08	0,49	0,32	0,15	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,7	12,1	10	5,76	8,59	11,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,78	6,29	7,49	5,15	1,21	9,3
MgO	0,14	<0,1	0,33	<0,1	0,32	0,13
CaO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
Na <sub>2</sub> O	<0,1	0,17	<0,1	0,28	0,11	0,73
K <sub>2</sub> O	4,6	3,63	3,63	0,77	3,36	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	0,023	0,028	<0,01	0,011
MnO	0,04	0,07	0,08	0,04	0,01	0,05
BaO	0,03	<0,01	0,08	0,03	<0,01	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	1,85	1,46	1,42	0,37	1,14	0,65
SOMA	100,41	99,82	101,87	99,38	100,72	96,05
Ba	31	33	591	31	236	5
Co	0,7	0,9	3,7	2,3	1,8	3,6
Cs	19,76	28,5	5,83	6,9	1,27	0,86
Ga	54,7	33,9	23,6	13,5	15,9	32
Hf	5,99	8,44	13,04	10,47	6,72	6,45
Nb	119,54	52,22	45,69	27,72	25,18	26,92
Rb	833,1	994,2	401,6	193,9	223,3	18,1
Sr	1,9	2,6	4,9	9,4	4	7,4
Sn	101,1	80,5	358,8	822,2	12,9	32,8
Be	4,8	5,7	5	2,7	2,5	3,3
Mo	<2	6	4	6	5	<2
W	22,7	13	331,6	29,9	9,9	21,9
F	1346	8261	1036	1560	1040	2979
Ta	16,64	7,63	2,63	2,09	2,17	3,04
Th	25,2	72,9	38,3	30,3	28,6	63,2
U	17,64	14,98	7,67	5,76	5,87	5,37
Zr	79,1	154,9	462,7	338,1	189,5	149,1
Cu	14	7	22	12	6	<5
Ni	<5	<5	6	<5	12	8
Tl	2,8	2,8	1,8	1,6	0,8	<0,5
Y	17,5	29,75	71,95	42,59	38,95	36,22
La	6,3	20,8	73,6	91,1	20,9	31
Ce	18,1	48,1	370,3	193,1	92,9	60
Pr	1,09	4,9	15,34	23,33	3,92	6,14
Nd	4	14,8	53,9	83,5	14,5	19,3
Sm	1,6	2,8	10,2	16,5	3,4	3,2
Eu	0,05	<0,05	0,68	0,98	0,21	0,11
Gd	2,12	2,62	9,28	13,13	4,17	3,1
Tb	0,64	0,58	1,65	1,84	0,9	0,71
Dy	5,17	4,34	10,82	9,63	6,47	5,45
Ho	1,11	1,06	2,47	1,81	1,49	1,39
Er	3,81	4,11	8,28	5,33	5,22	5,29
Tm	0,7	0,8	1,42	0,86	0,89	0,96
Yb	5	6,6	10,1	6	6,4	7,5
Lu	0,69	1,11	1,55	0,89	0,97	1,17
Soma REE	50.38	112.62	569.59	448.00	162.34	145.32
Eu/Eu*	0.08	-	0.21	0.20	0.17	0.11
A/CNK	2,72	2,85	2,51	4,27	2,22	8,16
A/NK	2,75	2,87	2,54	4,45	2,25	8,62
Ga/Al	7,54	5,29	4,46	4,43	3,50	5,45
Rb/Nb	6,97	19,04	8,79	6,99	8,87	0,67
Y/Nb	0,15	0,57	1,57	1,54	1,55	1,35
3*Ga	164,10	101,70	70,80	40,50	47,70	96,00
FeOt	4,86	6,93	8,00	6,28	1,30	9,59
FeOt/(FeOt+MgO)	0,97	1,00	0,96	1,00	0,80	0,99
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4,6	3,8	3,63	1,05	3,47	0,81
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	4,57	3,78	3,6	1,02	3,44	0,77



Litologia	Hematitito		
	Num campo	44212-CC-R-18b	4212-R-CC18A
Num laboratório	KCR-701	KCN-313	KCS-295
SiO <sub>2</sub>	1,29	1,35	16,3
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,19	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	1,1	10,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	95,9	97,6	65,5
MgO	<0,1	<0,1	<0,1
CaO	<0,01	0,02	<0,01
Na <sub>2</sub> O	0,14	<0,1	0,1
K <sub>2</sub> O	0,06	0,29	3,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	<0,01
MnO	0,04	0,05	0,09
BaO	0,04	<0,01	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	0,17	0,12	1,46
SOMA	98,47	100,72	98,36
Ba	12	99	273
Co	<0,5	1,3	2,3
Cs	0,19	0,54	9,08
Ga	12,5	13,7	20,9
Hf	9,45	4,04	7,63
Nb	84,75	57,55	19,43
Rb	8,8	35,9	516
Sr	1,2	1,7	2,9
Sn	701,4	240,3	672,2
Be	0,5	1,3	3,6
Mo	5	5	2
W	103,8	352,7	477,3
F	<30	156	737
Ta	7,43	2,43	2,05
Th	69,9	38,1	76,8
U	9,5	9,86	9,44
Zr	210	87,5	171,2
Cu	<5	<5	6
Ni	<5	8	10
Tl	<0,5	<0,5	2,2
Y	20,63	13,24	50,57
La	3,7	11,4	21
Ce	42,1	28,5	63,3
Pr	0,85	1,97	4,45
Nd	3,3	6,1	15,3
Sm	1,2	1,3	2,9
Eu	0,08	0,07	0,17
Gd	1,74	1,32	3,47
Tb	0,43	0,31	0,75
Dy	3,34	2,32	5,51
Ho	0,77	0,49	1,35
Er	2,69	1,84	4,61
Tm	0,53	0,34	0,8
Yb	4	2,5	5,9
Lu	0,7	0,42	0,94
Soma REE	65,43	58,88	130,45
Eu/Eu*	0,17	0,16	0,16
A/CNK	2,00	3,14	2,54
A/NK	2,00	3,50	2,54
Ga/Al	40,03	23,53	3,66
Rb/Nb	0,10	0,62	26,56
Y/Nb	0,24	0,23	2,60
3*Ga	37,50	41,10	62,70
FeOt	86,83	88,82	60,33
FeOt/(FeOt+MgO)	1,00	1,00	1,00
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,2	0,29	3,87
(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO)	0,2	0,27	3,87

**APÊNDICE C- MAPA GEOLÓGICO**