

**GEOQUÍMICA DE MICAS E TURMALINAS DE  
PEGMATITOS DO DISTRITO PEGMATÍTICO DE  
CONSELHEIRO PENA – MG: IMPLICAÇÕES PARA GÊNESE  
E EVOLUÇÃO DE PEGMATITOS**

---





**UFOP**

**FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

*Reitora*

Cláudia Aparecida Marlière de Lima

*Vice-Reitor*

Hermínio Arias Nalini Júnior

*Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação*

Sérgio Francisco de Aquino

**ESCOLA DE MINAS**

*Diretor*

Issamu Endo

*Vice-Diretor*

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

*Chefe*

Luiz Antônio Rosa Seixas



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

**CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**GEOQUÍMICA DE MICAS E TURMALINAS DE PEGMATITOS DO  
DISTRITO PEGMATÍTICO DE CONSELHEIRO PENA – MG:  
IMPLICAÇÕES PARA GÊNESE E EVOLUÇÃO DE PEGMATITOS**

**Jessica Larissa Lima Torres**

*Orientador*

**Ricardo Augusto Scholz Cipriano**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais

**OURO PRETO**

**2018**

---

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>  
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>  
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>  
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais  
Campus Morro do Cruzeiro s/nº - Bauxita  
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais  
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: [pgrad@degeo.ufop.br](mailto:pgrad@degeo.ufop.br)

Os direitos de tradução e reprodução são reservados.  
Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

T693g Torres, Jessica Larissa Lima.  
Geoquímica de micas e turmalinas de pegmatitos do distrito pegmatítico de Conselheiro Pena - MG [manuscrito]: implicações para gênese e evolução de pegmatitos / Jessica Larissa Lima Torres. - 2018.  
145f.: il.: color; tabs. (M)  
  
Orientador: Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano.  
  
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.  
Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais - TPRM.  
  
1. Geoquímica. 2. Turmalina. 3. Pegmatitos. 4. Lítio. I. Cipriano, Ricardo Augusto Scholz. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.  
  
CDU: 550.4:553.063

Catálogo: [www.sisbin.ufop.br](http://www.sisbin.ufop.br)

Dedico a minha mãe, namorado e amigos que contribuíram para o aperfeiçoamento e sucesso deste trabalho



## Agradecimentos

---

Em primeiro lugar, agradeço a minha mãe pelo carinho, paciência e apoio incondicional durante todo o tempo. Agradeço também ao Conrado, por nunca ter duvidado que daria tudo certo e por tê-lo me dito com confiança todas as vezes que precisei.

Agradeço ao meu orientador, Ricardo Scholz, pela oportunidade de desenvolver um excelente projeto, pela confiança, apoio e paciência.

A Carol por, simplesmente, tudo.

Ao Maurício, Douglas e Thiago, por terem me mostrado um caminho muito mais suave, cheio de esperança e felicidades. A Patrícia Katahira (Patty), pelo estímulo singelo e verdadeiro, e por todos os ensinamentos que me ajudaram a ser uma pessoa melhor. Aos amigos Milton e Leandro, por toda colaboração e incentivo.

Aos meus familiares, pelo otimismo e força ao longo do caminho.

A Tânia Dussin, por cada palavra de incentivo e confiança.

A todos os colegas do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. A Capucine e ao Mathias, pela solicitude, conversas e contribuições indispensáveis para meu aprendizado e crescimento. Ao Guilherme Gonçalves e Leonardo Alkmim pela grande ajuda nos meus momentos de ambientação.

Aos professores Cristiano Lana, Glaucia Queiroga, Antônio Gandini, Hermínio Nalini, Leonardo Graça e técnicos Marco, Marco Paulo, Ana, Débora e Vanderlei, do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, por toda ajuda e atenção.

Ao pessoal do LOPAG, também por todo auxílio prestado.

A todos que passaram pelo meu caminho durante esse processo e que contribuíram para o projeto e para meu desenvolvimento pessoal.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado e à Universidade Federal de Ouro Preto pelo ensino e oportunidade.



# Sumário

---

|  |             |
|--|-------------|
| <b>AGRADECIMENTOS.....</b>                             | <b>IX</b>   |
| <b>SUMÁRIO .....</b>                                   | <b>XI</b>   |
| <b>LISTA DE FIGURAS .....</b>                          | <b>XIII</b> |
| <b>LISTA DE TABELAS.....</b>                           | <b>XVII</b> |
| <b>RESUMO .....</b>                                    | <b>XIX</b>  |
| <b>ABSTRACT .....</b>                                  | <b>XXI</b>  |
| <b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO .....</b>                   | <b>1</b>    |
| 1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS .....                       | 1           |
| 1.2 JUSTIFICATIVA.....                                 | 1           |
| 1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....                 | 2           |
| 1.4 OBJETIVOS .....                                    | 2           |
| 1.5 METODOLOGIA .....                                  | 3           |
| 1.5.1 Levantamento Bibliográfico .....                 | 3           |
| 1.5.2 Trabalho de Campo e Preparação de Amostras ..... | 4           |
| 1.5.3 Caracterização Química .....                     | 6           |
| 1.5.4 Caracterização Isotópica .....                   | 8           |
| 1.5.5 Elaboração da Dissertação/Artigo Científico..... | 10          |
| <b>CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>  | <b>11</b>   |
| 2.1 ESTRATIGRAFIA .....                                | 13          |
| 2.1.1 Complexo Pocrane .....                           | 14          |
| 2.1.2 Complexo Gnaissico-Kinzigítico.....              | 14          |
| 2.1.3 Grupo Rio Doce .....                             | 15          |
| 2.1.4 Granitos Sin- a Tardi-Tectônicos.....            | 17          |
| 2.1.5 Granitos Tardi- a Pós-Tectônicos .....           | 18          |
| 2.1.6 Depósitos Quaternários .....                     | 20          |
| <b>CAPÍTULO 3 – ESTADO DA ARTE .....</b>               | <b>21</b>   |
| 3.1 INTRODUÇÃO .....                                   | 21          |
| 3.2 PEGMATITOS: GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO .....           | 22          |
| 3.2.1 Conceito e Gênese.....                           | 22          |
| 3.2.2 Sistemas de Classificação .....                  | 24          |
| 3.3 – GEOQUÍMICA MINERAL.....                          | 30          |
| 3.3.1 Micas.....                                       | 30          |
| 3.3.2 Turmalinas .....                                 | 35          |
| 3.4 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA - ISÓTOPOS DE BORO .....    | 41          |
| 3.4.1 Introdução .....                                 | 41          |

|  |            |
|--|------------|
| 3.4.2 Isótopos de B em Granitos e Pegmatitos .....                       | 43         |
| <b>CAPÍTULO 4 – PEGMATITOS NO BRASIL .....</b>                           | <b>45</b>  |
| 4.1 DISTRITOS PEGMATÍTICOS DA PPOB.....                                  | 45         |
| 4.1.1 Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena.....                      | 48         |
| <b>CAPÍTULO 5 – MICA AND TOURMALINE GEOCHEMISTRY OF PEGMATITES .....</b> | <b>55</b>  |
| <b>ABSTRACT .....</b>  | <b>55</b>  |
| 5.1 INTRODUCTION .....   | 57         |
| 5.2 REGIONAL GEOLOGY .....   | 58         |
| 5.3 PEGMATITE AND SAMPLE DESCRIPTION .....                               | 61         |
| 5.3.1 Cigana .....   | 61         |
| 5.3.2 Boca Rica .....  | 61         |
| 5.3.3 Urucum.....  | 62         |
| 5.3.4 Sapo.....  | 62         |
| 5.3.5 Pomarolli .....  | 62         |
| 5.3.6 Jonas .....  | 62         |
| 5.3.7 Itatiaia.....  | 63         |
| 5.3.8 Córrego do Onça granite (thin section) .....                       | 63         |
| 5.3.9 Host schist from the São Tomé Formation (SP-03, thin section)..... | 63         |
| 5.3.10 Tourmaline occurrence in pegmatites .....                         | 63         |
| 5.4 ANALYTICAL METHODS .....   | 69         |
| 5.5 RESULTS.....   | 70         |
| 5.5.1 Major and trace elements in mica and tourmaline.....               | 70         |
| 5.5.2 Boron isotopes.....  | 73         |
| 5.6 DISCUSSION.....  | 73         |
| 5.6.1 Fertile granites and the Urucum suite.....                         | 73         |
| 5.6.2 Mica and tourmaline geochemistry .....                             | 75         |
| 5.6.3 Boron isotopes.....  | 79         |
| 5.7 CONCLUSIONS .....  | 82         |
| <b>CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES.....</b>                                      | <b>85</b>  |
| <b>REFERÊNCIAS .....</b>   | <b>87</b>  |
| <b>APÊNDICES .....</b>   | <b>95</b>  |
| <b>FICHA DE APROVAÇÃO.....</b>   | <b>123</b> |

## Lista de Figuras

|  |    |
|--|----|
| <b>Figura 1.1:</b> Localização da área de estudo a partir da cidade de Belo Horizonte (imagem obtida a partir do software Google Earth).....   | 3  |
| <b>Figura 1.2:</b> Mapa de localização da área de estudo e dos pegmatitos de interesse. Limite da PPOB conforme Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus <i>et al.</i> (1981 e 1984). ....   | 5  |
| <b>Figura 1.3:</b> Seções polidas com os cristais de turmalinas e micas analisados nesse estudo. A legenda ao lado dos embutimentos segue a mesma ordem em que os cristais estão dispostos. Obs.: O cristal PT-04D não foi incluído nas interpretações por não se tratar de turmalina. ....  | 6  |
| <b>Figura 1.4:</b> Resultados de isótopos $\delta^{11}\text{B}$ antes (ac) e depois (dc) da correção de deslocamento, comparado com os valores certificados dos três RM's externos.....  | 10 |
| <b>Figura 2.1:</b> a) Cráton São Francisco–Congo no contexto do Gondwana Ocidental; b) Orógeno Araçuai–Congo Ocidental (modificado de Alkmim <i>et al.</i> 2006).....  | 12 |
| <b>Figura 2.2:</b> Mapa geológico da região central e sudeste do Orógeno Araçuai, com a área de estudo delimitada em preto.....  | 13 |
| <b>Figura 2.3:</b> Mapa geológico simplificado da área de estudo, com a localização dos pegmatitos de interesse e ocorrência de minerais de Li. ....   | 14 |
| <b>Figura 2.4:</b> Pegmatito encaixado em xisto da Formação São Tomé, com detalhe de apófises da intrusão pegmatítica. Extração de blocos de granito ornamental, Rodovia BR-259, trecho Galileia – Conselheiro Pena.....   | 16 |
| <b>Figura 2.5:</b> Distribuição das fácies graníticas da Suíte Urucum baseada na soma $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot}) + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ (FMMT) <i>versus</i> $\text{SiO}_2$ (Nalini Jr. <i>et al.</i> 2015).....  | 19 |
| <b>Figura 3.1:</b> Localização dos maiores depósitos de lítio em pegmatitos (quadrados) e salmouras (cruzes). Os retângulos sombreados destacam a distribuição de salares no Platô Puna (Chile–Argentina–Bolívia) e nos Lagos Chineses. As estrelas verdes representam rochas formadas pela interação entre sedimentos clásticos ou vulcânicos e soluções hidrotermais ou provenientes de salmouras evaporíticas (Kesler <i>et al.</i> 2012).....  | 21 |
| <b>Figura 3.2:</b> Granito gráfico, um intercrescimento de quartzo esqueletal (cinza) em microclina pertítica (esbranquiçado). Bloco encontrado em rejeito da Lavra Boca Rica (município de Conselheiro Pena, MG). ....  | 22 |
| <b>Figura 3.3:</b> Evolução química ao longo de um grupo pegmatítico rico em lítio com a distância do granito fonte (modificado de London 2008a).....  | 24 |
| <b>Figura 3.4:</b> Estrutura interna de pegmatitos zonados. a) Padrão concêntrico de zonas primárias com mineralização na margem do núcleo; b) Padrão concêntrico de zonas primárias cortadas por preenchimento de fraturas, com controle litológico e relacionado com fraturas e unidades metassomáticas (Černý1991b). ....   | 26 |
| <b>Figura 3.5:</b> Sequência de zoneamento modificada de Vlasov (1961) e London (2008a). A partir da fonte granítica, ocorrem os seguintes tipos paragenéticos e texturais: 1) gráfico; 2) blocos de microclina pertítico; 3) completamente diferenciado; 4) elementos raros complexos; e 5) albita-espodumênio ou albita-lepidolita, miarolítica ou não. ....   | 27 |
| <b>Figura 3.6:</b> Campos composicionais de micas trioctaédricas e dioctaédricas naturais no diagrama de $[\text{Mg-Li}]$ <i>versus</i> $[\text{Fe}_{(\text{tot})}+\text{Mn}+\text{Ti}-\text{Al}^{\text{VI}}]$ , com $R^{\text{VI}}=4.4$ sendo o limite entre as micas di- e trioctaédricas. A linha pontilhada demarca o limite de discriminação entre biotitas de Mg e Fe (segundo Foster 1960a). Os quadrantes I, I, III e IV correspondem às séries Mg-Fe, Mg-Al, Li-Al e Li-Fe, respectivamente. Os quadrados em preto representam a posição dos membros finais ideais e composições intermediárias das micas (modificado de Tischendorf <i>et al.</i> 1997)..... | 32 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Figura 3.7:</b> Relação entre Li e cátions octaédricos $R^{2+}$ ( $Fe^{2+}$ , $Mn^{2+}$ , $Mg$ ) e $R^{3+}$ ( $Al^{IV}$ , $Fe^{3+}$ )+ $Ti^{4+}$ , segundo Foster (1960b) (modificado de Tischendorf <i>et al.</i> 1997). .....  | 32 |
| <b>Figura 3.8:</b> a) Li e b) Cs em muscovita – muscovita litinífera – lepidolita <i>versus</i> a razão K/Rb em pegmatitos de filiação orogénica (Černý & Burt 1984). .....   | 34 |
| <b>Figura 3.9:</b> Os mais importantes grupos composicionais das turmalinas, classificados de acordo com o principal constituinte no sítio X (Hawthorne & Henry 1999). .....  | 36 |
| <b>Figura 3.10:</b> Os mais importantes grupos composicionais das turmalinas, classificados de acordo com o principal constituinte no sítio W (Hawthorne & Henry 1999). .....   | 36 |
| <b>Figura 3.11a,b:</b> Intervalos composicionais das principais turmalinas nos grupos a) alcalino e b) cálcico, com base na composição do sítio Y (Hawthorne & Henry 1999). .....   | 37 |
| <b>Figura 3.11c:</b> Intervalos composicionais das principais turmalinas no grupo com o sítio X vacante, com base na composição do sítio Y (Hawthorne & Henry 1999). .....  | 38 |
| <b>Figura 3.12:</b> Turmalinas litiníferas representadas em termos da composição de seus sítios X; o diagrama é controlado pelo conteúdo em Li (Hawthorne & Henry 1999). .....  | 38 |
| <b>Figura 3.13:</b> Intervalo composicional de cátions do sítio Z no grupo de turmalinas alcalinas (Hawthorne & Henry 1999). .....  | 39 |
| <b>Figura 3.14:</b> Diagrama com $Na/(Na+vacância)$ no sítio X <i>versus</i> $Al/(Al+Fe)$ no sítio Y das turmalinas (Selway <i>et al.</i> 1999). .....  | 40 |
| <b>Figura 3.15:</b> Diagrama $Al-Fe_{(tot)}-Mg$ (em proporções moleculares) para turmalinas de vários tipos de rochas. $Fe_{(tot)}$ representa o total de Fe no mineral. Vários membros finais foram plotados para referência. Notar a interseção dos campos 4 e 5 com o campo 7 (Henry & Guidotti 1985). ..... | 41 |
| <b>Figura 3.16:</b> a) Distribuição de $B(OH)_3$ e $B(OH)_4^-$ <i>versus</i> pH, e b) variação de $\delta^{11}B$ <i>versus</i> pH em complexos trigonais e tetragonais (Leeman & Sisson 1996). .....  | 42 |
| <b>Figura 3.17:</b> Diagrama esquemático que ilustra o comportamento de fluidos e isótopos de B em rochas ricas em turmalinas durante metamorfismo regional (Slack <i>et al.</i> 1993). .....   | 42 |
| <b>Figura 4.1:</b> Localização das três províncias pegmatíticas brasileiras segundo Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus <i>et al.</i> (1981 e 1984). .....   | 46 |
| <b>Figura 4.2:</b> Principais distritos pegmatíticos (áreas em cinza) da PPOB no Estado de Minas Gerais: AR: Araçuaí, AT: Ataleia, CA: Caratinga, CP: Conselheiro Pena, IT: Itabira, PP: Padre Paraíso, SS: São José da Safira (modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2009). .....                         | 47 |
| <b>Figura 4.3:</b> Micas amareladas em massa feldspática encontradas no rejeito da Lavra da Cigana. 49  |    |
| <b>Figura 4.4:</b> Cristais de espodumênio em matriz de albita sacaroidal com lamelas centimétricas de muscovita encontrados no rejeito. ....   | 50 |
| <b>Figura 4.5:</b> Mapa de detalhe da lavra Boca Rica (Chaves <i>et al.</i> 2005). .....  | 50 |
| <b>Figura 4.6:</b> Zona intermediária do pegmatito Boca Rica, com galerias da lavra ao fundo. ....  | 51 |
| <b>Figura 4.7:</b> Esboço da lavra do Urucum (modificado de Cassedanne 1986). .....   | 52 |
| <b>Figura 4.8:</b> Afloramento do Granito Urucum próximo à entrada da lavra homônima. Observar fenocristais de K-feldspato sem orientação preferencial. ....  | 52 |
| <b>Figura 4.9:</b> Cristais de quartzo rolado encontrados no depósito aluvionar acima do pegmatito da Lavra do Sapo. ....   | 53 |
| <b>Figura 4.10:</b> Vista de uma das galerias do pegmatito Itatiaia (Newman Carvalho 2009). .....   | 54 |
| <b>Figure 5.1:</b> a) The São Francisco–Congo craton in the context of West Gondwana; b) The Araçuaí–West Congo orogen (after Alkmim <i>et al.</i> 2006); c) Geological map of the central to southern part of the Araçuaí orogen, with the boundary of the investigated region in black. ....                  | 59 |

|  |    |
|--|----|
| <b>Figure 5.2:</b> Simplified geological map of the study area showing the location of the studied pegmatites and occurrence of Li-forming minerals. ....  | 60 |
| <b>Figure 5.3:</b> Plot of mica samples of this study (dashed area with the main occurrence of mica and circled symbols with different compositions) and position of end-members and intermediate compositions (black squares) in the diagram [Mg-Li] <i>versus</i> [Fe <sub>tot</sub> + Mn + Ti-Al <sup>VI</sup> ] after Tischendorf <i>et al.</i> (1997). R <sup>VI</sup> = 4.4 is the boundary between di- and trioctahedral micas and the dotted line is the boundary between Mg and Fe biotite. ....  | 71 |
| <b>Figure 5.4:</b> Ternary Al-Fe <sub>(tot)</sub> -Mg diagram for tourmaline samples of this study. End members (black dots) and numerical fields after Henry & Guidotti (1985): 1) Li-rich granitoid pegmatites and aplites, 2) Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites, 3) Fe <sup>3+</sup> -rich quartz-tourmaline rocks, 4) metapelites and metapsammities coexisting with an Al-saturating phase, 5) metapelites and metapsammities not coexisting with an Al-saturating phase, 6) Fe <sup>3+</sup> -rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites, 7) low-Ca metaultramafics and Cr,V-rich metasediments, and 8) metacarbonates and meta-pyroxenites. .... | 72 |
| <b>Figure 5.5:</b> Diagrams of K/Rb <i>versus</i> a) Cs, b) Li, c) Sn and d) Be for the Urucum suite facies and other fertile granites. Ratios Mg/Li and Nb/Ta represent the degree of fractionation (see text).....   | 74 |
| <b>Figure 5.6:</b> Major and trace elements <i>versus</i> Li content in mica from pegmatites. Whole rock analysis from the Urucum suite are also plotted for comparison. ....  | 76 |
| <b>Figure 5.7:</b> Major and trace elements <i>versus</i> Li content in tourmaline from pegmatites. Whole rock analysis from the São Tomé Formation schist and the Urucum suite are also plotted for comparison. ....  | 77 |
| <b>Figure 5.8:</b> a) to g): REE patterns in mica and tourmaline separates from CPPD pegmatites (this study); h) REE patterns in São Tomé Formation host schist (SP-03; Pujatti 2013) and Urucum suite (Nalini Jr. 1997). ....   | 78 |
| <b>Figure 5.9:</b> Histogram of δ <sup>11</sup> B values of tourmaline from CPPD pegmatites, the Urucum suite and the São Tomé Formation schist. ....  | 81 |
| <b>Figure 5.10:</b> Diagrams of δ <sup>11</sup> B <i>versus</i> a) Li, b) Mn, c) Fe and d) Mg in tourmaline samples from pegmatites, host schist (SP-03) and Córrego do Onça granite of this study. The Li (apfu) content of SP-03 and Córrego do Onça granite was calculated in the spreadsheet of Tindle <i>et al.</i> (2002). ....  | 82 |



## Lista de Tabelas

---

|  |    |
|--|----|
| <b>Tabela 1.1:</b> Padronização das análises de turmalinas e micas na microsonda eletrônica. ....  | 7  |
| <b>Tabela 1.2:</b> Parâmetros de instrumentação e aquisição de dados por LA-ICP-MS das amostras estudadas. ....                              | 9  |
| <b>Tabela 1.3:</b> Médias + reprodutibilidade dos três RM's durante o tempo de análises (antes e depois das correções de deslocamento). .... | 10 |
| <b>Tabela 3.1:</b> Principais minerais de lítio em pegmatitos (modificado de Dias 2015). ....  | 24 |
| <b>Tabela 3.2:</b> Associações mineralógicas das zonas pegmatíticas (Cameron <i>et al.</i> 1949). ....                                       | 25 |
| <b>Tabela 3.3:</b> Polítipos observados em micas ideais (Hawthorne & Černý 1982). ....   | 31 |
| <b>Tabela 4.1:</b> Distritos e campos pegmatíticos em Minas Gerais (baseado em Netto <i>et al.</i> 2000 e Paes <i>et al.</i> 2016). ....     | 47 |
| <b>Table 5.1:</b> Main features of the study pegmatites and their mica and tourmaline samples. ....  | 65 |



## Resumo

---

Estudos geoquímicos em micas e turmalinas e análises isotópicas em turmalinas de pegmatitos do Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena – Província Pegmatítica Oriental do Brasil – foram conduzidos para: 1) analisar a relação dos corpos com o granito Urucum, que se acredita ser o plúton fonte; 2) investigar sua origem e evolução; e 3) avaliar seu potencial econômico. Considerando o fracionamento de um plúton granítico como o modelo mais aceito para a gênese de pegmatitos, alguns fatores sugerem que os corpos deste estudo não representam magmas residuais provenientes do fracionamento da Suíte Urucum: essa não pode ser classificada como fértil de acordo com a composição química de suas fácies; a posição de pegmatitos a elementos raros ao redor e dentro do Granito Urucum é inconsistente com o modelo de evolução e localização de magmas enriquecidos em elementos raros à medida que evoluem a partir de uma intrusão granítica em comum; e não há padrões geoquímicos claros entre os minerais dos pegmatitos e a Suíte Urucum. Análises de isótopos de boro feitas em cristais de turmalina geraram valores de  $\delta^{11}\text{B}$  na faixa de -16,3 a -11,3 ‰ (n = 86) para os pegmatitos, -13,8 a -11,5 ‰ (n = 8) para os xistos encaixantes da Formação de São Tomé e -14,0 para -13,1 ‰ (n = 6) para a fácies Córrego do Onça da Suíte Urucum. Essa composição isotópica extremamente similar sugere que todas as rochas analisadas provêm de uma fonte comum, mas são necessários mais estudos para determinar se as intrusões são provenientes do fracionamento de um plúton granítico não aflorante ou representam a fusão parcial de um protólito metassedimentar ainda desconhecido. A maioria dos pegmatitos são classificados como complexos e alguns (Boca Rica, Cigana e Pomarolli) são portadores de Li, com espodumênio, trifilita e/ou amblygonita. No entanto, as composições químicas das micas e turmalinas não apresentam correlação com a presença de tais minerais de Li: onde os minerais litíferos ocorrem, micas e turmalinas possuem baixos valores de elementos raros, enquanto que as micas e turmalinas de pegmatitos sem minerais de Li (Urucum, Sapo e Jonas) contêm maiores quantidades de elementos como Li, Rb, Cs e Sn. Portanto, parece não ser possível usar as análises químicas das micas e turmalinas para avaliar o potencial econômico de cada pegmatito.

Palavras-chave: mica, turmalina, pegmatito, lítio, isótopos de boro



## Abstract

---

Geochemical studies on mica and tourmaline and boron isotopic analysis on tourmaline from pegmatites of the Conselheiro Pena Pegmatitic District – Eastern Brazilian Pegmatite Province – were conducted in order to: 1) analyze their relationship with the Urucum granite, believed to be their source pluton; 2) investigate their origin and evolution; and 3) assess their economic potential. Considering the fractionation from a granitic pluton as the most accepted model for pegmatite genesis, some factors suggest the studied pegmatites do not represent residual magmas from the Urucum suite fractionation: the latter cannot be classified as fertile according to the chemical composition of its facies; the emplacement of rare element pegmatites around and within the Urucum granite is inconsistent with the model of evolution and location of rare element-rich melts as they evolve from a common granitic intrusion; and there are no clear geochemical trends among the studied minerals from the pegmatites and those found in the Urucum suite. Boron isotope analysis measured on tourmaline crystals yielded  $\delta^{11}\text{B}$  values in the range of -16.3 to -11.3 ‰ (n=86) for the pegmatites, -13.8 to -11.5 ‰ (n=8) for the São Tomé Formation host schists and -14.0 to -13.1 ‰ (n=6) for the Córrego do Onça facies of the Urucum suite. This extremely similar isotopic composition suggests all the analyzed rocks come from a common source, but more studies are needed to determine whether the intrusions come from fractionation of a hidden granitic pluton or they represent partial melting of a yet unknown metasedimentary protolith. Most pegmatites are classified as complex and some (Boca Rica, Cigana and Pomarolli) are Li-bearing, with spodumene, triphylite and/or amblygonite. However, mica and tourmaline chemical compositions show no correlation with the presence of such Li-minerals: where Li-minerals occur, mica and tourmaline have low values of rare elements, while mica and tourmaline from pegmatites without Li-minerals (Urucum, Sapo and Jonas) show higher amounts of elements such as Li, Rb, Cs and Sn. Therefore, it seems not possible to use mica and tourmaline chemical analysis to assess the economic potential of each pegmatite.

*Keywords:* mica, tourmaline, pegmatite, lithium, boron isotopes



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A maioria dos recursos mundiais de lítio ocorre associada a lagos de sal continentais (Sverdrup 2016), mas uma parcela considerável ocorre em pegmatitos, os quais têm tido importância econômica cada vez maior. Neste caso, o Li está presente, principalmente, nos minerais espodumênio, petalita, *lepidolita*<sup>1</sup> e fosfatos como trifilita e ambligonita. Este metal raro e estratégico é amplamente utilizado em baterias, medicamentos e veículos elétricos, e sua produção contínua e duradoura depende de extensa exploração e descoberta de novos depósitos, bem como da compreensão dos processos de origem e concentração do elemento (Kesler *et al.* 2012; Linnen *et al.* 2012).

Há dois modelos para a gênese dos pegmatitos. O primeiro, mais aceito e difundido, assume que esses corpos ígneos representam os estágios finais da cristalização granítica, cujos magmas residuais gradualmente se enriquecem em elementos incompatíveis e raros (como Li, Be, Ta, Nb, Cs, Ce), fluxantes e componentes voláteis (como B, F, P) (Simmons & Webber 2008). Neste modelo, pegmatitos mais evoluídos geoquimicamente localizam-se a maior distância do granito fonte (Trueman & Černý 1982; Černý 1991c; London 2008a). O segundo modelo envolve processos anatéticos, pelos quais os pegmatitos se formam diretamente da fusão parcial de metassedimentos. Componentes como B, Li e outros elementos incompatíveis são, neste caso, fornecidos pelas sequências sedimentares, sem a necessidade de uma fonte granítica (Simmons & Webber 2008).

Uma das ferramentas mais utilizadas para estudos de pegmatitos, tanto econômicos quanto petrogenéticos, é a geoquímica mineral de espécies como micas, turmalinas, feldspatos e berilos. As micas e turmalinas são dois dos grupos minerais mais adequados para esse fim, dada sua grande variabilidade química e ocorrência em zonas e fases específicas da evolução do pegmatito (Černý *et al.* 1985; Marchal 2014; Henry & Guidotti 1985; van Hinsberg *et al.* 2011). Além disso, a turmalina é o borossilicato mais comum na Terra e, como tal, uma ferramenta ideal para analisar variações de isótopos de boro, úteis para estudar os sistemas magmáticos-hidrotermais e a evolução das rochas graníticas (Smith & Yardley 1996; Jiang & Palmer 1998; Trumbull *et al.* 2013; Siegel *et al.* 2016).

### 1.2 – JUSTIFICATIVA

A Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB), localizada no Orógeno Araçuaí (SE Brasil), é mundialmente conhecida e representa uma das fontes mais importantes de pedras preciosas no país.

---

<sup>1</sup> O termo *lepidolita* é usado para identificar micas litíferas que não possuem a estrutura da muscovita. A espécie mineral faz parte da série polilitionita – trilionita.

Estudos geoquímicos para investigar seu potencial econômico foram feitos por Quéméneur & Lagache (1999), Morteani *et al.* (2000) e Bilal *et al.* (2000, 2010). O Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena (DPCP) é um de seus onze distritos, e caracteriza-se por associações singulares de fosfatos, depósitos econômicos de Li, minerais raros para coleção e gemas. Apesar de haver uma classificação mineralógica dos pegmatitos do DPCP com base na presença ou não e no tipo de minerais de lítio (Scholz *et al.* 2011), ainda é necessária uma pesquisa sistemática e abrangente sobre a ocorrência de elementos raros em pegmatitos do distrito, bem como estudos petrogenéticos para investigar sua origem e evolução.

Assim, nesta dissertação, são apresentados estudos geoquímicos em micas e turmalinas e de isótopos de boro em turmalinas de sete pegmatitos do DPCP, para investigar: 1) sua origem e evolução, tendo em vista os modelos genéticos de magma granítico residual e anatexia; 2) sua relação com o Granito Urucum, considerado parental dos corpos da região; 3) seu conteúdo em elementos raros; e 4) as implicações para a exploração de Li, cujo consumo tende a aumentar exponencialmente num futuro próximo.

### **1.3 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

Os pegmatitos estudados neste trabalho localizam-se a leste do estado de Minas Gerais, nas proximidades dos municípios de Conselheiro Pena, Galileia e Divino das Laranjeiras. Tendo como referencial a capital mineira, percorrem-se cerca de 315 km pela BR-381 até a cidade de Governador Valadares. A partir da BR-259, são percorridos, aproximadamente, 90 km até a cidade de Conselheiro Pena (Figura 1.1). Estradas vicinais devem ser tomadas para se chegar aos pegmatitos.

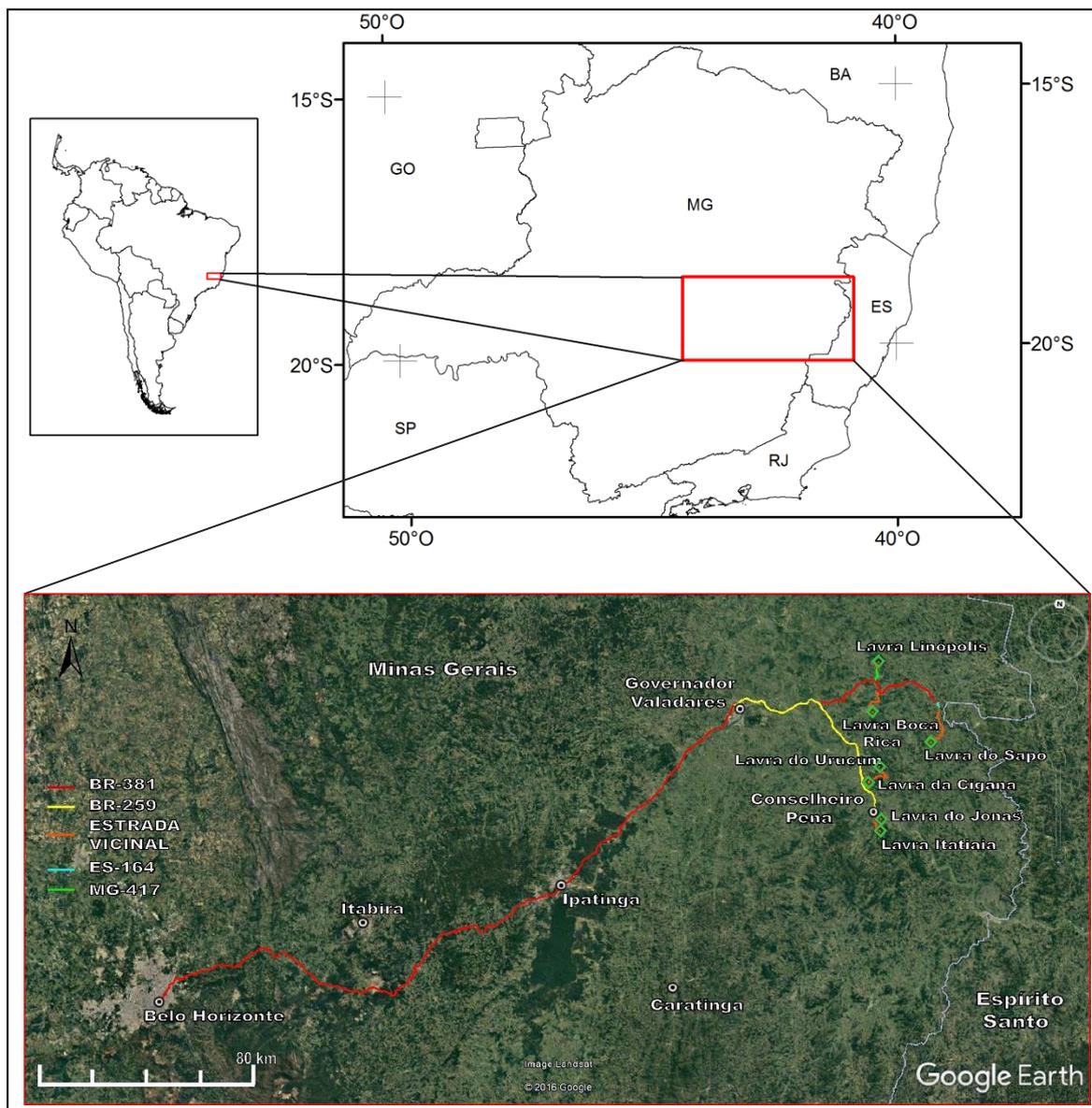
### **1.4 – OBJETIVOS**

O objetivo geral desse trabalho é investigar a origem e evolução dos pegmatitos do Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena a partir do estudo geoquímico (e isotópico) de micas e turmalinas.

Além disso, variações químicas nesses minerais, selecionados de acordo com um potencial metalogenético variável, são determinadas com o objetivo de testar sua eficiência como ferramenta de exploração indireta de lítio e outros elementos raros e como auxílio para classificação dos pegmatitos.

Os objetivos específicos são:

- caracterização química das micas e turmalinas a partir de medidas das concentrações de elementos maiores, menores e traços, por meio de análises por microsonda eletrônica e LA-ICP-MS;
- caracterização dos isótopos estáveis de boro das turmalinas a partir de análises por LA-MC-ICP-MS.



**Figura 1.1:** Localização da área de estudo a partir da cidade de Belo Horizonte (imagem obtida a partir do software Google Earth).

## 1.5 – METODOLOGIA

### 1.5.1 Levantamento Bibliográfico

A fase de revisão bibliográfica caracterizou-se por uma busca abrangente por trabalhos relacionados com a classificação e gênese de corpos pegmatíticos, assim como trabalhos sobre interpretações da geoquímica de micas e turmalinas, e sobre o comportamento dos isótopos estáveis de boro nessas rochas. Tais estudos são realizados, principalmente, por meio das técnicas analíticas de microsonda eletrônica e LA-(MC)-ICP-MS.

Os principais aspectos disponíveis na literatura geológica relevantes ao desenvolvimento desta dissertação são apresentados nos Capítulos 2 e 3.

### **1.5.2 Trabalho de Campo e Preparação de Amostras**

O trabalho de campo foi realizado de 08 a 13 de julho de 2016 e a localização dos pegmatitos em relação à PPOB é apresentada na Figura 1.2.

Com o objetivo de conhecer a gênese, evolução e potencialidade econômica dos pegmatitos do DPCP, foram selecionados e amostrados sete corpos pertencentes aos campos pegmatíticos de Resplendor, Goiabeira e Galileia-Mendes Pimentel (Netto *et al.* 2000; Fonseca *et al.* 2014; Paes *et al.* 2016), a saber: 1) Cigana; 2) Boca Rica; 3) Urucum; 4) Sapo; 5) Pomarolli; 6) Jonas; e 7) Itatiaia.

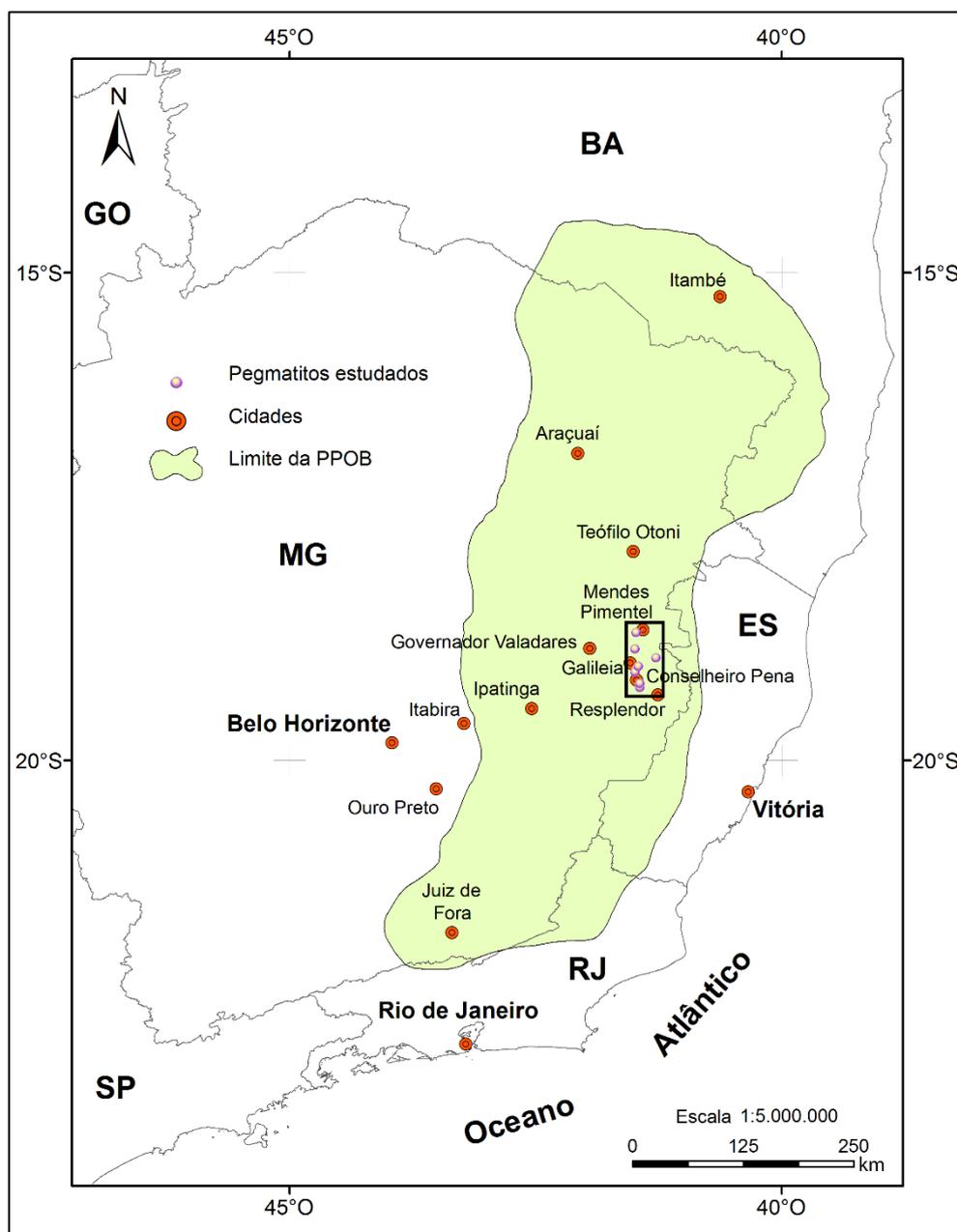
Devido ao grau de alteração/intemperismo e/ou impossibilidade de identificação/acesso às zonas mais internas na maioria dos corpos, não foi possível coletar as amostras em concordância com o zoneamento químico e/ou estrutural das intrusões. As amostras foram coletadas *in situ* em zonas intermediárias (e, ocasionalmente, mural) e cavidades miarolíticas dos pegmatitos, considerando suas características macroscópicas e sua potencialidade para análises geoquímicas (cristais pouco alterados). Os estudos apresentam, portanto, um caráter mais regional do que local no que diz respeito aos corpos pegmatíticos.

Foram selecionados vinte e dois cristais de micas e vinte e três cristais de turmalinas; um cristal deste mineral faz parte do acervo do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto, o que totaliza vinte e quatro amostras de turmalinas. Foram analisadas duas lâminas delgadas, uma confeccionada a partir do granito da fácies Córrego do Onça (Suíte Urucum) e outra (parte do acervo do DEGEO) do xisto da Formação São Tomé.

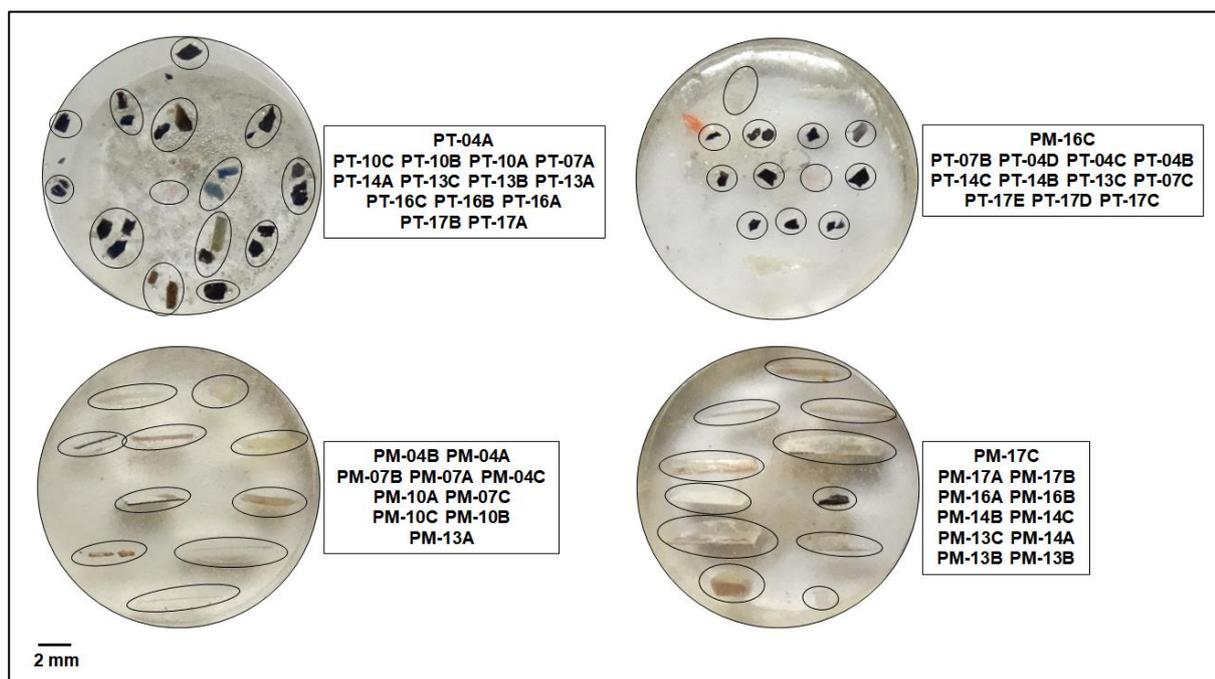
Para a preparação das amostras utilizou-se, inicialmente, uma lupa binocular a fim de verificar a presença de inclusões e/ou variações na tonalidade de cada fragmento das micas e turmalinas. A variação da tonalidade dos grãos indica uma possível mudança na composição química e a presença de zonas de oxidação pode gerar resultados químicos não esperados devido à alteração mineral. As zonas de fraturas, assim como as zonas oxidadas, devem ser evitadas nas análises geo e cristal químicas.

As amostras foram preparadas para a análise de elementos maiores e menores na microsonda eletrônica e análises de traços no LA-ICP-MS. Esta preparação consistiu em fragmentar os minerais e selecionar grãos de, aproximadamente, 3 mm a 5 mm em lupa binocular, que foram agrupados em uma placa de acrílico coberta com fita dupla face. Antes de serem colocados na placa, os fragmentos de micas foram, inicialmente, embebidos em resina de forma que as folhas não se soltassem durante o processo de embutimento e polimento. Após 24 h, foram então posicionados na placa de acrílico revestida com fita adesiva. Os vinte e três cristais de turmalina coletados foram reunidos em duas pastilhas, assim como os vinte e dois cristais de micas, o que totalizou quatro pastilhas (Figura 1.3). Após este

procedimento, um molde plástico de 2,5 cm de diâmetro foi colocado ao redor dos agrupamentos e então foi adicionada uma mistura de resina de poliéster/acrílica com endurecedor, ambos da marca *SpeciFix* na proporção de 3:1 em volume, para finalizar a confecção das pastilhas. Esperou-se de 24 a 48 h para que as pastilhas ficassem completamente secas e, em seguida, elas foram polidas em uma politriz modelo DP 9 da marca *Panambra* com a utilização de pasta diamantada de 0,25  $\mu\text{m}$  da marca *Buöhler*, de maneira que o centro dos fragmentos ficasse exposto. Todas as pastilhas foram fotografadas e identificadas. Antes de inseridas na microsonda, foram recobertas com 250-300 Å de carbono. Previamente à inserção dos embutimentos no LA-ICPMS, eles foram limpos com  $\text{C}_3\text{H}_6\text{O}$  para retirar a metalização e eliminar possíveis superfícies de contaminação.



**Figura 1.2:** Mapa de localização da área de estudo e dos pegmatitos de interesse. Limite da PPOB conforme Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus *et al.* (1981 e 1984).



**Figura 1.3:** Seções polidas com os cristais de turmalinas e micas analisados nesse estudo. A legenda ao lado dos embutimentos segue a mesma ordem em que os cristais estão dispostos. Obs.: O cristal PT-04D não foi incluído nas interpretações por não se tratar de turmalina.

Uma amostra de mão do Granito Córrego do Onça foi selecionada para a confecção de lâmina delgada e polida com dimensões de 1,8 x 30 x 40 mm, no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto. O estudo de microscopia foi realizado em microscópio óptico trinocular da marca Zeiss, modelo Axiophot, com câmera digital integrada.

### 1.5.3 Caracterização Química

#### *Imageamento Backscattered Electron (BSE)*

O imageamento por elétrons retroespalhados foi utilizado para identificar variações composicionais internas de cada fragmento de mica e turmalina, indicadas pelas diferenças em tons de cinza por pixel analisado, e verificar a presença de fraturas e zonas oxidadas.

As imagens foram geradas no Laboratório de Microscopia e Microanálises do DEGEO/EM – Laboratório integrante da RMic, Rede de Microscopia e Microanálises de Minas Gerais – FAPEMIG, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), por Microsonda Eletrônica da marca *Jeol*, modelo JXA-8230 *Superprobe*.

#### *Microsonda Eletrônica*

A microsonda eletrônica foi utilizada para a determinação de elementos maiores e menores, de forma a caracterizar a composição química e determinar possíveis heterogeneidades nos fragmentos. As

análises também foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Microanálises da UFOP, no equipamento de marca *Jeol*, modelo JXA-8230 *Superprobe* equipado com filamento de tungstênio. As condições analíticas empregaram voltagem de aceleração de 15kV, intensidade de corrente do feixe de 20 nA e 10  $\mu\text{m}$  de diâmetro do feixe. O tempo de aquisição para cada elemento variou de 10-30 s para F, Ca, Fe, Mg, Ti, Al, K, Na, Si, Cr, Mn, Cl e P para as turmalinas e F, Ca, Fe, Mg, Ti, Al, K, Na, Si, Cr, Mn, Cl, V e Ba para as micas. Para os procedimentos de calibração, os seguintes materiais foram utilizados:  $\text{CaF}_2$  (F), apatita (Ca), almandina para turmalinas e magnetita para micas (Fe), diopsídio para turmalinas e olivina para micas (Mg), rutilo (Ti), gahnita (Al), microclínio (K), anortoclásio (Na), quartzo (Si), cromita (Cr), ilmenita (Mn), escapolita (Cl), flúor-apatita (P), vidro IR-W (V) e  $\text{BaSO}_4$  (Ba). O processamento dos dados seguiu o protocolo proposto por Vlach (2010), com a metodologia ZAF para correção dos problemas de matriz, onde Z = número atômico, A = probabilidade de absorção e F = fluorescência de raios X. Em nenhuma das espécies minerais foram medidos os valores de B, Li e H devido à limitação do método. Sendo assim, as análises em turmalinas tiveram fechamentos com variação de 82,28 a 87,77 % em peso e as análises de mica tiveram variação de 89,89 a 95,20 % em peso. Na Tabela 1.1 são apresentadas as condições de padronização para as análises das turmalinas e micas.

**Tabela 1.1:** Padronização das análises de turmalinas e micas na microsonda eletrônica.

| Elemento | Linha (Raio X) | Cristal no espectômetro | Canal | Padrão                                       | Contagem de tempo (peaks/background) |
|----------|----------------|-------------------------|-------|--|--------------------------------------|
| F        | $K\alpha$      | TAPH                    | CH1   | $\text{CaF}_2$                               | 30/15                                |
| Ca       | $K\alpha$      | PETJ                    | CH4   | Apatita                                      | 10/5                                 |
| Fe       | $K\alpha$      | LIFH                    | CH3   | Almandina – turmalinas;<br>magnetita – micas | 10/5                                 |
| Mg       | $K\alpha$      | TAP                     | CH2   | Diopsídio – turmalinas;<br>olivina – micas   | 10/5                                 |
| Ti       | $K\alpha$      | PETJ                    | CH4   | Rutilo                                       | 10/5                                 |
| Al       | $K\alpha$      | TAP                     | CH2   | Gahnita                                      | 10/5                                 |
| K        | $K\alpha$      | PETL                    | CH5   | Microclínio                                  | 10/5                                 |
| Na       | $K\alpha$      | TAPH                    | CH1   | Anortoclásio                                 | 10/5                                 |
| Si       | $K\alpha$      | TAP                     | CH2   | Quartzo                                      | 10/5                                 |
| Cr       | $K\beta$       | LIF                     | CH4   | Cromita                                      | 30/15                                |
| Mn       | $K\alpha$      | LIFL                    | CH5   | Ilmenita                                     | 30/15                                |
| Cl       | $K\alpha$      | PETH                    | CH3   | Escapolita                                   | 30/15                                |
| P        | $K\alpha$      | PETH                    | CH3   | Flúor-apatita                                | 10/5                                 |
| V        | $K\alpha$      | PETL                    | CH5   | Vidro IR-W                                   | 30/15                                |
| Ba       | $L\alpha$      | PETH                    | CH3   | $\text{BaSO}_4$                              | 30/15                                |

Foram analisados de cinco a doze pontos em cada cristal. A composição química média dos óxidos dos minerais corresponde à média aritmética dos vários pontos analisados, tendo-se em vista que a grande maioria dos cristais não apresenta zoneamento. Apenas para efeito de comparação com amostras de outros pegmatitos, os resultados das análises químicas de grãos zonados (PT-17A, PT-17D e PT-17E) também foram considerados como a média dos pontos; entretanto, cada porção desses cristais com composições químicas semelhantes foi tratada separadamente para fins de classificação.

Mapas dos elementos Al, Mg, Fe e Ca do cristal PT-17A de turmalina (Material Suplementar) foram produzidos no modo WDX, usando o modo *spot scan* em modo *stage*, sob as mesmas condições das análises pontuais. No modo *stage scanning* foi usado *step size* de 1 µm nas direções X e Y. O tempo de contagem para cada medida foi de 1000 ms, e o tempo total para produção dos mapas foi de aproximadamente 10 horas e 40 minutos. O cristal possui dimensões de 2.100 mm x 1.600 mm. Os padrões para Al, Mg, Fe e Ca foram, respectivamente, coríndon, olivina, FeO e flúor-apatita.

#### ***LA-ICP-MS (Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry)***

A composição química dos cristais de micas e turmalinas também foi determinada no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) do DEGEO/EM/UFOP. O equipamento utilizado foi o *Thermo-Finnigan Element II*, monocolletor *sector field* (SF), acoplado a um sistema de ablação a laser CETAC UV Nd:YAG 213 nm. Os dados foram adquiridos com contagem de 30 s de medida de *background* seguidos por 30 s de ablação na amostra/padrão. O hélio foi utilizado como gás carreador e o aerossol resultante foi misturado com Ar previamente à introdução no plasma do ICP-MS. As taxas de fluxo de nebulizador foram em torno de 1,21 L/min (amostra de gás), 0,8 L/min (gás auxiliar) e 0,42 L/min (gás adicional). A energia do laser foi de 35%, com frequência de 10 Hz, fluência de 30 J/cm<sup>2</sup>, diâmetro do furo de 40 µm.

As massas analisadas foram as dos elementos <sup>7</sup>Li, <sup>9</sup>Be, <sup>11</sup>B, <sup>29</sup>Si, <sup>31</sup>P, <sup>43</sup>Ca, <sup>45</sup>Sc, <sup>47</sup>Ti, <sup>51</sup>V, <sup>53</sup>Cr, <sup>55</sup>Mn, <sup>59</sup>Co, <sup>60</sup>Ni, <sup>63</sup>Cu, <sup>66</sup>Zn, <sup>69</sup>Ga, <sup>72</sup>Ge, <sup>75</sup>As, <sup>85</sup>Rb, <sup>88</sup>Sr, <sup>89</sup>Y, <sup>90</sup>Zr, <sup>93</sup>Nb, <sup>95</sup>Mo, <sup>107</sup>Ag, <sup>111</sup>Cd, <sup>118</sup>Sn, <sup>121</sup>Sb, <sup>133</sup>Cs, <sup>137</sup>Ba, <sup>139</sup>La, <sup>140</sup>Ce, <sup>141</sup>Pr, <sup>143</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>153</sup>Eu, <sup>157</sup>Gd, <sup>163</sup>Dy, <sup>165</sup>Ho, <sup>166</sup>Er, <sup>169</sup>Tm, <sup>172</sup>Yb, <sup>175</sup>Lu, <sup>178</sup>Hf, <sup>181</sup>Ta, <sup>182</sup>W, <sup>205</sup>Tl, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th e <sup>238</sup>U. As concentrações dos elementos foram medidas com base no <sup>29</sup>Si como referência interna, com uma média de 35% em peso de SiO<sub>2</sub> para turmalinas e 45% para micas, de acordo com as médias obtidas para este composto nas análises de microsonda. A janela de massa foi 20 ms para cada, com janela de busca e janela de integração de 150 e 80 ms por massa, respectivamente. O material NIST 610 foi utilizado como padrão externo primário e o NIST 612 como material de referência secundário (para controle de qualidade; analisado entre o padrão primário e as amostras), ambos com valores descritos em Pearce *et al.* (1997). A intensidade média do sinal para o NIST 610 foi de 3,3x10<sup>5</sup> cps na massa <sup>29</sup>Si.

Foram analisados de cinco a nove pontos em cada amostra. Os cálculos das concentrações finais a partir do sinal dos dados ajustados no tempo (*counts-per-second*) foram processados com o software Glitter 4.4.3 (van Achterbergh *et al.* 2001) e a plotagem foi feita no Microsoft Excel®.

#### **1.5.4 Caracterização Isotópica**

##### ***LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation – Multicollector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry)***

Para as análises de isótopos de boro foi usado o equipamento *NeptunePlus Thermo-Scientific ICP-MS* acoplado com um sistema de ablação a laser *Photon Machines 193 nm Excimer*, no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) do DEGEO/EM/UFOP, durante duas seções analíticas (Setembro de 2016 e Julho de 2017). O laser foi operado com fluência de 6 a 7 J/cm<sup>2</sup>, frequência de 15 Hz e diâmetro do feixe de 20 µm. As amostras foram abladadas em atmosfera de He (0,3 L/min) com uma célula de ablação *Helix*. As intensidades dos feixes de íons <sup>10</sup>B e <sup>11</sup>B foram medidas nos detectores L2 e H2, respectivamente, em modo de baixa resolução. As razões isotópicas para cada medição foram coletadas em um único bloco de dados que consistiu em 98 ciclos (uma integração e 0,5 s/ciclo de tempo de integração). A Tabela 1.2 contém as condições analíticas utilizadas.

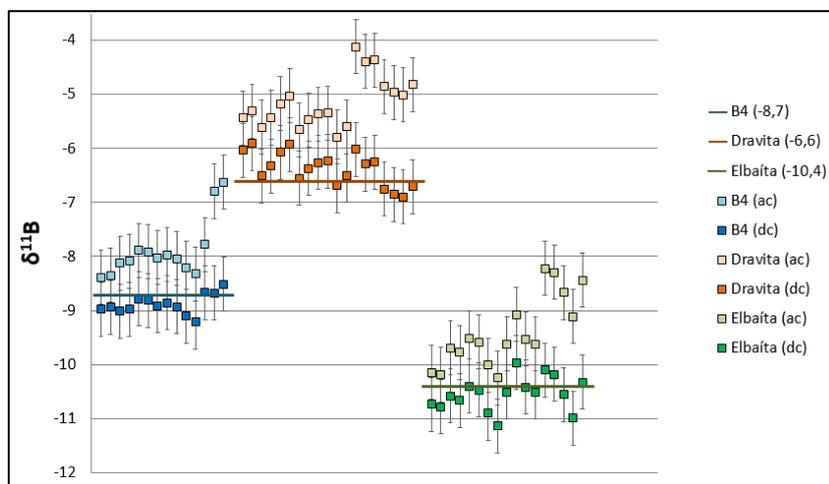
**Tabela 1.2:** Parâmetros de instrumentação e aquisição de dados por LA-ICP-MS das amostras estudadas.

|                              |  |
|------------------------------|--|
| Comprimento de onda do laser | 193 nm   |
| Fluência do laser            | 6-7 J/cm <sup>2</sup>  |
| Frequência                   | 15 Hz  |
| Diâmetro do feixe            | 20 µm  |
| Modo de ablação              | <i>Spot</i>  |
| Massas medidas               | <sup>11</sup> B, <sup>10</sup> B                                   |
| Resolução de massa           | ~500 (baixa)   |
| Potência RF                  | 1100 W   |
| Gás frio                     | 16 L/min   |
| Gás auxiliar                 | 1,12 L/min   |
| Amostra de gás Ar            | varia entre 1,116 e 1,055 L/min (de acordo com a sessão analítica) |
| Gás de He carreador do laser | 0,3 L/min  |
| <i>Background</i>            | 25 s   |
| Saída do laser               | 90 %   |
| Contagem de disparo          | 520  |
| Ablação                      | 25 s   |

Foram analisados de cinco a dez pontos em cada cristal. Os dados foram processados *off-line* em uma planilha interna. De acordo com a correção das intensidades dos sinais medidos para o gás branco, com média de 0,006 V, a razão medida de <sup>11</sup>B/<sup>10</sup>B para cada amostra desconhecida foi corrigida em relação ao fracionamento instrumental de massa (IMF – *instrumental mass fractionation*) usando um conjunto de amostra padrão. Para a calibração foi utilizada schorlita (#112566) como *Reference Material* (RM) (Dyar *et al.* 2001), de maneira a minimizar os potenciais efeitos matriz (Mikova *et al.* 2014). A discriminação instrumental de massa para a razão <sup>11</sup>B/<sup>10</sup>B medida foi tipicamente 11%. As razões corrigidas foram referenciadas com o valor publicado de <sup>11</sup>B/<sup>10</sup>B do RM e os resultados são apresentados em valores de δ<sup>11</sup>B relativos ao valor certificado do ácido bórico NIST SRM 951: <sup>11</sup>B/<sup>10</sup>B = 4,04362 ± 0,00137 (Catanzaro *et al.* 1970).

A reprodutibilidade dos dados foi monitorada durante o período de dois dias de análises com cristais de dravita (#108796, δ<sup>11</sup>B = -6,6 ± 0,1 ‰) e elbaíta (#98144, δ<sup>11</sup>B = -10,4 ± 0,2 ‰) (Dyar *et al.* 2001) e turmalina B4 (schorlita, δ<sup>11</sup>B = -8,7 ± 0,2 ‰) (Gonfiantini *et al.* 2003) como RM's externos. A precisão interna observada para análises individuais foi de 0,00 a 0,04 %, com uma média de 0,01 %. Após as correções IMF, foi observado um deslocamento sistemático em direção a valores mais pesados

entre a razão de  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  medida e a certificada para os três RM's externos (Figura 1.4; ver Albert *et al.* (2018) para mais detalhes). Esse deslocamento foi corrigido para cada conjunto de análises usando uma estimativa de melhor ajuste para os três cristais RM's. A correção aplicada variou de 0,9981 a 0,9994, correspondente a um desvio de 0,6 a 1,9 ‰ (média de 1,1 ‰). Tal deslocamento ocorreu de forma sistemática, independentemente da composição das turmalinas RM e conclui-se que o efeito matriz não foi observado, diferentemente dos resultados de Mikova *et al.* (2014). A reprodutibilidade externa foi respectivamente 0,47 a 0,66 e 0,18 a 0,31 ‰ (1SD) antes e depois da correção de deslocamento (Tabela 1.3).



**Figura 1.4:** Resultados de isótopos  $\delta^{11}\text{B}$  antes (ac) e depois (dc) da correção de deslocamento, comparado com os valores certificados dos três RM's externos.

**Tabela 1.3:** Médias + reprodutibilidade dos três RM's durante o tempo de análises (antes e depois das correções de deslocamento).

| RM               | $\delta^{11}\text{B}$ (1SD) | Deslocamento em relação ao valor certificado (‰) |
|------------------|-----------------------------|--|
| Antes            |                             |  |
| B4 (n = 14)      | -7,89 (0,53)                | +0,82  |
| Dravita (n = 19) | -5,14 (0,47)                | +1,46  |
| Elbaíta (n = 17) | -9,40 (0,66)                | +1,00  |
| Depois           |                             |  |
| B4 (n = 14)      | -8,89 (0,18)                | -0,18  |
| Dravita (n = 19) | -6,37 (0,31)                | +0,23  |
| Elbaíta (n = 17) | -10,55 (0,31)               | -0,15  |

### 1.5.5 Elaboração da Dissertação/Artigo Científico

Por fim, em posse das informações obtidas na revisão bibliográfica e dos dados compilados pelas análises realizadas, foi elaborada uma dissertação de acordo com as normas do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto. O artigo foi submetido em periódico de classe B1 (*Geochemical Journal*), segundo a classificação da *Qualis-CAPES*.

## CAPÍTULO 2

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

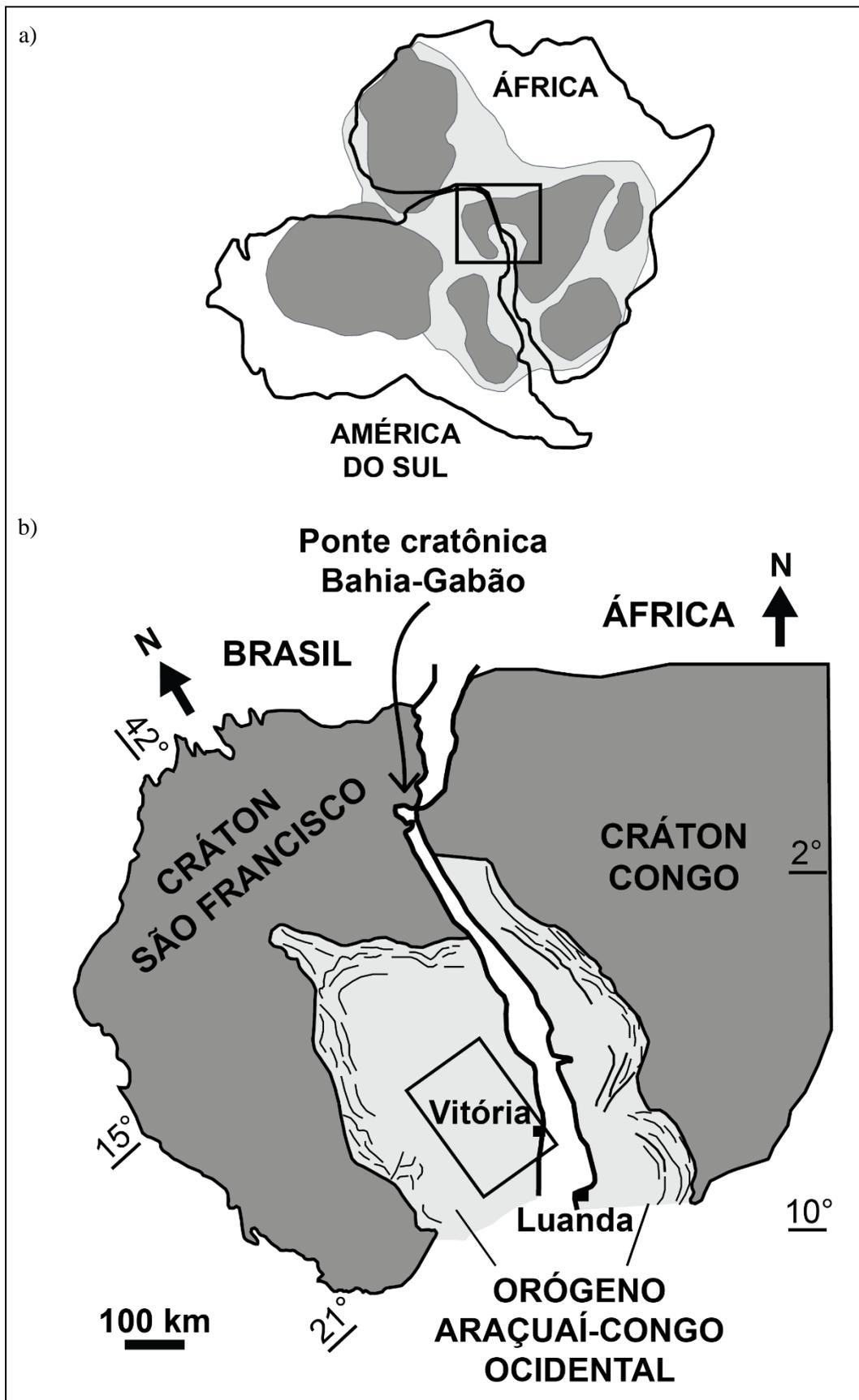
---

A área de estudo está localizada na Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB) (Paiva 1946), posicionada na parte leste do estado de Minas Gerais, particularmente na unidade geotectônica denominada Orógeno Araçuaí. Este ocorre entre o cráton São Francisco, de idade arqueana-paleoproterozoica, e o litoral Atlântico (Pedrosa-Soares *et al.* 2008, 2011). Compreende a parte brasileira (dois terços) do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, baseado em reconstruções do Gondwana Ocidental (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Figura 2.1) e representa a porção setentrional da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004).

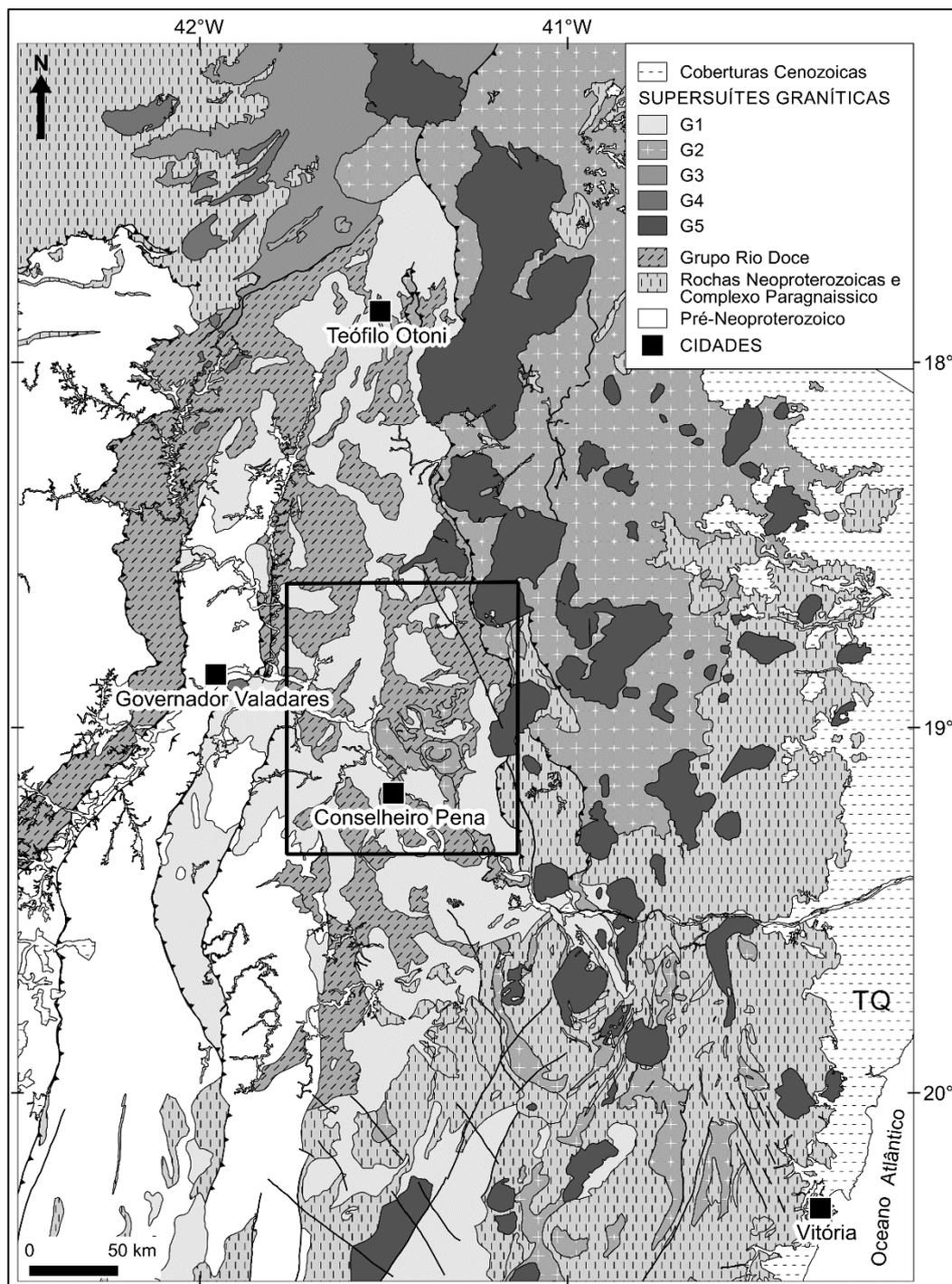
Rochas graníticas do Ediacarano ao Cambro-Ordoviciano, incluindo pegmatitos, cobrem em torno de um terço do orógeno (Pedrosa-Soares *et al.* 2009), que também envolve uma assembleia de rochas metamórficas de fácies xisto verde a granulito. Figueiredo & Campos Neto (1993) e Campos Neto & Figueiredo (1995) dividiram o magmatismo da região em pré-colisional (590 a 570 Ma), sin-colisional (560 a 530 Ma) e pós-colisional (520 e 480 Ma; Nalini Jr. *et al.* 2015), e Pedrosa Soares *et al.* (2011) o dividiram em 5 supersuítas graníticas (Figura 2.2):

- 1) G1 (630-585 Ma): representa o arco magmático pré-colisional; *stocks* e batólitos de tonalitos a granodioritos do tipo-I, com algumas rochas máficas e dioritos;
- 2) G2 (585-560 Ma): fase sin-colisional; predominantemente granitos do tipo-S formados por anatexia de metapelitos neoproterozoicos, e granitos do tipo-I subordinados, produtos da anatexia do embasamento paleoproterozoico;
- 3) G3 (540-525Ma): leucogranitos tardi- a pós-orogênicos do tipo-S formados pela fusão de batólitos G2;
- 4) G4 (530-500 Ma): fase pós-colisional; granitos subcalinos do tipo-S altamente fracionados e pegmatitos associados; relacionada ao colapso extencional do orógeno (Marshak *et al.* 2006);
- 5) G5 (500-480 Ma): fase pós-colisional, colapso tardi-orogênico; batólitos, plútons zonados, *sills*, pegmatitos; intrusões do tipo I, A e S, com ampla variação composicional, predominantemente meta a peraluminosa.

Dentre essas unidades, os principais pegmatitos ricos em minerais-gemas e/ou minerais industriais da PPOB são derivados de granitos sin-colisionais da suíte G2 (com pegmatitos de origem anatética; Pedrosa Soares *et al.* 2011) e pós-colisionais das suítas G4 e G5 (Heilbron *et al.* 2004). Aos pegmatitos altamente fracionados, ou residuais, dessas duas supersuítas, é atribuída maior importância econômica.



**Figura 2.1:** a) Crátão São Francisco–Congo no contexto do Gondwana Ocidental; b) Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (modificado de Alkmim *et al.* 2006).



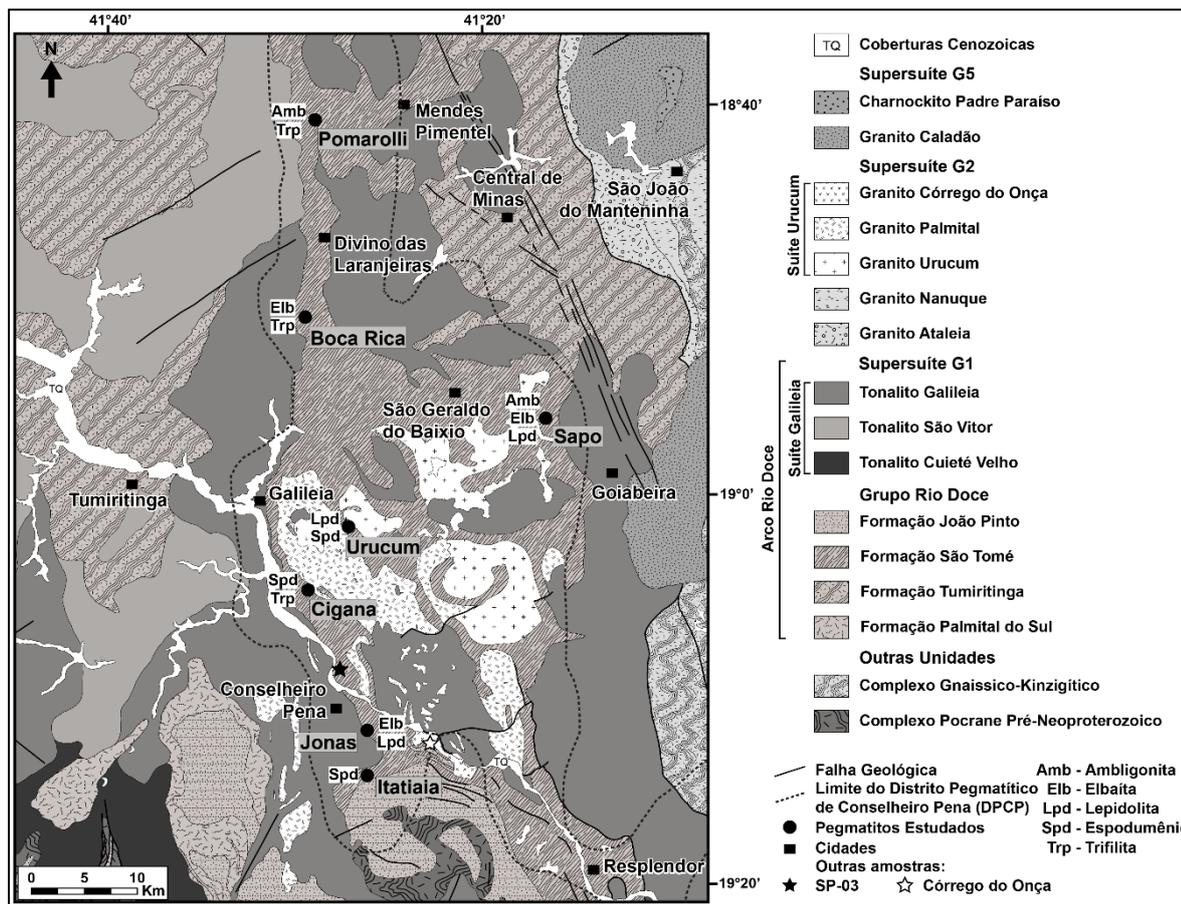
**Figura 2.2:** Mapa geológico da região central e sudeste do Orógeno Araçuaí, com a área de estudo delimitada em preto.

## 2.1 – ESTRATIGRAFIA

Para a elaboração desta dissertação e do mapa geológico foram usadas como base as cartas geológicas das folhas Governador Valadares – SE.24-Y-A-IV (Féboli & Drumond 2014), Itabirinha de Mantena – SE.24-Y-A-V (Vieira & Drumond 2014), Itanhomi – SE.24-YC-I (Féboli *et al.* 2014) e

Conselheiro Pena – SE.24-Y-C-II (Oliveira & Drumond 2014), todas na escala 1:100.000 e produzidas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em parceria com a Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) no *PROJETO LESTE*.

A Figura 2.3 contém a localização dos corpos pegmatíticos estudados e o contexto geológico no qual estão inseridos.



**Figura 2.3:** Mapa geológico simplificado da área de estudo, com a localização dos pegmatitos de interesse e ocorrência de minerais de Li.

### 2.1.1 Complexo Pocrane

A unidade é representada por hornblenda-biotita gnaisses foliados, ortoderivados, com processo de migmatização localmente expressivo. São rochas arqueanas de composição cálcio-alcalina a granodiorítica-toleítica, peraluminosa (Nalini Jr. 1997; Novo 2013).

### 2.1.2 Complexo Gnaissico-Kinzigítico

O complexo é composto por gnaisses kinzigíticos com biotita, granada, cordierita, sillimanita e grafita, localmente migmatizados (Vieira 2000). Oliveira (2000) subdividiu as rochas em duas unidades

informais: 1) pouca sillimanita e intensamente cisalhada, com veios rompidos e boudinados de quartzo e pegmatitos; e 2) abundância de sillimanita e presença de minerais estirados.

### **2.1.3 Grupo Rio Doce**

O Grupo Rio Doce é constituído predominantemente de xistos, quartzitos e rochas calcissilicáticas, ocasionalmente, com intercalações de mármore e anfibolito (Vieira 2007), e representa a cobertura metavulcano-sedimentar do Arco Rio Doce (Novo 2013). Compõe-se, da base para o topo, pelas formações Palmital do Sul, Tumiritinga, São Tomé e João Pinto (Vieira 2007).

#### ***Formação Palmital do Sul***

Esta unidade consiste em biotita xistos/gnaisses bandados, cinza a amarronzados com intercalações de quartzitos e, ocasionalmente, com níveis centimétricos a métricos de rocha calcissilicática e anfibolito, além de depósitos piroclásticos em sua porção inferior. Alguns pegmatitos com minerais gemológicos estão associados a esta formação. De acordo com as paragêneses, a unidade possui metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito alto (Féboli & Paes 2000; Oliveira 2000; Vieira 2007).

#### ***Formação Tumiritinga***

A unidade constitui-se de xistos/gnaisses com biotita, sillimanita, cordierita, granada e grafita, com foliação proeminente e texturas miloníticas e protomiloníticas. Também estão presentes intercalações de quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas e metavulcanoclásticas félsicas. A paragênese indica metamorfismo na fácies anfibolito alto (Vieira 2000, 2007).

#### ***Formação São Tomé***

A formação constitui-se de quartzo-biotita-granada xistos com muscovita, feldspato, sillimanita e turmalina, com bandamento composicional e intercalações de mármore, rochas calcissilicáticas e anfibolíticas. Há passagem gradual dos xistos para gnaisses, marcados pela presença de cianita. A unidade possui grau metamórfico da fácies xisto verde a anfibolito médio a baixo e é a encaixante da maior parte dos pegmatitos da região (Oliveira 2000; Chaves *et al.* 2005).

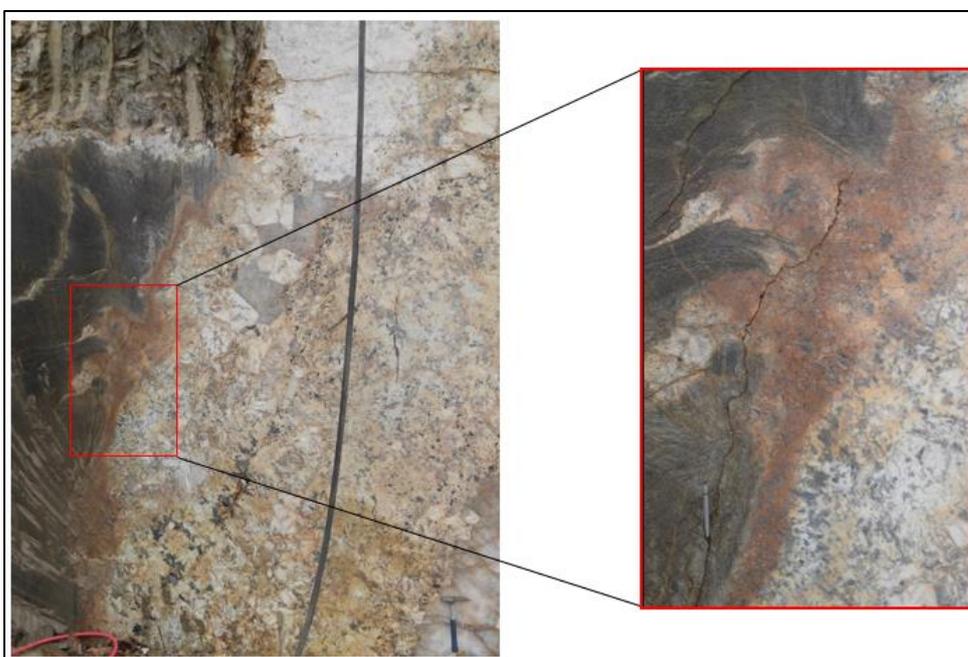
Boas exposições dos xistos com intrusões de pegmatitos são observadas nas proximidades de Conselheiro Pena, como por exemplo no trecho da Rodovia BR-259 entre essa cidade e Galileia (Figura 2.4).

Foi analisada uma seção delgada em microscópio óptico binocular por luz transmitida e refletida para este estudo. A rocha é caracterizada por turmalina-muscovita-plagioclásio-biotita-quartzo xisto de granulação fina a média e textura lepidoblástica. É composta por 30% de quartzo, 25% de biotita, 20% de plagioclásio, 15% de muscovita, 8% de turmalina e zircão como mineral acessório. As turmalinas

ocorrem na forma de cristais euédricos a subédricos, levemente zonados em seções alongadas (de até 600 µm de comprimento) e basais (de até 300 µm de diâmetro).

### ***Formação João Pinto***

A formação é composta por corpos lenticulares e irregulares de quartzitos puros, micáceos e/ou feldspáticos, com bandamentos granulométricos e/ou composicionais, e por vezes intercalados com mica-quartzo xistos e rochas calcissilicáticas (Oliveira 2000; Vieira 2007). Próximo à zona de contato com os xistos da Formação São Tomé, os quartzitos assumem aspecto gnáissico. De acordo com Pereira & Zucchetti (2000), as rochas da Formação João Pinto estão metamorfizadas na fácies xisto verde a anfibolito alto.



**Figura 2.4:** Pegmatito encaixado em xisto da Formação São Tomé, com detalhe de apófises da intrusão pegmatítica. Extração de blocos de granito ornamental, Rodovia BR-259, trecho Galileia – Conselheiro Pena.

As formações Palmital do Sul e Tumiritinga teriam se depositado em bacias intra-arco e ante-arco, durante os últimos estágios de desenvolvimento do arco magmático: a primeira estaria localizada próximo ao edifício vulcânico e a segunda seria associada a um ambiente marinho, mais distante dos vulcões. Acredita-se que a Formação São Tomé tenha sido depositada na parte proximal da bacia de retro-arco por correntes de turbidez de baixa a alta concentração, com influência de sedimentos do arco magmático. A Formação João Pinto representa uma sedimentação mais madura, formada em ambiente marinho plataformal (Pedrosa-Soares *et al.* 2007; Vieira 2007; Novo 2013).

Em relação aos granitoides Neoproterozoicos do Cinturão Araçuaí e com base em dados Rb/Sr e U/Pb radiométricos, Siga Jr. (1986) os dividiu em três grupos: (1) sin- a tardi-tectônicos (650-550 Ma); (2) tardi- a pós-tectônicos (550-500 Ma); e (3) pós-tectônicos (500-450 Ma) (Nalini Jr. *et al.* 2015).

## **2.1.4 Granitos Sin- a Tardi-Tectônicos**

### ***Suíte Intrusiva Galileia***

A suíte é composta por batólitos gnáissicos leuco- a mesocráticos, de granulação média a grossa e textura porfiroblástica local. De composição metaluminosa a pouco peraluminosa, possuem afinidade cálcio-alcalina e associam-se a granitoides do tipo-I (Chaves & Scholz 2008). Nalini Jr. *et al.* (2005) verificaram tonalitos, granodioritos, granitos, microgranitos intrusivos e enclaves microgranulares quartzo-monzodioríticos na unidade. Acredita-se que a unidade, pertencente à Supersuíte G1 de Pedrosa-Soares *et al.* (2011), representa o arco magmático Neoproterozoico, cujas rochas seriam derivados anatéticos dos complexos Pocrane e Juiz de Fora (Vieira 2007; Gonçalves *et al.* 2017).

### **Tonalito Cuieté Velho**

Rochas de diferentes colorações, texturas, granulações e proporções e orientações minerais estão presentes nesta unidade. Sua composição varia de tonalítica a granítica e granodiorítica. São comumente isotrópicas, mas podem apresentar forte aspecto gnáissico, com textura porfirítica e cristais de feldspato com orientação de fluxo magmático. Os minerais principais são quartzo, plagioclásio e biotita, sendo que granitos e granodioritos possuem microclina (Féboli & Paes 2000).

### **Tonalito São Vitor**

A unidade é representada por granada-hornblenda-biotita gnaiss de composição granítica/tonalítica, com coloração esbranquiçada e granulação média a grossa. Apresenta muitos xenólitos de xistos e rochas calcissilicáticas da Formação São Tomé e xistos e gnaisses da Formação Tumiritinga (Vieira 2000, 2007), além de enclaves máficos (Martins 2000).

### **Tonalito Galileia**

A unidade compõe-se por granitos, tonalitos, granodioritos e quartzo dioritos de tonalidade cinza, com xenólitos de outras unidades e enclaves máficos tonalíticos/dioríticos a gabroicos. As rochas são majoritariamente isotrópicas, mas ocorrem aspectos gnáissicos e miloníticos locais. Veios pegmatíticos mineralizados ocorrem em fraturas e estão presentes na região de contato com os granitos da Suíte Urucum (Oliveira 2000; Gonçalves *et al.* 2017). Nalini Jr. (1997) obteve datações de U/Pb em zircão com valores de  $594 \pm 6$  Ma.

### ***Granito Ataleia***

As rochas desta unidade são classificadas como granada-biotita granitos peraluminosos e gnaissificados, de coloração branca a acinzentada e granulação fina a média. Possuem cristais centimétricos de granada e xenólitos de biotita-granada gnaisse e rochas calcissilicáticas. (Oliveira 2000; Vieira 2000).

### ***Granito Nanuque***

Caracteriza-se por granito peraluminoso de aspecto gnáissico e coloração cinza, rosa ou esbranquiçada, com fenocristais de feldspato e matriz constituída de quartzo, feldspato, biotita e granada. Ocorre associado aos gnaisses kinzigíticos (Oliveira 2000; Vieira 2000).

## **2.1.5 Granitos Tardi- a Pós-Tectônicos**

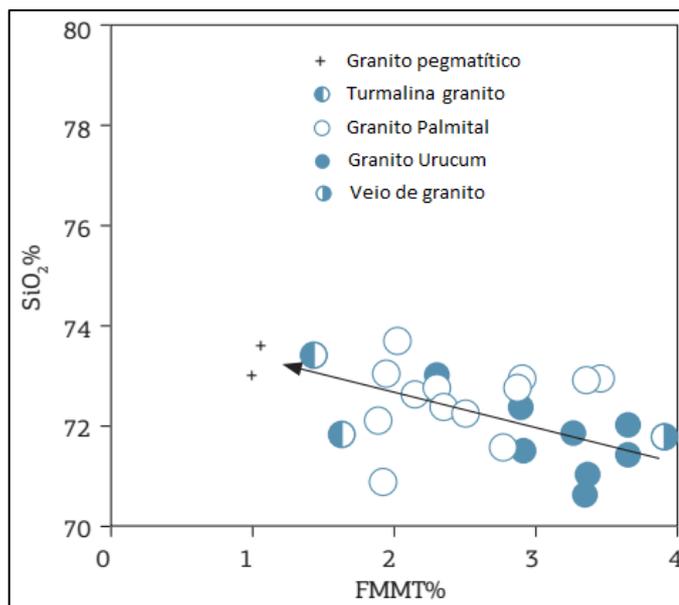
### ***Suíte Intrusiva Urucum***

A suíte é representada por granitos do tipo-S sin- a tardi-colisionais, que distinguem-se dos granitos tipo-S típicos pelo maior conteúdo de Na<sub>2</sub>O e menor de MgO e CaO (Nalini Jr. 1997; Nalini Jr. *et al.* 2015). Os autores caracterizaram quatro fácies peraluminosas nesta suíte: (i) porfirítica (Urucum), (ii) inequigranular média a grossa (Palmital), (iii) com turmalina (Córrego do Onça; Barbosa *et al.* 1964), e (iv) pegmatítica.

Dados químicos plotados em diagramas do tipo Harker (Figura 2.5) exibem tendências relativamente contínuas desde a fácies considerada menos evoluída (Urucum) até as mais evoluídas (turmalina-granitos e pegmatítica). Razões iniciais de Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> no intervalo de 0,711 a 0,716, e valores de εNd (580 Ma) entre -7,4 e -8,2 são compatíveis com magma derivado da anatexia de sequências sedimentares pelíticas (Nalini Jr. 1997; Nalini Jr. *et al.* 2000) e frações de zircão por U/Pb da suíte fornecem idades de 582 ± 2 Ma (Nalini Jr. *et al.* 2000). Neste complexo intrusivo, zircões herdados datados em 2,2 Ga também podem ser encontrados (Viana *et al.* 2003).

### **Granito Urucum**

A unidade ocorre na área em dois corpos principais e alguns batólitos menores, intrusivos em rochas da Formação São Tomé, do Tonalito Galileia e do Granodiorito Palmital, comumente com ocorrência de xenólitos de xistos. Caracterizam-se por granitos a duas micas (biotita e muscovita), de granulação grossa a muito grossa e textura porfirítica, representada por megacristais alongados de feldspato potássico (microclínio). São relativamente arredondados, orientados na direção NW-SE e N-S, e com foliação especialmente nas bordas e proximidades de zonas de cisalhamento e litologias encaixantes, com aspectos miloníticos e protomiloníticos. A assembleia metamórfica indica fácies anfíbolito baixo (Oliveira 2000; Chaves *et al.* 2005, Nalini Jr. *et al.* 2015). Ocorre contato transicional entre os granitos Urucum e Palmital, além da presença de pegmatitos encaixados no primeiro litotipo.



**Figura 2.5:** Distribuição das fácies graníticas da Suíte Urucum baseada na soma  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$  (FMMT) versus  $\text{SiO}_2$  (Nalini Jr. et al. 2015).

### Granito Palmital

A unidade representa a fácies inequigranular média a grossa da Suíte Intrusiva Urucum, e constitui-se de granito/granodiorito leucocrático, foliado e de granulação média a grossa, localmente porfirítica. Assim como o Granito Urucum, ocorre deformado e metamorfozido na fácies anfíbolito baixo (Oliveira 2000; Chaves *et al.* 2005; Nalini Jr. *et al.* 2015).

### Granito Córrego do Onça

Denominado também de granito a turmalina, caracteriza-se por textura média a grossa, com maior quantidade de biotita e menos indícios de deformação quando comparado às fácies anteriores (Nalini Jr. *et al.* 2015).

Em seção delgada confeccionada para o Granito Córrego do Onça (turmalina granito) e analisada neste estudo, foi observado que o leucogranito possui granulação média a grossa com cristais inequigranulares de quartzo (30%), microclina (29%), muscovita (5%), biotita (3%) e minerais acessórios como granada, apatita, zircão, turmalina e opacos. A turmalina ocorre na forma de poucos cristais anédricos fracamente zonados.

### Granito Caladão

Compõe-se de biotita granito do tipo I metaluminoso, amarelado, de granulação média a grossa, porfirítico e localmente com cristais tabulares de feldspato com orientação de fluxo magmático. Não apresenta deformação e possui xenólitos de xisto da Formação São Tomé e enclaves do Charnockito Padre Paraíso (Oliveira 2000; Ferreira *et al.* 2005).

### ***Charnockito Padre Paraíso***

Caracteriza-se por rocha verde-escura de textura granular hipidiomórfica porfirítica, de composição predominantemente charnockítica, mas com a presença de enderbitos, noritos, mangeritos e opdalitos. Sua associação mineralógica e textura assemelham-se à do Granito Caladão, mas o charnockito difere pela coloração e presença de hiperstênio (Oliveira 2000; Ferreira *et al.* 2005).

### **2.1.6 Depósitos Quaternários**

#### ***Coberturas Detrito-Lateríticas, Terraços Aluvionares e Aluvião***

As coberturas lateríticas são constituídas de depósitos areno-argilosos eluvionares e coluvionares. Os terraços aluvionares são compostos por sedimentos areno-argilosos, argilosos, arenosos e conglomeráticos, com acamamento bem definido e cujos níveis de seixos podem apresentar morfologia lenticular. As aluviões são depósitos aluvionares inconsolidados de cascalhos, areias, siltes e argilas, concentrados nas calhas e planícies de inundação de diversos cursos d'água da região. Alguns desses depósitos fornecem areia para construção civil (Oliveira 2000, Féboli 2000).

# CAPÍTULO 3

## ESTADO DA ARTE

### 3.1 – INTRODUÇÃO

O aumento da demanda de lítio em baterias, especialmente para eletrônicos portáteis e veículos elétricos, chamou atenção para a adequação dos recursos de lítio conhecidos e previstos. Segundo Gruber *et al.* (2011), espera-se que o crescente consumo de lítio para esses fins fará com que este seja o principal mercado para o elemento durante o século 21. Além disso, o metal é amplamente usado nas indústrias farmacêutica, de vidro e cerâmica; na produção de alumínio, graxas, lubrificantes, borrachas sintéticas e plásticos; em sistemas de refrigeração industrial e desumidificantes; em insumos agrícolas; e em processamento de alimentos (Netto *et al.* 2000; Braga & Sampaio 2008).

A maioria dos depósitos de lítio é proveniente de salmouras e evaporitos lacustres localizados em bacias sedimentares recentemente formadas, como as dos Andes Centrais e China. Entretanto, depósitos pegmatíticos enriquecidos em Li, com ampla distribuição geográfica, também são uma fonte importante para o elemento, tais como as ocorrências expressivas em Greenbushes (Austrália), Tanco (Canadá) e Manono–Kitolo (República Democrática do Congo) (Kesler *et al.* 2012; Figura 3.1). No Brasil, Minas Gerais destaca-se como o principal estado produtor de Li nas formas minerais espodumênio, ambligonita, petalita e *lepidolita* em corpos pegmatíticos da área de Araçuaí-Itinga e no Vale do Rio Doce (municípios de Governador Valadares, Galileia, Conselheiro Pena, Resplendor, Divino das Laranjeiras e Mendes Pimentel) (Netto *et al.* 2000).



**Figura 3.1:** Localização dos maiores depósitos de lítio em pegmatitos (quadrados) e salmouras (cruzes). Os retângulos sombreados destacam a distribuição de salares no Platô Puna (Chile–Argentina–Bolívia) e nos Lagos Chineses. As estrelas verdes representam rochas formadas pela interação entre sedimentos clásticos ou vulcânicos e soluções hidrotermais ou provenientes de salmouras evaporíticas (Kesler *et al.* 2012).

## 3.2 – PEGMATITOS: GÊNESE E CLASSIFICAÇÃO

### 3.2.1 Conceito e Gênese

Pegmatitos são rochas ígneas, geralmente graníticas, de granulometria extremamente grossa e variável, cujos cristais de feldspato comumente apresentam hábito gráfico (Figura 3.2) (London 2008a). São conhecidos pela presença de excelentes minerais-gema e há muito são explorados como fontes primárias de feldspato, quartzo e mica industriais. Além disso, por registrarem diferentes processos ígneos, fornecem informações sobre o comportamento e concentração de metais estratégicos e raros na crosta terrestre, como Li, Sn, Ta, Nb, Be, Cs, Rb, Sc, Th, U e ETR (London 2008a,b; Linnen *et al.* 2012).



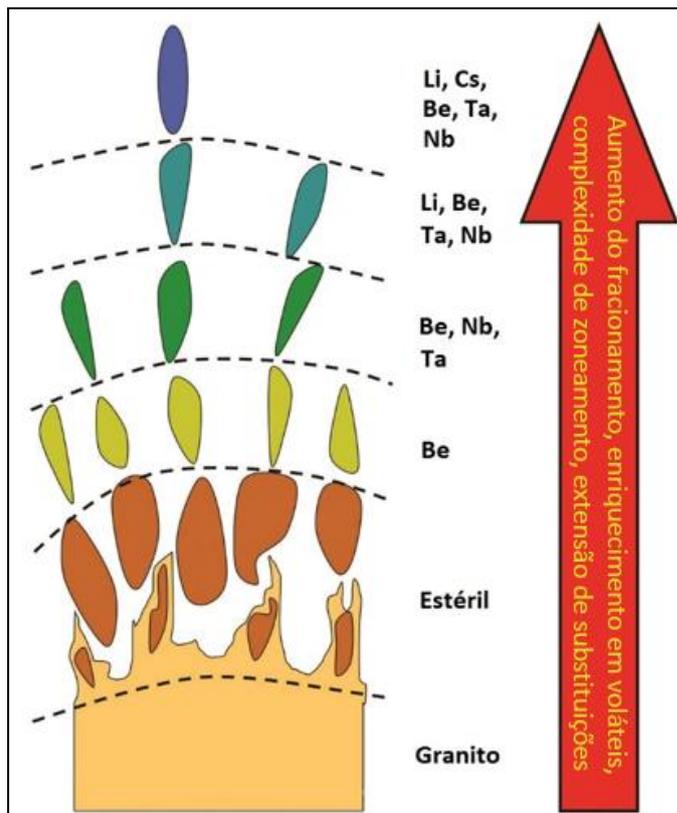
**Figura 3.2:** Granito gráfico, um intercrescimento de quartzo esquelético (cinza) em microclina perítica (esbranquiçado). Bloco encontrado em rejeito da Lavra Boca Rica (município de Conselheiro Pena, MG).

O modelo mais aceito para a formação dos pegmatitos sugere que esses corpos representam fusões residuais derivadas da evolução e cristalização de magmas graníticos, com a concentração progressiva de elementos incompatíveis, voláteis e raros, e componentes fluxantes que abaixam a temperatura de cristalização e as taxas de nucleação dos cristais (Simmons & Webber 2008). Richard Jahns, em estudos pioneiros sobre a gênese de pegmatitos (Jahns 1955, 1982; Jahns & Burnham 1969), considerou que magmas silicáticos coexistentes com vapor de água seriam o material inicial a partir do qual os pegmatitos seriam gerados. Experimentos mais recentes de London (1992, 2005) sugeriram, entretanto, que a presença de uma fase de vapor aquoso não é necessária para o desenvolvimento de pegmatitos, tendo o B, F, P e Li, juntamente com H<sub>2</sub>O, o papel de elementos essenciais (Simmons & Webber 2008).

Nesse modelo, corpos menos diferenciados localizam-se mais próximo ao granito fonte, enquanto aqueles com maior concentração de elementos raros estão distribuídos a uma distância maior (Figura 3.3). Essa distância está relacionada com a estabilidade termal da composição do magma, ou seja, fusões com menores temperaturas e viscosidades, que resultam da maior concentração em elementos fluxantes à medida que o magma é fracionado, migram para mais longe (Černý 1991c).

No que diz respeito ao Li, foco deste trabalho, dependendo do conteúdo de  $F^-$ ,  $(PO_4)^{3-}$ ,  $H^+$ ,  $Na^+$  e  $K^+$  no magma gerador dos pegmatitos, o volume do metal pode ser incorporado em três assembleias minerais (Černý *et al.* 1985): 1) aluminossilicatos anidros: magmas e fluidos pegmatíticos com baixo conteúdo de  $(PO_4)^{3-}$  e  $F^-$  geram espodumênio ( $LiAlSi_2O_6$ ) e petalita ( $LiAlSi_4O_{10}$ ) nos estágios primários de formação dos pegmatitos enriquecidos, sendo a petalita presente em ambientes de alta pressão e temperatura, e o espodumênio em condições de menor pressão (London 2008a); 2) fosfatos: magmas enriquecidos em P têm a maior parte do Li concentrada em minerais fosfáticos, sendo a trifilita-litiofilita [ $Li(Fe,Mn)PO_4 - LiMnPO_4$ ] o primeiro a cristalizar (Moore 1973) em pegmatitos ricos em Fe e Mn, e ambligonita-montebbrasita [ $(Li,Na)AlFPO_4 - (Li,Na)AlPO_4(OH,F)$ ] formada em ambientes com F; e 3) micas enriquecidas em Li e F: magmas significativamente enriquecidos em  $F^-$  precipitam a maior parte do Li na forma de muscovita litinífera e *lepidolita* (Černý *et al.* 1985). Os principais minerais de lítio que ocorrem em pegmatitos estão listados na Tabela 3.1.

Em um segundo modelo petrogenético, os pegmatitos se originam da fusão parcial direta de metassedimentos, como sequências evaporíticas ricas em elementos fluxantes (B e Li) e outros elementos incompatíveis, sem a necessidade de magmas graníticos parentais. Essa hipótese petrogenética poderia explicar casos em que não há um padrão de zoneamento entre pegmatitos estéreis e enriquecidos, ou relação com um granito parental (Černý 1991c).



**Figura 3.3:** Evolução química ao longo de um grupo pegmatítico rico em lítio com a distância do granito fonte (modificado de London 2008a).

**Tabela 3.1:** Principais minerais de lítio em pegmatitos (modificado de Dias 2015).

| Mineral           | Fórmula química  | Sistema cristalino |
|-------------------|--|--------------------|
| Espodumênio       | $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$  | Monoclínico        |
| Petalita          | $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$   | Monoclínico        |
| Eucryptita        | $\text{LiAlSiO}_4$   | Hexagonal          |
| Virgilita         | $\text{Li}_x\text{Al}_x\text{Si}_{3-x}\text{O}_6$  | Hexagonal          |
| <i>Lepidolita</i> | $\text{KLi}_{1,5-2,0}\text{Al}_{1,0-1,5}(\text{Al}_{0,0-1,0}\text{Si}_{3,0-4,0}\text{O}_{10})(\text{F},\text{OH})_2$ | Monoclínico        |
| Montebrasita      | $\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{OH},\text{F})$   | Triclínico         |
| Ambigonita        | $\text{LiAl}(\text{PO}_4)(\text{F},\text{OH})$   | Triclínico         |
| Trifilita         | $\text{Li}(\text{Fe},\text{Mn})\text{PO}_4$  | Ortorrômbico       |

### 3.2.2 Sistemas de Classificação

#### *Classificação geral de zoneamento*

Uma das mais importantes classificações de pegmatitos, ainda usada como referência, é aquela feita por Cameron *et al.* (1949) para padrões e sequências de zoneamento entre os corpos. Com o avanço da cristalização, uma associação ou assembleia mineralógica é formada em cada uma das zonas do

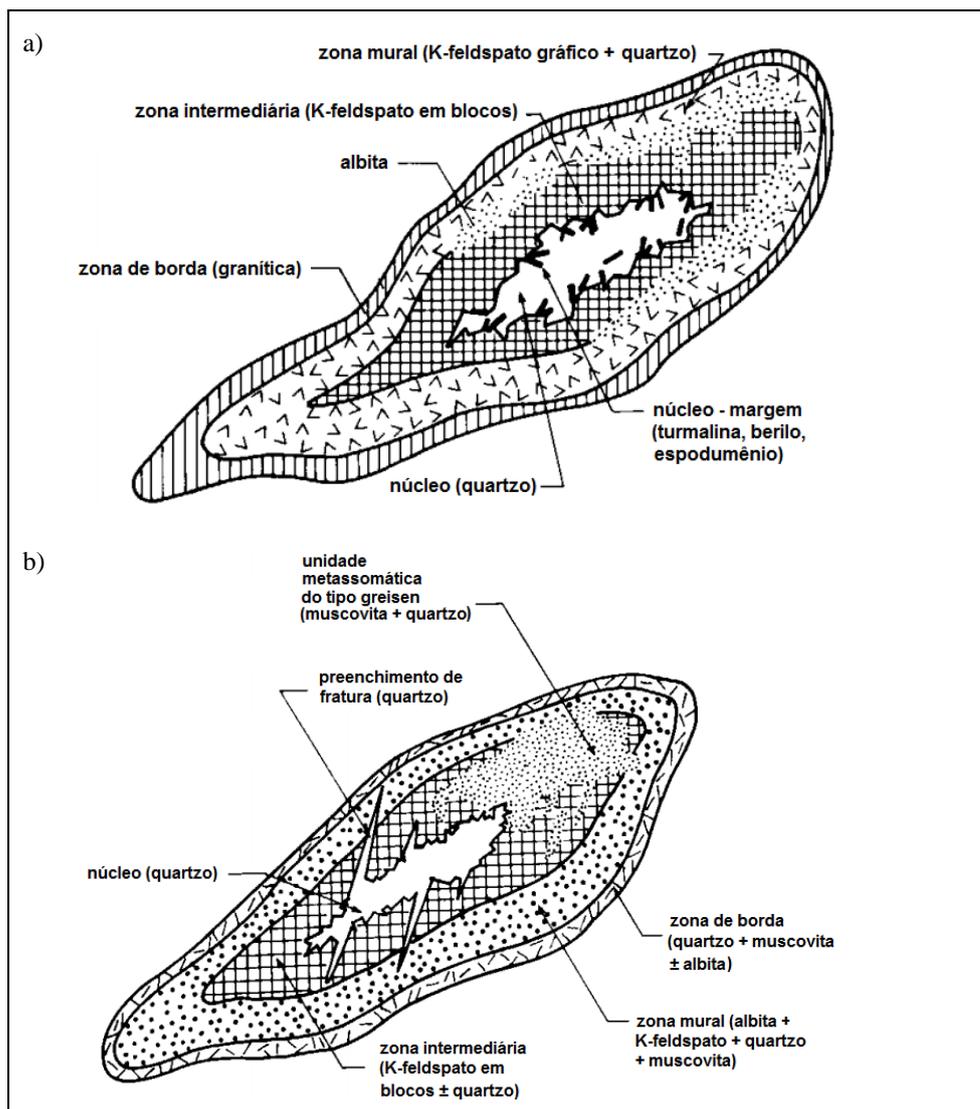
pegmatito, ordenadas a partir do contato com a rocha encaixante para o centro ou núcleo da intrusão. Os autores identificaram onze zonas diferentes (Tabela 3.2), não necessariamente presentes em todos os pegmatitos, e cujos minerais são ordenados em ordem decrescente de abundância.

As associações mineralógicas mais comuns são compostas por plagioclásio, K-feldspato e quartzo, combinados com muscovita, biotita, amblygonita, espodumênio e *lepidolita*. A ocorrência desses minerais e de acessórios como turmalina, berilo, topázio, columbita-tantalita e fosfatos é usada para definir cada assembleia. Aquelas numeradas de um a seis são interpretadas como provenientes de magma silicático; as zonas remanescentes, o núcleo e os preenchimentos de fraturas devem ter influência de gases ou foram recristalizadas no estado subsólido.

**Tabela 3.2:** Associações mineralógicas das zonas pegmatíticas (Cameron *et al.* 1949).

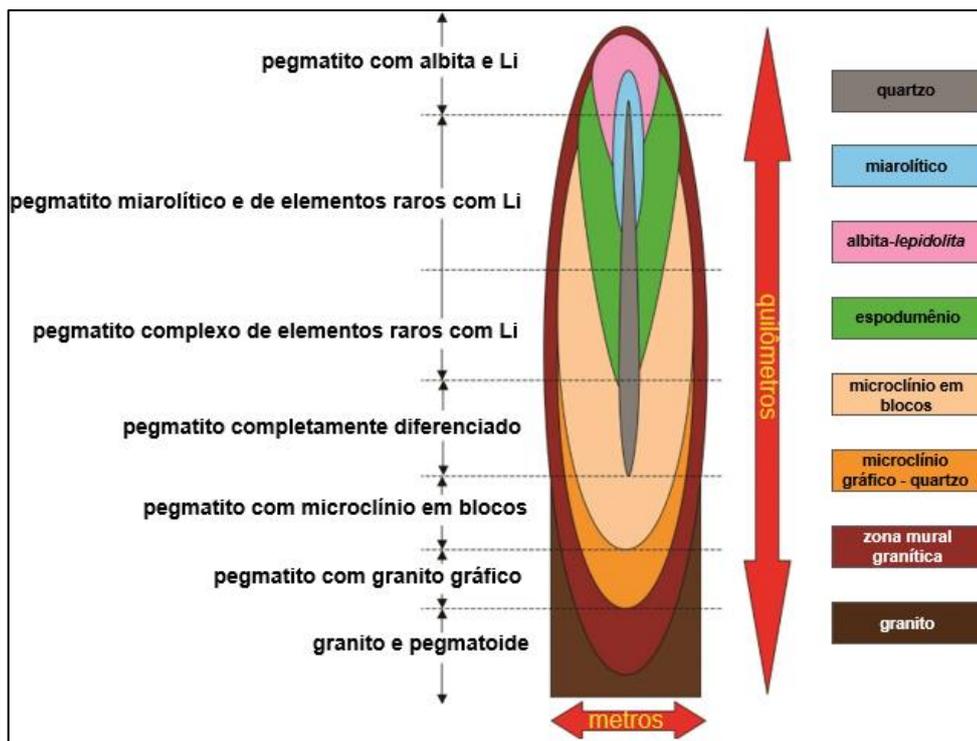
| Zona | Associação mineralógica  |
|------|--|
| 1    | Plagioclásio + quartzo + muscovita                                 |
| 2    | Plagioclásio + quartzo   |
| 3    | Quartzo + pertita + plagioclásio ( $\pm$ muscovita, $\pm$ biotita) |
| 4    | Pertita + quartzo  |
| 5    | Pertita + quartzo + plagioclásio + amblygonita + espodumênio       |
| 6    | Albita + quartzo + espodumênio                                     |
| 7    | Quartzo + espodumênio  |
| 8    | <i>Lepidolita</i> + albita + quartzo                               |
| 9    | Quartzo + microclina   |
| 10   | Microclina + albita + quartzo + micas litiníferas                  |
| 11   | Núcleo de quartzo  |

A estrutura interna dos pegmatitos zonados pode ser subdividida em três partes principais (Figura 3.4 a e b): 1) zonas de cristalização primária (marginal/de borda, mural, intermediária – externa, média e interna) e núcleo; 2) Corpos de substituição/unidades metassomáticas; e 3) preenchimentos de fraturas (Heinrich 1953; Cameron *et al.* 1949; Černý 1991b).



**Figura 3.4:** Estrutura interna de pegmatitos zonados. a) Padrão concêntrico de zonas primárias com mineralização na margem do núcleo; b) Padrão concêntrico de zonas primárias cortadas por preenchimento de fraturas, com controle litológico e relacionado com fraturas e unidades metassomáticas (Černý1991b).

Com base no zoneamento interno e entre pegmatitos num grupo, Vlasov (1961) sugeriu cinco tipos para classificação: 1) gráfico; 2) em blocos; 3) completamente diferenciado; 4) substituição de elementos raros; e 5) albita-espodumênio. Com o aumento da complexidade e evolução química dos magmas à medida que se afastam da fonte, ocorre a gradação do tipo 1 ao 5 (Figura 3.5), como reconhecido por Trueman & Černý (1982).



**Figura 3.5:** Sequência de zonamento modificada de Vlasov (1961) e London (2008a). A partir da fonte granítica, ocorrem os seguintes tipos paragenéticos e texturais: 1) gráfico; 2) blocos de microclina perítico; 3) completamente diferenciado; 4) elementos raros complexos; e 5) albita-espodumênio ou albita-*lepidolita*, miarolítica ou não.

### ***Classificação geoquímica***

Com base no ambiente crustal (profundidade das intrusões e suas relações com granitos), Ginsburg *et al.* (1979) definiram quatro classes pegmatíticas (abissal, muscovítica, elementos raros e miarolítica), posteriormente aprimoradas por Černý (1990, 1991a) e Černý & Ercit (2005). Esses autores determinaram dois conceitos para classificação dos pegmatitos, um relacionado com a localização geológica (condições de pressão e temperatura das rochas hospedeiras), com a subdivisão dos pegmatitos em classe, subclasses, tipos e subtipos geoquimicamente diferentes, e outro baseado na distinção entre famílias petrogenéticas.

### **Classes de pegmatitos**

#### Abissal

Ocorre na maior parte do intervalo de P-T da fácies granulito, em terrenos encaixantes desidratados e é frequente a presença de leucossomas migmatíticos e suas segregações. Os pegmatitos, geralmente peraluminosos, comumente são produtos de fusão parcial ou reequilíbrio metamórfico, com

pouco ou nenhum processo de diferenciação e fracionamento magmático. Mineralizações são raramente econômicas, restritas a uma pequena variedade de HFSE<sup>2</sup> (U, Th, Y, ETR, Nb, Zr) (Černý & Ercit 2005).

### Muscovítica

Os pegmatitos são hospedados por rochas da fácies anfibolito de alta pressão, e são gerados diretamente por fusão parcial ou por diferenciação muito restrita de granitos. Caracterizam-se por serem estéreis, mas com feldspato cerâmico, quartzo e mica industrial (Černý & Ercit 2005).

### Muscovítica – Elementos Raros

Ocorre em ambientes metamórficos com condições intermediárias entre as classes muscovítica e elementos raros. Em alguns casos, a associação geográfica e/ou geoquímica dos pegmatitos com um granito parental é facilmente reconhecida. Os corpos contêm muscovitas de alta qualidade e concentrações de elementos raros com algum potencial econômico (Černý & Ercit 2005).

### Elementos Raros

Os pegmatitos são gerados por diferenciação de magmas graníticos em profundidades intermediárias a rasas, e comumente os corpos mais enriquecidos possuem as mais altas concentrações de elementos raros litófilos por fracionamento magmático conhecidas (Černý *et al.* 1985). Membros da subclasse ER–ETR originam-se principalmente em ambientes extensionais e derivam de granitos meta-peraluminosos; a subclasse ER–Li ocorre em rochas encaixantes da fácies anfibolito e deriva de granitos peraluminosos em regimes compressivos (Černý 1991a,b).

### Miarolítica

Cavidades primárias miarolíticas podem ocorrer em todas as classes de pegmatitos graníticos e resultam de bolhas de fase gasosa aprisionadas dentro da intrusão. Os pegmatitos formados em pequenas profundidades com grande número dessas cavidades designam esta classe (Černý 2000; Ercit 2005) e são separados nas subclasses MI–ETR, na qual a fase gasosa separa-se por queda brusca de pressão, e MI–Li, cuja exsolução da fase de vapor deve-se a variação química e de pressão. Os pegmatitos são extremamente enriquecidos em elementos raros, assim como os da classe anterior (Černý *et al.* 1985).

## **Famílias de pegmatitos**

São distinguidas de acordo com as fontes plutônicas e aplica-se principalmente para pegmatitos das classes de elementos raros e miarolítica.

### NYF

---

<sup>2</sup> HFSE – High field strength elements: elementos de alta resistência de campo.

Os granitos fonte são, principalmente, do tipo A e I sub- a metaluminosos, moderadamente fracionados, originados por: 1) diferenciação direta de magmas basálticos mantélicos, 2) fusão de protólitos da crosta inferior ou intermediária, 3) fusão de litologias juvenis não depletadas em ambiente orogênico, 4) combinação dos processos 2) e 3), ou 5) fusão de crosta sílica pré-enriquecida em elementos NYF por fluidos derivados do manto (Černý & Ercit 2005). A família inclui os pegmatitos das subclasses ER–ETR e MI–ETR, com os seguintes elementos típicos: Nb>Ta, Ti, Y, Sc, ETR, Zr, U, Th e F.

### LCT

Os granitos parentais são peraluminosos, dos tipos S, I ou mistos S+I, e muito fracionados, cujos magmas formam-se pela anatexia de rochas metassedimentares ou pelo baixo percentual de fusão parcial de rochas ígneas (ou meta ígneas) do embasamento (Černý & Ercit 2005). A família inclui pegmatitos das subclasses ER-Li e MI-Li e, com o avanço do fracionamento magmático, torna-se progressivamente enriquecida em Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ta, Nb (Ta>Nb), B, P e F.

### NYF+LCT

Forma-se principalmente pela contaminação dos granitos NYF com elementos LCT de litologias supracrustais, ou por anatexia de protólitos mistos, com diferentes quantidades de elementos NYF e LCT (Černý & Ercit 2005). A família contém granitos e pegmatitos com características geoquímicas e mineralógicas combinadas.

### ***Classificação de caráter econômico e prospectivo***

Os aspectos econômicos e prospectivos dos pegmatitos são foco da classificação de Solodov (1959), que se baseia na mineralogia principal e zonas internas dos corpos: 1) pegmatitos a microclina, mais próximos da intrusão parental, com exploração de berilo e turmalina; 2) pegmatitos a albita-microclina, com aproveitamento de berilo, tantalita, espodumênio e turmalina; 3) pegmatitos a albita, com extração de berilo, tantalita e turmalina; e 4) pegmatitos a albita-espodumênio, mais distantes da intrusão parental e cuja importância econômica concentra-se nesse silicato de Li. Todos os tipos também podem ser explorados para feldspato cerâmico e amostras de coleção.

Os principais minerais de minério considerados são: 1) minerais de lítio: espodumênio, petalita, *lepidolita*, amblygonita e trifilita; 2) minerais de berílio: berilo; 3) minerais de nióbio-tântalo: columbita, tantalita; 4) minerais de tório e terras raras: monazita, torita, allanita, gadolinita, xenotímio; e 5) minerais-gemas: berilos (água-marinha, heliodoro, morganita), fenaquita, topázio, espodumênio (kunzita), turmalinas (dravita, rubelita, schorlita) e safiras (Biondi 2003).

### ***Classificação CMS (Chemical Composition – Mineral Assemblage – Structural Geology)***

O principal foco desta classificação, de acordo com Dill (2015), é a integração dos pegmatitos na geologia econômica genética e aplicada. As divisões básicas são “Corpo de Minério”, que abrange a distribuição em função do tipo, forma e estrutura do depósito e a “Composição do Minério”, subdividido nos qualificadores químicos e qualificadores mineralógicos.

O esquema CMS leva em consideração os fatores que controlam o minério nos pegmatitos e os depósitos de elementos raros associados a eles, em particular Sn–W, Be, ETR, Zr, Th–U, B, F, P, Li–Cs–Rb, Nb–Ta, Sc, Mo, Bi. O termo “minério” é definido para descrever a concentração de minerais (*e.g.* feldspato, espodumênio) nas rochas pegmatíticas, independente da sua estrutura e posição em um depósito que esteve ou está em fase de aproveitamento econômico.

## **3.3 – GEOQUÍMICA MINERAL**

### **3.3.1 Micas**

#### ***Classificação***

As micas formam um grupo de minerais filossilicáticos cujos cristais apresentam-se tabulares com planos basais romboidais ou hexagonais bem definidos. São caracterizadas por clivagem {001} perfeita (Klein & Dutrow 2008) e cristalizadas no sistema monoclinico. Sua fórmula geral pode ser escrita como  $X_2Y_{4-6}T_8O_{20}W_4$  (Hawthorne & Černý 1982), onde:

X = Na, K, Ca, Ba;

Y = Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Li, Al, Fe<sup>3+</sup>, Ti, Cr;

T = Si, Al, Fe<sup>3+</sup>;

W = OH, F.

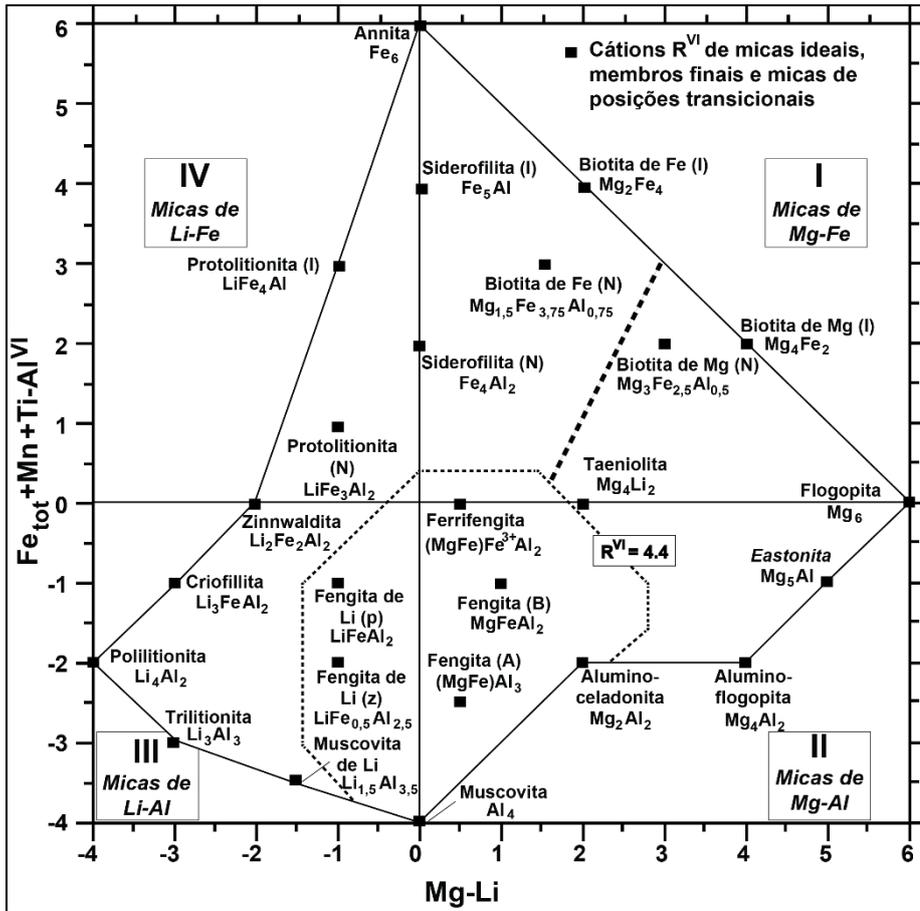
As micas podem ser subdivididas em dioctaédricas (Y<sub>4</sub>) e trioctaédricas (Y<sub>6</sub>), e classificadas de acordo com seu politipo (Hawthorne & Černý 1982; Tabela 3.3). O polimorfismo das micas relaciona-se com a composição química (Levinson 1953) e ocorre em virtude da sobreposição dos hexágonos dos centros das estruturas rotacionados em 0° ou múltiplos de 60° em relação aos hexágonos seguintes. Diversas sequências de rotação são possíveis, com malhas unitárias de uma, duas, três ou mais camadas: malhas monoclinicas com uma ou duas camadas (1M, 2M1), malha monoclinica com duas camadas diferentes (2M2) e malha trigonal com três camadas (3T).

**Tabela 3.3:** Politipos observados em micas ideais (Hawthorne & Černý 1982).

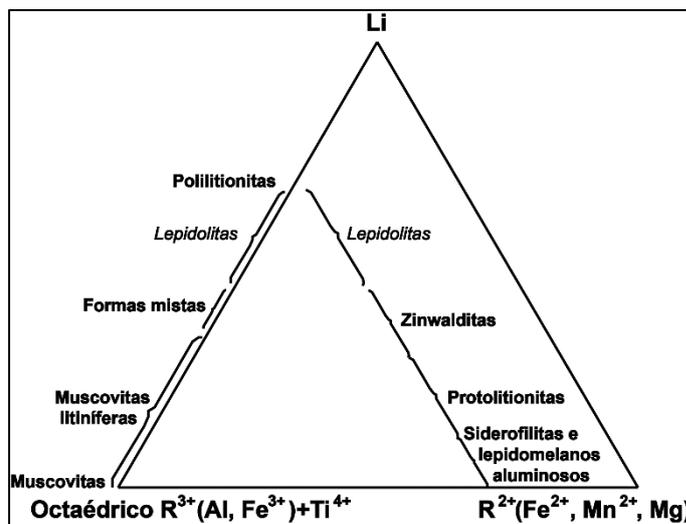
| Espécies          | Micas Trioctaédricas |                      |                 | Espécies               | Micas Dioctaédricas |            |       |
|-------------------|----------------------|----------------------|-----------------|------------------------|---------------------|------------|-------|
|                   | Abundância           |                      |                 |                        | Abundância          |            |       |
|                   | Alta                 | Média                | Baixa           |                        | Alta                | Média      | Baixa |
| Annita            | 1M                   |                      |                 | Celadonita             | 1M, 1Md             |            |       |
| Biotita *         | 1M, 1Md              | 3T                   | 2M <sub>1</sub> | Chernykhita            | 2M <sub>1</sub>     |            |       |
| Efesita           | 2M <sub>1</sub>      |                      |                 | Glauconita             | 1M, 1Md             |            |       |
| Flogopita *       | 1M, 1Md              | 3T                   | 2M <sub>1</sub> | Manganomuscovita *     | 1M                  |            |       |
| Hendricksita      | 1M                   | 2M <sub>1</sub>      | 3T              | Muscovita *            | 2M <sub>1</sub>     | 1M,<br>1Md | 3T    |
| <i>Lepidolita</i> | 1M, 2M <sub>2</sub>  | 3T                   | 2M <sub>1</sub> | Muscovita de Ba *      | 1M                  |            |       |
| Lepidomelano *    | 1M                   |                      |                 | Muscovita litinífera * | 2M <sub>1</sub>     |            |       |
| Manganoflogopita  | 1M                   | 2M <sub>1</sub>      |                 | Paragonita             | 2M <sub>1</sub>     | 1M         |       |
| Siderofilita *    | 1M                   |                      |                 | Roscoelita             | 1M                  |            |       |
| Taeniolita        | 1M, 3T               | 2M <sub>1</sub>      |                 |                        |                     |            |       |
| Zinwaldita *      | 1M, 1Md              | 2M <sub>1</sub> , 3T |                 |                        |                     |            |       |

\* Espécies características de pegmatitos

Em relação à composição química, as micas podem ser divididas em três séries principais: 1) Mg-Fe: flogopita, biotita de Mg, biotita de Fe, siderofilita, lepidomelano; 2) Li-Fe: siderofilita de Li, protolitionita; e 3) Li-Al: zinwaldita, *lepidolita*. No diagrama de Tischendorf *et al.* (1997) (Figura 3.6), as espécies são classificadas em termos da composição e ocupação do sítio octaédrico, com distinção entre as trioctaédricas e dioctaédricas, e adição da série Mg-Al: muscovita, alumino-flogopita e eastonita. A nomenclatura aplicada para as micas trioctaédricas baseia-se na ocupação desse sítio (Foster 1960a,b), com espécies litiníferas representadas em diagrama triangular com os vértices Li, R<sup>2+</sup>(Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mg) e R<sup>3+</sup>(Al, Fe<sup>3+</sup>)+Ti<sup>4+</sup> (Figura 3.7). As micas dioctaédricas são denominadas muscovita, muscovita litinífera, fengita litinífera e micas de Al-Li (formas mistas). Essas últimas pertencem a uma série isomórfica descontínua (Foster 1960b), interrompida entre a muscovita e a polilitionita. A composição da maioria das micas com Li pode ser interpretada como derivada da muscovita, pela substituição do Al octaédrico pelo Li, ou da siderofilita, pela substituição do Fe<sup>2+</sup> pelo Li.



**Figura 3.6:** Campos composicionais de micas trioctaédricas e dioctaédricas naturais no diagrama de [Mg-Li] versus [Fe<sub>tot</sub>+Mn+Ti-Al<sup>VI</sup>], com R<sup>VI</sup>=4.4 sendo o limite entre as micas di- e trioctaédricas. A linha pontilhada demarca o limite de discriminação entre biotitas de Mg e Fe (segundo Foster 1960a). Os quadrantes I, II, III e IV correspondem às séries Mg-Fe, Mg-Al, Li-Al e Li-Fe, respectivamente. Os quadrados em preto representam a posição dos membros finais ideais e composições intermediárias das micas (modificado de Tischendorf *et al.* 1997).



**Figura 3.7:** Relação entre Li e cations octaédricos R<sup>2+</sup>(Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mg) e R<sup>3+</sup>(Al<sup>IV</sup>, Fe<sup>3+</sup>)+Ti<sup>4+</sup>, segundo Foster (1960b) (modificado de Tischendorf *et al.* 1997).

### ***Geoquímica***

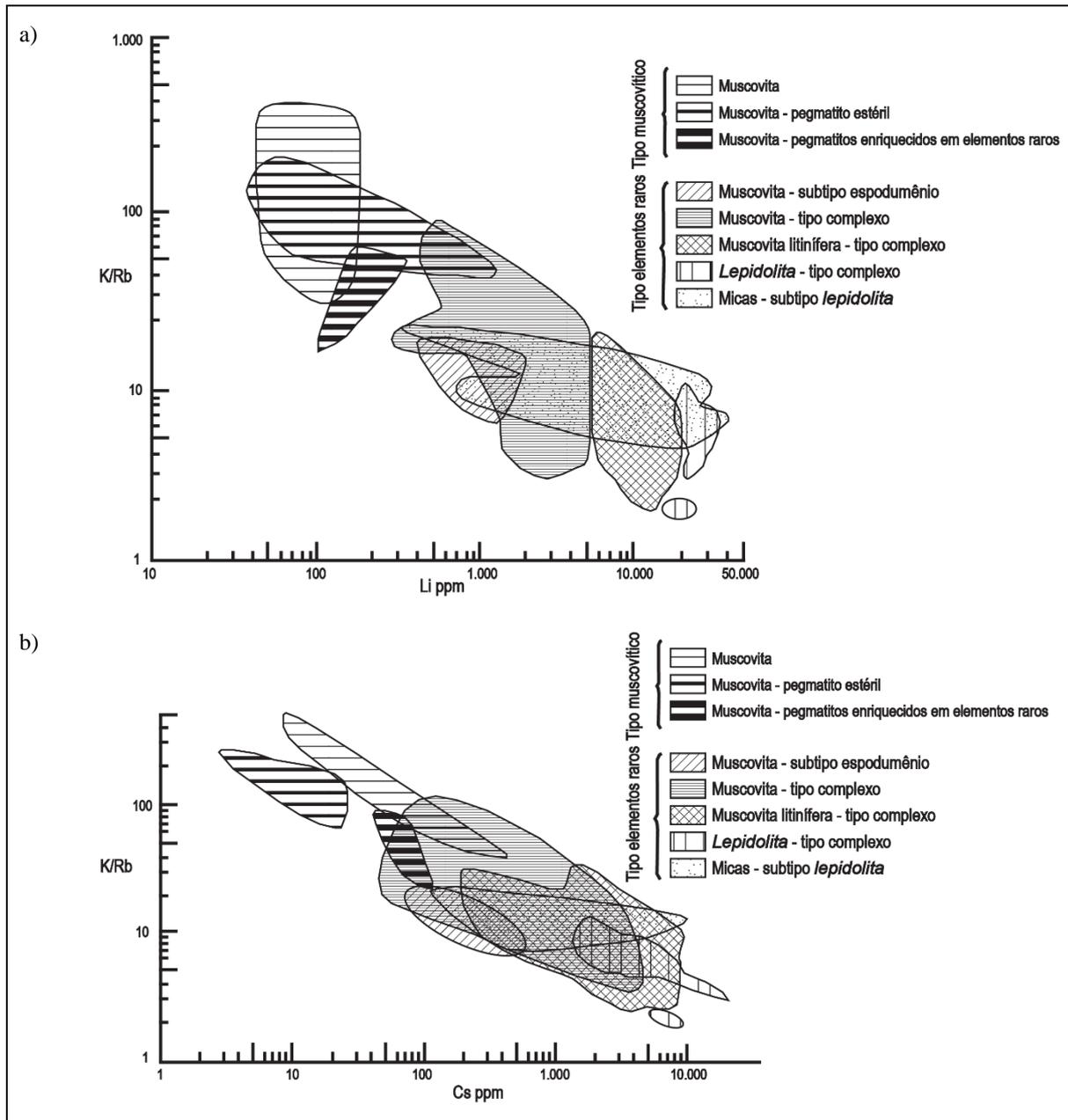
As micas são estáveis em um amplo intervalo de pressão e temperatura, em rochas de todos os tipos. Possuem composição química extremamente variável, com habilidade de substituir componentes com fases fluidas ou sólidas devido a mudanças das condições externas. São sensíveis a fugacidades de água, oxigênio, flúor e outras espécies voláteis (Tischendorf *et al.* 1997), e incorporam em sua estrutura vários elementos incompatíveis, o que faz com que sejam importantes indicadores geoquímicos.

Em relação aos sistemas pegmatíticos, os tipos individuais de micas são característicos de diferentes estágios da evolução de um corpo (Hawthorne & Černý 1982), com evidente variação composicional ao longo do fracionamento magmático. A concentração de elementos traços (e razões entre eles) nas micas são úteis para avaliar a ocorrência de pegmatitos portadores de elementos raros, os quais se concentram nas últimas fases de cristalização. A quantidade desses elementos em micas de pegmatitos pouco fracionados é consideravelmente menor do que a dos mais evoluídos, cujos valores máximos são encontrados nas zonas *lepidolíticas* (Akoh *et al.* 2015).

Em pegmatitos zonados, o conteúdo de Li, Rb, Cs, F, Mn, Be, Sn, Zn e Ta, por exemplo, tende a ser baixo nas zonas de borda e aumentar progressivamente no interior do pegmatito, ao passo que as razões K/Rb e K/Cs, importantes indicadores de fracionamento, diminuem em direção ao núcleo (Černý *et al.* 1985, 1995; Jolliff *et al.* 1986; Cocker 1992; Roda *et al.* 2005; Grassi 2014; Marchal 2014). As concentrações de Ba e Sr decrescem com o avanço do fracionamento, provavelmente devido à incompatibilidade nas micas em comparação ao feldspato (London 2008a). A razão Rb/Ba aumenta com a cristalização nas zonas com espodumênio (mais evoluídas), enquanto que a de Rb/Sr aumenta em zonas com cristalização de K-feldspato, especialmente nas zonas murais. Valores de Sc, V, Ni, Co e Cr em micas com Li e Al geralmente decrescem com a evolução e podem estar abaixo do limite de detecção em pegmatitos mais fracionados (Černý & Burt 1984, Akoh *et al.* 2015). Com o avanço do fracionamento, as razões Nb/Ta diminuem e a composição dos minerais do grupo da columbita-tantalita evoluem de manganocolumbita para manganotantalita (Selway *et al.* 2005).

Estudos de elementos maiores também fornecem informações sobre a evolução dos pegmatitos, com aumento do conteúdo de K<sub>2</sub>O e diminuição de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e TiO<sub>2</sub> da zona de borda para as zonas intermediárias mais internas e núcleo (Akoh *et al.* 2015).

Diagramas de K/Rb *versus* Li, Cs, Ba, Ga, Sn, Be, Tl e Zn são amplamente usados para agrupar diferentes tipos de pegmatitos de acordo com a classificação de Černý & Burt (1984), com base no conteúdo desses elementos nas micas (Figura 3.8).



**Figura 3.8:** a) Li e b) Cs em muscovita – muscovita litinífera – lepidolita versus a razão K/Rb em pegmatitos de filiação orogenética (Černý & Burt 1984).

Um estudo geoquímico de micas e feldspatos em pegmatitos do sudeste brasileiro (Bilal *et al.* 2000) permitiu classificar os corpos em 1) pegmatitos zonados portadores de Li e ricos em turmalinas de qualidade gemológica e 2) pegmatitos simples com cerâmica e portadores de berilo, por vezes, de qualidade gemológica. O primeiro grupo está localizado na região que circunda as cidades de Governador Valadares, Teófilo Otoni, Galileia, Araçuaí e São José da Safira, e o segundo se localiza próximo às cidades de Caparaó, Espera Feliz, Marilac e Santa Maria de Itabira. Valores de Rb e Cs nas micas e feldspatos do primeiro grupo aumentam continuamente dos pegmatitos simples para os enriquecidos em elbaítas de qualidade gemológica. O conteúdo de Rb e Cs analisado nos minerais do

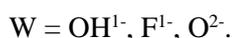
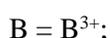
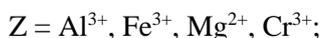
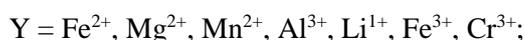
segundo grupo são menores, o que permite caracterizá-los como de menor grau de diferenciação magmática, também indicada pelo alto conteúdo de Na<sub>2</sub>O e alta razão de K/Cs.

Em investigações sobre o grau de fracionamento dos pegmatitos da PPOB, Morteani *et al.* (2000) concluíram que os pegmatitos da província cobrem todo o intervalo de fracionamento, desde pegmatitos pouco evoluídos da classe muscovítica até os extremamente fracionados e ricos em Li, Cs, Be e Ta da classe elementos raros. Os autores identificaram o Distrito Pegmatítico de Araçuaí como o de mais amplo intervalo de fracionamento, com os pegmatitos mais fracionados de toda a PPOB.

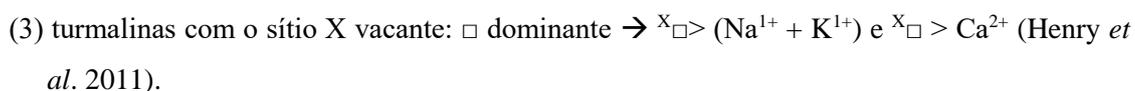
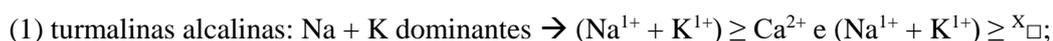
### 3.3.2 Turmalinas

#### *Classificação*

As turmalinas fazem parte de um supergrupo de ciclossilicatos cujos cristais prismáticos formam principalmente prismas trigonais e hexagonais estriados verticalmente. Cristalizam-se no sistema trigonal, e sua fórmula química pode ser escrita como XY<sub>3</sub>Z<sub>6</sub>[T<sub>6</sub>O<sub>18</sub>][BO<sub>3</sub>]<sub>3</sub>V<sub>3</sub>W (Henry *et al.* 2011), onde (sem considerar os elementos-traços):

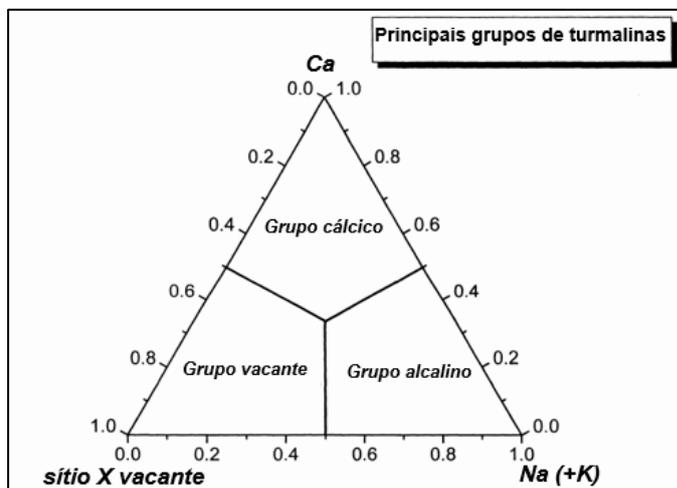


A primeira classificação das turmalinas é feita com base no sítio X, o qual pode ser ocupado por Na (e K) e Ca, ou ser vacante ( $\square$ ). Essa variação composicional pode ser representada em um diagrama triangular que divide as turmalinas em três grupos (Figura 3.9):

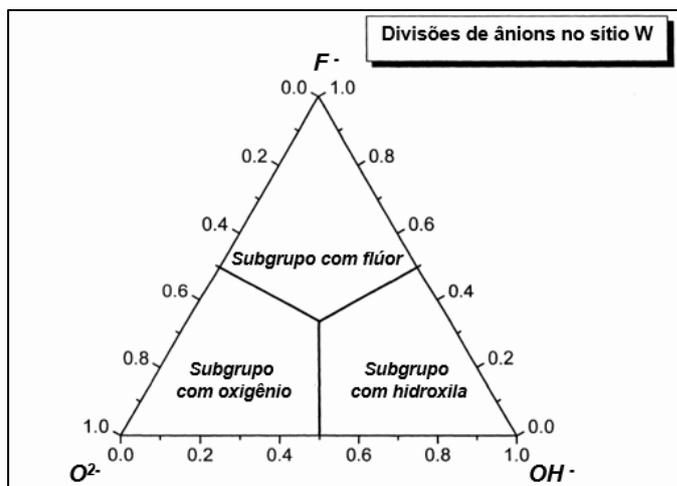


Os sítios V e o W são cristalograficamente distintos e ocupados pelos ânions monovalentes OH<sup>-</sup> e F<sup>-</sup>, ou pelo ânion divalente O<sup>2-</sup>. O sítio V é dominado pelo OH, mas pode ser ocupado por O<sup>2-</sup>, enquanto que o sítio W é ocupado por F<sup>-</sup>, OH<sup>-</sup> ou O<sup>2-</sup> (Grice & Ercit 1993; MacDonald & Hawthorne

1995; Hawthorne 1996). Sendo assim, o sítio W pode ser considerado um sistema químico ternário com subdivisão adicional dos grupos primários em subgrupos secundários com flúor, hidroxila ou oxigênio (Figura 3.10).



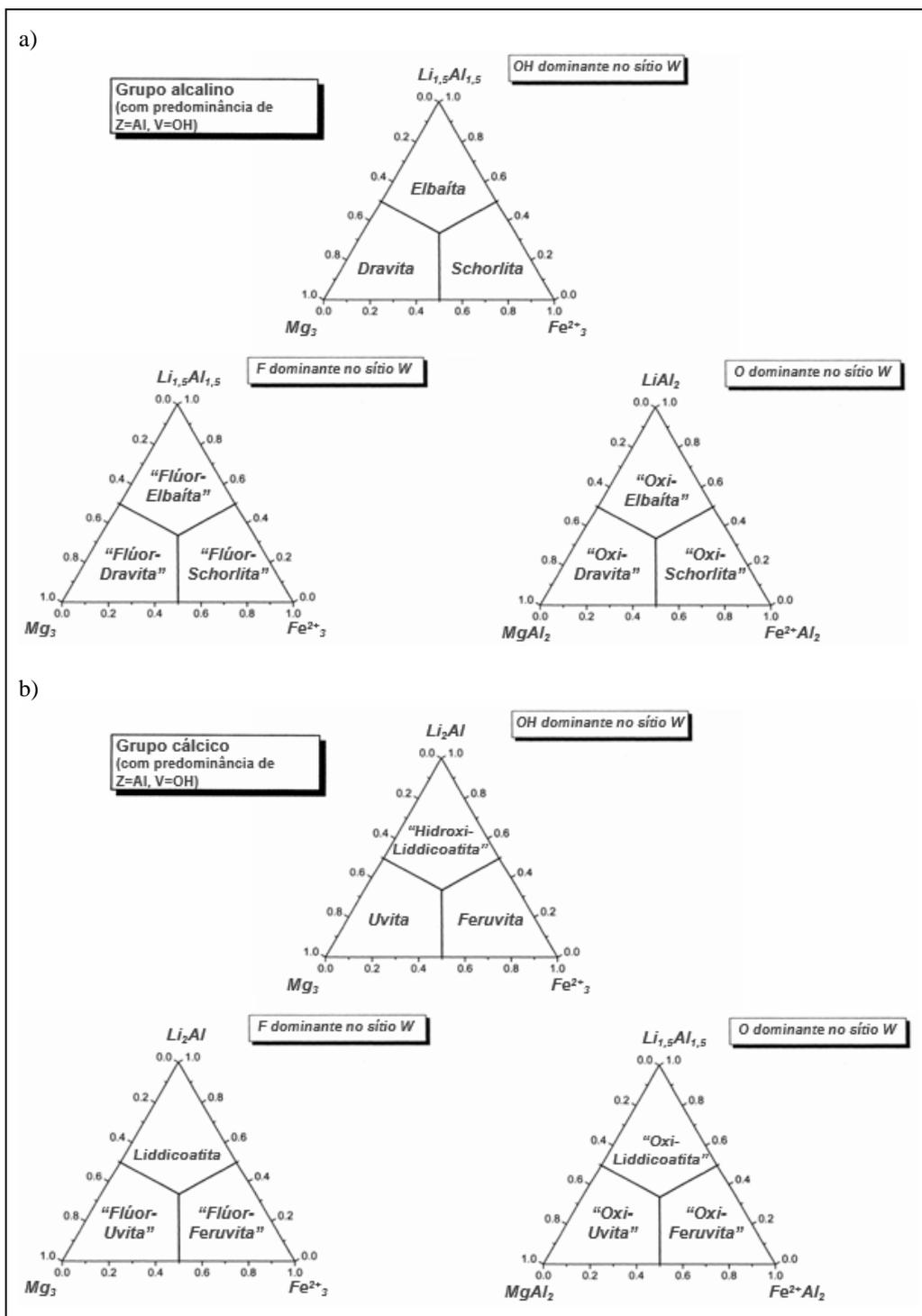
**Figura 3.9:** Os mais importantes grupos composicionais das turmalinas, classificados de acordo com o principal constituinte no sítio X (Hawthorne & Henry 1999).



**Figura 3.10:** Os mais importantes grupos composicionais das turmalinas, classificados de acordo com o principal constituinte no sítio W (Hawthorne & Henry 1999).

Para os casos mais comuns em que  $V = OH$ , o sítio Y, principalmente ocupado por Li, Mg,  $Fe^{2+}$ , Al e  $Fe^{3+}$ , pode ser tratado como um sistema ternário com membros finais Mg,  $Fe^{2+}$ , e Li-Al. Cada grupo principal – alcalino, cálcico e com sítio X vacante – é, então, considerado separadamente em relação ao sítio Y (Figura 3.11).

Em relação às turmalinas litiníferas, a diferença entre os três membros finais ocorre no sítio X: a rossmanita contém o sítio X vacante, a elbaíta é alcalina e a liddicoatita é cálcica (Figura 3.12).



**Figura 3.11 a,b:** Intervalos composicionais das principais turmalinas nos grupos a) alcalino e b) cálcico, com base na composição do sítio Y (Hawthorne & Henry 1999).

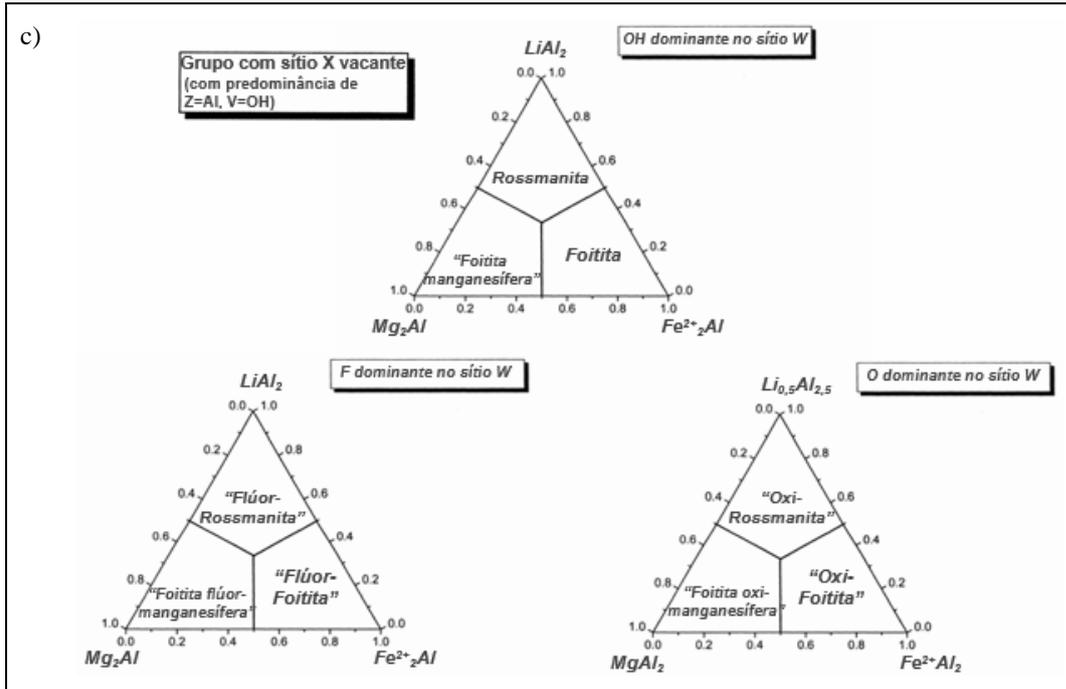


Figura 3.11 c: Intervalos composicionais das principais turmalinas no grupo com o sítio X vacante, com base na composição do sítio Y (Hawthorne & Henry 1999).

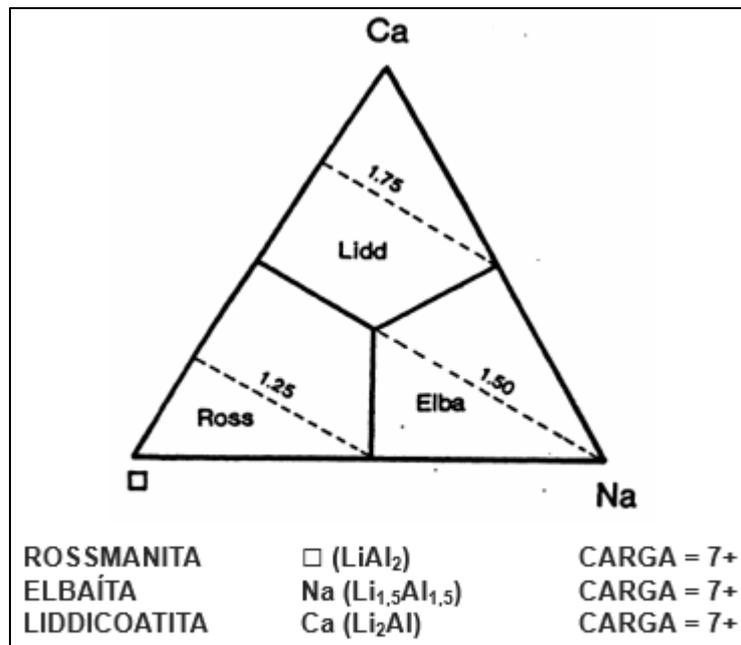
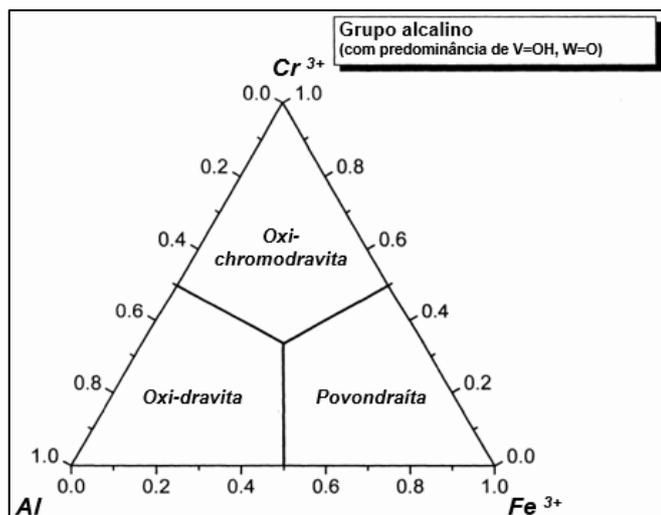


Figura 3.12: Turmalinas litiníferas representadas em termos da composição de seus sítios X; o diagrama é controlado pelo conteúdo em Li (Hawthorne & Henry 1999).

O sítio Z é ocupado, predominantemente, por cátions trivalentes, na maior parte Al. Dentre os membros finais, a chromodravita e povondraíta contêm Cr<sup>3+</sup> e Fe<sup>3+</sup> como ocupantes principais, respectivamente (Figura 3.13).



**Figura 3.13:** Intervalo composicional de cátions do sítio Z no grupo de turmalinas alcalinas (Hawthorne & Henry 1999).

### *Geoquímica*

As turmalinas são os silicatos de B mais comuns nos granitos e pegmatitos, cujas espécies principais são schorlita ( $X = \text{Na}$ ,  $Y = \text{Fe}$  e  $Z = \text{Al}$ ) e elbaíta ( $X = \text{Na}$ ,  $Y = \text{Al-Li}$ ,  $Z = \text{Al}$ ). Sua cor e composição variam com o avanço do fracionamento magmático e, portanto, esses minerais são excelentes ferramentas para o estudo dessas rochas. Além disso, mudanças na composição das turmalinas podem ser relacionadas a fatores como composição da rocha encaixante, composição dos minerais coexistentes e condições de  $P$ ,  $T$  e  $fO_2$  (Henry & Guidotti 1985).

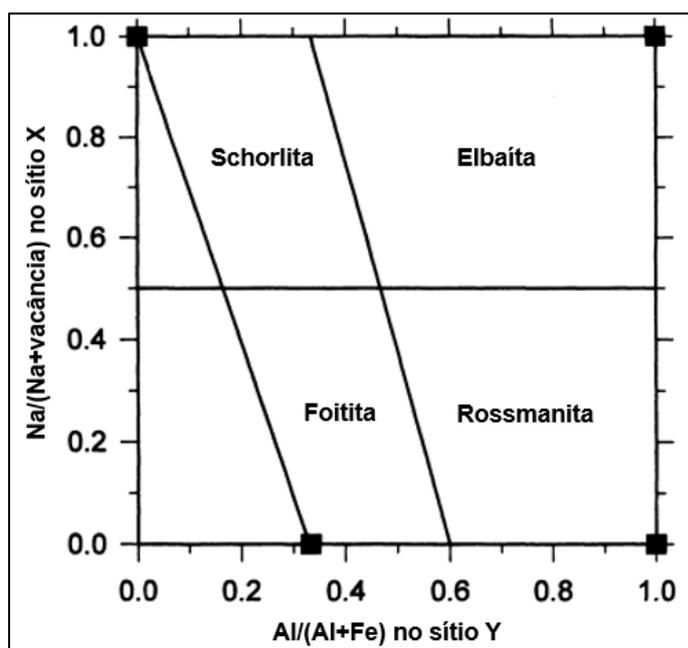
Análises de elementos maiores e traços fornecem importantes informações sobre a evolução dos sistemas pegmatíticos. Em geral, à medida que o magma parental cristaliza, o conteúdo de  $\text{Mg}$  e  $\text{Fe}$  decresce e o de  $\text{Na}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Mn}$  e  $\text{F}$  aumenta da rocha encaixante em direção ao núcleo da intrusão (Wise 2000), e a composição da turmalina muda de schorlita para elbaíta (London 1999). O aumento dos valores de  $\text{Li}$  com o avanço do fracionamento magmático é acompanhado por maiores valores de outros elementos raros, como  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Sn}$  e  $\text{Be}$ . A razão  $\text{Fe}/\text{Mn}$  nas turmalinas decresce continuamente de pegmatitos simples a corpos ricos em elbaíta de qualidade gemológica, e é muito usada como indicativa do índice de fracionamento (Bilal *et al.* 2000). Acredita-se que valores elevados de  $\text{Ca}$  ou  $\text{Mg}$  indiquem contaminação por rochas encaixantes ricas nesses elementos, como metavulcânicas máficas (Selway *et al.* 2005), o que diminui o potencial econômico dos pegmatitos.

A quantidade de ETR é controlada principalmente pela assembleia mineralógica. A cristalização de apatita, zircão, monazita e granada, por exemplo, afetam fortemente a distribuição de ETR nas turmalinas, que não exibem preferências por ETR específicos (Jolliff & Papike 1987; Bilal *et al.* 2000, 2010). Dessa forma, espera-se que padrões distintos de ETR ocorram em turmalinas de diferentes pegmatitos, o que pode ser útil na interpretação de processos petrogenéticos. Jolliff & Papike (1987),

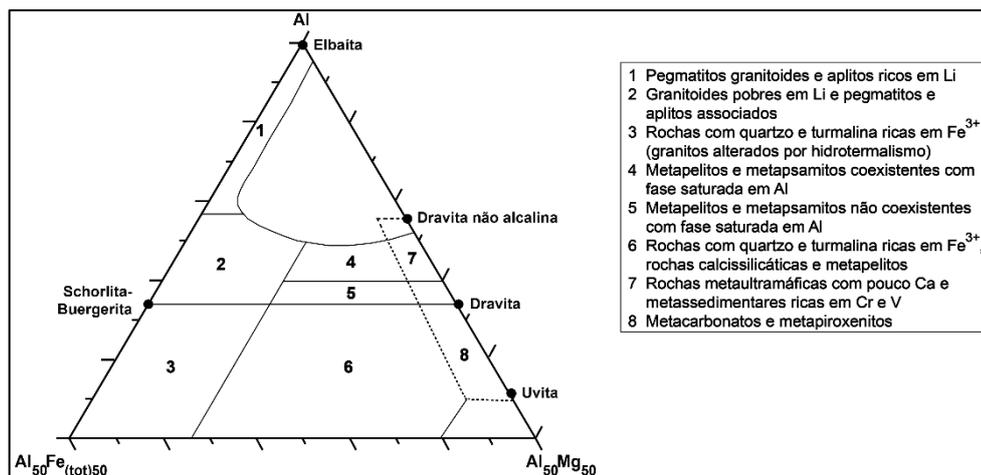
em estudos sobre a composição e evolução de turmalinas do pegmatito Rob Ingersoll, concluíram que os ETR se correlacionam diretamente com Mg, Ti e Sc e se comportam como elementos compatíveis.

Duas substituições importantes que ocorrem na estrutura das turmalinas são  $\text{Na} \leftrightarrow \square$  no sítio X e  $\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}$  no sítio Y, as quais permitem classificar as espécies de acordo com suas composições entre os membros finais foitita, schorlita, elbaíta e rossmanita (Selway *et al.* 1999; Figura 3.14). Entretanto, de maneira geral, a maior parte das turmalinas pertence a uma série completamente miscível de solução sólida schorlita-dravita e schorlita-elbaíta do grupo alcalino e é tipicamente descrita em termos da sua posição dentro dessa série (Henry & Guidotti 1985).

Um dos principais diagramas de classificação das turmalinas quanto a sua proveniência é o produzido por Henry & Guidotti (1985) (Figura 3.15), no qual fontes distintas são delimitadas de acordo com seu conteúdo de Al,  $\text{Fe}_{(\text{tot})}$  e Mg.



**Figura 3.14:** Diagrama com  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{vacância})$  no sítio X versus  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe})$  no sítio Y das turmalinas (Selway *et al.* 1999).



**Figura 3.15:** Diagrama Al-Fe<sub>(tot)</sub>-Mg (em proporções moleculares) para turmalinas de vários tipos de rochas. Fe<sub>(tot)</sub> representa o total de Fe no mineral. Vários membros finais foram plotados para referência. Notar a interseção dos campos 4 e 5 com o campo 7 (Henry & Guidotti 1985).

### 3.4 – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA - ISÓTOPOS DE BORO

#### 3.4.1 Introdução

O elemento boro é incompatível na maioria dos minerais formadores de rocha, mas é um componente importante nas turmalinas e tende a ser enriquecido, preferencialmente, em magmas e fluidos ricos em voláteis. A exsolução desses fluidos pode levar à depleção do boro e de outros elementos móveis nos granitos e à formação de halos metassomáticos nas rochas encaixantes.

Dada a grande variação de sua composição isotópica (~ 80 ‰), alta mobilidade e ausência de influências de reações de oxidação/redução, o elemento é usado como traçador geoquímico em estudos de gênese e petrogênese de minérios e sistemas graníticos, e em modelamentos de ciclos geoquímicos no manto, crosta e hidrosfera terrestres (Jiang & Palmer 1998).

As razões entre os dois isótopos de B são expressas na notação:

$$\delta^{11}\text{B} \text{ ‰} = \left\{ \left( \frac{{}^{11}\text{B}}{{}^{10}\text{B}} \right)_{\text{amostra}} / \left[ \left( \frac{{}^{11}\text{B}}{{}^{10}\text{B}} \right)_{\text{referência}} - 1 \right] \right\} \times 1000$$

na qual a referência  ${}^{11}\text{B}/{}^{10}\text{B}$  corresponde à composição do material NIST SRM 951 (ácido bórico), com valor certificado de  ${}^{11}\text{B}/{}^{10}\text{B} = 4,04362 \pm 0,001374$  (Catanzaro *et al.* 1970).

O amplo fracionamento isotópico ocorre como resultado da diferente especiação do boro em magmas silicáticos e em fluidos aquosos voláteis. Acredita-se que o B esteja na forma de complexos tetraédricos  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  e trigonais  $\text{B}(\text{OH})_3$  no magma (Dingwell *et al.* 1996), enquanto que em fluidos aquosos com  $\text{pH} < 6,5$  (intervalo de estabilidade da turmalina) (Figura 3.16) os complexos trigonais, que concentram o isótopo pesado  $\text{B}^{11}$ , são os predominantes (Palmer & Swihart 1996; Jiang & Palmer 1998). Da mesma forma que nos fluidos, o B nas turmalinas ocorre, quase exclusivamente, na forma  $\text{B}(\text{OH})_3$ , embora alguns estudos tenham identificado a presença de complexos tetraédricos no mineral

(Hughes *et al.* 2004; Marschall *et al.* 2004; Ertl *et al.* 2006). Já nas micas, o B ocorre especificamente na forma  $B(OH)_4^-$  (Wunder *et al.* 2005), o que leva ao grande fracionamento isotópico entre os dois minerais (Klemme *et al.* 2011; Kowalski *et al.* 2013). Assim, durante a exsolução de voláteis num magma (*magma degassing*), a espécie  $^{11}B$  tende a ser removida com os fluidos e o magma residual torna-se enriquecido em  $^{10}B$ , assim como as turmalinas que cristalizarem a partir dele (Jiang *et al.* 2003). O contrário acontece com turmalinas cristalizadas a partir de fluidos (magmáticos ou metamórficos), que terão maior concentração de  $^{11}B$  (Figura 3.17; Slack *et al.* 1993).

Em investigações sobre a composição isotópica de turmalinas de depósitos de sulfeto maciço e turmalinitos, Palmer & Slack (1989) atribuíram às rochas fonte grande influência nos valores de  $\delta^{11}B$ , com efeitos menores de razões água/rocha e entrada de água do mar. A diferença mais notável de composição isotópica de rochas fonte ocorre entre evaporitos marinhos (~ +30 ‰) e não marinhos (~ -30 ‰), o que representa uma boa ferramenta para estudos petrogenéticos (Swihart *et al.* 1986).

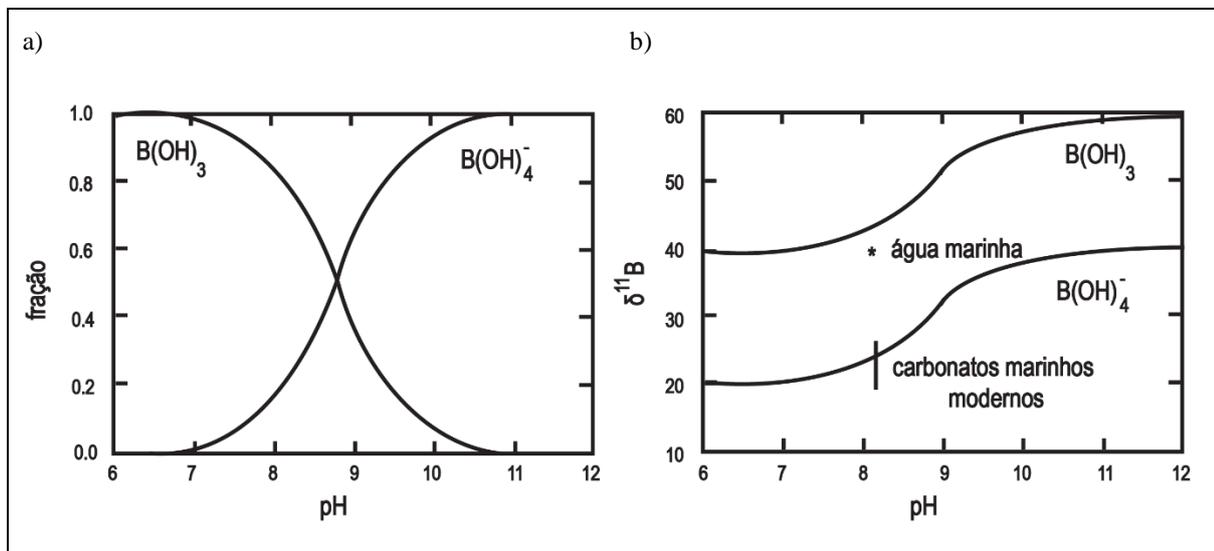


Figura 3.16: a) Distribuição de  $B(OH)_3$  e  $B(OH)_4^-$  versus pH, e b) variação de  $\delta^{11}B$  versus pH em complexos trigonais e tetragonais (Leeman & Sisson 1996).

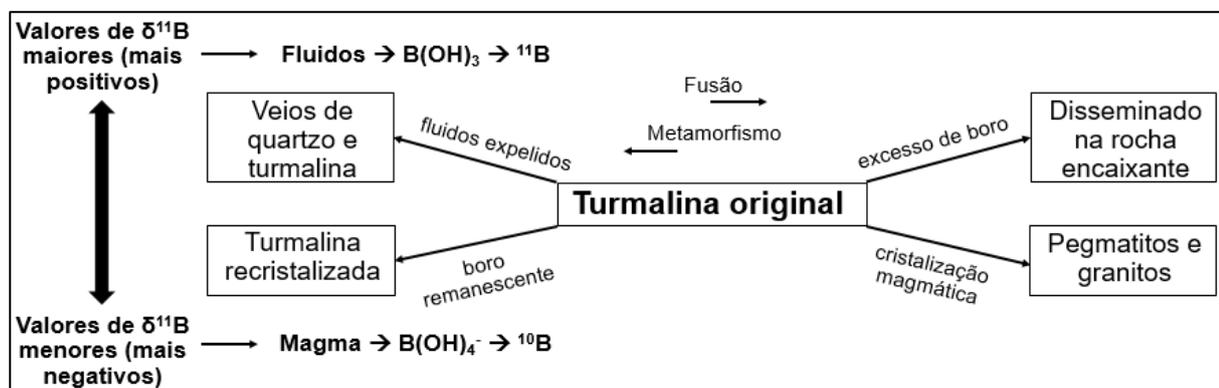


Figura 3.17: Diagrama esquemático que ilustra o comportamento de fluidos e isótopos de B em rochas ricas em turmalinas durante metamorfismo regional (Slack *et al.* 1993).

### 3.4.2 Isótopos de B em Granitos e Pegmatitos

As turmalinas representam o único mineral de B importante em sistemas graníticos e, uma vez que são altamente resistentes a mudanças isotópicas pós-magmáticas (Tonarini *et al.* 1998), assume-se que os valores medidos de  $\delta^{11}\text{B}$  registram as composições primárias do magma/fluido dos quais foram formadas. Como resultado, o estudo isotópico de B nesses minerais fornece informações úteis a respeito de relações magma-volátil, evoluções magmático-hidrotermais e origem das rochas graníticas, particularmente leucogranitos peraluminosos e pegmatitos com concentrações relativamente altas de voláteis.

Em pegmatitos, a variação dos isótopos de B é comumente maior do que em granitos, provavelmente devido ao fato de que os primeiros possuem menores temperaturas de cristalização, maior conteúdo de voláteis, menor volume de magma, e maior tendência para segregações minerais e imiscibilidade/exsolução de fluidos, todos fatores que propiciam maior fracionamento isotópico e que podem operar localmente (Trumbull *et al.* 2013).

Análises de turmalinas de granitos e pegmatitos sugerem que não existe correlação entre a composição isotópica e química desses minerais (Jiang 1998; Tonarini *et al.* 1998; Trumbull *et al.* 2013). Variações significativas dos valores de  $\delta^{11}\text{B}$  entre gerações primárias e tardias de turmalinas, em vez de provocadas pela evolução química do magma, podem se relacionar com fracionamento isotópico dependente da temperatura durante o crescimento do cristal (Trumbull *et al.* 2008). Entretanto, outros estudos determinaram uma relação entre a composição química e valores de  $\delta^{11}\text{B}$ , seja pela influência das rochas fonte (Chaussidon & Albarède 1992) ou pelo fracionamento isotópico entre minerais e exsolução após particionamento dos isótopos entre magma e fluidos (Siegel *et al.* 2016).

Torres, J. L. L., 2018. Geoquímica de micas e turmalinas de pegmatitos do Distrito Pegmatítico.....

## CAPÍTULO 4

### PEGMATITOS NO BRASIL

---

Uma das mais importantes ocorrências de rochas pegmatíticas do mundo ocorre no Brasil, cujos corpos são agrupados em três províncias neoproterozoicas: Oriental, Nordeste e Meridional (Paiva 1946; Figura 4.1). A Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB) é a maior e mais importante economicamente, seguida pela Província do Nordeste. De direção NNE-SSW, a PPOB ocorre numa faixa com cerca de 800 km de extensão por 100 a 150 km de largura e compreende uma superfície de, aproximadamente, 150.000 km<sup>2</sup>. Estende-se pelos estados da Bahia, Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro.

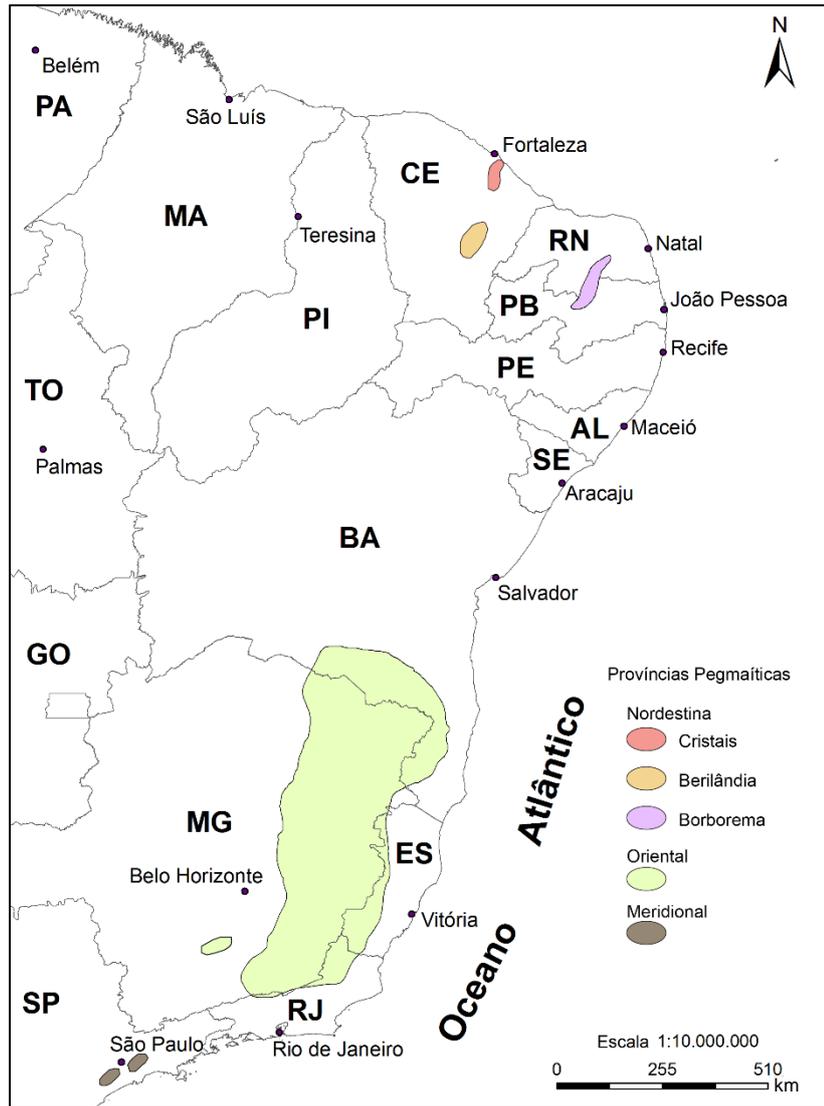
Os pegmatitos da PPOB, formados tanto por anatexia quanto por diferenciação magmática, se apresentam, normalmente, na forma tabular ou lenticular, e podem ter centenas de metros de comprimento e dezenas de metros de largura. As rochas hospedeiras são tipicamente xistos e gnaisses de comportamento dúctil, mas há também os pegmatitos encaixados em granitos (Oliveira *et al.* 2000).

Na década de 1940, o interesse econômico em relação aos pegmatitos concentrava-se na grande quantidade de mica encontrada, mas atualmente são produzidos berilo industrial, feldspato e caulim para indústria cerâmica, quartzo, nióbio-tantalatos, minerais de lítio, peças para coleção e minerais-gemas (Mendes 1995).

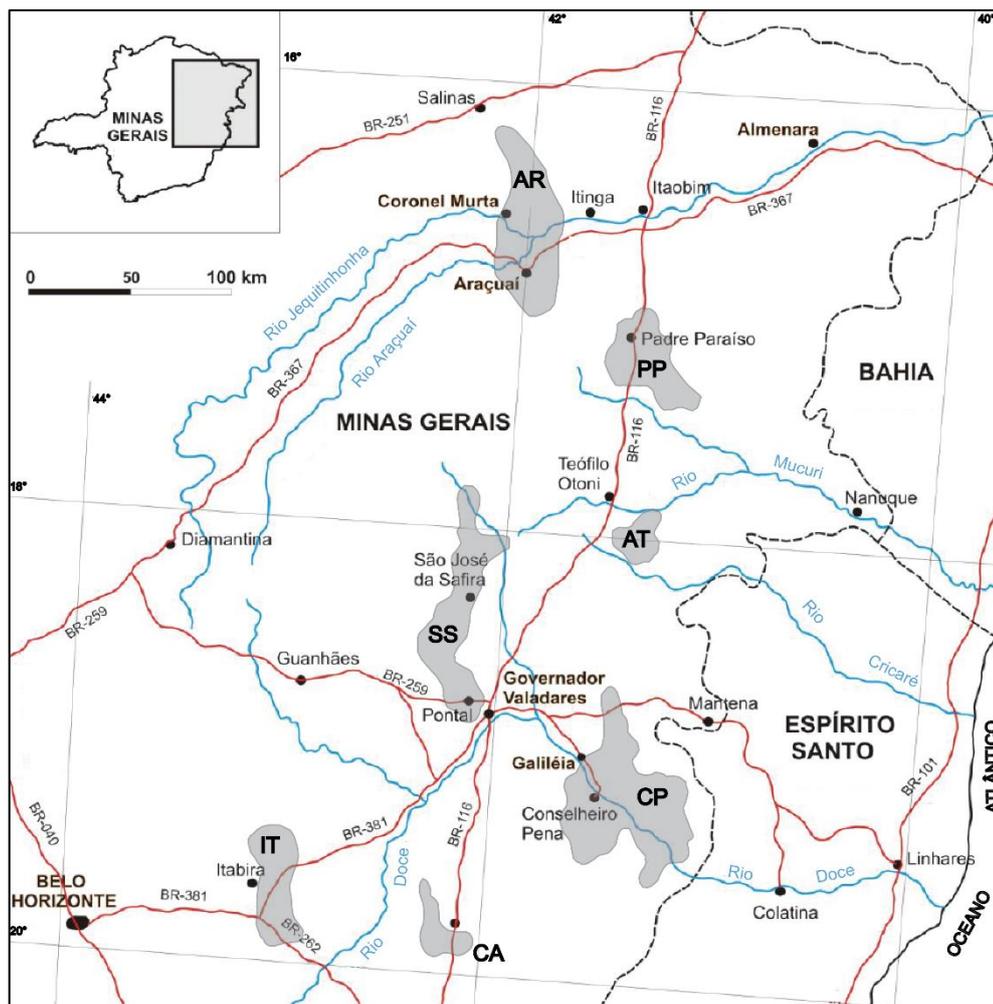
#### **4.1 Distritos Pegmatíticos da PPOB**

Onze distritos pegmatíticos são identificáveis na PPOB, com base na distribuição geográfica, relações com rochas encaixantes e granitos parentais, idades e principais recursos minerais (Pedrosa-Soares *et al.* 2009): Pedra Azul, Padre Paraíso, Araçuaí, Ataleia, São José da Safira, Conselheiro Pena, Malacacheta, Santa Maria de Itabira, Caratinga, Espera Feliz e Espírito Santo. Na Figura 4.2 estão destacados os sete principais distritos em Minas Gerais e a Tabela 4.1 contém os campos pegmatíticos pertencentes a cada um deles.

O tamanho dos corpos relaciona-se com sua espessura, tipo de rocha encaixante e presença de estruturas como foliação, falhas e fraturas (Netto *et al.* 2000). Assim, os pegmatitos podem ser muito pequenos (espessura <0,5 m), pequenos (espessura entre 0,5 e 5 m), médios (espessura entre 5 e 15 m), grandes (espessura entre 15 e 50 m), ou muito grandes (espessura maior que 50 m).



**Figura 4.1:** Localização das três províncias pegmatíticas brasileiras segundo Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus *et al.* (1981 e 1984).



**Figura 4.2:** Principais distritos pegmatíticos (áreas em cinza) da PPOB no Estado de Minas Gerais: AR: Araçuaí, AT: Ataleia, CA: Caratinga, CP: Conselheiro Pena, IT: Itabira, PP: Padre Paraíso, SS: São José da Safira (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2009).

**Tabela 4.1:** Distritos e campos pegmatíticos em Minas Gerais (baseado em Netto *et al.* 2000 e Paes *et al.* 2016).

| Distritos Pegmatíticos | Campos Pegmatíticos | Rochas encaixantes   | Tamanho dos Corpos  | Formas dos corpos  |
|------------------------|---------------------|--|---|--|
|                        | Serra do Cruzeiro   | Xistos, quartzitos, gnaisses e raramente rochas metaultramáficas | Pequenos a grandes, raramente muito grandes               | Tabular, lenticular, ramificado, Ameboidal, bolsão, complexo |
| São José da Safira     | Santa Rosa          | Xistos, gnaisses e granitos                                      | Médios a grandes, eventualmente pequenos ou muito grandes | Tabular, lenticular, ramificado                              |
|                        | Poté - Ladainha     | Xistos e gnaisses  | Pequenos a médios   | Tabular, lenticular  |
|                        | Golconda            | Xistos e gnaisses  | Pequenos a grandes  | Tabular, lenticular, ramificado                              |
|                        | Marilac             | Xistos, gnaisses, granitos e Complexo basal                      | Pequenos a grandes  | Tabular, lenticular, ramificado                              |

**Continuação – Tabela 4.1:** Distritos e campos pegmatíticos em Minas Gerais (baseado em Netto *et al.* 2000 e Paes *et al.* 2016).

| Distritos Pegmatíticos | Campos Pegmatíticos                  | Rochas encaixantes                     | Tamanho dos Corpos                              | Forma dos corpos    |
|------------------------|--------------------------------------|--|---|---------------------|
| Conselheiro Pena       | Resplendor                           | Xistos, gnaisses e tonalitos           | Principalmente pequenos, até grandes            | Tabular, lenticular |
|                        | Goiabeira                            | Xistos, gnaisses, granitos e tonalitos | Principalmente pequenos, até grandes            | Tabular, lenticular |
|                        | Galileia - Mendes Pimentel           | Xistos, granitos e tonalitos           | Pequenos a médios, eventualmente grandes        | Tabular, lenticular |
|                        | Itatiaia - Barra do Cuieté           | Xistos, gnaisses, granitos e tonalitos | Pequenos a médios                               | Tabular, lenticular |
|                        | Alvarenga - Itanhomi                 | Granitos, gnaisses e quartzitos        | Pequenos  | Tabular             |
| Araçuaí                | Itinga                               | Xistos e granitos                      | Pequenos a eventualmente muito grandes          | Tabular, lenticular |
|                        | Virgem da Lapa – Coronel Murta       | Xistos e granitos                      | -   | -                   |
|                        | Rubelita                             | Xistos e granitos                      | -   | -                   |
|                        | Curralinho                           | Granitos e quartzitos                  | Pequenos  | Tabular, lenticular |
|                        | Lufa                                 | -                                      | Pequenos  | Tabular             |
|                        | Neves                                | Gnaisses                               | Pequenos a médios, eventualmente grandes        | Tabular, lenticular |
| Padre Paraíso          | Padre Paraíso - Catugi               | Granitos                               | Pequenos, eventualmente médios                  | Tabular             |
|                        | Faísca                               | -                                      | -   | -                   |
|                        | Novo Oriente                         | Granitos                               | Pequenos  | Tabular             |
| Ataleia                | Ataleia - Filadélfia                 | Granitos                               | Pequenos, eventualmente médios                  | Tabular             |
| Santa Maria de Itabira | Itabira - Ferros                     | Gnaisses, granitos e xistos            | Pequenos a médios, eventualmente muito pequenos | Lenticular          |
|                        | São Domingos do Prata - Antônio Dias | Gnaisses, granitos e xistos            | Pequenos a grandes                              | Tabular, lenticular |
| Caratinga              | Caratinga                            | Gnaisses e xistos                      | Pequenos a médios                               | Lenticular          |
|                        | Vargem Alegre                        | Gnaisses                               | Pequenos a médios                               | Lenticular          |

#### 4.1.1 Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena

O Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena (DPCP) destaca-se pela presença de associações de fosfatos primários e secundários/metassomáticos (eosforita, hureaulita, reddingita, variscita, vivianita, frondelita, entre outros), depósitos econômicos de brasilianita e trifilita, minerais raros para coleção e gemas, com mais de 220 lavras ativas e inativas (Netto *et al.* 2000). Na região entre Divino das Laranjeiras e Mendes Pimentel ocorrem mais de 30 corpos pegmatíticos com mineralogia típica de corpos evoluídos geoquimicamente, com abundante quantidade de minerais de lítio como amblygonita-montebrazita, trifilita-litiofilita, *lepidolita* e espodumênio (Chaves & Scholz 2008).

Com base na presença ou ausência de determinados minerais fosfáticos, os pegmatitos desse distrito foram classificados por Scholz (2002) e Scholz *et al.* (2003) em seis grupos: 1) pegmatitos sem

fosfatos primários, 2) pegmatitos pobres em lítio, com trifilita, 3) pegmatitos ricos em lítio, com trifilita predominante, 4) pegmatitos ricos em lítio, com montebrasita predominante, 5) pegmatitos com apatita, e 6) pegmatitos com monazita. Scholz *et al.* (2011) também dividiram os pegmatitos de acordo com a presença ou ausência de minerais primários de lítio ou sua paragênese mineral secundária: 1) pegmatitos muito pobres em Li ou sem minerais primários de Li, 2) pegmatitos com espodumênio, 3) pegmatitos com trifilita, e 4) pegmatitos com montebrasita.

Considera-se que grande parte dos pegmatitos deste distrito são resíduos do fracionamento de granitos da Suíte Urucum, pertencente à supersuíte G2 (Nalini Jr. *et al.* 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2009). Os corpos estão majoritariamente encaixados em rochas metamórficas da fácies anfíbolito, como sillimanita-estauroilita-granada-mica xistos intercalados com rochas calcissilicáticas, metagrauvacas e quartzitos do Grupo Rio Doce (Pedrosa-Soares *et al.* 2009). Os pegmatitos estudados neste trabalho são descritos a seguir.

### ***Cigana***

O pegmatito da lavra da Cigana, também conhecida como João, possui forma elíptica (40 x 30 x 20 m; dimensões estimadas por Bajot *et al.* (2014)), e ocorre ao longo da foliação sub-vertical do xisto hospedeiro. O corpo apresenta associações minerais fosfáticas complexas, com trifilita, beusita e fluorapatita como fases primárias. A matriz consiste, principalmente, de albita sacaroidal ( $\pm$  quartzo) ou quartzo e K-feldspato (ocasionalmente, com intercrescimento gráfico), com aparecimento de turmalinas pretas (shorlita) de até 10 cm de comprimento, granada em massas de até 5 cm de diâmetro associadas com apatita e por vezes com trifilita e muscovitas de coloração amarelada (Figura 4.3). Outros minerais são berilo de até 3 cm de comprimento, espodumênio primário amarelado e translúcido, columbita-tantalita, lolingita, chamosita, zircão, óxidos de Fe, Mn, U e Bi, gahnita, esfalerita e pirita (Bajot *et al.* 2014). Em campo foram observados cristais de microclina pertítico, albita (cleavelandita), frondelita, vivianita e metaswitzerita no rejeito. A Figura 4.4 ilustra cristais de espodumênio em matriz de albita sacaroidal com lamelas centimétricas de muscovita. De acordo com Bajot *et al.* (2014), a presença de albita sacaroidal e albita (cleavelandita) indica a possível influência de processos de albitização.



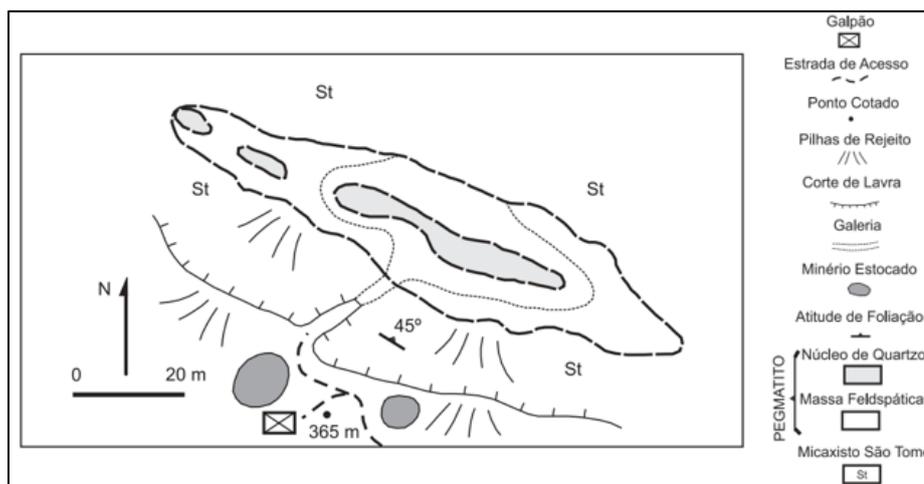
**Figura 4.3:** Micas amareladas em massa feldspática encontradas no rejeito da Lavra da Cigana.



**Figura 4.4:** Cristais de espodumênio em matriz de albita sacaroidal com lamelas centimétricas de muscovita encontrados no rejeito.

### ***Boca Rica***

A lavra Boca Rica produz principalmente feldspato para indústria, berilo como subproduto e muitos fosfatos raros são comercializados como peças de coleção (Chaves *et al.* 2005). A forma e características do pegmatito foi esquematizada por esses autores e é representada na Figura 4.5. O corpo possui dimensões de 100 x 30 m e apresenta-se concordante com a foliação dos xistos encaixantes, de atitude N65°W/45°NE. A zona intermediária do pegmatito (Figura 4.6), composta principalmente por feldspato (ocasionalmente gráfico), possui trífilita intercrescida com albite, elbaíta e sulfetos, e fosfatos secundários como ferrisicklerita, fosfossiderita, frondelita, hureaulita, purpurita e reddingita. Enormes agregados de pertita ocorrem junto ao núcleo de quartzo, com cristais de berilo industrial, turmalina preta (shorlita) e muscovita (Chaves *et al.* 2005).



**Figura 4.5:** Mapa de detalhe da lavra Boca Rica (Chaves *et al.* 2005).



**Figura 4.6:** Zona intermediária do pegmatito Boca Rica, com galerias da lavra ao fundo.

### *Urucum*

Desde o início dos anos 1960 são explorados na lavra do Urucum minerais industriais como muscovita, *lepidolita*, berilo e feldspato (Chaves *et al.* 2005). O pegmatito possui formato lenticular e direciona-se segundo NE, com forte mergulho para SW. O desenho esquemático da mina é apresentado na Figura 4.7, conforme trabalhos de Cassedanne (1986). É hospedado pelo Granito Urucum, que possui fenocristais de K-feldspato sem orientação preferencial imersos em matriz de granulação fina (Figura 4.8). O corpo pegmatítico é caracterizado por zoneamento evidente, com um nível fino rico em turmalina preta em contato abrupto com a zona mural. Na zona intermediária ocorrem enormes cristais de feldspato com corpos de substituição, além de agregados de albita (cleavelandita), turmalina (shorlita), berilo (água-marinha), muscovita, granada, espodumênio gemológico (kunzita e hiddenita) de caráter hidrotermal, stokesita e agregados de uraninita e löllingita. O núcleo de quartzo é composto por cristais de quartzo leitoso com máximo de 1 m de comprimento e xenólitos de xisto são comuns (Cassedanne 1986; Netto *et al.* 2000; Chaves *et al.* 2005).

### *Sapo*

A lavra do Sapo destaca-se como importante produtora de apatita, além de quartzo (Figura 4.9) e mica industriais, quartzo como peça de coleção e elbaíta (Netto *et al.* 2000; Menezes 2009). O pegmatito se situa sob depósitos aluvionares do Córrego do Horácio, e apresenta-se sub-horizontal, concordante com a foliação do xisto encaixante. Suas dimensões não podem ser determinadas com precisão, mas atingem pelo menos 15 m de espessura e 80 m de comprimento. A zona de contato possui microclina de grão fino, mica escura, quartzo e turmalina preta (shorlita). A zona intermediária consiste em microclina mais grossa, quartzo, albita, muscovita cinza, *lepidolita*, turmalina escura (shorlita), elbaíta, apatita associada com clorita, ambligonita, berilo e columbita-tantalita. Núcleos de quartzo lenticulares e descontínuos ocorrem associados a albita, microclina, mica amarelada, turmalina escura (shorlita) e berilo (Menezes 2009).

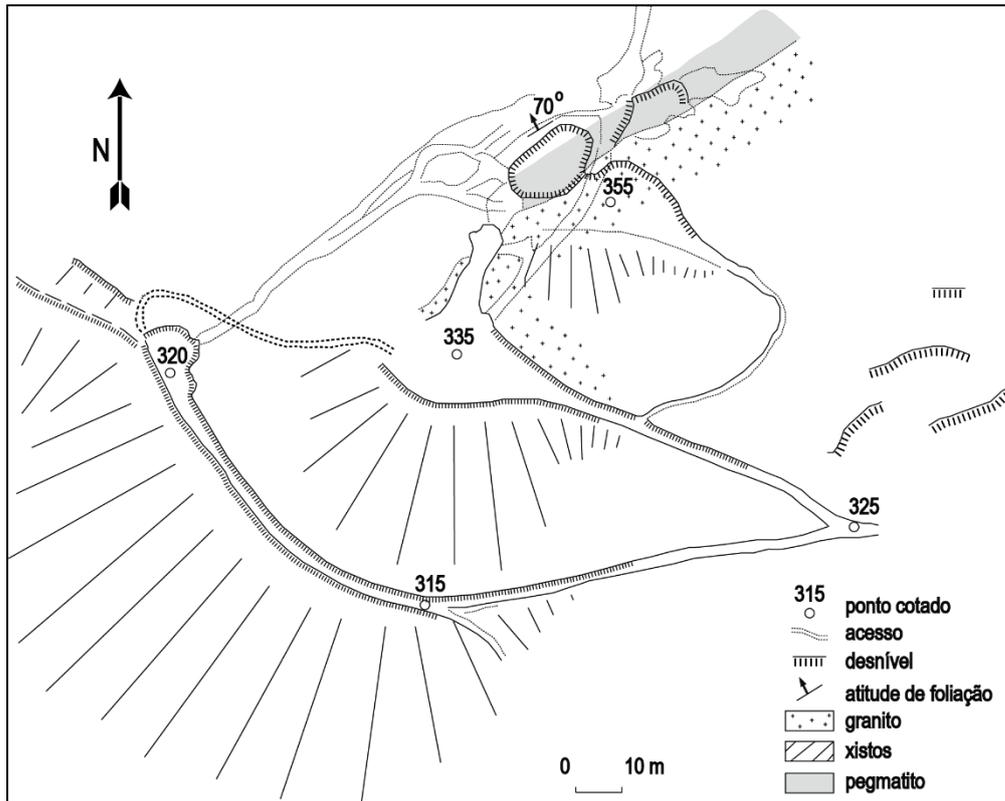


Figura 4.7: Esboço da lavra do Urucum (modificado de Cassedanne 1986).



Figura 4.8: Afloramento do Granito Urucum próximo à entrada da lavra homônima. Observar fenocristais de K-feldspato sem orientação preferencial.



**Figura 4.9:** Cristais de quartzo rolado encontrados no depósito aluvionar acima do pegmatito da Lavra do Sapo.

### ***Pomarolli***

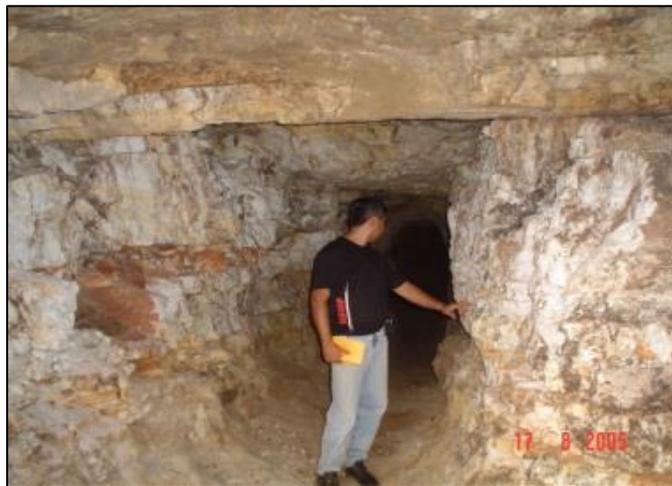
Micas, K-feldspato, albita, berilo, ambligonita e turmalina foram extraídos da lavra durante a Segunda Guerra Mundial (Dardenne & Schobbenhaus 2001) e na década de 1990 houve extensa exploração de feldspato. O pegmatito é orientado E/SE-S, e possui cerca de 10 m de largura (Atencio *et al.* 2005). Vários fosfatos secundários (fluorapatita, frondelita e eosforita; Cassedanne 1983), ambligonita gemológica (Netto *et al.* 2000), elbaíta, uraninita, columbita-tantalita, brasilianita e roscherita (Atencio *et al.* 2005) ocorrem neste corpo. Em campo foi observada uma assembleia mineralógica constituída de apatita, turmalina escura, eosforita, albita, microclina, mica branca, columbita-tantalita, quartzo, atencioíta, trifilita e berilo.

### ***Jonas***

A lavra do Jonas, inicialmente denominada João Pinto e posteriormente Fiote e Jonas Lima, teve sua exploração baseada principalmente em elbaíta colorida de qualidade e beleza singulares. O pegmatito possui forma lenticular a irregular, com dimensões em torno de 10 a 12 m de largura e 200 m de comprimento. O corpo, zonado e diferenciado, é encaixado conforme a foliação sub-vertical de quartzo-biotita xisto da Formação São Tomé, na direção N30°E e mergulho de 70°. O contato do pegmatito com o xisto é irregular, com intensa deformação, processos de feldspatização e turmalinização da encaixante. Na zona mural ocorrem cristais de turmalina preta (schorlita) de até 20 cm de diâmetro e quase 1 m de comprimento perpendiculares à superfície de contato. A zona intermediária é marcada por intenso processo de albitização, com albita maciça, geodos com a variedade cleavelandita e elbaíta. Grandes cristais de quartzo-leitoso fazem parte do núcleo descontínuo do corpo. Outros minerais associados são microclina, mica (muscovita, biotita e *lepidolita*), feldspato gráfico, berilo industrial, bertrandita, fluorapatita, cassiterita, microlita, monazita, spessartina e vermiculita (Netto *et al.* 2000; Wilson 2012).

### ***Itatiaia***

A lavra está em atividade há mais de 60 anos, com extração de seixos, blocos e matacões de sílexito para fins industriais e siderúrgicos, e cristais de elbaíta, água-marinha e outros minerais-gema (Netto *et al.* 2000). O pegmatito segue a foliação da rocha hospedeira, é tabular, diferenciado e zonado, embora as zonas de contato e mural sejam pouco discerníveis uma da outra. A zona intermediária (Figura 4.10) consiste em albita maciça e na variedade cleavelandita, feldspato perítico, micas com até 10 cm de comprimento, quartzo, turmalina escura (schorlita), espodumênio e berilo (heliodoro e morganita). O núcleo de quartzo representa cerca de 30% do corpo. Pequenos cristais de esmeralda ocorrem perto do contato entre o pegmatito e lentes anfíbolíticas presentes no xisto cálcio-silicático encaixante (Netto *et al.* 2000), e a associação mineral observada associada às intrusões máficas inclui tremolita-actinolita, flogopita e biotita.



**Figura 4.10:** Vista de uma das galerias do pegmatito Itatiaia (Newman Carvalho 2009).

## CAPÍTULO 5

# MICA AND TOURMALINE GEOCHEMISTRY OF PEGMATITES FROM CONSELHEIRO PENA PEGMATITE DISTRICT, MINAS GERAIS, BRAZIL: IMPLICATIONS FOR PEGMATITE GENESIS AND EVOLUTION

---

### ABSTRACT

Geochemical studies on mica and tourmaline and boron isotopic analysis on tourmaline from pegmatites of the Conselheiro Pena Pegmatitic District – Eastern Brazilian Pegmatite Province – were conducted in order to: 1) analyze their relationship with the Urucum granite, believed to be their source pluton; 2) investigate their origin and evolution; and 3) assess their economic potential. Considering the fractionation from a granitic pluton as the most accepted model for pegmatite genesis, some factors suggest the studied pegmatites do not represent residual magmas from the Urucum suite fractionation: the latter cannot be classified as fertile according to the chemical composition of its facies; the emplacement of rare element pegmatites around and within the Urucum granite is inconsistent with the model of evolution and location of rare element-rich melts as they evolve from a common granitic intrusion; and there are no clear geochemical trends among the studied minerals from the pegmatites and those found in the Urucum suite. Boron isotope analysis measured on tourmaline crystals yielded  $\delta^{11}\text{B}$  values in the range of -16.3 to -11.3 ‰ (n=86) for the pegmatites, -13.8 to -11.5 ‰ (n=8) for the São Tomé Formation host schists and -14.0 to -13.1 ‰ (n=6) for the Córrego do Onça facies of the Urucum suite. This extremely similar isotopic composition suggests all the analyzed rocks come from a common source, but more studies are needed to determine whether the intrusions come from fractionation of a hidden granitic pluton or they represent partial melting of a yet unknown metasedimentary protolith. Most pegmatites are classified as complex and some (Boca Rica, Cigana and Pomarolli) are Li-bearing, with spodumene, triphylite and/or amblygonite. However, mica and tourmaline chemical compositions show no correlation with the presence of such Li-minerals: where Li-minerals occur, mica and tourmaline have low values of rare elements, while mica and tourmaline from

Jessica Larissa Lima<sup>a\*</sup>, Ricardo Scholz<sup>a</sup>, Capucine Albert<sup>a</sup>, Tânia Mara Dussin<sup>b</sup>, Cristiano Lana<sup>a</sup>, Glauca Queiroga<sup>a</sup>, Marco Paulo de Castro<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, MG, Brazil

<sup>b</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, MG, Brazil

\* Corresponding author: Jessica Larissa Lima. E-mail: [jljima.geol@gmail.com](mailto:jljima.geol@gmail.com)

Torres, J. L. L., 2018. Geoquímica de micas e turmalinas de pegmatitos do Distrito Pegmatítico.....

pegmatites without Li-minerals (Urucum, Sapo and Jonas) show higher amounts of elements such as Li, Rb, Cs and Sn. Therefore, it seems not possible to use mica and tourmaline chemical analysis to assess the economic potential of each pegmatite.

*Keywords:* mica, tourmaline, pegmatite, geochemistry, boron isotopes, Conselheiro Pena, Eastern Brazilian Pegmatite Province, Araçuaí orogen

## 5.1 – INTRODUCTION

Pegmatites are an important source for rare elements, such as Li, Cs, Ta, Sn and Be, and understanding their genesis and evolution is one of the key factors to assure the discovery of new deposits and to plan effective exploration models, considering a growing demand mainly for Li during the next years.

The most accepted model of pegmatite genesis assumes they represent the final stages of granitic crystallization, where the residual melts are enriched in incompatible and rare elements (e.g. Li, Be, Ta, Nb, Cs, Ce), fluxing-agents and volatile components (e.g. B, F, P) (Simmons & Webber 2008). In this model, the pegmatite field surrounding a source granite is generally zoned with respect to rare element distribution, with the more geochemically evolved components located in pegmatites further away from the source pluton (Trueman & Černý 1982; Černý 1991c; London 2008a). When the pegmatite distribution does not follow this pattern, but is instead complex or random, it may be possible that each body is related to its own intrusive source, which is not necessarily exposed (Beurlen *et al.* 2014).

Another model for the genesis of pegmatites involves an anatectic origin (e.g. in migmatitic terrains), whereby pegmatites form by direct partial melting of metasediments. Flux components such as B and Li and other incompatible elements are in this case provided by sedimentary sequences, and a granitic melt would not be required as a source to the pegmatites (Simmons & Webber 2008).

Micas represents one of the most suitable minerals for an examination of the geochemical behavior and economic potential of pegmatites at regional or local scale due to their great chemical variability and occurrence at specific zones and phases during pegmatite evolution (Černý *et al.* 1985; Tischendorf *et al.* 1997; Marchal 2014). The content of elements such as Li, Rb, Cs, Sn and Ta in micas indicate the fractionation of the melt and can be used to investigate the pegmatites origin, evolution and rare elements enrichment (Cocker 1992; Morteani *et al.* 2000; Selway *et al.* 2005; Akoh *et al.* 2015).

Tourmaline easily incorporates numerous chemical elements, which makes them an important tool to understand the petrogenesis and evolution of different magmatic phases and the composition of the environment in which they formed (Henry & Guidotti 1985; Jolliff *et al.* 1986; van Hinsberg *et al.* 2011). Additionally, this mineral is the most common borosilicate on Earth, and as such, it is an ideal tool to study boron isotope variations. As a highly incompatible and fluid-mobile element, boron isotopes are used to study magmatic-hydrothermal systems and the evolution of granitic rocks (Smith & Yardley 1996; Jiang & Palmer 1998; Trumbull & Chaussidon 1999; Trumbull *et al.* 2013; Siegel *et al.* 2016).

The Eastern Brazilian Pegmatite Province (EBPP), located in the Araçuaí orogen (SE Brazil), is globally recognized and one of the most important sources of gemstones in the country, and previous studies of mineral chemistry from pegmatites aimed to investigate their economic potential (Quéméneur

& Lagache 1999; Morteani *et al.* 2000; Bilal *et al.* 2010). On a metallogenic division, the Conselheiro Pena Pegmatite District (CPPD) is one of the eleven districts of the EBPP (Pedrosa-Soares *et al.* 2011), and is characterized by singular phosphate assemblages, economic deposits, rare minerals for collection, gem production and numerous Li-rich pegmatites (Pedrosa-Soares *et al.* 2009). Scholz *et al.* (2011) classified the pegmatites from CPPD based on the presence or not and the type of primary lithium minerals. However, a systematic and comprehensive research on the rare element occurrence and petrogenetic studies to discuss the origin and evolution of the pegmatites from this district is yet to be done.

In this paper, we present a geochemical and boron isotopic study on mica and tourmaline from seven pegmatites in the CPPD, to investigate their origin, evolution and relation with a potential parental granite, and to assess their rare element content and economic potential.

## 5.2 – REGIONAL GEOLOGY

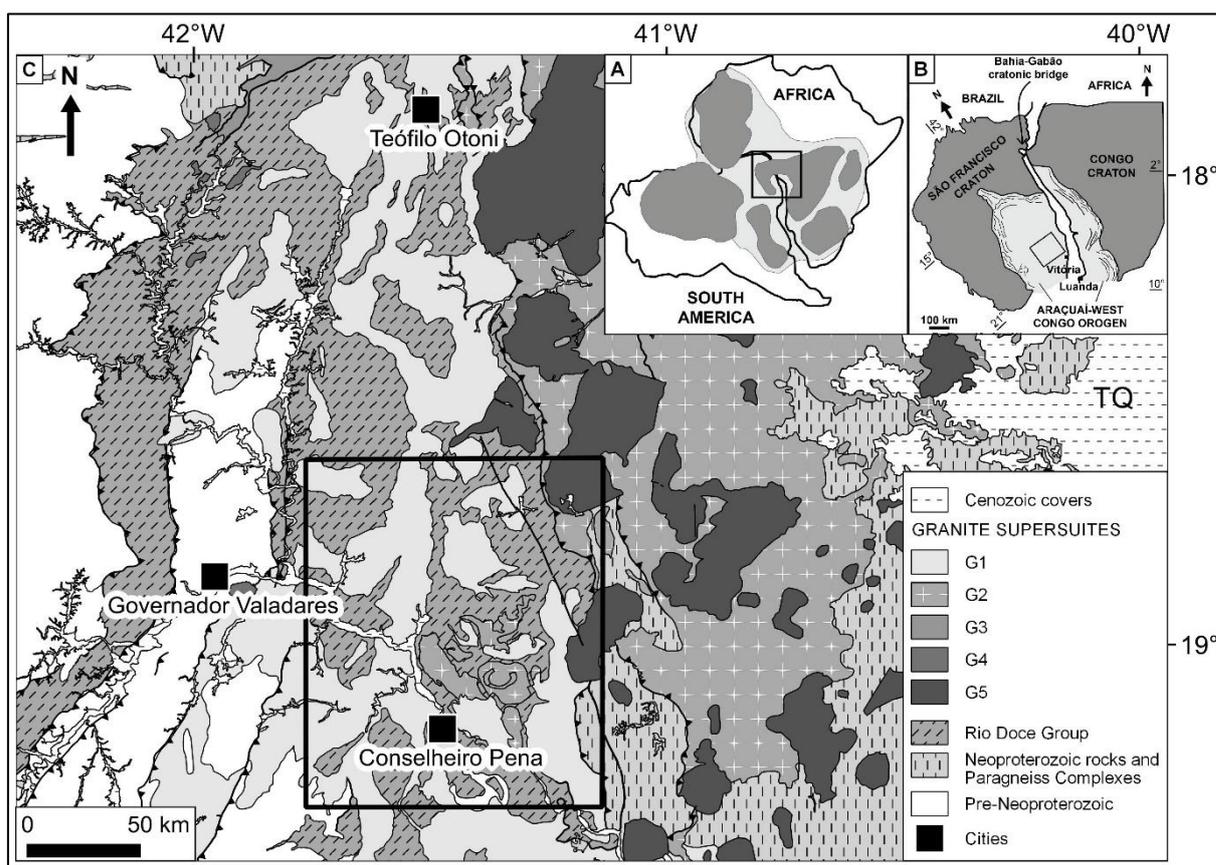
The Eastern Brazilian Pegmatite Province is part of the Araçuaí orogen, in eastern Brazil. The orogen comprises two thirds of the larger Araçuaí-West Congo orogen (Pedrosa-Soares *et al.* 2008), which formed during the amalgamation of West Gondwana (Fig. 5.1a, b).

The Araçuaí orogen is described as a confined orogen (Pedrosa-Soares *et al.* 2007), in that it is bounded to the west, north and east by cratonic blocks (Fig. 5.1b). Its external domain is represented by a low-grade metamorphic fold-thrust belt, and the internal metamorphic-anatectic crystalline core consists of high-grade metamorphic rocks and granitoids (Pedrosa-Soares *et al.* 2008). The products of the Ediacaran to Cambrian magmatism were divided into five granitic supersuites (Fig. 5.1c; Pedrosa-Soares *et al.* 2011): G1 (630-585 Ma), composed of I-type tonalites and granodiorites with minor diorite and mafic enclaves from the collisional magmatic arc; G2 (585-560 Ma), with syn-collisional anatectic S-type granites and subordinate I-type granites; G3 (545-525 Ma), consisting of late- to post-collisional S-type leucogranites; G4 (530-500 Ma), represented by post-tectonic S-type subalkaline highly fractionated granites and associated pegmatites; and G5 (520-480 Ma), composed of post-collisional (late orogenic) high-K calc-alkaline I-type meta- to peraluminous intrusions and pegmatites.

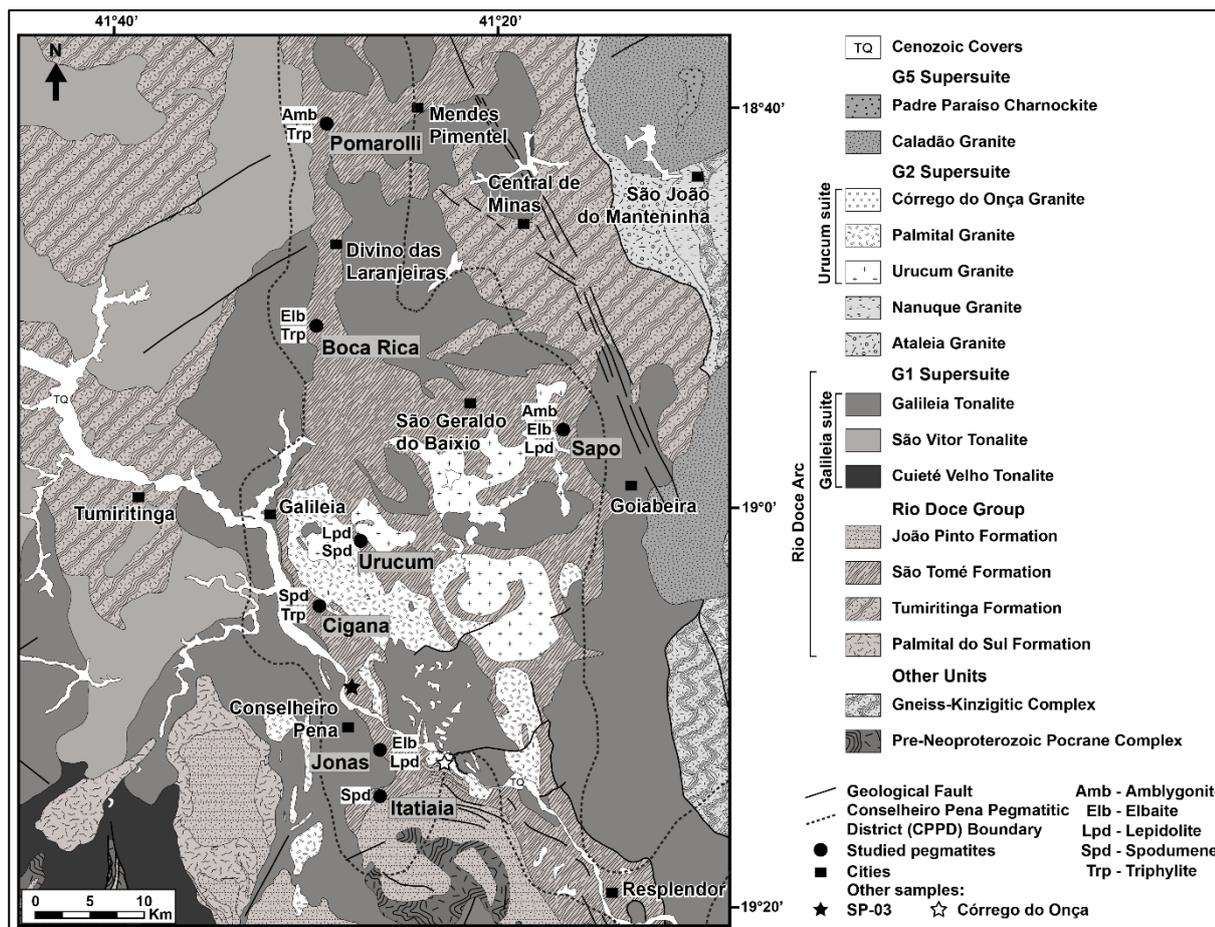
A model proposed by Alkmim *et al.* (2006) for the formation of the Araçuaí-West Congo orogen started with the opening and closure of the Macaúbas basin, followed by the development of a magmatic arc (G1 supersuite) and a syn-collisional phase between the African and Brazilian passive margins. In this stage, a large volume of S-type granites (G2 supersuite) was produced and an ultimate gravitational collapse originated the post-collisional granites (G4 and G5 supersuites).

In our study area (Fig. 5.2), the G1 supersuite is represented by the Galileia suite, which comprises the Galileia, São Vitor and Cuieté Velho batholiths, consisting of metaluminous to

peraluminous medium-K I-type tonalites with calc-alkaline affinities (Chaves and Scholz 2008). The G2 supersuite is represented by the peraluminous Ataleia and Nanuque granites, and the Urucum suite, intruded in the São Tomé Formation schists. The Urucum suite ( $582 \pm 2$  Ma; Nalini Jr. *et al.* 2015) consists of syn-collisional leucogranitic rocks essentially of crustal origin, crystallized between 750 and 600 °C, at approximately 4 kbar (12 km) (Nalini Jr. 1997), with notable enrichment in Na<sub>2</sub>O and depletion in MgO and CaO compared to classic S-type granites. Nalini Jr. *et al.* (2015) divided the suite into four granitic facies: the Urucum, Palmital, Córrego do Onça and a pegmatitic granite. The Urucum granite is a coarse- to very coarse-grained porphyritic peraluminous granite, believed to be parental to the pegmatites in the region and is crosscutted by variable-sized pegmatitic bodies. The Palmital granite is a homogeneous medium- to coarse-grained granitoid, sometimes porphyritic and foliated and more deformed than the Urucum granite. The Córrego do Onça granite is the tourmaline-bearing facies, and consists of peraluminous foliated rocks. The pegmatitic granite represents a leucocratic, coarse-grained dome, which has a gradual contact with other pegmatites. In our study area, the G5 suite comprises the I-type Caladão granite and the Padre Paraíso charnockite.



**Figure 5.1:** a) The São Francisco–Congo craton in the context of West Gondwana; b) The Araçuaí–West Congo orogen (after Alkmim *et al.* 2006); c) Geological map of the central to southern part of the Araçuaí orogen, with the boundary of the investigated region in black.



**Figure 5.2:** Simplified geological map of the study area showing the location of the studied pegmatites and the occurrence of Li-forming minerals.

The Rio Doce Group consists of a set of Neoproterozoic metasedimentary rocks, mainly schists, quartzites and calc-silicate rocks, occasionally interspersed with marble and amphibolite (Vieira 2007). This sequence is believed to be the volcano-sedimentary cover of the Rio Doce magmatic arc (Novo 2013). From bottom to top, the Rio Doce Group consists of the Palmital do Sul, Tumiritinga, São Tomé and João Pinto Formations (Vieira 2007). The Palmital do Sul Formation comprises a succession of quartzites and biotite schists and gneisses, occasionally interspersed with layers of amphibolite, calc-silicate and banded metavolcanic rocks of pyroclastic nature (Vieira 2007). The Tumiritinga Formation is represented by mica schists and gneisses interspersed with quartzite, marble, calc-silicate and metavolcanoclastic rocks. The São Tomé Formation is the host of most pegmatites in the area. The unit is composed of quartz-mica schists and metagreywackes, with compositional banding of micaceous layers interspersed with quartz-feldspar layers, and occasionally marble and calc-silicate rocks (Chaves *et al.* 2005; Vieira 2007; Chaves & Scholz 2008). Detrital zircons within this unit yielded a maximum depositional age of  $594 \pm 3$  Ma (Vieira 2007). The João Pinto Formation comprises micaceous and feldspathic quartzites, sometimes interspersed with mica-quartz schist and calc-silicate rock (Vieira 2007).

The Palmital do Sul and Tumiritinga Formations are interpreted as being deposited in intra-arc and fore-arc basins, during the late developing stage of the magmatic arc: the former would be located near the volcanic mountain and the latter is associated with a marine environment, farther from the volcanoes. The São Tomé Formation is believed to have been deposited in the proximal part of the foreland basin by low to high concentrations of turbiditic currents, with contributions of the magmatic arc sediments. The more mature sediments of the João Pinto Formation were deposited in a marine platform environment (Pedrosa-Soares *et al.* 2007; Vieira 2007; Novo 2013).

### 5.3 – PEGMATITE AND SAMPLE DESCRIPTION

In this study, six of the CPPD pegmatites intrude mica schists from the São Tomé Formation and one (Urucum) is hosted by the Urucum granite. Field and petrographic observations and economic recovery for the investigated pegmatites are detailed below and summarized in Table 5.1.

#### 5.3.1 Cigana

This zoned pegmatite is also known in the literature as Jocêo, and has a complex phosphate assemblage. It has an elliptic shape (40 x 30 x 20 m), and occurs along the sub-vertical foliation of the host schist. A silicate matrix is composed of albite, quartz and microcline, with dark tourmaline (can reach 10 cm in length), muscovite (up to 15 cm in length), and garnet (in aggregates of up to 5 cm in diameter) associated with apatite and triphylite (Baijot *et al.* 2014). Other minerals include beryl, spodumene, columbite-tantalite, löllingite, chamosite, zircon, gahnite, sphalerite, pyrite, and Fe, Mn, U and Bi oxides. Triphylite is usually interspersed with silicate minerals, and 27 other phosphates, such as frondelite, vivianite and metaswitzerite occur in the pegmatite, including beusite and fluorapatite as primary phases (Baijot *et al.* 2014). Among the seven pegmatites in this study, Cigana and Itatiaia are the only two believed to have primary spodumene occurrence, with significative amounts on the first body.

#### 5.3.2 Boca Rica

This zoned pegmatite is oriented NW-NE along the foliation of the host schist, and is exposed for about 100 m, with a maximum thickness of 30 m. It is mined mainly for industrial feldspar, and beryl is recovered as a by-product. In addition, it holds large amounts of rare phosphates, which are commercialized as gemstones. Big perthitic aggregates occur along the quartz core, with industrial beryl, dark tourmaline, mica, and triphylite aggregates interspersed with albite, elbaite and sulfides. Triphylite alteration originated ferrisicklerite, fosfosiderite, frondelite, hureaulite, purpurite and reddingite (Chaves *et al.* 2005). Additionally, graphic feldspar, Mn oxides and secondary U minerals are observed in the mining waste.

### 5.3.3 Urucum

This pegmatite intrudes the Urucum granite, which consists of a fine-grained matrix with randomly oriented K-feldspar phenocrysts. It is lens-shaped and oriented NW-SW, sub-vertically. Industrial muscovite, lepidolite, beryl and feldspar have been mined since the 1960s, and abundant spodumene (kunzite and hiddenite), beryl (morganite) and elbaite were discovered during that time. The pegmatite is zoned, with a fine-grained tourmaline-rich border zone in sharp contact with the granitic host rock. Huge feldspar crystals with replacement bodies occur in the intermediate zones, with albite, spodumene, muscovite, beryl, lepidolite, garnet, löllingite, uraninite and stokesite, and dark tourmaline surrounding schist xenoliths (Netto *et al.* 2000; Chaves *et al.* 2005). Differently from Cigana and Itatiaia, the spodumene is assumed to be hydrothermal and occur in miarolitic cavities.

### 5.3.4 Sapo

This sub-horizontal zoned pegmatite is concordant with the schist foliation and is important for the production of industrial and collection quartz, industrial mica, elbaite and astonishing crystals of apatite (Netto *et al.* 2000; Menezes 2009). Its dimensions are hardly determined, since the body is located 20 m below a stream, but it can reach 15 m in thickness and at least 80 m in length. The contact zone has fine-grained microcline, dark mica, quartz and dark tourmaline. The intermediate zone consists of coarse microcline, quartz, albite, grey muscovite, lepidolite, dark and colored tourmaline, apatite with associated chlorite, amblygonite, beryl and columbite-tantalite. Albite, microcline, grey-yellow mica, dark tourmaline and beryl are associated with lenticular and discontinuous quartz cores (Menezes 2009).

### 5.3.5 Pomarolli

The pegmatite is oriented E/SE-S, with around 10 m in width (Atencio *et al.* 2005). Micas, K-feldspar, albite, beryl, amblygonite and tourmaline were mined from this body during the Second World War (Dardenne & Schobbenhaus 2001). Several secondary phosphates (fluorapatite, frondelite, eosphorite), gemological amblygonite (Netto *et al.* 2000), colored tourmaline, uraninite, columbite-tantalite, brazilianite and roscherite occur in this pegmatite (Atencio *et al.* 2005). A mineralogical assemblage of apatite, dark tourmaline, eosphorite, albite, microcline, white mica, columbite-tantalite, quartz, atencioite, triphylite and beryl was observed in the field.

### 5.3.6 Jonas

This pegmatite was firstly named Fiote and then Jonas Lima, and it is famous for its great variety of colored tourmaline. It has an irregular lens-shaped zoned and differentiated body, 10 to 12 m wide and 200 m long. The pegmatite is oriented along the quartz-biotite schist sub-vertical foliation and has an irregular contact with the intensely deformed host rock, marked by zones of albitization and tourmalinization. Dark tourmaline of 20 cm in diameter and up to 1 m in length occurs perpendicular to the contact surface from the wall zone to the intermediate zone, with massive albite and elbaite in

cavities. Huge crystals of quartz are from a discontinuous core (Netto *et al.* 2000; Wilson 2012). Other minerals include microcline, micas (muscovite, biotite and lepidolite), graphic feldspar, industrial beryl, bertrandite, fluorapatite, cassiterite, microlite, monazite, spessartine, vermiculite and rare gemological beryl (aquamarine).

### **5.3.7 Itatiaia**

The pegmatite exploration has been active for over 60 years and has produced a great number of colored tourmaline. Silexite pebbles, blocks and boulders were extracted for industrial and steelwork purposes for 15 years. The pegmatite follows the host rock foliation, is tabular-shaped, differentiated and zoned, although the contact zone and wall zone can hardly be distinguished from each other. The intermediate zone consists of massive albite intergrown with muscovite and quartz. Other minerals are perthitic microcline, dark tourmaline, and minor spodumene (primary) and beryl. The quartz core represents about 30% of the pegmatite body. Small emerald crystals occur near the contact between the pegmatite and amphibolitic lenses in the host calc-silicate schist (Netto *et al.* 2000), and the observed mineral assemblage associated to the mafic intrusions includes tremolite-actinolite, phlogopite and biotite. One tourmaline sample from the host schist (PT-17A, mounted) was collected in this locality, close to the contact zone of the pegmatite.

### **5.3.8 Córrego do Onça granite (thin section)**

The thin section was studied by transmitted- and reflected-light optical microscopy. The leucocratic granite is medium- to coarse grained with inequigranular crystals of quartz (30%), plagioclase (30%), microcline (29%), muscovite (5%), biotite (4%) and accessory garnet, apatite, zircon, tourmaline and opaque. The anhedral weakly zoned tourmaline crystals only occur in a small portion of the thin section.

### **5.3.9 Host schist from the São Tomé Formation (SP-03, thin section)**

In thin section, also observed by optical microscopy, it was observed that the tourmaline-muscovite-plagioclase-biotite-quartz schist is fine- to medium grained with lepidoblastic texture. It is composed of quartz (30%), biotite (25%), plagioclase (20%), muscovite (16%), tourmaline (8%) and accessory zircon. Tourmaline occur as faintly zoned euhedral to subhedral crystals in elongated (up to 600  $\mu\text{m}$  in length) and basal sections (up to 300  $\mu\text{m}$  in diameter).

### **5.3.10 Tourmaline occurrence in pegmatites**

Tourmaline samples can be classified according to their petrographic occurrence (Table 5.1; London *et al.* 1996): i) tourmaline at the border of pegmatites (Itatiaia), which fractionate rapidly through undercooling of magma or are a result of mixing composition between the host rock and the intrusion, ii) tourmaline in miarolitic cavities, which represents the final stage of pegmatite

crystallization grown from a fluid phase (Sapo and Jonas) or iii) primary magmatic tourmaline (the other bodies), which appear as isolated prisms or interstitial grains disseminated in the pegmatite and are usually associated with muscovite, garnet and biotite.

**Table 5.1:** Main features of the study pegmatites and their mica and tourmaline samples.

| Pegmatite  | Host Rock         | Mineralogical Assemblage   | Economic Recovery  | Samples    | Location          | Mineralogical Association   | Color                                  | Species        | Crystal Habit | Petrographic Occurrence <sup>1</sup> |
|------------|-------------------|--|--------------------|------------|-------------------|---|--|----------------|---------------|--------------------------------------|
| Cigana     | Mica schist       | mc, prt, fsp, ab, clv, ms, qtz, tur, srl, grt, ap, f-ap, phs, trp, sps, brl, spd, col, tan, zrn, cst, sp, py, phs, viv, mtw, frd, bst, crn, lo, chm, ghn, ox | tur, rare phs, fsp | Mica       |                   |   |  |                |               |                                      |
|            |                   |  |                    | PM-04A     |                   | Mica aggregate  | Yellowish                              | Muscovite      | Anhedral      | -                                    |
|            |                   |  |                    | PM-04B     | Intermediate Zone | Quartz, feldspar and tourmaline   | Yellow-green                           | Muscovite      | Anhedral      | -                                    |
|            |                   |  |                    | PM-04C     |                   | Feldspar  | Yellow                                 | Muscovite      | Hexagonal     | -                                    |
|            |                   |  |                    | Tourmaline |                   |   |  |                |               |                                      |
|            |                   |  |                    | PT-04A     |                   | Feldspar  | Black                                  | Schorl         | Euhedral      | iii                                  |
|            |                   |  |                    | PT-04B     | Intermediate Zone | Feldspar, quartz and mica   | Black                                  | Schorl         | Euhedral      | iii                                  |
|            |                   |  |                    | PT-04C     |                   | Feldspar and mica   | Black                                  | Schorl         | Subhedral     | iii                                  |
|            |                   |  |                    | Boca Rica  | Biotite schist    | fsp, prt, ab, ms, bt, qtz, brl, tur, elb, srl, phs, trp, frd, prp, slp, frs, ffs, hr, rdd, ox | ab, qtz, industrial fsp, rare phs, brl | Mica           |               |                                      |
| PM-07A     |                   | Mica aggregate   | Brownish           |            |                   |   |  | Muscovite      | Hexagonal     | -                                    |
| PM-07B     | Intermediate Zone | Feldspar   | Black              |            |                   |   |  | Siderophyllite | Hexagonal     | -                                    |
| PM-07C     |                   | Feldspar   | Yellow-orange      |            |                   |   |  | Muscovite      | Anhedral      | -                                    |
| Tourmaline |                   |  |                    |            |                   |   |  |                |               |                                      |
| PT-07A     |                   | Feldspar   | Black              |            |                   |   |  | Schorl         | Subhedral     | iii                                  |
| PT-07B     | Intermediate Zone | Feldspar   | Black              |            |                   |   |  | Schorl         | Subhedral     | iii                                  |
| PT-07C     |                   | Feldspar   | Black              |            |                   |   |  | Schorl         | Subhedral     | iii                                  |

**Table 5.1:** Main features of the study pegmatites and their mica and tourmaline samples. (continued)

| Pegmatite  | Host Rock           | Mineralogical Assemblage  | Economic Recovery  | Samples    | Location          | Mineralogical Association   | Color                           | Species           | Crystal Habit | Petrographic Occurrence <sup>1</sup> |
|------------|---------------------|---|--|------------|-------------------|---|---------------------------------|-------------------|---------------|--------------------------------------|
| Urucum     | Granite             | mc, ab, mca, ms, bt, lpd, qtz, grt, tur, elb, srl, spd, brl, lo, ur, stk, mnz | ab, industrial mca, lpd, brl (aquamarine and morganite), spd (kunzite and hiddenite), qtz, elb | Mica       |                   |   |                                 |                   |               |                                      |
|            |                     |   |  | PM-10A     | Intermediate Zone | Feldspar and tourmaline   | Black                           | Siderophyllite    | Anhedral      | -                                    |
|            |                     |   |  | PM-10B     |                   | Feldspar  | Yellow-green                    | Muscovite         | Hexagonal     | -                                    |
|            |                     |   |  | PM-10C     |                   | Feldspar  | Light green                     | Muscovite         | Botrioidal    | -                                    |
|            |                     |   |  | Tourmaline |                   |   |                                 |                   |               |                                      |
|            |                     |   |  | PT-10A     | Intermediate Zone | Feldspar  | Black                           | Schorl            | Subhedral     | iii                                  |
|            |                     |   |  | PT-10B     |                   | Feldspar  | Black                           | Schorl            | Subhedral     | iii                                  |
|            |                     |   |  | PT-10C     |                   | Feldspar and dark mica  | Black                           | Schorl            | Subhedral     | iii                                  |
|            |                     |   |  | Sapo       | Biotite schist    | ab, mc, clv, mca, ms, lpd, qtz, elb, srl, amb, ap, brl, col, tan, hdr, rds, py, chl | industrial qtz and mca, elb, ap | Mica              |               |                                      |
| PM-13A     | Intermediate Zone   | Feldspar  | Yellow   |            |                   |   |                                 | Muscovite         | Hexagonal     | -                                    |
| PM-13B-01  | Hydrothermal cavity | Feldspar and quartz   | Lilac  |            |                   |   |                                 | Lithium-muscovite | Hexagonal     | -                                    |
| PM-13B-02  |                     | Feldspar and quartz   | Lilac  |            |                   |   |                                 | Lepidolite        | Hexagonal     | -                                    |
| PM-13C     | Intermediate Zone   | Feldspar  | Brownish   |            |                   |   |                                 | Muscovite         | Anhedral      | -                                    |
| Tourmaline |                     |   |  |            |                   |   |                                 |                   |               |                                      |
| PT-13A     | Intermediate Zone   | Feldspar  | Black  |            |                   |   |                                 | Foitite           | Euhedral      | iii                                  |
| PT-13B     | Hydrothermal cavity | Feldspar and quartz   | Blue   |            |                   |   |                                 | Fluor-Elbaite     | Euhedral      | ii                                   |
| PT-13C     |                     | Feldspar and quartz   | Pink   |            |                   |   |                                 | Fluor-Elbaite     | Euhedral      | ii                                   |
| SAB-034    |                     | Feldspar and quartz   | Green-Bluish   | Elbaite    | -                 | ii  |                                 |                   |               |                                      |

**Table 5.1:** Main features of the study pegmatites and their mica and tourmaline samples. (continued)

| Pegmatite  | Host Rock           | Mineralogical Assemblage   | Economic Recovery               | Samples    | Location              | Mineralogical Association  | Color                           | Species   | Crystal Habit | Petrographic Occurrence <sup>1</sup> |
|------------|---------------------|--|---------------------------------|------------|-----------------------|--|---------------------------------|-----------|---------------|--------------------------------------|
| Pomarolli  | Biotite schist      | ab, mca, mc, qtz, tur, srl, brl, col, tan, gn, ap, f-ap, phs, amb, frd, esf, sp, atc, trp, mnt, ur, brz, rsc | tur, brl (aquamarine), rare phs | Mica       |                       |  |                                 |           |               |                                      |
|            |                     |  |                                 | PM-14A     |                       | Feldspar   | Yellowish                       | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
|            |                     |  |                                 | PM-14B     | Intermediate Zone     | Feldspar   | Yellowish                       | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
|            |                     |  |                                 | PM-14D     |                       | Feldspar, quartz and apatite   | Yellowish                       | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
|            |                     |  |                                 | Tourmaline |                       |  |                                 |           |               |                                      |
|            |                     |  |                                 | PT-14A     |                       | Feldspar, quartz and mica  | Black                           | Schorl    | Subhedral     | iii                                  |
|            |                     |  |                                 | PT-14B     | Intermediate Zone     | Feldspar   | Black                           | Schorl    | Anhedral      | iii                                  |
|            |                     |  |                                 | PT-14C     |                       | Feldspar and quartz  | Black                           | Schorl    | Subhedral     | iii                                  |
|            |                     |  |                                 | Jonas      | Quartz-biotite schist | mc, clv, ab, qtz, ms, bt, lpd, tur, elb, srl, grt, brl, fsp, col, tan, phl, f-ap, brt, cst, mct, mnz, sps, vrm | elb, brl (aquamarine), col, grt | Mica      |               |                                      |
| PM-16A     |                     | Feldspar, quartz and mica  | Brownish                        |            |                       |  |                                 | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
| PM-16B     | Intermediate Zone   | Feldspar, quartz and mica  | Yellowish                       |            |                       |  |                                 | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
| PM-16C     |                     | Feldspar, quartz, garnet and tourmaline  | Yellowish                       |            |                       |  |                                 | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
| Tourmaline |                     |  |                                 |            |                       |  |                                 |           |               |                                      |
| PT-16A     | Intermediate Zone   | Feldspar   | Black                           |            |                       |  |                                 | Schorl    | Anhedral      | iii                                  |
| PT-16B     | Hydrothermal cavity | Feldspar and quartz  | Green                           |            |                       |  |                                 | Elbaite   | Anhedral      | ii                                   |
| PT-16C     | Intermediate Zone   | Feldspar, quartz, mica and garnet  | Black                           |            |                       |  |                                 | Schorl    | Subhedral     | iii                                  |

**Table 5.1:** Main features of the study pegmatites and their mica and tourmaline samples. (continued)

| Pegmatite | Host Rock             | Mineralogical Assemblage  | Economic Recovery                                 | Samples    | Location          | Mineralogical Association      | Color        | Species   | Crystal Habit | Petrographic Occurrence <sup>1</sup> |
|-----------|-----------------------|---|---|------------|-------------------|--------------------------------|--------------|-----------|---------------|--------------------------------------|
| Itatiaia  | Quartz-biotite schist | ab, clv, qtz, ms, bt, prt, phl, tur, drv, srl, elb, brl, cst, col, tan, spd, tr, act, wdg | qtz, col, ab, brl (aquamarine and morganite), elb | Mica       |                   |                                |              |           |               |                                      |
|           |                       |   |   | PM-17A     | Intermediate Zone | Feldspar                       | Yellow-green | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
|           |                       |   |   | PM-17B     |                   | Feldspar and quartz            | Yellow-green | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
|           |                       |   |   | PM-17C     |                   | Feldspar, tourmaline and beryl | Brownish     | Muscovite | Anhedral      | -                                    |
|           |                       |   |   | Tourmaline |                   |                                |              |           |               |                                      |
|           |                       |   |   | PT-17A     | Host schist       | Feldspar, quartz and mica      | Black        | Dravite   | Euhedral      | Schist                               |
|           |                       |   |   | PT-17B     | Border Zone       | Feldspar and quartz            | Black        | Dravite   | Subhedral     | i                                    |
|           |                       |   |   | PT-17C     |                   | Feldspar, mica and beryl       | Black        | Schorl    | Subhedral     | i                                    |
|           |                       |   |   | PT-17D     |                   | Quartz, dark mica and feldspar | Black        | Dravite   | Euhedral      | i                                    |
|           |                       |   |   | PT-17E     |                   | Feldspar                       | Black        | Dravite   | Subhedral     | i                                    |

*Notes: Most mineral abbreviations based on Siivola & Schmid (2007): ab-albite, act-actinolite, amb-amblygonite, ap-apatite, atc-atencioite, brl-beryl, brt-bertrandite, brz-brazilianite, bst-beusite, bt-biotite, chl-chlorite, chm-chamosite, clv-cleavelandite, col-columbite, crn-correianevesite, cst-cassiterite, drv-dravite, elb-elbaite, esf-eosphorite, f-ap-fluor-apatite, ffs-fofosiderite, frd-frondelite, frs-ferrisicklerite, fsp-feldspar, ghn-gahnite, gn-galena, grt-garnet, hdr-hydroxylherderite, hr-hureaulite, lo-löllingite, lpd-lepidolite, mc-microcline, mca-mica, mct-microlite, mnt-montebasite, mnz-monazite, ms-muscovite, mtw-metaswitzerite, ox-oxide, phl-phlogopite, phs-phosphate, prp-purpurite, prt-pertite, py-pyrite, qtz-quartz, rdd-reddingite, rds-rhodochrosite, rsc-roscherite, slp-sulphide, sp-sphalerite, spd-spodumene, sps-spessartine, srl-schorl, stk-stokesite, tan-tantalite, tr-tremolite, trp-triphylite, tur-tourmaline, ur-uraninite, viv-vivianite, vrm-vermiculite, wdg-wodgnite, zrn-zircon*

<sup>1</sup> see text

## 5.4 – ANALYTICAL METHODS

Twenty-two micas and twenty-three tourmalines were collected from intermediate zones of zoned pegmatites, and one tourmaline was sampled from the host schist; two thin sections were analyzed, one from the host schist (SP-03) and another from Córrego do Onça granite of the Urucum suite.

Major and minor elements of mica and tourmaline were analyzed in mounted samples using a Jeol JXA-8230 electron microprobe equipped with a tungsten filament in the Microscopy and Microanalysis Laboratory at Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Operating conditions were 15 kV acceleration voltage, 20 nA beam current and 10  $\mu\text{m}$  beam diameter. The acquisition time for each element ranged from 10 to 30 seconds. The following materials were used for calibration:  $\text{CaF}_2$  (F), apatite (Ca), almandine for tourmaline and magnetite for mica (Fe), diopside for tourmaline and olivine for mica (Mg), rutile (Ti), gahnite (Al), microcline (K), anorthoclase (Na), quartz (Si), chromite (Cr), ilmenite (Mn), scapolite (Cl), fluorapatite (P), IR-W glass (V) and  $\text{BaSO}_4$  (Ba). The data processing was performed following the ZAF methodology to correct matrix problems (Vlach 2010). Maps of the elements Al, Mg, Fe and Ca of the zoned tourmaline (PT-17A; see Supplementary Material) were produced in raster mode (zero diameter).

Trace element composition of both minerals was determined using a Thermo-Finnigan Element II, sector field (SF) ICP-MS, coupled to a laser ablation system CETAC Nd: YAG 213 nm UV in the laboratory of Isotope Geochemistry at UFOP. Data were collected in time-resolved mode comprising 30 s of gas blank measurement followed by 30 s of laser ablation. Helium was used as carrier gas and the resulting aerosol was mixed with Ar prior to its introduction into the ICP-MS. Nebulizer flow rates were around 1.21 L/min (sample gas), 0.8 L/min (auxiliary gas) and 0.42 L/min (additional gas). The laser energy was 35%, with a 10 Hz frequency, 30 J/cm<sup>2</sup> fluence and a 40  $\mu\text{m}$  beam diameter. Element concentrations were normalized using <sup>29</sup>Si as internal reference, with an average of 35 wt.%  $\text{SiO}_2$  for tourmaline and 45 wt.% for mica. The mass window was 20 ms, search window 150 ms and integration window 80 ms. NIST 610 was used as primary external standard and NIST 612 as secondary reference material, both with values described in Pearce *et al.* (1997). The average intensity of the NIST 610 signal was  $3.3 \times 10^5$  cps on the mass <sup>29</sup>Si.

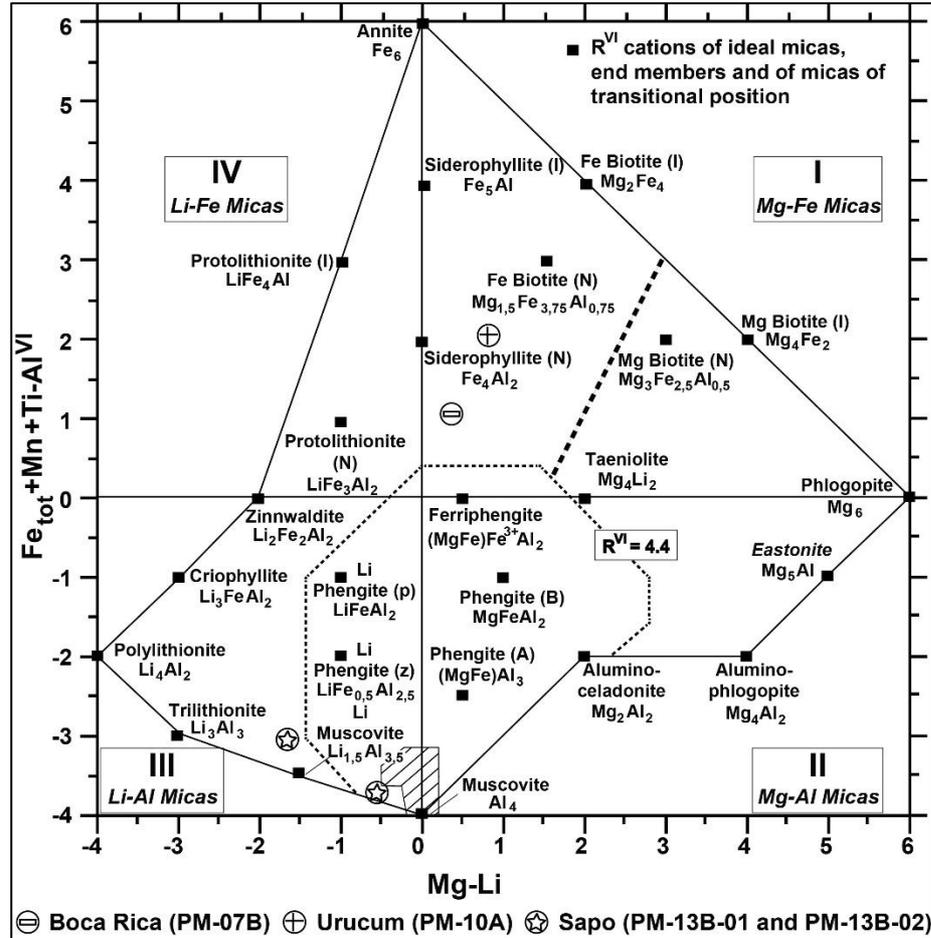
Boron isotopes analyses were performed using a Thermo-Scientific NeptunePlus multi-collector ICP-MS coupled to a Photon Machines 193 Excimer laser ablation system in the laboratory of Isotope Geochemistry at UFOP, during two analytical sessions (September 2016 and July 2017). The methodology and operating conditions are described in Albert *et al.* (2018).

The complete sets of major and trace element compositions and B isotope data are given in Tables 5.2, 5.3 and 5.4 of the Supplementary Material.

## **5.5 – RESULTS**

### **5.5.1 Major and trace elements in mica and tourmaline**

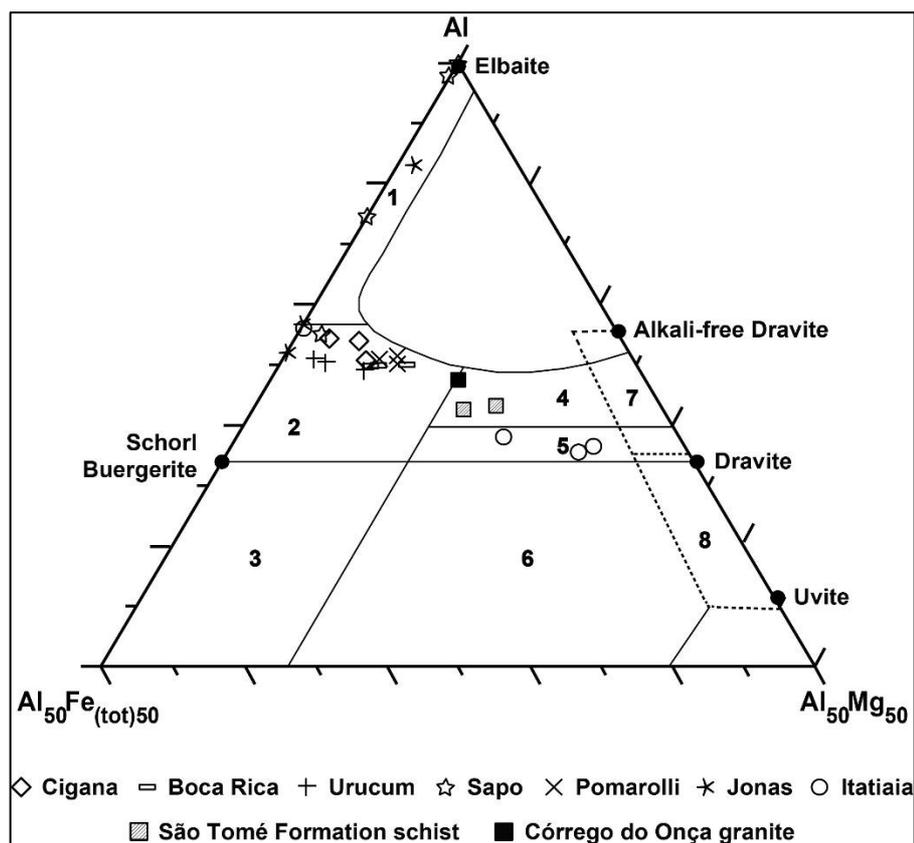
Mica structural formulae were calculated following the methods of Monier & Robert (1986) and Tindle & Webb (1990). Most micas analyzed are muscovites, with minor occurrences of Li-muscovite (PM-13B-01), lepidolite (PM-13B-02) and siderophyllite (PM-07B, PM-10A) (Fig. 5.3). Trace elements are close to their detection limits with variations of two orders of magnitude, except for Li, B, P, Cr, Zn, Rb, Y, Sn and Cs, with values > 800 ppm (see Table 5.2 of the Supplementary Material). In many samples, some REE are below or close to their detection limits and most micas yield incomplete and roughly flat patterns with relatively low REE concentrations (4.8 to 47.5 ppm). The anomalous Ce value of 38.4 ppm (PM-13C) may be due to analytical error and is not plotted or considered in the discussion. All pegmatites have at least one sample with negative Eu anomaly, except for PM-10C and PM-14A with positive anomaly and Itatiaia micas, where the anomaly could not be calculated due to very low contents of Sm and Gd. Apart from Jonas (not calculated due to low contents of La, Ce and Pr), micas from the other bodies yield negative Ce anomalies and a positive Gd anomaly occurs in samples from all pegmatites (except Pomarolli, not calculated due to very low contents of Eu and Dy).



**Figure 5.3:** Plot of mica samples of this study (dashed area with the main occurrence of mica and circled symbols with different compositions) and position of end-members and intermediate compositions (black squares) in the diagram [Mg-Li] versus [Fe<sub>tot</sub> + Mn + Ti-Al<sup>VI</sup>] after Tischendorf *et al.* (1997). R<sup>VI</sup> = 4.4 is the boundary between di- and trioctahedral micas and the dotted line is the boundary between Mg and Fe biotite.

Tourmaline structural formulae were calculated by normalizing to 15 cations in the tetrahedral and octahedral sites (T + Z + Y) and assuming 3 boron apfu (Henry & Dutrow 1996) using the spreadsheet of Tindle *et al.* (2002), on which the B and H contents were calculated. Except for PT-17A and PT-17D, tourmaline crystals from pegmatites are homogeneous and their concentrations are represented based on the average of the analyzed points. For the heterogeneous crystals, three sets of values (average, light and dark zones) are represented in Table 5.3 of the Supplementary Material. For classification and discussion purposes, the average values were used in the diagrams to compare with other pegmatites. Most tourmaline samples belong to the alkali group, except for PT-13A from the vacant group. Most are also classified as schorl, with samples of elbaite (SAB-034, PT-16B), fluor-elbaite (PT-13B, PT-13C; F > 0.5 apfu) and dravite (PT-17A, PT-17B, PT-17D, PT-17E). The Al content of all tourmalines is higher than 6 apfu (except for PT-17B), with some Al substitution on the Y-site. The highest amount of this substitution is observed for hydrothermal tourmalines from Sapo and Jonas: PT-13B with 7.74 apfu, SAB-034 with 7.59 apfu and PT-16B with 7.33 apfu. Tourmaline from São Tomé Formation schist and Córrego do Onça granite also belong to the alkali group, are classified

as dravites, and have Al content higher than 6 apfu. In the ternary diagram of Henry and Guidotti (1985; Fig. 5.4), PT-13C and SAB-034 are classified as the end-member elbaite and, along with elbaites PT-13B and PT-16B, they belong to the Li-rich granitoid pegmatites and aplites field; schorl samples from the other pegmatites fall into the Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites field; the exceptions are three tourmaline (dravite) crystals from Itatiaia, which belong to metapelitic and metapsammitic rocks coexisting [or not] with an Al-saturating phase. On this field are also present tourmaline samples from São Tomé Formation schist and Córrego do Onça granite.



**Figure 5.4:** Ternary Al-Fe<sub>(tot)</sub>-Mg diagram for tourmaline samples of this study. End members (black dots) and numerical fields after Henry & Guidotti (1985): 1) Li-rich granitoid pegmatites and aplites, 2) Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites, 3) Fe<sup>3+</sup>-rich quartz-tourmaline rocks, 4) metapelites and metapsammites coexisting with an Al-saturating phase, 5) metapelites and metapsammites not coexisting with an Al-saturating phase, 6) Fe<sup>3+</sup>-rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites, 7) low-Ca metaultramafics and Cr,V-rich metasediments, and 8) metacarbonates and meta-pyroxenites.

Trace elements in tourmalines are close to their detection limits with variations of two orders of magnitude, and values > 400 ppm only occur for Li, Cr and Zn (see Table 5.3 of the Supplementary Material). All tourmaline analyzed in this study are characterized by low REE contents (1.4 to 19.5 ppm) and, apart from Jonas samples, all of them are slightly enriched in HREE. They also have negative Eu anomalies, except for PT-17B and PT-17E with positive Eu anomaly, PT-13A without a noticeable anomaly and Boca Rica samples (not calculated due to very low contents of Sm and Gd). Apart from Urucum and Jonas pegmatites and sample PT-13B, without distinctive negative Ce anomalies, all the

other bodies have a depletion in this element compared to the other REE. All pegmatites contain tourmaline with an evident positive Gd anomaly (except Boca Rica, not calculated due to very low contents of Eu and Dy).

### 5.5.2 Boron isotopes

B isotope results of tourmaline are reported under the notation  $\delta^{11}\text{B}$ , relative to the  $^{10}\text{B}/^{11}\text{B}$  ratio of NIST SRM 951 (boric acid), which has a certified value of  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4.04362 \pm 0.001374$  (Catanzaro *et al.* 1970).

Tourmaline isotope compositions from the pegmatites in this study (see Table 5.4 of the Supplementary Material) fall within a narrow range of  $\delta^{11}\text{B}$  values from -16.3 to -11.3 ‰ (mean of -14.1 ‰  $\pm$  0.8, n=86). All samples are significantly homogeneous for B isotopes, including the chemically zoned tourmaline from the host schist PT-17A. The isotopic range of tourmaline from the schists of the São Tomé Formation is from -13.8 to -11.5 ‰ (mean of -12.6 ‰  $\pm$  0.4, n=8). Tourmaline from Córrego do Onça granite ranges between -14.0 and -13.1 ‰ (mean of -13.6 ‰  $\pm$  0.3, n=6). Hydrothermal tourmaline from Sapo (PT-13B, PT-13C, SAB-034) have the lightest isotope composition ( $\delta^{11}\text{B}$  from -16.3 to -13.2 ‰), whereas tourmaline from Itatiaia pegmatite and the host schist (PT-17A) have the heaviest  $\delta^{11}\text{B}$  values, from -12.8 to -11.3 ‰.

## 5.6 – DISCUSSION

Considering geochemical data of mineral separates from pegmatites, whole rock compositions of the Urucum suite (Nalini Jr. 1997) and the geographic distribution of pegmatitic intrusions around the main granite in the study area (Fig. 5.1d), it has been made an attempt to interpret and discuss the hypothesis of the Urucum granite being the parent melt of the pegmatites and assess their economic potential regarding mica and tourmaline geochemistry as exploration tools.

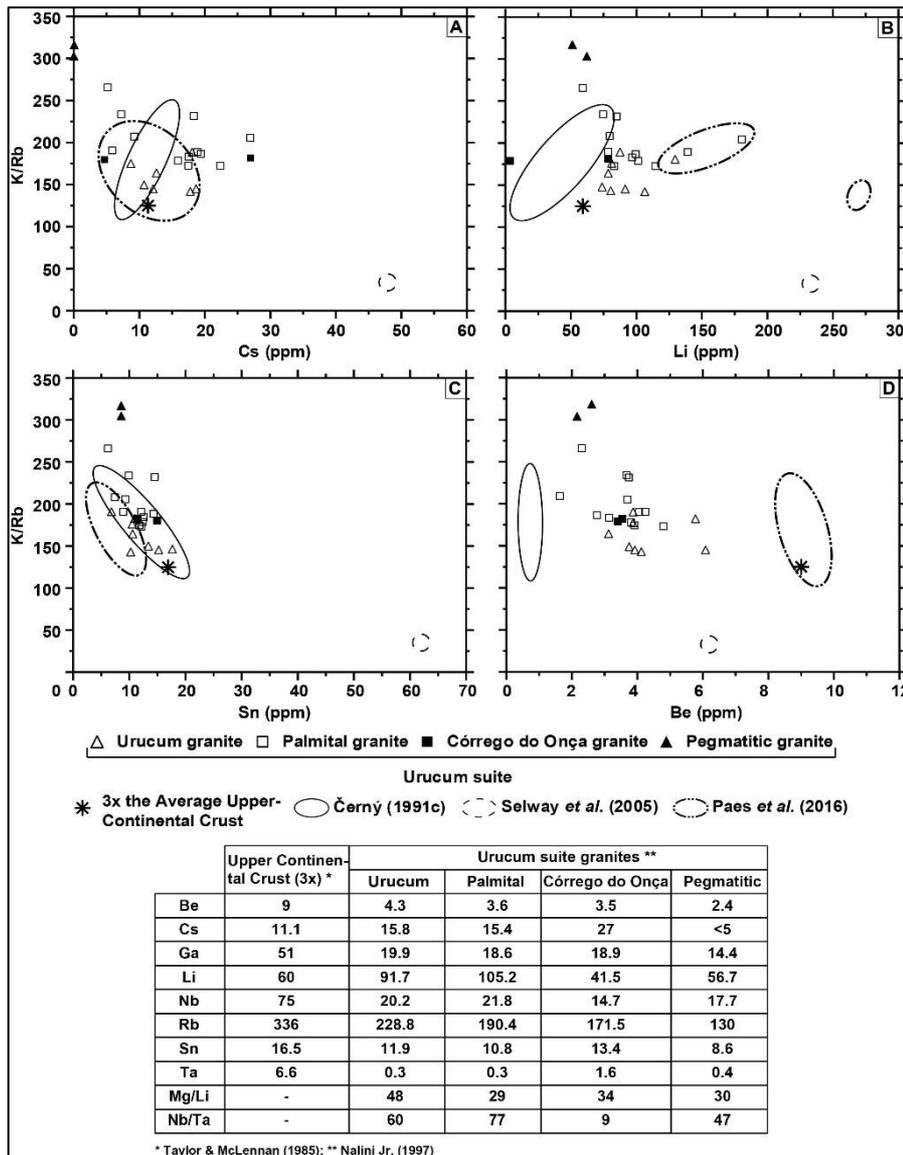
### 5.6.1 Fertile granites and the Urucum suite

The recognition of a fertile granite parental to rare element pegmatites is one of the first steps for the exploration of such rocks (Trueman & Černý 1982; Selway *et al.* 2005; Paes *et al.* 2016), as well as the understanding of geochemical anomalies and compositional shifts between granitic facies, followed by the determination of a geographic fractionation direction and supplementary analysis in key minerals, such as micas, tourmalines, feldspars and beryl.

Fertile granites are silicic peraluminous plutons with various accessory minerals and commonly graphic textures (Breaks *et al.* 2003). Their rare element concentrations are at least three times that of the average upper continental crust, and Černý (1989) established the element ratio Mg/Li as an important parameter to assess a pegmatite or granite degree of fractionation: Mg/Li < 30 represents

highly fractionated rocks,  $Mg/Li \geq 50$  indicates elevated Mg values in barren granites, and  $Mg/Li < 10$  expresses high Li content in a fertile granite, as well as a  $Nb/Ta$  ratio  $< 8$  (Selway *et al.* 2005).

The Urucum and Palmital granites overlap the fertile granites from Černý (1991c) and Paes *et al.* (2016) for Cs and Sn concentrations (Fig. 5.5). However, considering a value of three times the average upper continental crust (Taylor & McLennan 1985), the Urucum suite granites are not enriched in all rare elements and do not have  $Mg/Li$  ratio  $< 10$  or  $Na/Ta < 8$ , as required for this classification. Thus, based on this chemical composition, the Urucum suite granites cannot be classified as fertile.

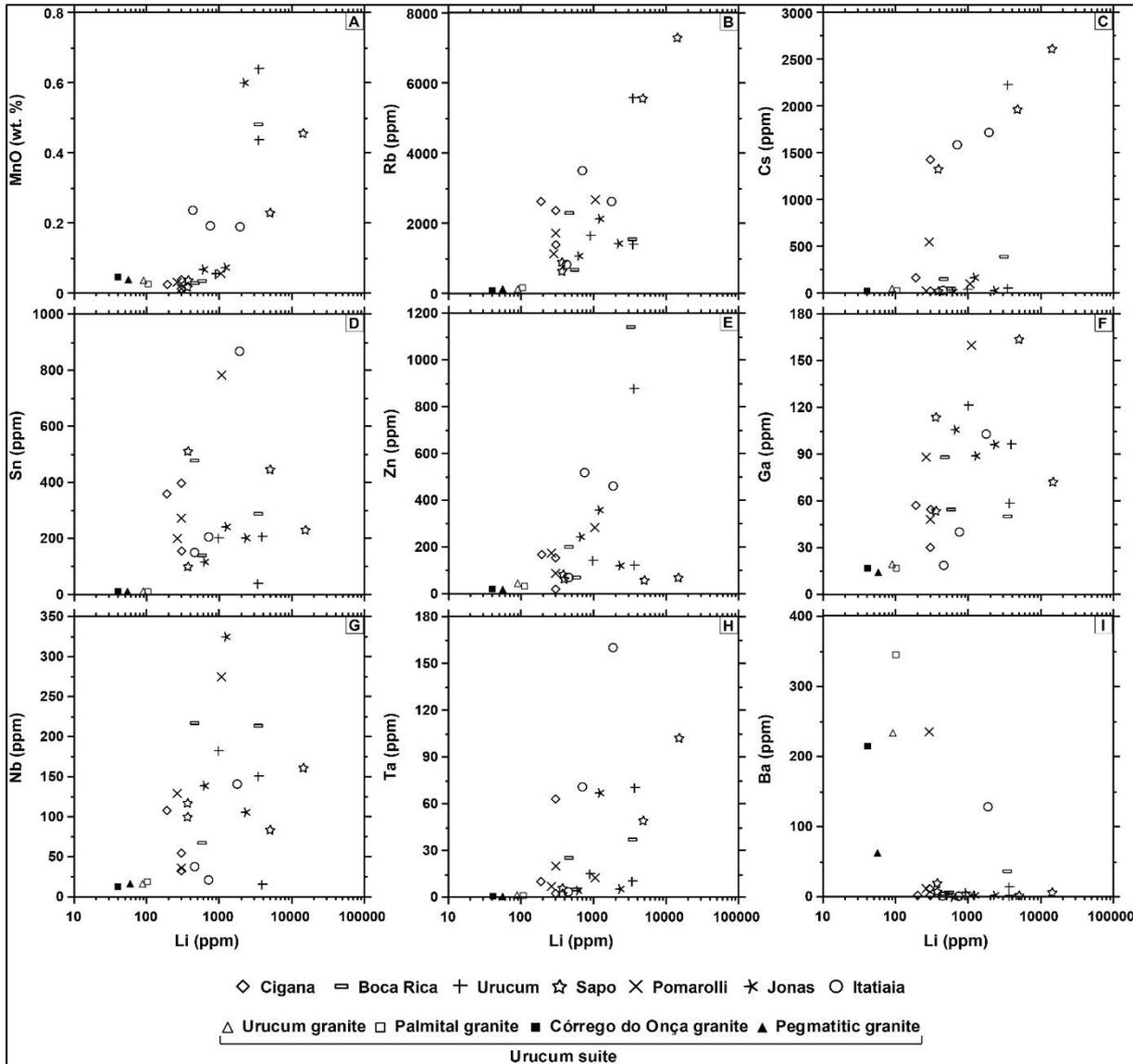


**Figure 5.5:** Diagrams of K/Rb versus a) Cs, b) Li, c) Sn and d) Be for the Urucum suite facies and other fertile granites. Ratios Mg/Li and Nb/Ta represent the degree of fractionation (see text).

### 5.6.2 Mica and tourmaline geochemistry

Previous works acknowledged the importance of mica (Černý *et al.* 1985; Cocker 1992; Marchal 2014; Akoh *et al.* 2015) and tourmaline (Jolliff *et al.* 1986; Tindle *et al.* 2002; Siegel *et al.* 2016) geochemistry for studying pegmatite evolution. The concentration of elements such as Li, Rb, Cs, Sn, Zn, Ta, Nb and Mn is useful to evaluate the occurrence of pegmatites bearing rare elements, concentrated on the last phases of melt crystallization. The amount of these elements in a parental granite and barren pegmatites is considerably smaller than in evolved bodies. In zoned pegmatites, their contents tend to be low in minerals from the wall zones and increase progressively towards the core, while the concentrations of Ba, Mg, Ti and Fe decrease in the same direction. As Li is one of the key elements in the studies of pegmatite evolution, compatible and incompatible elements were plotted against it to examine the possible chemical relationships among the Urucum suite granites and the pegmatites.

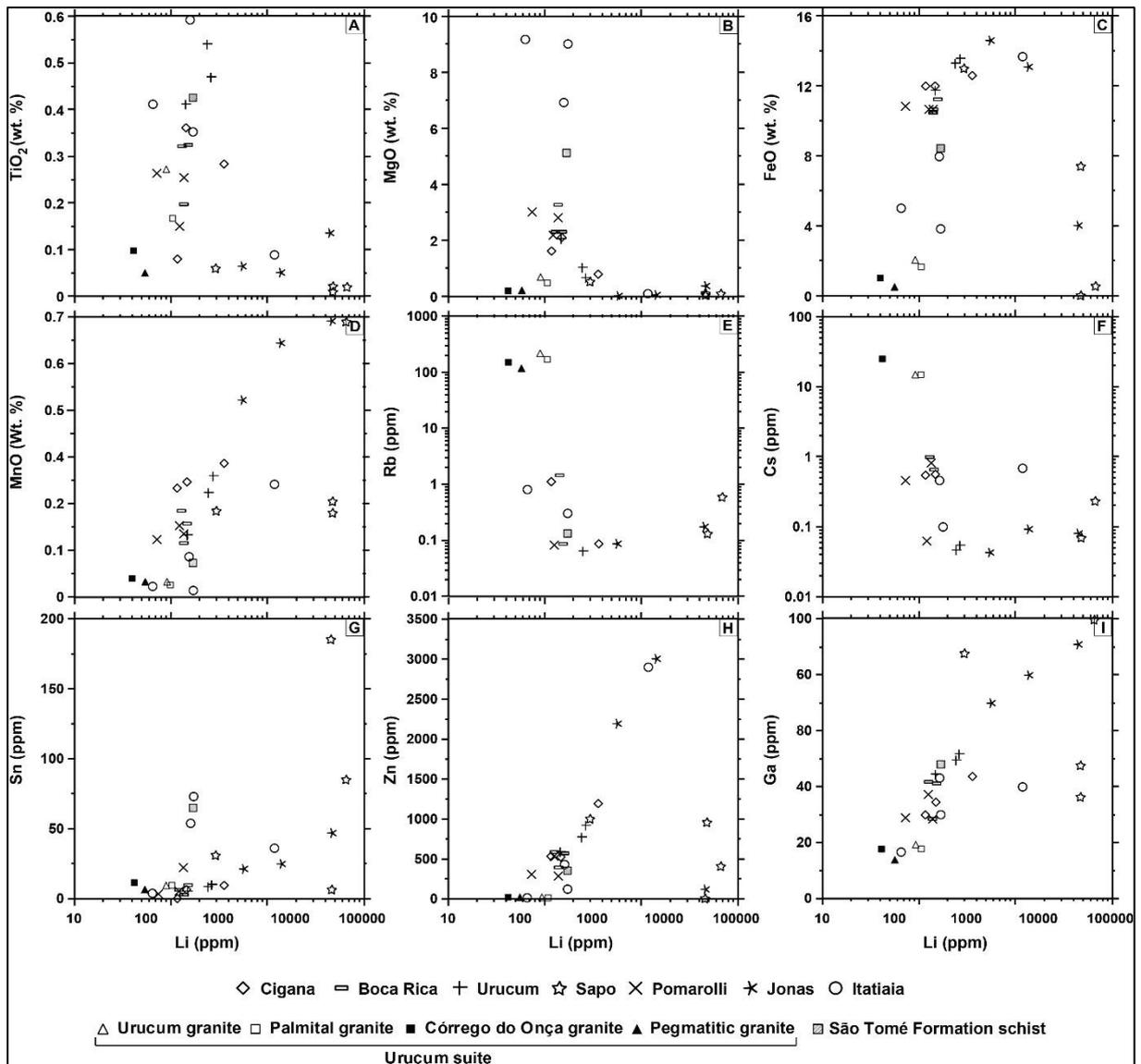
Based on trace element data in micas, most pegmatites can be classified as complex according to Černý & Ercit (2005). Overall, subtle evolutionary patterns occur between the Urucum suite and the pegmatites (Fig. 5.6), which evolve from smaller to higher values of Li, MnO, Zn, Ga, Rb, Nb, Ta, Sn and Cs, known to increase with magma fractionation, and from higher to smaller values of Ba. However, the data is too scattered for all the elements considered and a single trend between the samples and the Urucum suite do not occur, suggesting they may not be genetically related.



**Figure 5.6:** Major and trace elements *versus* Li content in mica from pegmatites. Whole rock analysis from the Urucum suite are also plotted for comparison.

In case of tourmalines, the expected evolutionary patterns cannot be observed between the Urucum suite and the pegmatites for all elements examined (Fig. 5.7). Generally, values of MnO, Li, Zn, Ga and Sn increase toward the pegmatites, but the contents of TiO<sub>2</sub>, MgO and FeO are smaller and Rb and Cs are higher in the Urucum suite. The values of the two latter elements could stem from the fact that they are both compatible in K-feldspar structure, with high modal abundance in the Urucum suite granites, and are incompatible in tourmaline co-crystallizing with micas (Klemme *et al.* 2011). Thus, their Rb and Cs content is expected to be smaller. Even so, in case pegmatites derive from this suite, all the elements should behave accordingly to the fractionation, which does not happen for TiO<sub>2</sub>, FeO and MnO. The hydrothermal tourmaline samples from Sapo and Jonas plot on similar regions in the diagrams due to their content of Li, which could be useful to differentiate them from other

petrogenetic occurrences. The higher Ca and Mg values observed in Itatiaia samples are probably influenced by the surrounding mafic intrusions near the pegmatite.

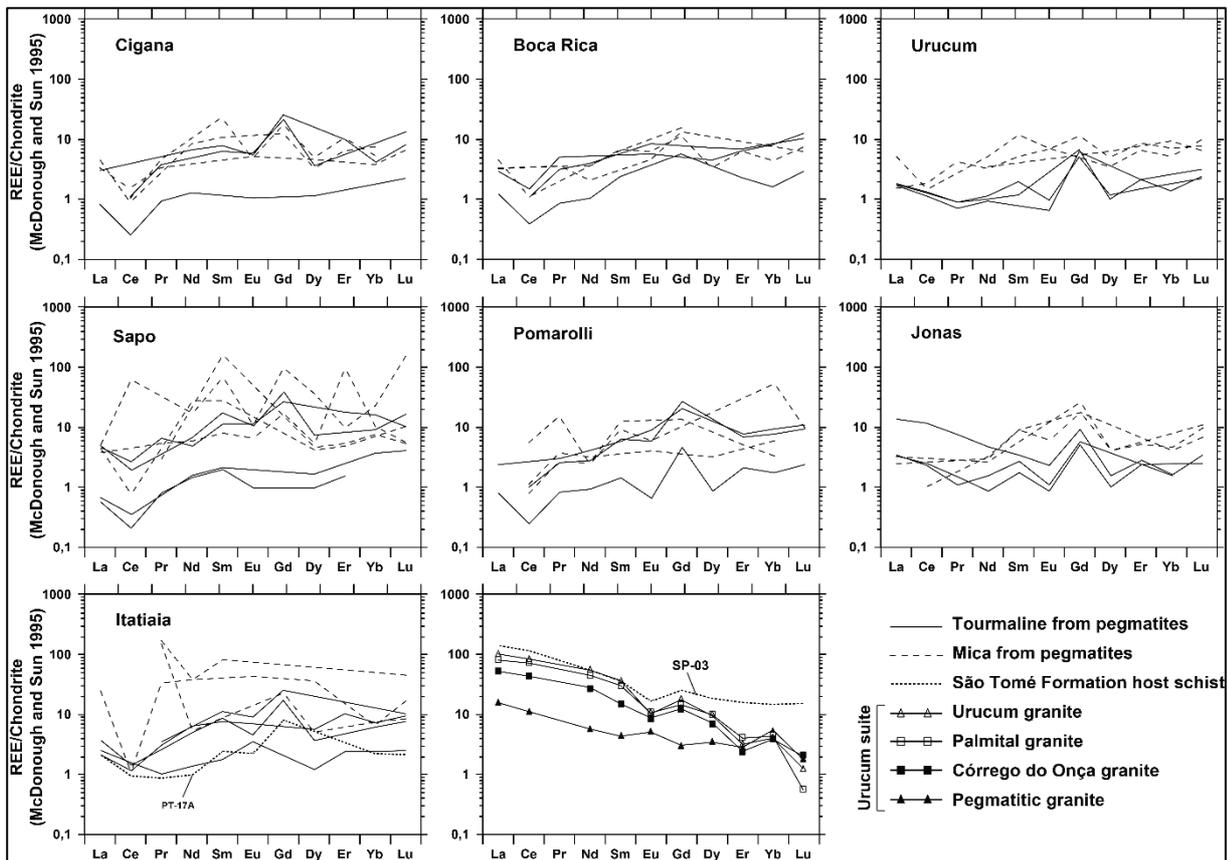


**Figure 5.7:** Major and trace elements *versus* Li content in tourmaline from pegmatites. Whole rock analysis from the São Tomé Formation schist and the Urucum suite are also plotted for comparison.

It is assumed that the REE content in melts are controlled by crystallization and stabilization of REE-bearing minerals, such as allanite, sphene, monazite, apatite, garnet, columbite, beryl and zircon (Jolliff & Papike 1987; Hulsbosch *et al.* 2014). The fractionation of such minerals, even in small quantities, can cause big variations in the REE pattern, with mica and tourmaline recording these changes and the composition of fluids/melts, since they do not fractionate REE.

The REE patterns of mica and tourmaline from the pegmatites (Fig. 5.8; chondrite-normalization from McDonough & Sun 1995) are incomplete and irregular, but they tend to be HREE enriched (except for Jonas tourmaline), while the Urucum suite and the São Tomé Formation schist are

HREE depleted. The similar REE fractionation between the two latter may be related to the metasedimentary origin of the Urucum suite. Hydrothermal tourmalines from Sapo and Jonas have higher values of REE than the primary samples from the same pegmatite, but there is nothing that can significantly differentiate them from the other bodies.



**Figure 5.8:** a) to g): REE patterns in mica and tourmaline separates from CPPD pegmatites (this study); h) REE patterns in São Tomé Formation host schist (SP-03; Pujatti 2013) and Urucum suite (Nalini Jr. 1997).

Although the negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* < 1$ ) is usually accounted for fractional crystallization of feldspars, it may also be related to melt composition and structure variations, redox changes and temperature (Möller & Muecke 1984; Jiang *et al.* 2004; Hulsbosch *et al.* 2014). In this study, Eu anomalies correlate positively with MgO and Cr, and negatively with Li, Cs and K/Rb, which may be due to fractional crystallization, since REE, in general, behave as compatible elements during magma evolution (Jolliff & Papike 1987). Cerium can only be fractionated into  $Ce^{4+}$  in near surface environments under oxidizing conditions or by metamorphic-hydrothermal processes, but not in igneous systems (Jiang *et al.* 2004; Class & le Roex 2008). Considering that there is no evidence of a Ce-bearing phase in the study pegmatites that could fractionate the element from the crystallizing melt, it would be reasonable to account the negative Ce anomalies to residual signatures inherited from the source rocks. The absence of Ce anomaly in samples from the São Tomé Formation schist and Córrego do Onça

granite suggests these rocks could not have originated the pegmatites, whose residual negative anomaly could result from heterogeneities in the source.

### ***Economic potential of pegmatites from CPPD***

For pegmatites to represent potential sources of rare element mineralizations, muscovite should have >2,000 ppm Li, >10,000 ppm Rb, >500 ppm Cs and >65 ppm Ta (Selway *et al.* 2005). In this study, mica samples from Sapo and Urucum have the highest rare element contents among all pegmatites, with simultaneous occurrences of Li > 3,500 ppm, Rb > 5,500 ppm, Cs > 1,300 ppm, and Ta > 65 ppm. Jonas pegmatite has samples with Li > 2,000 ppm, Rb > 1,500 ppm and Ta > 65 ppm; Itatiaia has Li and Cs > 1,500 ppm and Ta > 70 ppm; Pomarolli has Cs > 500 ppm; and Boca Rica has Li > 3,000 ppm (see Table 5.2 of the Supplementary Material). Although Cigana has a mica sample with Li > 3,000 ppm, it cannot be classified as rare element-rich considering other elements concentrations. This is inconsistent with the great amount of primary spodumene found in this body, since higher values of Li, Cs, Rb and Ta are expected in micas from spodumene-bearing pegmatites. The same occurs for Pomarolli, with the presence of triphylite and amblygonite, but with low rare elements content in mica. Since spodumene is believed to be hydrothermal rather than primary in Urucum, and no other Li-carrier minerals significantly occur in Sapo or Jonas, a correlation between mica composition and the economic potential of these pegmatites cannot be established. Therefore, the use of mica geochemistry for Li exploration in these cases should be treated carefully.

Sapo and Jonas have tourmaline samples (Fig. 5.7) with the smallest amounts of TiO<sub>2</sub> and MgO, high values of MnO, and concentrations of Li > 4,500 ppm and Sn > 50 ppm, appearing to be the most fractionated. As reported by Selway *et al.* (2005), the presence of elbaite, which occurs on both bodies, indicates a chance of economic potential for Li-Cs-Ta. However, as discussed for mica, tourmaline composition cannot be related to the economic potential of pegmatites, since the presence of Li-minerals is not in accordance with the analyzed mineral chemistry.

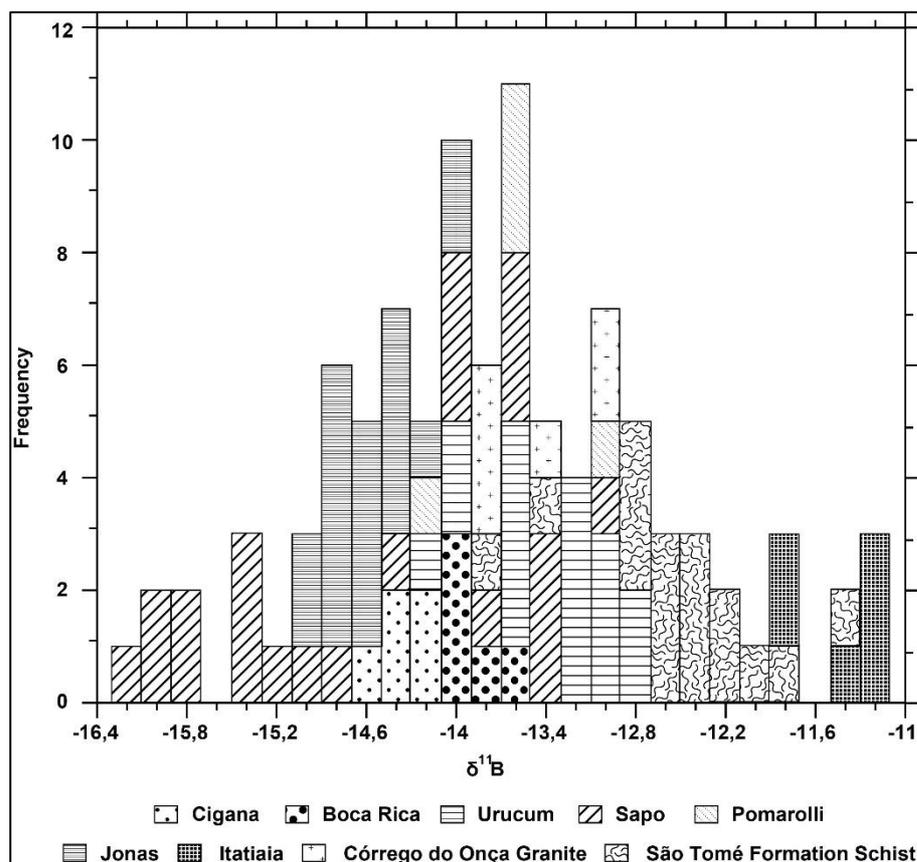
### **5.6.3 Boron isotopes**

Since boron is an important component in tourmaline and a mobile element during magmatic and fluid-related processes, its isotopic composition, with ~ 80 ‰  $\delta^{11}\text{B}$  variation, has been used as a geochemical and petrogenetic tool in investigations of the petrogenesis of granitic systems (Jiang & Palmer 1998). The fractionation of B isotopes results primary from the different speciation of the element between the coexisting phases, influenced by pressure and temperature (Palmer *et al.* 1992). The element occurs in the form of tetrahedral  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  and trigonal  $\text{B}(\text{OH})_3$  complexes, which favors  $^{10}\text{B}$  and  $^{11}\text{B}$ , respectively (Palmer & Swihart 1996; Jiang & Palmer 1998). Boron in tourmaline occurs in the  $\text{B}(\text{OH})_3$  form (Meyer *et al.* 2008; Palmer *et al.* 1992; Kowalski *et al.* 2013), and in mica the element is exclusively in the  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  form (Wunder *et al.* 2005). This leads to the great isotopic fractionation between the two minerals (Klemme *et al.* 2011; Kowalski *et al.* 2013), and mica

crystallization can have a big effect removing  $^{10}\text{B}$  from the system depending on its modal abundance (Siegel *et al.* 2016).

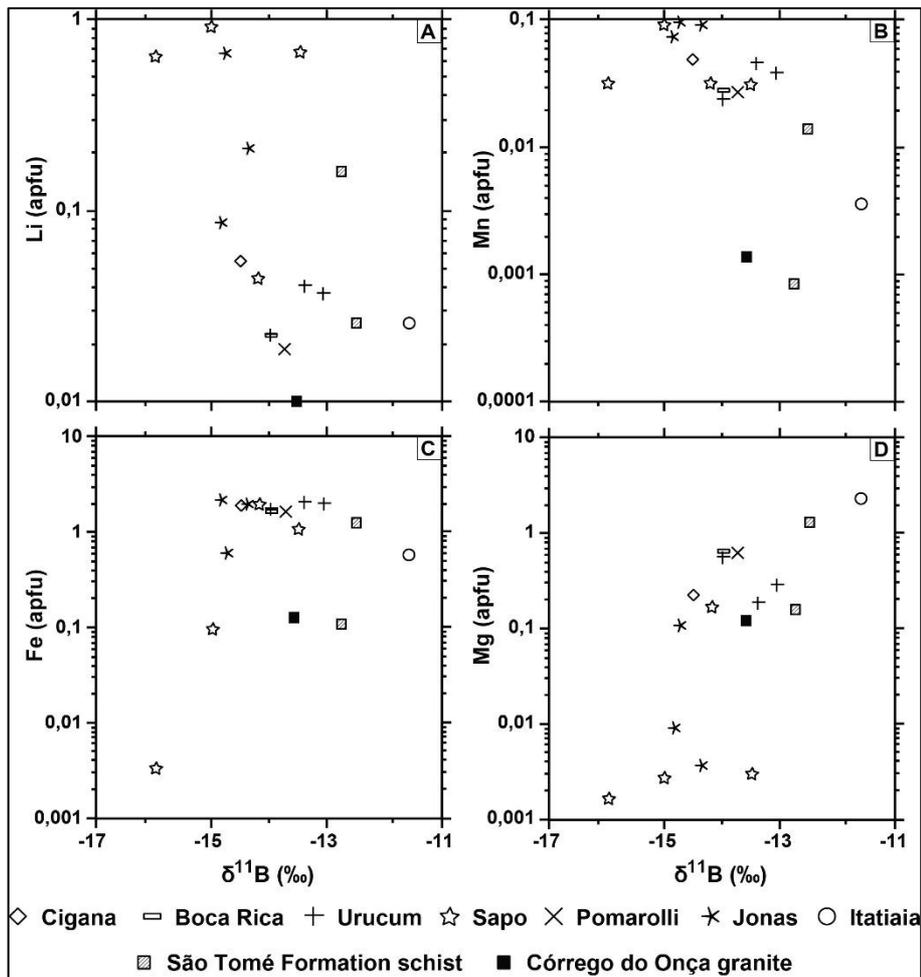
While some scientists assumed that no significant fractionation occurs between tourmaline and melt (Smith & Yardley 1996; Trumbull & Chaussidon 1999), others concluded that this fractionation exists, even though more experimental studies are needed (Trumbull *et al.* 2013; Siegel *et al.* 2016; Albert *et al.* 2018). These authors suggested a -3 ‰ fractionation factor between tourmaline and melt at 500 °C.

The average of the investigated tourmaline samples from pegmatites is -14.1 ‰ (Fig. 5.9), almost identical to the composition of the Córrego do Onça granite (-13.6 ‰). The lighter samples from Sapo (hydrothermal, -16.3 ‰) and Jonas (-15.0 ‰), and the heavier from Itatiaia (-11.6 ‰) are also similar to those values within error, which suggests that, in case the pegmatites derive from the Urucum suite granite, no fractionation occurred during melt evolution. However, some factors point out that the pegmatites could not represent residual melts from that pluton: 1) the Urucum granite is not fertile and thus not capable of originating rare element pegmatites; 2) the Urucum pegmatite intrudes the homonymous granite, which is inconsistent with the model of evolution and emplacement of residual melts as they evolve from a common granitic intrusion (Černý 1991c; London 2008a); 3) other Li-bearing pegmatites, such as Pomarolli and Boca Rica with triphylite, occur too far from the Urucum granite to be related to it (the highest distance pegmatites dikes occur from the parent granite is up to 10 km; Selway *et al.* 2005); 4) not all elements considered present clear fractionation trends between the Urucum suite and the mineral separates (Fig. 5.6 and 5.7), which contradicts the common evolutionary pattern expected when pegmatites derive from granitic melts (Selway *et al.* 2005). Excluding the Urucum granite as the parental melt, another source for the pegmatites would be the direct anatexis of the Rio Doce Group metasediments. Nevertheless, their metamorphic conditions do not indicate partial melting processes, making this assumption unlikely. Hence, the isotope composition of the pegmatites (magmatic and hydrothermal tourmaline), Córrego do Onça granite and the São Tomé Formation schist indicate a common yet still unknown source for all these lithologies, which could be a hidden granitic intrusion or unexposed metasedimentary rocks from which, through anatectic processes, the Urucum suite and the pegmatites were originated during different magmatic events (the Urucum pegmatite crosscuts the Urucum granite). However, more studies are necessary to test these hypotheses, since there is not sufficient data to assume neither of them.



**Figure 5.9:** Histogram of  $\delta^{11}\text{B}$  values of tourmaline from CPPD pegmatites, the Urucum suite and the São Tomé Formation schist.

Analysis of tourmaline from granites and pegmatites suggest there is no correlation between isotopic and chemical composition of those minerals (Jiang 1998; Tonarini *et al.* 1998; Trumbull *et al.* 2013), although some authors could determine a relationship between these parameters (Chaussidon & Albarède 1992; Siegel *et al.* 2016). In this study, it is possible to observe a weak relationship where, as the concentration of Li and Mn decreases and Fe and Mg increases, tourmaline samples become isotopically heavier (Fig. 5.10). Nevertheless, the data is too sparse to establish a correlation between boron isotopes and chemical composition and, apart from the lowest and highest isotopic values observed in samples from Sapo (rare element-rich) and Itatiaia (Ca,Mg-rich), respectively, there is no other evidence that the chemical and isotope compositions may be somehow related. Thus, boron isotopes cannot be related to the chemistry nor the economic potential of the pegmatites.



**Figure 5.10:** Diagrams of  $\delta^{11}\text{B}$  versus a) Li, b) Mn, c) Fe and d) Mg in tourmaline samples from pegmatites, host schist (SP-03) and Córrego do Onça granite of this study. The Li (apfu) content of SP-03 and Córrego do Onça granite was calculated in the spreadsheet of Tindle *et al.* (2002).

## 5.7 – CONCLUSIONS

According to geochemical data in mineral separates from the pegmatites, the Urucum suite seems not to be the precursor of the bodies. The Urucum granite, although believed to have originated the pegmatites in Conselheiro Pena region, cannot be classified as fertile and it is not possible to identify unequivocal evolutionary patterns between it and mica and tourmaline compositions. Additionally, the emplacement of Li-bearing pegmatites around the Urucum granite is inconsistent with the positioning of rare element bodies surrounding their source pluton.

Boron isotope analysis suggest a common source for the pegmatites, the Urucum suite and the host schists, all of which have extremely similar  $\delta^{11}\text{B}$  values in the order of -14 ‰. In this scenario, however, it is not possible to determine whether the source is a hidden granitic pluton or metasediments, due to lack of specific data on this matter.

Although there are numerous phosphates, lithium minerals, gemstones, and rare element pegmatites in CPPD, it is not possible to establish a correlation between their mineralogy/economic

potential and their mineral geochemistry. Since mica and tourmaline data are inconsistent with the Li content observed in each pegmatite (assessed by the presence of Li-minerals), they cannot be used as exploration tools and a more detailed study is necessary, with the recognition of stratigraphic, lithologic and structural controls for pegmatite emplacement, and supplementary analysis in other key minerals, such as feldspars, beryl and garnet.

The authors would like to acknowledge funding from FAPEMIG (APQ-01448-15 and APQ-03793-16) and CNPq (302058/2015-0 and 305284/2015-0). The Microanalysis Laboratory of the Universidade Federal de Ouro Preto, a member of the Microscopy and Microanalysis Network of Minas Gerais State/Brazil/FAPEMIG, for the mineral chemistry analyses and the SEM BSE imaging. J. Lima and R. Scholz are grateful to project PROPP/UFOP 2016 and CAPES.



## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

---

De acordo com dados geoquímicos em micas e turmalinas dos pegmatitos, a Suíte Urucum parece não ser a precursora dos corpos. O Granito Urucum, embora considerado na literatura como o plúton que originou os pegmatitos na região de Conselheiro Pena, não pode ser classificado como fértil e não é possível identificar padrões evolutivos inequívocos entre ele e as composições dos minerais analisados. Além disso, a localização de pegmatitos enriquecidos em Li em torno do Granito Urucum é inconsistente com o posicionamento de corpos a elementos raros em torno de um plúton fonte.

Análises dos isótopos de boro em turmalinas sugerem uma fonte comum para os pegmatitos, a Suíte Urucum e os xistos hospedeiros, todos com valores de  $\delta^{11}\text{B}$  extremamente semelhantes e na ordem de -14 ‰. Neste cenário, no entanto, não é possível determinar se a fonte é um corpo granítico não aflorante ou rochas metassedimentares que passaram por anatexia, já que as informações a esse respeito são ainda escassas e inconclusivas.

Embora existam inúmeros fosfatos, minerais de lítio, gemas e pegmatitos a elementos raros no Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena, não é possível estabelecer uma correlação entre sua mineralogia/potencial econômico e sua geoquímica mineral. Uma vez que as composições das micas e turmalinas são muitas vezes inconsistentes com o teor de Li observado em cada pegmatito (avaliado pela presença de minerais de Li), elas não podem ser utilizadas como ferramentas de exploração, sendo necessários estudos mais detalhados, com o reconhecimento de material estratigráfico, litológico e controles estruturais para colocação de pegmatito e análises suplementares em outros minerais-chave, como feldspatos, berilo e granada.

A aplicação deste estudo em uma exploração sistemática de elementos raros no DPCP deve ser complementada com testes adicionais em um número maior de pegmatitos e amostras por corpo, além de análises de geoquímica de superfície, geofísica e identificação de aureolas metassomáticas e halos de alteração ao redor dos corpos.



## Referências

---

- Akoh J.U., Ogunleye P.O., Ibrahim A.A. 2015. Geochemical evolution of micas and Sn-, Nb-, Ta- mineralization associated with the rare metal pegmatite in Angwan Doka, central Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **112**: 24-36.
- Albert C., Lana C., Gerdes A., Schannor M., Narduzzi F., Queiroga G. 2018. Archean magmatic-hydrothermal fluid evolution in the Quadrilátero Ferrífero (SE Brazil) documented by B isotopes (LA MC-ICPMS) in tourmaline. *Chemical Geology*, **481**: 95-109.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Aracuai-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64.
- Atencio D., Coutinho J.M.V., Menezes Filho L.A. 2005. Roscherite-Group Minerals from Brazil. *Mineralogical Record*, **1**(6): 1-18.
- Baijot M., Hatert F., Dal Bo F. 2014. Mineralogy and petrography of phosphate mineral associations from the Jocão Pegmatite, Minas Gerais, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **52**: 373-397.
- Barbosa A.L.M., Grossi-Sad J.H., Torres N. 1964. *Geologia das quadrículas de Barra do Cuieté e Conselheiro Pena, Minas Gerais*. Belo Horizonte, Departamento Nacional de Produção Mineral/GEOSOL, 285 p.
- Beurlen H., Thomas R., Silva M.R.R., Müller A., Rhede D., Soares D.R. 2014. Perspectives for Li- and Ta-Mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, **56**: 110-127.
- Bilal E., Correia Neves J.M., Fuzikawa K., Horn A.H., Marciano V.R.P.R.O., Fernandes M.L.S., Moutte J., Mello F.M., Nasraoui M. 2000. Pegmatites in Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2): 234-237.
- Bilal E., Horn A.H., Mello F.M. 2010. P-Li-Be Bearing Pegmatites of the South East Brazil. *International Journal of Geosciences*, **3**: 281-288.
- Biondi J.C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. São Paulo, Oficina de Textos, 528 p.
- Braga P.F.A. & Sampaio J.A. 2008. Lítio In: Luz A.B. da & Lins F.F. (eds.). *Rochas e Minerais Industriais: Usos e Especificações*. Rio de Janeiro, Centro de Tecnologia Mineral/Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação, p. 585-603.
- Breaks F.W., Selway J.B., Tindle A.G. 2003. *Fertile peraluminous granites and related rare element mineralization in pegmatites, Superior Province, Northwest and Northeast Ontario: Operation Treasure Hunt*. Ontario Geological Survey, Open File Report 6099, 179 pp.
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H., Page L.R. 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology*, Monograph **2**.
- Campos Neto M.C. & Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(2): 143-162.
- Cassedanne J.P. 1983. Famous mineral localities: The Córrego Frio mine and vicinity, Minas Gerais, Brazil. *The Mineralogical Record*, **14**(4): 227-237.
- Cassedanne J.P. 1986. The Urucum pegmatite, Minas Gerais, Brazil. *The Mineralogical Record*, **17**(5): 307-314.
- Catanzaro E.J., Champion C.E., Garner E.L., Marinenko G., Sappenfield K.M., Shields W.R. 1970. Boric acid: isotopic and assay standard reference materials. *National Bureau of Standards (US), Special Publications*, **260**(17): 1-71.
- Černý P. 1989. Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum. In: Moller P., Černý P., Saupe F. (eds.). *Lanthanides, Tantalum, and Niobium*. Springer-Verlag, New York, 274-302.
- Černý P. 1990. Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. *Geologische Rundschau*, **79**: 183-226.
- Černý P. 1991a. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research*, **51**: 429-468.

- Černý P. 1991b. Rare-element granitic pegmatites. I. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, **18**(2): 49-67.
- Černý P. 1991c. Rare-element granitic pegmatites. II. Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, **18**(2): 68-81.
- Černý P. 2000. Constitution, petrology, affiliations and categories of miarolitic pegmatites. Mineralogy and petrology of shallow depth pegmatites In: Pezzotta F. (ed.). *Papers from the First International Workshop. Memorie Soc. It. Sci. Nat. Museo Civico Storia Nat. Milano*, **30**: 5-12.
- Černý P. & Burt D.M. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. *Mineralogical Society of America*, **13**: 257-297.
- Černý P. & Ercit T.S. 2005. Classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, **43**: 2005-2026.
- Černý P., Meintzer R.E., Anderson A.J. 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *The Canadian Mineralogist*, **23**: 381-421.
- Černý P. Staněk J., Novák M., Baadsgaard H., Rieder M., Ottolini L., Kavalová M., Chapman R. 1995. Geochemical and structural evolution of micas in the Rožná and Dobrá Voda pegmatites, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology*, **55**: 177-201.
- Chaussidon M. & Albarède F. 1992. Secular boron isotope variations in the continental crust: an ion microprobe study. *Earth and Planetary Science Letters*, **108**: 229-241.
- Chaves M.L. de Sá C. & Scholz R. 2008. Pegmatito Gentil (Mendes Pimentel, MG) e suas paragéneses mineralógicas de fosfatos raros. *Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, **61**(2): 141-149.
- Chaves M.L. de Sá C., Scholz R., Atencio D., Karfunkel J. 2005. Assembleias e paragéneses minerais singulares nos pegmatitos da região de Galiléia (Minas Gerais). *Geociências*, **24**(2): 143-161.
- Class C. & le Roex A.P. 2008. Ce anomalies in Gough Island lavas - Trace element characteristics of a recycled sediment component. *Earth and Planetary Science Letters*, **265**: 475-486.
- Cocker M.D. 1992. *Geochemistry and economic potential of pegmatite in the Thomaston-Barnesville District, Georgia*. Atlanta, Georgia Department of Natural Resources, 90 p.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 393 p.
- Dias C.H. 2015. Mineralogia, tipologia e causas de cor de espodumênios da Província Pegmatítica Oriental do Brasil e química mineral de Nb-Tantalatos da Mina da Cachoeira (Minas Gerais). MS Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 127 p.
- Dill H. 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. *Ore Geology Reviews*, **69**: 417-561.
- Dingwell D.B., Pichavant M., Holtz F., 1996. Experimental studies of boron in granitic melts. *Reviews in Mineralogy*, **33**: 331-385.
- Dyar M.D., Wiedenbeck M., Robertson D., Cross L.R., Delaney J.S., Ferguson K., Francis C.A., Grew E.S., Guidotti C.V., Hervig R.L., Hughes J.M., Husler J., Leeman W., McGuire A.V., Rhede D., Rothe H., Paul R.L., Richards I., Yates M. 2001. Reference minerals for the microanalysis of light elements. *Geostandards Newsletter*, **25**: 441-463.
- Ercit T.S. 2005. REE-enriched granitic pegmatites In: Linnen R.L. & Samson I.M (eds.). Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, **17**: 175-199.
- Ertl A., Hughes J.M., Prowatke S., Ludwig T., Prasad P.S.R., Brandstätter F., Körner W., Schuster R., Pertlik F., Marschall H. 2006. Tetrahedrally coordinated boron in tourmalines from the liddicoatite-elbaite series from Madagascar: structure, chemistry, and infrared spectrometric studies. *American Mineralogist*, **91**: 1847-1856.
- Féboli W.L. 2000. Folha SE.24-Y-A-IV, Governador Valadares. Belo Horizonte: Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil. Texto Explicativo, 63 p.
- Féboli W.L. & Drumond J.B.V. 2014. Carta Geológica – Folha Governador Valadares (SE.24-Y-A-IV), escala 1:100.000. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil.

- Féboli W.L. & Paes V.J. de C. 2000. Folha SE.24-Y-C-I, Itanhomi. Belo Horizonte: Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil. Texto Explicativo, 105 p.
- Féboli W.L., Paes V.J. de C., Drumond J.B.V. 2014. Carta Geológica – Folha Itanhomi (SE.24-Y-C-I), escala 1:100.000. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil.
- Ferreira M.S.F., Fonseca M.A., Pires F.R.M. 2005. Pegmatitos mineralizados em água-marinha e topázio do Ponto do Marambaia, Minas Gerais: tipologia e relações com o Granito Caladão. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(4): 463-473.
- Figueiredo M.C.H. & Campos Neto M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 63-81.
- Fonseca M.A., Pinto C.P., Silva M.A. da, Ribeiro J.H., Tuller M.P., Signorelli N., Baltazar O.F., Féboli W., Ferreira R.C.R., Araújo J.C.S., Magalhães J.T.R., Santos E.A.M. dos, Borges A.J., Augusto M.F., Dias P.S.A. 2014. Mapa de recursos minerais do estado de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil.
- Foster M.D. 1960a. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, **354-B**: 11-49.
- Foster M.D. 1960b. Interpretation of the composition of lithium micas. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, **354-E**: 115-47.
- Ginsburg A.I., Timofeyev I.N., Feldman L.G. 1979. *Principles of Geology of the Granitic Pegmatites*. Nedra, Moscow, USSR.
- Gonçalves L., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A., Gonçalves C.C., Vieira V. 2017. From the plutonic root to the volcanic roof of a continental magmatic arc: a review of the Neoproterozoic Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, **107**(1): 337-358.
- Gonfiantini R., Tonarini S., Gröning M., Adorni-Braccesi A., Al-Amman A.S., Astner M., Bächler S., Barnes R.M., Bassett R.L., Cocherie A., Deyhle A., Dini A., Ferrara G., Gaillardet J., Grimm J., Guerrot C., Krähenbühl, U., Layne, G., Lemarchand, D., Meixner, A., Northington, D.J., Pennisi, M., Reitznerova, E., Rodushkin I., Sogiura N., Surberg R., Tonn S., Wiedenbeck M., Wunderli S., Xiao Y., Zack T. 2003. Intercomparison of Boron isotope and concentration measurements. Part II: Evaluation of results. *Geostandards Newsletter*, **27**: 41–57.
- Grassi L.R. 2014. *A geochemical investigation of the Usakos Gem Tourmaline Pegmatite, Namibia*. MS Dissertation, University of New Orleans, New Orleans, 213 p.
- Grice J.D. & Ercit T.S. 1993. Ordering of Fe and Mg in the tourmaline crystal structure: the correct formula. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, **165**: 245-266.
- Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Kesler S.E., Everson M.P., Wallington T.J. 2011. Global lithium availability: a constraint for electric vehicles? *Journal of Industrial Ecology*, **15**: 760-775.
- Hawthorne F.C. 1996. Structural mechanisms for light-element variations in tourmaline. *The Canadian Mineralogist*, **34**: 123-132.
- Hawthorne F.C. & Černý P. 1982. The mica group. In: Černý P. (ed.). *Granitic pegmatites in science and industry*. *Mineralogical Association of Canada*, **8**: 63-98.
- Hawthorne F.C. & Henry D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, **11**: 201-215.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M. Da C., Silva L.C. da, Trouw R.A. J. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. de. (Orgs). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203-234.
- Heinrich E.W. 1953. Zoning in pegmatite districts. *American Mineralogist*, **38**: 68-87.
- Henry D.J. & Dutrow B.L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrological applications. In: Grew E.S. & Anovitz L.M. (eds.). *Boron - Mineralogy, petrology and geochemistry*. *Mineralogical Society of America*, **33**(1): 503-557.

- Henry D.J. & Guidotti C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-graded metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**: 1-15.
- Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. 2011. Nomenclature of the tourmaline-super group minerals. *American Mineralogist*, **96**: 895-913.
- Hughes J.M., Ertl A., Dyar M.D., Grew E., Wiedenbeck M., Brandstätter F. 2004. Structural and chemical response to varying <sup>10</sup>B content in zoned Fe-bearing olenite from Koralpe, Austria. *American Mineralogist*, **89**: 447-454.
- Hulsbosch N., Hertogen J., Dewaele S., André L., Muchez P. 2014. Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda): Quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **132**: 349-374.
- Jahns R.H. 1955. The study of pegmatites. *Economic Geology, 50th Anniversary Volume*, 1025-1130.
- Jahns R.H. 1982. Internal evolution of pegmatite bodies. In: Černý P. (ed.). Granitic pegmatites in science and industry. *Mineralogical Association of Canada*, **8**: 293-327.
- Jahns R.H. & Burnham C.W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, **64**: 843-864.
- Jiang S.Y. 1998. Stable and radiogenic isotope studies of tourmaline: an overview. *Journal of the Czech Geological Society*, **43**(1-2): 75-90.
- Jiang S.Y. & Palmer M.R. 1998. Boron isotope systematics of Tourmaline from granites and pegmatites: a synthesis. *European Journal of Mineralogy*, **10**: 1253-1265.
- Jiang S.Y., Yang J.H., Novák M., Selway J. 2003. Chemical and boron isotopic compositions of tourmaline from the Lavicky leucogranite, Czech Republic. *Geochemical Journal*, **37**: 545-556.
- Jiang S.-Y., Yu J.M., Lu J.J. 2004. Trace and rare-earth element geochemistry in tourmaline and cassiterite from the Yunlong tin deposit, Yunnan, China: implication for migmatitic-hydrothermal fluid evolution and ore genesis. *Chemical Geology*, **209**: 193-213.
- Jolliff B.L. & Papike J.J. 1987. Mineral recorders of pegmatite internal evolution: REE contents of tourmaline from the Rob Ingersoll pegmatite, South Dakota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 2225-2232.
- Jolliff B.L., Papike J.J., Shearer C.K. 1986. Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. *American Mineralogist*, **71**: 472-500.
- Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Everson M.P., Wallington T.J. 2012. Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*, **48**: 55-69.
- Klein C. & Dutrow B. 2008. *Manual de Ciência dos Minerais*. Porto Alegre, Bookman, 716 p. Tradução e revisão técnica: Menegat R., 2012.
- Klemme S., Marschall H.R., Jacob D.E., Prowatke S., Ludwig T. 2011. Trace-element partitioning and boron isotope fractionation between white mica and tourmaline. *The Canadian Mineralogist*, **49**: 165-176.
- Kowalski P.M., Wunder B., Jahn S. 2013. Ab initio prediction of equilibrium boron isotope fractionation between minerals and aqueous fluids at high P and T. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **101**: 285-301.
- Leeman W.P. & Sisson V.B. 1996. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Grew E.S. & Anovitz L.M. (eds.). Boron - Mineralogy, petrology and geochemistry. *Mineralogical Society of America*, **33**(1): 645-707.
- Levinson A.A. 1953. Studies in the mica group: relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series. *American Mineralogist*, **38**: 88-107.
- Linnen R.L., Van Lichtervelde M., Černý P. 2012. Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals. *Elements*, **8**: 275-280.
- London D. 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, **30**: 499-540.
- London D. 1999. Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: The boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles. *European Journal of Mineralogy*, **11**: 253-262.

- London D. 2005. Geochemistry of alkali and alkaline earth elements in ore-forming granites, pegmatites, and rhyolites In: Linnen R.L. & Sampson I.M. (eds.). Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits. *St. Catharines, Geological Society, Short Course Notes*, **17**: 175-199.
- London D. 2008a. *Pegmatites*. The Canadian Mineralogist Special Publication, **10**, 347 p.
- London D. 2008b. The transition from granite to pegmatite. *Geological Society of America, Abstract Programs*, **40**(6): 336.
- London D., Morgan G.B., Wolf M.B. 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Grew E.S. & Anovitz L.M. (eds.). Boron - Mineralogy, petrology and geochemistry. *Mineralogical Society of America*, **33**(1): 299-330.
- MacDonald D.J. & Hawthorne F.C. 1995. The crystal chemistry of Si-Al substitution in tourmaline. *The Canadian Mineralogist*, **33**: 849-858.
- Marchal K.L. 2014. *Geochemistry, mineralogy and evolution of mica and feldspar from within the Mount Mica Pegmatite, Maine, USA*. MS Dissertation, University of New Orleans, New Orleans, 140 p.
- Marschall H.R., Ertl A., Hughes J.M., McCammon C. 2004. Metamorphic Na- and OH-rich disordered dravite with tetrahedral boron, associated with omphacite, from Syros, Greece: chemistry and structure. *European Journal of Mineralogy*, **16**: 817-823.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **28**: 129-147.
- Martins V.T. de S. 2000. *Geologia isotópica do plutonismo Neoproterozoico da Faixa Araçuaí, região nordeste de Minas Gerais*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 204 p.
- McDonough W.F. & Sun S.-S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**: 223-253.
- Mendes J.C. 1995. *Mineralogia e gênese dos pegmatitos turmaliníferos da Minas do Cruzeiro, São José da Safira, Minas Gerais*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 282 p.
- Menezes L. 2009. The Sapó Mine. Ferruginha District, Conselheiro Pena, Minas Gerais, Brazil. *The Mineralogical Record*, **40**: 273-292.
- Meyer C., Wunder B., Meixner A., Romer R.L., Heinrich W. 2008. Boron-isotope fractionation between tourmaline and fluid: an experimental re-investigation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **156**: 259-267.
- Mikova J., Kosler J., Wiedenbeck M. 2014. Matrix effects during laser ablation MC ICP-MS analysis of boron isotopes in tourmaline. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **29**: 903-914.
- Möller P. & Muecke G.K. 1984. Significance of Europium anomalies in silicate melts and crystal-melt equilibria: a re-evaluation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**: 242-250.
- Monier G & Robert J.L. 1986. Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system  $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$  at 600°C, 2 kbar  $PH_2O$ : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine*, **50**: 641-651.
- Moore P.B. 1973. Pegmatite phosphates: descriptive mineralogy and crystalchemistry. *The Mineralogical Record*, **4**: 103-130.
- Morteani G., Preinfalk C., Horn A.H. 2000. Classification and mineralization potential of the pegmatites of the Eastern Brazilian Pegmatite Province. *Mineralium Deposita*, **35**: 638-655.
- Nalini Jr. H.A. 1997. *Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et relations avec les pegmatites à éléments rares associées*. PhD Thesis, École des Mines de Saint Etienne et École des Mines de Paris, França, 237p.
- Nalini Jr. H.A., Bilal E., Paquette J.L., Pin C., Machado R. 2000. Géochronologie U-Pb et géochimie isotopique Rb-Sr et Sm-Nd des granitoïdes néoprotérozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **331**: 459-466.
- Nalini Jr. H.A., Machado R., Bilal E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: Exemplo de magmatismo tipo-I metaluminoso pré-colisional Neoproterozoico da região do Médio Vale do Rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(4): 23-34.

- Nalini Jr. H.A., Machado R., Bilal E. 2015. Petrogenesis and tectonic of the Urucum granitic suite, Rio Doce Valley (Minas Gerais – Brazil): an example of syn to late collisional peraluminous magmatism associated with high-angle transcurrent shear zone. *Brazilian Journal of Geology*, **45**(1): 127-141.
- Netto C., Araujo M.C., Pinto C.P., Drumond J.B.V. 2000. Projeto Leste-MG: Pegmatitos, etapa I. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil, 207 p.
- Newman Carvalho D.T. 2009. *Estudos mineralógicos e microtermométricos de algumas espécies mineralógicas oriundas de pegmatitos dos distritos pegmatíticos de Santa Maria de Itabira e Governador Valadares, Minas Gerais*. PhD Thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 357 p.
- Novo T. 2013. *Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico Mesoproterozoico e unidades Neoproterozoicas do sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP E LA-ICP-MS)*. PhD Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 211 p.
- Oliveira M.J.R. 2000. Folhas SE.24-Y-C-II e SE.24-Y-C-III, Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha. Belo Horizonte: Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil. Texto Explicativo, 223 p.
- Oliveira M.J.R. & Drumond J.B.V. 2014. Carta Geológica – Folhas Conselheiro Pena (SE.24-Y-C-II) e São Gabriel da Palha (SE.24-Y-C-III), escala 1:100.000. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil.
- Oliveira M.J.R., Pinto C. P., Féboli W. L., Santos R. A. 2000. Geologia estrutural e tectônica. Relatório Integrado, Etapa I, Folhas SE.24-V, SE.23-Z, SE.24-Y (partes). Belo Horizonte: Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil. 61 p.
- Paes V.J.C., Santos L.D., Tedeschi M.F. & Betiollo L.M. 2016. *Avaliação do potencial do lítio no Brasil: área do Médio Rio Jequitinhonha, nordeste de Minas Gerais*. Serviço Geológico do Brasil, 276 pp.
- Paiva G. 1946. *Províncias pegmatíticas do Brasil*. Boletim, Departamento Nacional de Produção Mineral, **78**: 13-21.
- Palmer M.R. & Slack J.F. 1989. Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **103**: 434-451.
- Palmer M.R. & Swihart G.H. 1996. Boron isotope geochemistry: an overview. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **33**: 709-743.
- Palmer M.R., London D., Morgan G.B., Babb H.A. 1992. Experimental determination of fractionation of  $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$  between tourmaline and aqueous vapor: A temperature- and pressure-dependent isotopic system. *Chemical Geology*, **101**: 123-129.
- Pearce N., Perkins W., Westgate J., Gorton M., Jackson S., Neal C., Chenery S. 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards Newsletters*, 21:115-144, doi:10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B. and De Wit M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. *Geological Society, Special Publications*, **294**: 153-172.
- Pedrosa-Soares A., Chaves M., Scholz R. 2009. Eastern Brazilian Pegmatite Province. In: International Symposium on Granitic Pegmatites, **4**, Recife, 28 p.
- Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castaneda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Aracuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Granite Related Ore Deposits*, **350**: 25-51.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**: 1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Aracuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323.

- Pereira L.M.M. & Zucchetti M. 2000. Projeto Leste-MG: relatório integrado de petrografia, etapa II. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil, 88p.
- Pujatti S.L.V. 2013. *Caracterização petrográfica e geoquímica da Formação São Tomé na região de Conselheiro Pena - Galiléia, MG*. Universidade Federal de Ouro Preto, 79 p.
- Putzer H. 1976. Metallogenetische provinzen in suedamerika In: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 318p.
- Quéméneur J. J. & Lagache M. 1999. Comparative study of two pegmatitic fields from Minas Gerais, Brazil, using the Rb and Cs contents of micas and feldspars. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(1): 27-32.
- Roda E., Pesquera A., Gil-Crespo P.P., Torres-Ruiz J., Fontan F. 2005. Origin and internal evolution of the Li-F-Be-B-P-bearing Pinilla de Fermoselle pegmatite (Central Iberian Zone, Zamora, Spain). *American Mineralogist*, **90**: 1887-1899.
- Schobbenhaus C., Almeida C.D., Derze G.R., Asmus H.E. (coords.) 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais.
- Schobbenhaus C., Almeida C.D., Dreze G.R., Asmus H.E. (coords.) 1984. Geologia do Brasil – Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais, 501p.
- Scholz R. 2002. *Mineralogia fosfática dos pegmatitos do Distrito de Conselheiro Pena, Minas Gerais*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 185 p.
- Scholz R., Chaves M.L.S.C. & Krambrock K. 2011. Mineralogy of the lithium bearing pegmatites from the Conselheiro Pena Pegmatite District (Minas Gerais, Brazil). *Contributions to the 5th International Symposium on Granitic Pegmatites*, 193-195.
- Scholz R., Karfunkel J., Costa G.M. 2003. Pegmatitos do Distrito de Conselheiro Pena: classificação quanto à mineralogia fosfática primária. In: 12º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Ouro Preto, SBG-MG, p.67.
- Selway J.B., Breaks F.W., Tindle A.G. 2005. A Review of Rare-Element (Li-Cs-Ta) Pegmatite Exploration Techniques for the Superior Province, Canada, and Large Worldwide Tantalum Deposits. *Exploration and Mining Geology*, **14**(1-4): 1-30.
- Selway J.B., Novák M., Černý P., Hawthorne F.C. 1999. Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites. *European Journal of Mineralogy*, **11**: 569-584.
- Siegel K., Wagner T., Trumbull R.B., Jonsson E., Matalin G., Wälle M., Heinrich C.A. 2016. Stable isotope (B, H, O) and mineral-chemistry constraints on the magmatic to hydrothermal evolution of the Varuträsk rare-element pegmatite (Northern Sweden). *Chemical Geology*, **421**: 1-16.
- Siga Jr. O. 1986. *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 140 p.
- Siivola J. & Schmid R.A. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Versão digital de 01/02/2007.
- Simmons W.B. & Webber K.L. 2008. Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, **20**: 421-438.
- Smith M.P. & Yardley W.D. 1996. The boron isotopic composition of tourmaline as a guide to fluid processes in the southwestern England orefield: An ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(8): 1415-1427.
- Slack J.F., Palmer M.R., Stevens B.P., Barnes R.G. 1993. Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill District, Australia. *Economic Geology*, **88**: 505-541.
- Solodov N. A. 1959. *Geochemistry of rare metal granite pegmatites*. Geochemistry, Cidade, **7**.
- Sverdrup H.U. 2016. Modelling global extraction, supply, price and depletion of the extractable geological resources with the LITHIUM model. *Resources, Conservation and Recycling*, **114**: 112-129.
- Swihart G.H., Moore P.B., Callis E.L. 1986. Boron isotopic composition of marine and non-marine evaporite borates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 1297-1301.

- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Science, Oxford, 312 p.
- Tindle A.G. & Webb P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, **2**: 595-610.
- Tindle A.G., Breaks F.W., Selway J.B. 2002. Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and separation lake areas of Northwestern Ontario, Canada. *The Canadian Mineralogist*, **40**: 753-788.
- Tischendorf G., Gottsmann B., Foster H.J., Trumbull R.B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, **61**: 809-834.
- Tonarini S., Dini A., Pezzota F., Leeman W. P. 1998. Boron isotopic composition of zoned (schorl-elbaite) tourmalines, Mt. Capanne Li-Cs pegmatites, Elba (Italy). *European Journal of Mineralogy*, **10**: 941-951.
- Trueman D.L. & Černý P. 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: Černý P. (ed.). *Granitic pegmatites in science and industry*. *Mineralogical Association of Canada*, **8**: 463-493.
- Trumbull R.B. & Chaussidon M. 1999. Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology*, **153**: 125-137.
- Trumbull R.B., Beurlen H., Wiedenbeck M., Soares D.R. 2013. The diversity of B-isotope variations in tourmaline from rare-element pegmatites in the Borborema Province of Brazil. *Chemical Geology*, **352**: 47-62.
- Trumbull R.B., Krienitz M.S., Gottsmann B., Wiedenbeck M. 2008. Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from an S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **155**: 1-18.
- van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. 2001. Data reduction software for LA-ICPMS: appendix. In: *Mining Association of Canada, Short Course Series*, **29**, p. 239.
- van Hinsberg V.J., Henry D.J., Marschall H.R. 2011. Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. *The Canadian Mineralogist*, **49**: 1-16.
- Viana R.R., Mänttari I., Kunst H., Jordt-Evangelista H. 2003. Age of pegmatites from eastern Brazil and implications of mica intergrowths on cooling rates and age calculations. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 493-501.
- Vieira V.S. 2000. Folha SE.24-Y-A-V, Itabirinha de Mantena. Belo Horizonte: Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil. Texto explicativo, 223 p.
- Vieira V.S. 2007. *Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuáí*. PhD Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 129 p.
- Vieira V.S. & Drumond J.B.V. 2014. Carta Geológica – Folha Itabirinha de Mantena (SE.24-Y-A-V), escala 1:100.000. Belo Horizonte, Secretaria de Estado de Minas e Energia/Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais/Serviço Geológico do Brasil.
- Vlach S.R.F. 2010. Th-U-Pb dating by electron probe microanalysis, Part 1. Monazite: analytical procedures and data treatment. *Geologia USP, Série Científica*, **10**: 61-85.
- Vlasov K.A. 1961. Principles of classifying granite pegmatites and their textural-paragenetic types. *Transactions of the Academy of Sciences, USSR, Geologic Series*, **1**: 5-20.
- Wilson W.E. 2012. The Jonas Mine - Itatiaia, Minas Gerais, Brazil. *The Mineralogical Record*, **43**(3): 289-317.
- Wise M.A. 2000. Geochemical evolution of tourmaline in the Black Mountain pegmatite, Maine. In: *GeoCanada The Millennium Geoscience Summit Conference*, Calgary, Alberta, 4 p.
- Wunder B., Meixner A., Romer R.L., Wirth R., Heinrich W. 2005. The geochemical cycle of boron: Constraints from boron isotope partitioning experiments between mica and fluid. *Lithos*, **84**: 206–216.

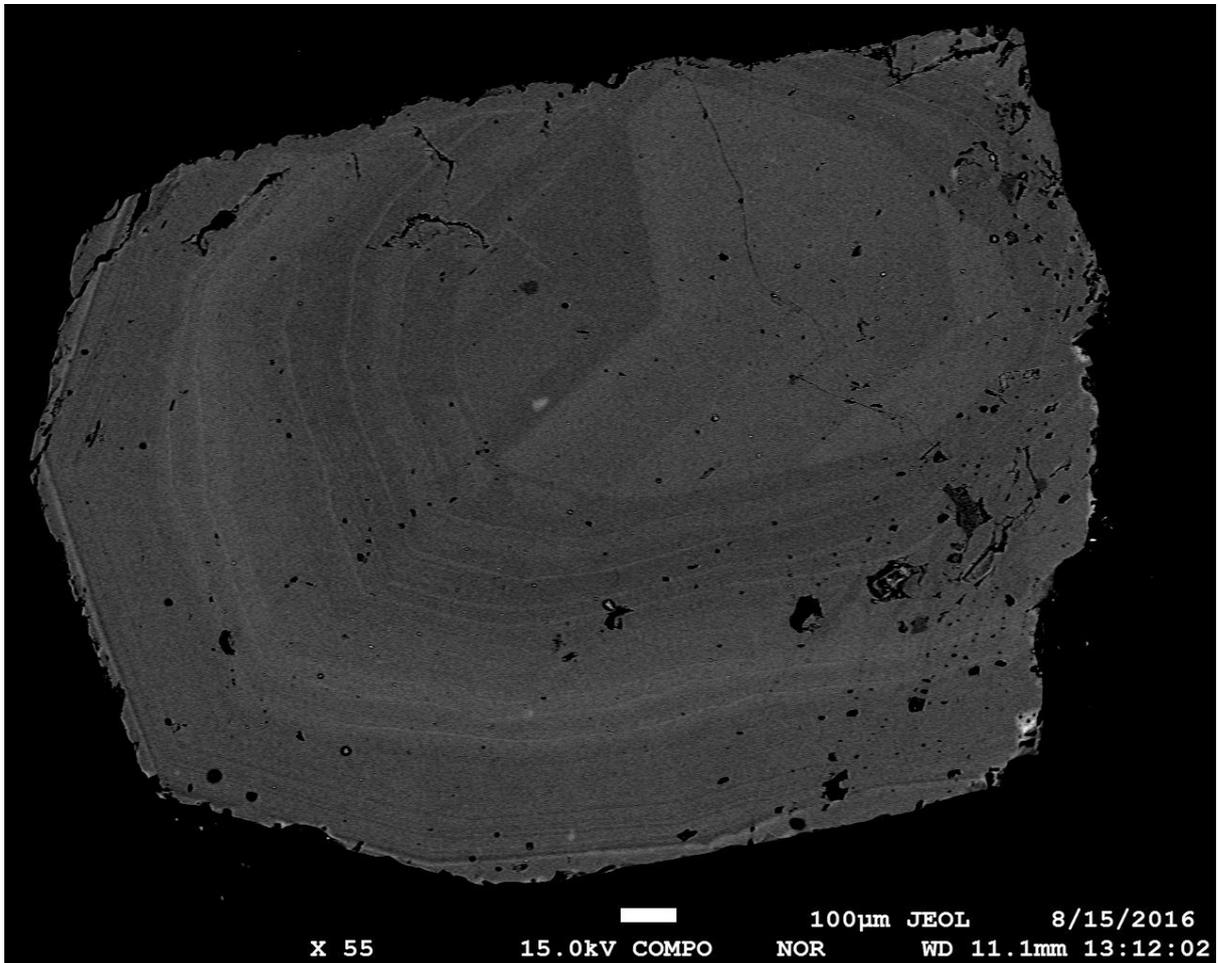
## **Apêndices**

---

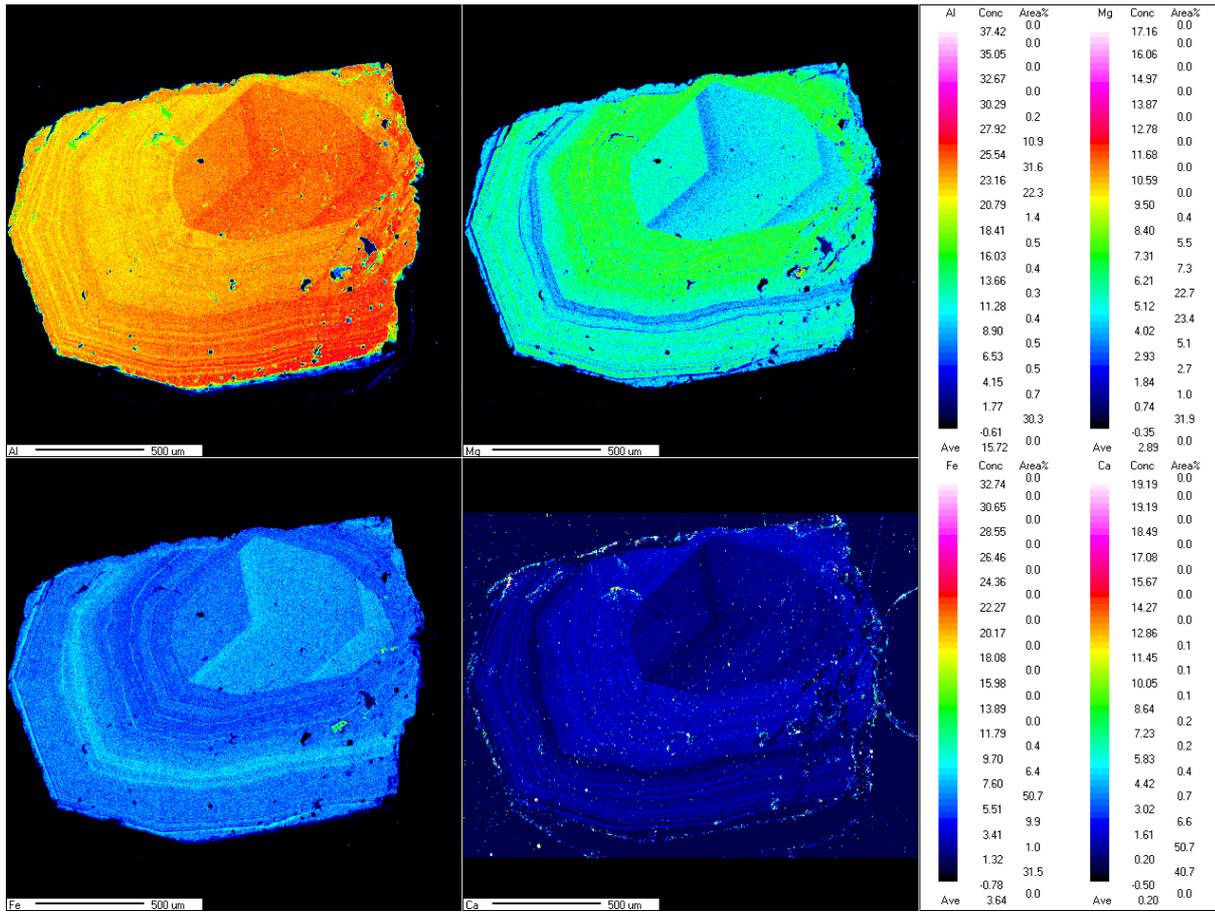


**Appendix A. Supplementary material**

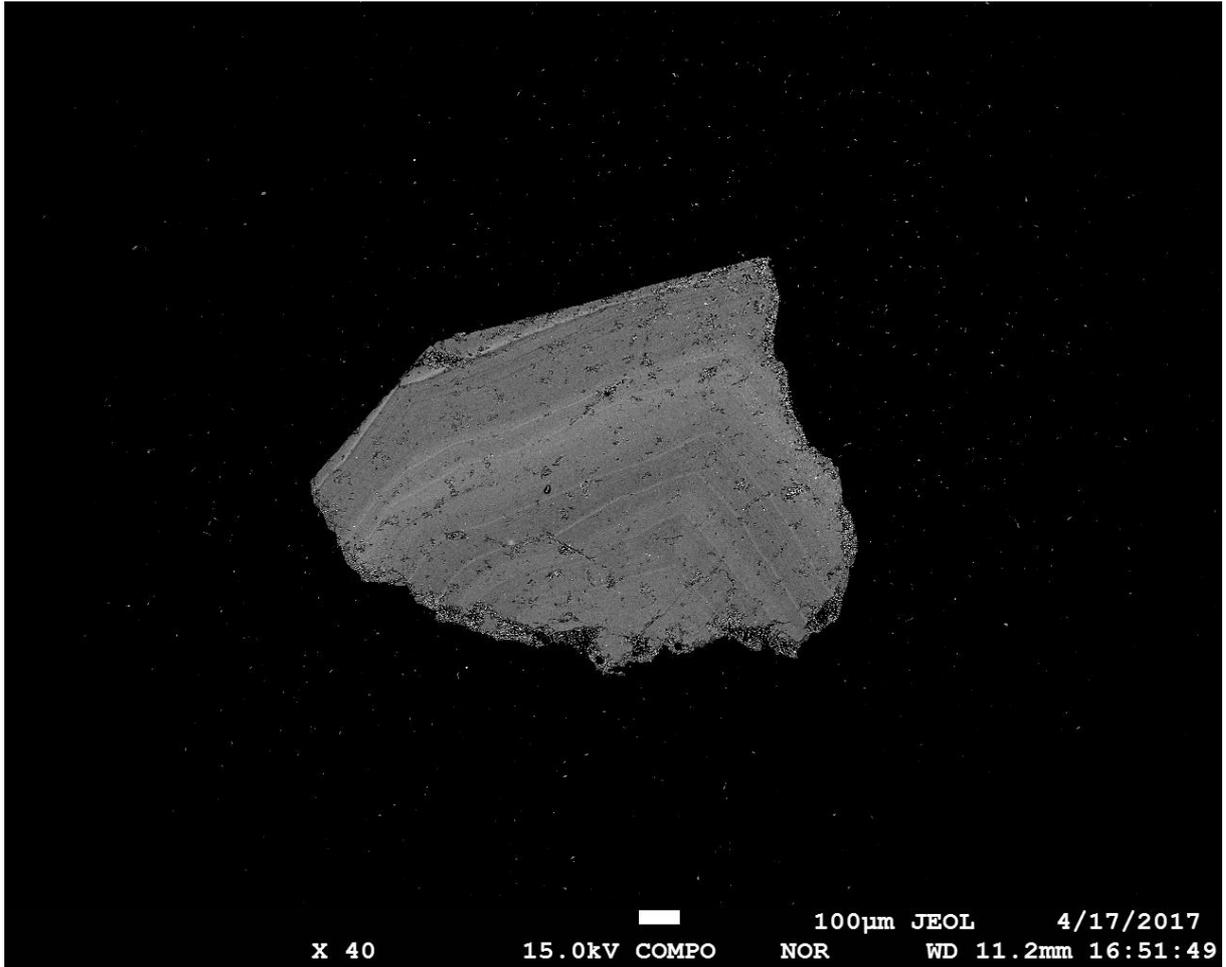
**Appendix A. Backscattered electron imaging of tourmaline crystals**



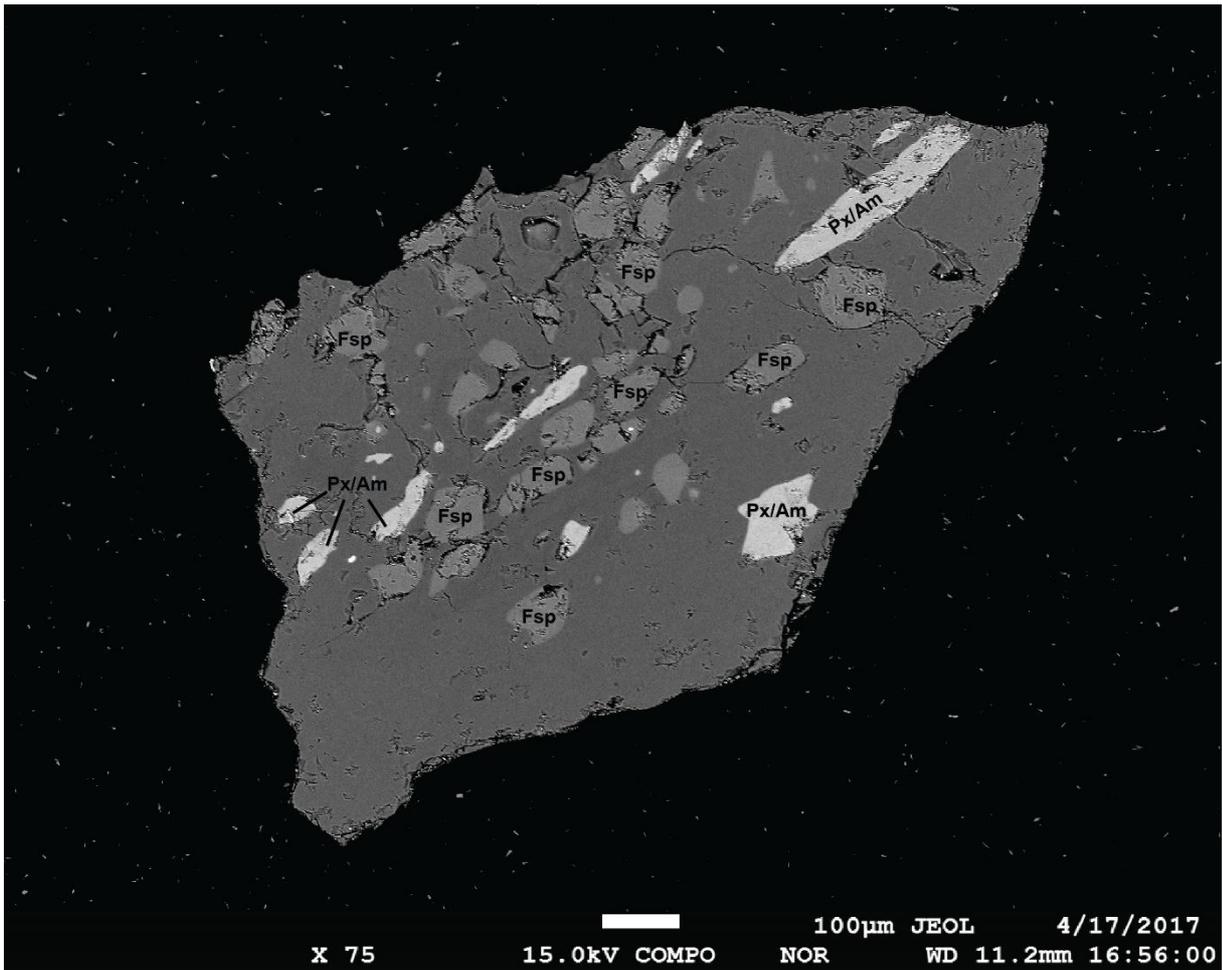
Backscattered electron imaging of tourmaline PT 17A (host schist), showing the crystal oscillatory zoning.



Geochemical maps of Al, Mg, Fe and Ca of the tourmaline crystal PT17A (host schist), showing two different patterns of zoning.



Backscattered electron imaging of tourmaline PT 17D, showing the crystal oscillatory zoning.



Backscattered electron imaging of tourmaline PT 17E, showing inclusions of pyroxene/amphibole (Px/Am) and feldspar (Fsp).

**Appendix B. Supplementary material****Appendix B.1. Table 5.2 - Electron microprobe and LA-ICP-MS analyses of selected mica samples from the Conselheiro Pena Pegmatite District**

| Pegmatite                      | Cigana |        |        | Boca Rica |          |        |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-----------|----------|--------|
| Sample                         | PM-04A | PM-04B | PM-04C | PM-07A    | PM-07B   | PM-07C |
| wt. %                          |        |        |        |           |          |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 45.85  | 46.01  | 45.70  | 46.35     | 37.73    | 46.18  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.18   | 0.04   | 0.03   | 0.08      | 1.05     | 0.05   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 37.13  | 37.02  | 37.80  | 35.42     | 21.68    | 36.43  |
| FeO                            | 0.70   | 1.02   | 0.49   | 1.96      | 19.91    | 1.51   |
| MgO                            | 0.14   | 0.02   | 0.01   | 0.38      | 3.42     | 0.11   |
| CaO                            | 0.02   | 0.03   | 0.02   | 0.03      | 0.11     | 0.04   |
| MnO                            | 0.02   | 0.05   | 0.03   | 0.04      | 0.49     | 0.04   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.46   | 0.60   | 0.64   | 0.58      | 0.05     | 0.60   |
| K <sub>2</sub> O               | 9.65   | 9.82   | 9.79   | 9.86      | 7.76     | 10.09  |
| F                              | 0.09   | 0.25   | 0.08   | 0.18      | 0.37     | 0.18   |
| Cl                             | 0.02   | 0.01   | 0.01   | 0.01      | 0.01     | 0.00   |
| Total                          | 94.26  | 94.87  | 94.59  | 94.89     | 92.58    | 95.25  |
| apfu                           |        |        |        |           |          |        |
| Si                             | 6.10   | 6.11   | 6.06   | 6.18      | 5.75     | 6.13   |
| Al (iv)                        | 1.90   | 1.89   | 1.94   | 1.82      | 2.25     | 1.87   |
| Al (vi)                        | 3.92   | 3.91   | 3.97   | 3.76      | 1.65     | 3.83   |
| Al (total)                     | 5.82   | 5.80   | 5.91   | 5.57      | 3.90     | 5.70   |
| Mg                             | 0.03   | 0.00   | 0.00   | 0.08      | 0.78     | 0.02   |
| Ti                             | 0.02   | 0.00   | 0.00   | 0.01      | 0.12     | 0.01   |
| Mn                             | 0.00   | 0.01   | 0.00   | 0.00      | 0.06     | 0.00   |
| Fe                             | 0.08   | 0.11   | 0.05   | 0.22      | 2.54     | 0.17   |
| Ca                             | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00      | 0.02     | 0.01   |
| Na                             | 0.12   | 0.16   | 0.16   | 0.15      | 0.01     | 0.16   |
| K                              | 1.64   | 1.66   | 1.66   | 1.68      | 1.51     | 1.71   |
| OH                             | 3.96   | 3.89   | 3.97   | 3.92      | 3.82     | 3.92   |
| F                              | 0.04   | 0.11   | 0.03   | 0.08      | 0.18     | 0.08   |
| Cl                             | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00      | 0.00     | 0.00   |
| ppm                            |        |        |        |           |          |        |
| Li                             | 297.29 | 301.94 | 191.53 | 566.38    | 3,284.36 | 468.98 |
| Be                             | 13.85  | 14.74  | 20.13  | 17.63     | 27.45    | 36.07  |
| B                              | 143.62 | 171.15 | 177.20 | 92.07     | 11.28    | 203.19 |
| P                              | 398.61 | 770.48 | 422.45 | 377.33    | 355.46   | 603.94 |
| Sc                             | 3.18   | 4.05   | 3.02   | 3.33      | 4.03     | bdl    |
| V                              | 5.79   | bdl    | bdl    | 1.33      | 1.68     | 0.78   |
| Cr                             | 21.45  | 13.56  | 14.33  | 9.98      | 21.76    | 26.74  |

|                     |          |          |          |        |          |          |
|---------------------|----------|----------|----------|--------|----------|----------|
| Co                  | 1.79     | bdl      | 1.46     | 1.76   | 1.40     | bdl      |
| Ni                  | 59.04    | 41.58    | 46.23    | bdl    | bdl      | bdl      |
| Cu                  | 2.30     | bdl      | 2.71     | 3.78   | 9.02     | 2.70     |
| Zn                  | 36.05    | 163.30   | 180.92   | 82.74  | 1,150.02 | 208.52   |
| Ga                  | 31.24    | 56.29    | 58.90    | 55.36  | 50.63    | 90.61    |
| Ge                  | 11.06    | 7.52     | 12.82    | bdl    | 16.57    | 10.10    |
| Rb                  | 2,418.32 | 1,433.16 | 2,662.81 | 729.03 | 1,588.41 | 2,343.98 |
| Sr                  | 0.86     | 0.57     | 0.65     | 0.94   | 5.80     | bdl      |
| Y                   | 0.69     | 0.71     | 0.71     | 0.52   | 3.02     | 0.56     |
| Zr                  | 15.93    | bdl      | 18.07    | bdl    | 10.05    | bdl      |
| Nb                  | 38.74    | 56.72    | 111.94   | 69.76  | 217.56   | 220.68   |
| Mo                  | 0.68     | 0.66     | bdl      | 1.43   | 0.60     | bdl      |
| Ag                  | 7.62     | bdl      | bdl      | 5.16   | bdl      | bdl      |
| Sn                  | 411.37   | 165.05   | 369.15   | 147.27 | 287.66   | 489.04   |
| Sb                  | bdl      | 0.43     | 0.60     | 0.43   | 0.65     | 0.29     |
| Cs                  | 1,457.19 | 44.38    | 186.99   | 43.07  | 416.13   | 170.85   |
| Ba                  | 8.74     | 1.34     | 1.84     | 6.60   | 38.28    | 3.81     |
| La                  | 0.80     | bdl      | 1.05     | 0.75   | 0.78     | 1.07     |
| Ce                  | 0.91     | 0.63     | 0.53     | bdl    | bdl      | 0.67     |
| Pr                  | 0.31     | 0.43     | bdl      | 0.33   | bdl      | bdl      |
| Nd                  | bdl      | bdl      | 3.83     | 0.94   | 1.67     | bdl      |
| Sm                  | bdl      | 3.46     | 1.56     | bdl    | 1.01     | 0.96     |
| Eu                  | 0.29     | 0.27     | bdl      | 0.26   | 0.35     | bdl      |
| Gd                  | bdl      | 3.44     | 2.48     | 2.61   | 2.23     | 3.17     |
| Dy                  | 1.11     | 1.23     | 0.78     | bdl    | 0.80     | bdl      |
| Er                  | bdl      | 1.64     | 0.99     | bdl    | 0.99     | bdl      |
| Yb                  | 0.60     | 0.84     | 1.17     | bdl    | 0.71     | bdl      |
| Lu                  | 0.16     | bdl      | bdl      | 0.16   | 0.18     | bdl      |
| Hf                  | 1.41     | 0.92     | 1.28     | bdl    | bdl      | bdl      |
| Ta                  | 65.52    | 4.09     | 11.00    | 6.47   | 38.94    | 27.12    |
| W                   | 4.24     | 2.06     | 3.22     | 8.83   | 5.43     | 9.38     |
| Tl                  | 19.68    | 4.83     | 11.31    | 2.88   | 12.37    | 8.24     |
| Pb                  | 11.55    | 3.31     | 4.29     | 5.48   | 12.84    | 12.57    |
| Th                  | 0.23     | 0.18     | 0.07     | 0.22   | 0.28     | 0.16     |
| U                   | 0.12     | 0.02     | 0.09     | 0.10   | 175.41   | 0.05     |
| ∑REE                | 5.58     | 12.87    | 13.66    | 5.04   | 8.72     | 5.88     |
| Ce/Ce* <sup>a</sup> | 0.44     | 0.45     | 0.39     | -      | -        | 0.49     |
| Eu/Eu* <sup>b</sup> | -        | 0.23     | -        | 0.69   | 0.69     | -        |
| Gd/Gd* <sup>c</sup> | -        | 3.55     | 7.80     | 5.77   | 2.35     | -        |

Table 5.2 (continued)

| Pegmatite<br>Sample            | Urucum   |        |          | Sapo   |           |           |
|--------------------------------|----------|--------|----------|--------|-----------|-----------|
|                                | PM-10A   | PM-10B | PM-10C   | PM-13A | PM-13B-01 | PM-13B-02 |
| wt. %                          |          |        |          |        |           |           |
| SiO <sub>2</sub>               | 35.12    | 45.14  | 47.09    | 45.71  | 46.46     | 48.79     |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.32     | 0.12   | 0.01     | 0.02   | 0.02      | 0.02      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.16    | 34.92  | 32.39    | 36.06  | 35.25     | 29.81     |
| FeO                            | 22.66    | 1.70   | 0.95     | 1.44   | 0.13      | 0.85      |
| MgO                            | 5.51     | 0.11   | 0.11     | 0.15   | 0.01      | 0.02      |
| CaO                            | 0.05     | 0.04   | 0.15     | 0.07   | 0.06      | 0.03      |
| MnO                            | 0.45     | 0.06   | 0.65     | 0.04   | 0.24      | 0.46      |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.06     | 0.53   | 0.22     | 0.55   | 0.63      | 0.27      |
| K <sub>2</sub> O               | 8.86     | 9.64   | 9.98     | 10.17  | 9.91      | 10.41     |
| F                              | 0.32     | 0.42   | 1.71     | 0.35   | 1.49      | 3.45      |
| Cl                             | 0.01     | 0.06   | 0.01     | 0.02   | 0.00      | 0.01      |
| Total                          | 94.52    | 92.73  | 93.27    | 94.58  | 94.21     | 94.12     |
| apfu                           |          |        |          |        |           |           |
| Si                             | 5.41     | 6.17   | 6.41     | 6.13   | 6.19      | 6.50      |
| Al (iv)                        | 2.59     | 1.83   | 1.59     | 1.87   | 1.81      | 1.50      |
| Al (vi)                        | 1.07     | 3.79   | 3.60     | 3.83   | 3.73      | 3.18      |
| Al (total)                     | 3.66     | 5.62   | 5.20     | 5.70   | 5.54      | 4.68      |
| Mg                             | 1.26     | 0.02   | 0.02     | 0.03   | 0.00      | 0.00      |
| Ti                             | 0.15     | 0.01   | 0.00     | 0.00   | 0.00      | 0.00      |
| Mn                             | 0.06     | 0.01   | 0.07     | 0.00   | 0.03      | 0.05      |
| Fe                             | 2.92     | 0.19   | 0.11     | 0.16   | 0.01      | 0.09      |
| Ca                             | 0.01     | 0.01   | 0.02     | 0.01   | 0.01      | 0.00      |
| Na                             | 0.02     | 0.14   | 0.06     | 0.14   | 0.16      | 0.07      |
| K                              | 1.74     | 1.68   | 1.73     | 1.74   | 1.69      | 1.77      |
| OH                             | 3.84     | 3.81   | 3.26     | 3.85   | 3.37      | 2.55      |
| F                              | 0.16     | 0.18   | 0.74     | 0.15   | 0.63      | 1.45      |
| Cl                             | 0.00     | 0.01   | 0.00     | 0.00   | 0.00      | 0.00      |
| ppm                            |          |        |          |        |           |           |
| Li                             | 3,591.33 | 944.59 | 3,818.63 | 372.24 | 4,883.52  | 1,4681.99 |
| Be                             | 3.20     | 34.22  | 26.29    | 20.66  | 34.38     | 43.28     |
| B                              | 14.53    | 265.44 | 705.95   | 177.89 | 889.82    | 239.03    |
| P                              | 422.65   | 678.54 | 512.91   | 557.59 | 580.91    | 294.33    |
| Sc                             | 12.98    | 12.13  | 4.17     | 6.38   | bdl       | 4.84      |
| V                              | 0.46     | 0.62   | 0.85     | bdl    | 1.62      | 1.35      |
| Cr                             | 49.27    | 38.82  | 22.40    | 42.42  | 43.46     | 24.91     |
| Co                             | 16.12    | bdl    | bdl      | 0.97   | 1.37      | bdl       |
| Ni                             | 64.13    | bdl    | 71.28    | bdl    | bdl       | 766.84    |

|                     |          |          |          |          |          |          |
|---------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Cu                  | 6.47     | 3.36     | 2.90     | 4.96     | 180.65   | 51.68    |
| Zn                  | 887.52   | 152.95   | 133.35   | 82.40    | 70.52    | 81.13    |
| Ga                  | 60.07    | 123.22   | 98.51    | 55.26    | 164.18   | 74.55    |
| Ge                  | 8.58     | 6.60     | 20.24    | 5.85     | 23.60    | 24.27    |
| Rb                  | 1,465.76 | 1,707.80 | 5,625.31 | 972.89   | 5,644.09 | 7,384.26 |
| Sr                  | 1.69     | bdl      | 2.74     | 1.39     | 342.23   | 6.36     |
| Y                   | 2.92     | bdl      | bdl      | bdl      | 3,817.86 | 3.10     |
| Zr                  | bdl      | bdl      | 11.90    | bdl      | 10.37    | bdl      |
| Nb                  | 155.44   | 186.88   | 18.52    | 120.40   | 86.91    | 165.34   |
| Mo                  | bdl      | 1.51     | 0.90     | 1.04     | 1.27     | 2.09     |
| Ag                  | bdl      | bdl      | 10.91    | bdl      | 3.17     | 6.22     |
| Sn                  | 46.53    | 213.91   | 218.52   | 522.02   | 456.09   | 241.87   |
| Sb                  | 0.80     | bdl      | 0.62     | bdl      | 0.54     | bdl      |
| Cs                  | 71.76    | 69.02    | 2,249.55 | 1,335.06 | 2,005.56 | 2,635.99 |
| Ba                  | 14.96    | 3.20     | 2.36     | 21.91    | 2.49     | 7.76     |
| La                  | 0.36     | bdl      | 1.24     | 1.00     | bdl      | 0.90     |
| Ce                  | 1.12     | bdl      | 0.88     | 0.46     | bdl      | bdl      |
| Pr                  | 0.39     | bdl      | bdl      | bdl      | 0.26     | 0.48     |
| Nd                  | 1.48     | 1.62     | 2.41     | 12.48    | bdl      | 2.61     |
| Sm                  | 0.76     | bdl      | 1.77     | 4.08     | 23.63    | 1.15     |
| Eu                  | 0.39     | bdl      | 0.41     | bdl      | bdl      | 0.35     |
| Gd                  | 2.27     | bdl      | bdl      | bdl      | bdl      | 3.27     |
| Dy                  | 1.25     | 1.54     | 0.85     | 1.03     | 1.14     | 1.31     |
| Er                  | 1.39     | bdl      | 1.04     | 0.78     | 0.86     | 15.45    |
| Yb                  | 1.16     | 1.50     | 0.82     | bdl      | 1.19     | 1.65     |
| Lu                  | 0.19     | 0.16     | 0.24     | 0.25     | 0.13     | 0.14     |
| Hf                  | 0.68     | bdl      | 1.86     | 1.09     | 1.36     | 1.29     |
| Ta                  | 11.86    | 17.69    | 71.38    | 7.55     | 50.59    | 104.22   |
| W                   | 2.96     | 6.13     | 2.80     | 78.88    | 20.35    | 89.12    |
| Tl                  | 8.87     | 6.03     | 45.92    | 5.32     | 39.27    | 41.38    |
| Pb                  | 3.96     | 4.70     | 4.48     | 3.92     | 5.29     | 8.96     |
| Th                  | 0.17     | 0.10     | 0.21     | 0.17     | 0.23     | 0.20     |
| U                   | 100.25   | 0.03     | 0.07     | 0.04     | 0.10     | 0.07     |
| $\Sigma$ REE        | 11.45    | 4.82     | 11.53    | 21.18    | 28.57    | 28.60    |
| Ce/Ce* <sup>a</sup> | 0.64     | -        | 0.55     | 0.36     | -        | -        |
| Eu/Eu* <sup>b</sup> | 0.83     | -        | 1.22     | -        | -        | 0.52     |
| Gd/Gd* <sup>c</sup> | 1.90     | -        | -        | -        | -        | 2.82     |

**Table 5.2 (continued)**

| Pegmatite                      | Sapo   | Pomarolli |          |        | Jonas    |        |
|--------------------------------|--------|-----------|----------|--------|----------|--------|
|                                | PM-13C | PM-14A    | PM-14B   | PM-14D | PM-16A   | PM-16B |
| wt. %                          |        |           |          |        |          |        |
| SiO <sub>2</sub>               | 45.17  | 46.13     | 43.22    | 45.57  | 45.77    | 45.71  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.17   | 0.12      | 0.02     | 0.31   | 0.06     | 0.03   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 35.18  | 35.65     | 34.26    | 35.05  | 34.18    | 35.12  |
| FeO                            | 1.70   | 1.46      | 1.29     | 0.98   | 3.01     | 2.09   |
| MgO                            | 0.54   | 0.38      | 0.04     | 0.53   | 0.21     | 0.07   |
| CaO                            | 0.07   | 0.03      | 0.14     | 0.03   | 0.04     | 0.03   |
| MnO                            | 0.03   | 0.03      | 0.06     | 0.02   | 0.08     | 0.07   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.86   | 0.72      | 0.82     | 0.42   | 0.60     | 0.64   |
| K <sub>2</sub> O               | 9.80   | 9.85      | 9.37     | 10.75  | 10.10    | 10.05  |
| F                              | 0.28   | 0.18      | 0.88     | 0.48   | 0.79     | 0.56   |
| Cl                             | 0.06   | 0.01      | 0.13     | 0.01   | 0.05     | 0.01   |
| Total                          | 93.86  | 94.58     | 90.23    | 94.15  | 94.90    | 94.39  |
| apfu                           |        |           |          |        |          |        |
| Si                             | 6.12   | 6.17      | 6.10     | 6.16   | 6.19     | 6.17   |
| Al (iv)                        | 1.88   | 1.83      | 1.90     | 1.84   | 1.81     | 1.83   |
| Al (vi)                        | 3.73   | 3.79      | 3.80     | 3.74   | 3.63     | 3.76   |
| Al (total)                     | 5.62   | 5.62      | 5.70     | 5.58   | 5.45     | 5.59   |
| Mg                             | 0.11   | 0.08      | 0.01     | 0.11   | 0.04     | 0.01   |
| Ti                             | 0.02   | 0.01      | 0.00     | 0.03   | 0.01     | 0.00   |
| Mn                             | 0.00   | 0.00      | 0.01     | 0.00   | 0.01     | 0.01   |
| Fe                             | 0.19   | 0.16      | 0.15     | 0.11   | 0.34     | 0.24   |
| Ca                             | 0.01   | 0.00      | 0.02     | 0.00   | 0.01     | 0.00   |
| Na                             | 0.23   | 0.19      | 0.22     | 0.11   | 0.16     | 0.17   |
| K                              | 1.69   | 1.68      | 1.69     | 1.85   | 1.74     | 1.73   |
| OH                             | 3.86   | 3.92      | 3.57     | 3.79   | 3.65     | 3.76   |
| F                              | 0.12   | 0.08      | 0.39     | 0.21   | 0.34     | 0.24   |
| Cl                             | 0.01   | 0.00      | 0.03     | 0.00   | 0.01     | 0.00   |
| ppm                            |        |           |          |        |          |        |
| Li                             | 369.42 | 267.85    | 1,087.94 | 292.83 | 1,241.68 | 647.41 |
| Be                             | 4.52   | 27.46     | 24.81    | 13.67  | 33.27    | 18.23  |
| B                              | 83.74  | 178.17    | 239.52   | 193.10 | 161.73   | 244.97 |
| P                              | 543.43 | 542.26    | 576.04   | 389.58 | 631.36   | 591.95 |
| Sc                             | 50.34  | 6.62      | 3.25     | 3.19   | 4.15     | 6.46   |
| V                              | 1.86   | 1.64      | 1.23     | 21.90  | 2.28     | bdl    |
| Cr                             | 73.88  | 27.37     | 41.45    | 15.61  | 30.99    | 16.48  |
| Co                             | 3.64   | bdl       | bdl      | 1.06   | bdl      | bdl    |
| Ni                             | 68.69  | bdl       | bdl      | bdl    | 28.10    | bdl    |
| Cu                             | 4.63   | 8.69      | 4.90     | 2.52   | bdl      | bdl    |

|                     |        |          |          |          |          |          |
|---------------------|--------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Zn                  | 80.73  | 188.93   | 298.80   | 97.77    | 373.83   | 255.48   |
| Ga                  | 115.76 | 89.93    | 160.94   | 50.38    | 90.74    | 107.98   |
| Ge                  | bdl    | 4.79     | 8.14     | 6.60     | 6.87     | 5.18     |
| Rb                  | 722.85 | 1,195.94 | 2,741.25 | 1,799.77 | 2,214.27 | 1,198.86 |
| Sr                  | 12.62  | 20.49    | bdl      | 0.94     | bdl      | bdl      |
| Y                   | 43.39  | 9.96     | 0.83     | bdl      | bdl      | bdl      |
| Zr                  | 20.35  | bdl      | bdl      | 9.85     | 9.48     | bdl      |
| Nb                  | 104.32 | 134.99   | 277.28   | 39.17    | 327.62   | 141.07   |
| Mo                  | bdl    | bdl      | 1.46     | 0.89     | 1.16     | 1.15     |
| Ag                  | 9.07   | 7.06     | 3.75     | 8.19     | bdl      | bdl      |
| Sn                  | 108.98 | 209.79   | 789.44   | 283.46   | 256.00   | 116.22   |
| Sb                  | 12.35  | 0.46     | bdl      | bdl      | 0.33     | 0.34     |
| Cs                  | 11.43  | 34.94    | 113.37   | 570.60   | 190.96   | 28.71    |
| Ba                  | 9.70   | 13.12    | 3.89     | 238.91   | 4.11     | 2.62     |
| La                  | 1.21   | bdl      | bdl      | bdl      | 0.73     | bdl      |
| Ce                  | 38.38  | 3.45     | 0.49     | 0.70     | bdl      | 0.60     |
| Pr                  | bdl    | 1.44     | 0.26     | 0.35     | bdl      | bdl      |
| Nd                  | 7.46   | 1.11     | 1.19     | 1.46     | 1.18     | 1.44     |
| Sm                  | 9.93   | 1.38     | 1.88     | bdl      | bdl      | 1.29     |
| Eu                  | 0.60   | 0.34     | bdl      | 0.23     | bdl      | bdl      |
| Gd                  | 19.21  | bdl      | 2.71     | bdl      | 5.03     | 3.36     |
| Dy                  | 8.68   | bdl      | bdl      | 0.81     | 0.98     | bdl      |
| Er                  | 1.55   | bdl      | 0.83     | bdl      | bdl      | bdl      |
| Yb                  | 3.63   | 8.87     | 0.55     | 0.98     | bdl      | 0.64     |
| Lu                  | 3.66   | 0.23     | bdl      | bdl      | 0.26     | 0.16     |
| Hf                  | 1.71   | bdl      | 0.86     | 0.82     | bdl      | bdl      |
| Ta                  | 4.38   | 9.86     | 13.94    | 22.49    | 69.26    | 6.91     |
| W                   | 66.39  | 25.09    | 25.58    | 5.38     | 8.00     | 7.17     |
| Tl                  | 2.60   | 5.12     | 12.38    | 7.00     | 11.28    | 4.80     |
| Pb                  | 9.33   | 6.92     | 1.42     | 4.89     | 8.72     | 5.47     |
| Th                  | 0.56   | bdl      | 0.19     | 0.16     | bdl      | bdl      |
| U                   | 0.26   | 0.10     | 0.03     | 0.10     | 0.02     | 0.02     |
| $\Sigma$ REE        | 96.01  | 16.83    | 8.76     | 5.35     | 8.18     | 7.50     |
| Ce/Ce* <sup>a</sup> | 24.49  | 0.73     | 0.57     | 0.60     | -        | -        |
| Eu/Eu* <sup>b</sup> | 0.13   | 1.29     | -        | -        | -        | -        |
| Gd/Gd* <sup>c</sup> | 4.20   | -        | -        | -        | 12.72    | -        |

**Table 5.2 (continued)**

| Pegmatite                      | Jonas    | Itatiaia |          |          |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|
|                                | PM-16C   | PM-17A   | PM-17B   | PM-17C   |
| wt. %                          |          |          |          |          |
| SiO <sub>2</sub>               | 46.05    | 45.44    | 45.63    | 45.51    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.02     | 0.03     | 0.05     | 0.06     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 34.64    | 35.57    | 34.52    | 34.64    |
| FeO                            | 1.29     | 1.72     | 2.66     | 2.04     |
| MgO                            | 0.02     | 0.09     | 0.10     | 0.41     |
| CaO                            | 0.01     | 0.02     | 0.02     | 0.01     |
| MnO                            | 0.61     | 0.20     | 0.25     | 0.19     |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.40     | 0.47     | 0.58     | 0.55     |
| K <sub>2</sub> O               | 11.04    | 10.06    | 10.35    | 10.42    |
| F                              | 0.90     | 0.49     | 0.66     | 0.57     |
| Cl                             | 0.01     | 0.01     | 0.01     | 0.02     |
| Total                          | 94.98    | 94.08    | 94.82    | 94.43    |
| apfu                           |          |          |          |          |
| Si                             | 6.19     | 6.11     | 6.14     | 6.10     |
| Al (iv)                        | 1.81     | 1.89     | 1.86     | 1.90     |
| Al (vi)                        | 3.68     | 3.75     | 3.61     | 3.56     |
| Al (total)                     | 5.49     | 5.64     | 5.47     | 5.47     |
| Mg                             | 0.00     | 0.02     | 0.02     | 0.08     |
| Ti                             | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.01     |
| Mn                             | 0.07     | 0.02     | 0.03     | 0.02     |
| Fe                             | 0.14     | 0.19     | 0.30     | 0.23     |
| Ca                             | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.00     |
| Na                             | 0.11     | 0.12     | 0.15     | 0.14     |
| K                              | 1.89     | 1.73     | 1.78     | 1.78     |
| OH                             | 3.62     | 3.79     | 3.72     | 3.76     |
| F                              | 0.38     | 0.21     | 0.28     | 0.24     |
| Cl                             | 0.00     | 0.00     | 0.00     | 0.00     |
| ppm                            |          |          |          |          |
| Li                             | 2,408.83 | 741.43   | 447.92   | 1,908.46 |
| Be                             | 22.40    | 26.88    | bdl      | 34.39    |
| B                              | 192.67   | 75.33    | 97.40    | 283.93   |
| P                              | 395.89   | 918.98   | 423.41   | 735.47   |
| Sc                             | 3.69     | 2.43     | 121.26   | 8.33     |
| V                              | 0.66     | 0.54     | bdl      | 9.88     |
| Cr                             | 17.71    | 2,864.48 | 6,593.81 | 6,438.49 |
| Co                             | 1.13     | 1.68     | bdl      | 2.86     |
| Ni                             | 65.98    | 304.33   | bdl      | 38.01    |
| Cu                             | bdl      | bdl      | bdl      | bdl      |

|                     |          |          |        |          |
|---------------------|----------|----------|--------|----------|
| Zn                  | 137.02   | 522.21   | 73.62  | 474.67   |
| Ga                  | 98.33    | 42.11    | 20.38  | 104.80   |
| Ge                  | 6.72     | bdl      | bdl    | 8.32     |
| Rb                  | 1,513.08 | 3,587.41 | 881.73 | 2,723.82 |
| Sr                  | 0.57     | bdl      | 2.31   | 9.03     |
| Y                   | 0.78     | 17.67    | bdl    | 0.82     |
| Zr                  | 11.49    | bdl      | 481.89 | bdl      |
| Nb                  | 109.74   | 25.60    | 40.45  | 143.80   |
| Mo                  | 0.87     | bdl      | 2.66   | 2.25     |
| Ag                  | 7.93     | 20.41    | 25.41  | bdl      |
| Sn                  | 216.95   | 221.05   | 162.48 | 882.27   |
| Sb                  | 0.67     | 5.81     | 4.47   | bdl      |
| Cs                  | 42.31    | 1,612.07 | 56.25  | 1,758.23 |
| Ba                  | 1.29     | 2.42     | bdl    | 132.20   |
| La                  | 0.55     | 5.85     | bdl    | bdl      |
| Ce                  | bdl      | 0.65     | bdl    | bdl      |
| Pr                  | bdl      | 3.10     | 16.07  | 14.28    |
| Nd                  | 1.33     | 17.59    | 18.05  | 2.39     |
| Sm                  | 1.30     | bdl      | 12.28  | 1.33     |
| Eu                  | 0.32     | 2.53     | bdl    | bdl      |
| Gd                  | 3.38     | bdl      | bdl    | 4.55     |
| Dy                  | 0.98     | 9.16     | bdl    | 1.24     |
| Er                  | 0.79     | bdl      | bdl    | bdl      |
| Yb                  | 0.70     | 1.09     | bdl    | 1.22     |
| Lu                  | 0.23     | 0.42     | 1.14   | 0.21     |
| Hf                  | 0.95     | bdl      | bdl    | 1.28     |
| Ta                  | 7.10     | 72.10    | 4.87   | 162.32   |
| W                   | 3.42     | 12.65    | bdl    | 8.89     |
| Tl                  | 4.98     | 1.40     | 2.93   | 19.58    |
| Pb                  | 5.27     | 31.38    | 5.59   | 35.33    |
| Th                  | 0.19     | bdl      | 1.84   | 0.12     |
| U                   | 0.05     | 0.03     | 0.10   | 0.03     |
| $\Sigma$ REE        | 10.54    | 40.39    | 47.53  | 26.50    |
| Ce/Ce* <sup>a</sup> | -        | 0.04     | -      | -        |
| Eu/Eu* <sup>b</sup> | 0.45     | -        | -      | -        |
| Gd/Gd* <sup>c</sup> | 3.48     | -        | -      | 9.05     |

Notes: bdl = below detection limit; <sup>a</sup> Ce\* = [(La) + (Pr)]/2;

<sup>b</sup> Eu\* = [(Sm) + (Gd)]/2; <sup>c</sup> Gd\* = [(Eu) + (Dy)]/2

**Appendix B. Supplementary material****Appendix B.2. Table 5.3 - Electron microprobe and LA-ICP-MS analyses of selected tourmaline samples from the Conselheiro Pena Pegmatite District**

| Pegmatite/<br>Host rock                    | Cigana |        |        | Boca Rica |        |        |
|--|--------|--------|--------|-----------|--------|--------|
|  | PT-04A | PT-04B | PT-04C | PT-07A    | PT-07B | PT-07C |
| Sample                                     |        |        |        |           |        |        |
| wt. %                                      |        |        |        |           |        |        |
| SiO <sub>2</sub>                           | 35.06  | 35.73  | 35.45  | 35.11     | 36.13  | 35.59  |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0.29   | 0.08   | 0.36   | 0.33      | 0.20   | 0.32   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 33.63  | 35.42  | 34.08  | 33.37     | 34.82  | 34.32  |
| FeO  | 12.67  | 12.07  | 12.07  | 11.36     | 10.59  | 12.01  |
| MgO  | 0.86   | 1.72   | 2.16   | 2.43      | 3.29   | 2.37   |
| CaO  | 0.05   | 0.02   | 0.05   | 0.08      | 0.08   | 0.10   |
| MnO  | 0.34   | 0.28   | 0.29   | 0.19      | 0.14   | 0.22   |
| Na <sub>2</sub> O                          | 1.68   | 1.57   | 1.93   | 1.92      | 1.84   | 1.96   |
| K <sub>2</sub> O                           | 0.03   | 0.02   | 0.05   | 0.04      | 0.03   | 0.04   |
| F  | 0.22   | 0.11   | 0.12   | 0.15      | 0.11   | 0.17   |
| Cl   | 0.00   | 0.00   | 0.01   | 0.00      | 0.01   | 0.00   |
| H <sub>2</sub> O <sup>a</sup>              | 3.42   | 3.59   | 3.55   | 3.48      | 3.62   | 3.55   |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup> | 10.23  | 10.55  | 10.45  | 10.29     | 10.64  | 10.52  |
| Total                                      | 98.48  | 101.17 | 100.59 | 98.75     | 101.50 | 101.19 |
| apfu                                       |        |        |        |           |        |        |
| Si (T)                                     | 5.96   | 5.88   | 5.90   | 5.93      | 5.90   | 5.88   |
| Al (T)                                     | 0.04   | 0.12   | 0.10   | 0.07      | 0.10   | 0.12   |
| Al (Z)                                     | 6.00   | 6.00   | 6.00   | 6.00      | 6.00   | 6.00   |
| Al (Y)                                     | 0.69   | 0.76   | 0.57   | 0.57      | 0.61   | 0.56   |
| Al (total)                                 | 6.74   | 6.88   | 6.68   | 6.64      | 6.70   | 6.68   |
| B  | 3.00   | 3.00   | 3.00   | 3.00      | 3.00   | 3.00   |
| Mg (Z)                                     | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00      | 0.00   | 0.00   |
| Ti (Y)                                     | 0.04   | 0.01   | 0.05   | 0.04      | 0.02   | 0.04   |
| Mg (Y)                                     | 0.22   | 0.42   | 0.54   | 0.61      | 0.80   | 0.58   |
| Mn (Y)                                     | 0.05   | 0.04   | 0.04   | 0.03      | 0.02   | 0.03   |
| Fe (Y)                                     | 1.80   | 1.66   | 1.68   | 1.60      | 1.45   | 1.66   |
| Ca (X)                                     | 0.01   | 0.00   | 0.01   | 0.01      | 0.01   | 0.02   |
| Na (X)                                     | 0.55   | 0.50   | 0.62   | 0.63      | 0.58   | 0.63   |
| K (X)                                      | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.01      | 0.01   | 0.01   |
| Vac (X)                                    | 0.43   | 0.49   | 0.36   | 0.35      | 0.40   | 0.34   |
| OH   | 3.88   | 3.94   | 3.93   | 3.92      | 3.94   | 3.91   |
| F  | 0.12   | 0.05   | 0.06   | 0.08      | 0.06   | 0.09   |
| Cl   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00      | 0.00   | 0.00   |

| ppm                 |          |        |        |        |        |        |
|---------------------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Li                  | 359.33   | 115.55 | 146.39 | 150.40 | 137.04 | 128.94 |
| Sc                  | 1.97     | 4.10   | 4.29   | 3.17   | 2.71   | 3.63   |
| V                   | 0.82     | 0.67   | 0.55   | 1.11   | 0.50   | 176.92 |
| Cr                  | 2.37     | 15.38  | 11.37  | 3.17   | 9.79   | 14.23  |
| Ni                  | bdl      | 30.53  | 25.17  | bdl    | bdl    | 27.74  |
| Cu                  | 0.33     | 1.24   | 1.30   | 0.36   | 1.00   | 2.03   |
| Zn                  | 1,219.97 | 588.73 | 552.35 | 606.30 | 425.77 | 611.45 |
| Ga                  | 44.35    | 30.54  | 35.45  | 42.05  | 29.28  | 42.67  |
| As                  | 0.30     | 2.89   | 1.89   | 0.32   | bdl    | bdl    |
| Rb                  | 0.10     | 1.19   | bdl    | 0.10   | 1.48   | bdl    |
| Sr                  | 0.33     | bdl    | 1.02   | 2.88   | 1.06   | 1.17   |
| Y                   | bdl      | 0.80   | 0.73   | bdl    | 0.51   | 0.69   |
| Zr                  | 20.01    | 13.13  | 13.97  | bdl    | bdl    | 14.61  |
| Nb                  | 0.64     | 0.20   | 0.30   | 0.53   | 0.53   | 0.64   |
| Mo                  | 0.16     | 1.33   | 1.01   | 0.12   | 0.97   | 0.71   |
| Ag                  | bdl      | 8.80   | bdl    | bdl    | 5.88   | 11.30  |
| Sn                  | 11.35    | 3.46   | 7.61   | 10.59  | 4.27   | 8.67   |
| Sb                  | 0.05     | bdl    | 0.46   | 0.04   | 0.67   | 0.37   |
| Cs                  | bdl      | 0.60   | 0.60   | bdl    | 0.73   | 1.04   |
| Ba                  | bdl      | bdl    | bdl    | 0.19   | 4.15   | 3.82   |
| La                  | 0.19     | 0.72   | bdl    | 0.29   | bdl    | 0.70   |
| Ce                  | 0.15     | bdl    | 0.66   | 0.24   | 0.66   | 0.90   |
| Pr                  | 0.09     | bdl    | 0.35   | 0.08   | 0.29   | 0.47   |
| Nd                  | 0.57     | 3.01   | bdl    | 0.48   | 1.84   | 2.44   |
| Sm                  | bdl      | 1.14   | 0.94   | 0.35   | bdl    | bdl    |
| Eu                  | 0.06     | 0.30   | 0.32   | bdl    | 0.48   | 0.32   |
| Gd                  | bdl      | 5.10   | 4.26   | 1.13   | bdl    | bdl    |
| Dy                  | 0.27     | bdl    | 0.89   | bdl    | 1.80   | 1.10   |
| Er                  | bdl      | 1.57   | bdl    | 0.36   | 1.11   | 1.04   |
| Yb                  | bdl      | 0.67   | bdl    | 0.26   | bdl    | 1.31   |
| Lu                  | 0.05     | 0.20   | 0.32   | 0.07   | 0.26   | 0.31   |
| Hf                  | 0.28     | 0.93   | 0.68   | 2.84   | 1.08   | 1.80   |
| Ta                  | 0.20     | 0.59   | bdl    | 0.28   | 0.61   | 0.50   |
| W                   | 0.16     | bdl    | 1.72   | bdl    | 2.74   | 1.84   |
| Pb                  | 3.62     | 1.73   | 3.60   | 6.12   | 2.25   | 6.06   |
| Th                  | 0.03     | 0.26   | 0.14   | 0.02   | 0.17   | 0.19   |
| U                   | 0.00     | 0.07   | 0.03   | 0.02   | bdl    | 0.04   |
| ∑REE                | 1.39     | 12.72  | 7.74   | 3.26   | 6.44   | 8.59   |
| Ce/Ce* <sup>b</sup> | 0.29     | -      | 0.58   | 0.37   | 0.69   | 0.37   |
| Eu/Eu* <sup>c</sup> | -        | 0.32   | 0.41   | -      | -      | -      |
| Gd/Gd* <sup>d</sup> | -        | 9.58   | 4.61   | -      | -      | -      |

**Table 5.3 (continued)**

| Pegmatite/<br>Host rock                    | Urucum |        |        | Sapo   |          |          |
|--|--------|--------|--------|--------|----------|----------|
|  | PT-10A | PT-10B | PT-10C | PT-13A | PT-13B   | PT-13C   |
| wt. %                                      |        |        |        |        |          |          |
| SiO <sub>2</sub>                           | 34.90  | 34.68  | 34.26  | 34.66  | 36.79    | 38.88    |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0.55   | 0.47   | 0.42   | 0.07   | 0.02     | 0.02     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 32.94  | 32.80  | 32.39  | 34.18  | 35.87    | 42.07    |
| FeO  | 13.42  | 13.79  | 11.96  | 13.08  | 7.54     | 0.03     |
| MgO  | 1.11   | 0.73   | 2.15   | 0.65   | 0.01     | 0.01     |
| CaO  | 0.14   | 0.12   | 0.15   | 0.03   | 0.04     | 0.87     |
| MnO  | 0.26   | 0.31   | 0.16   | 0.22   | 0.22     | 0.24     |
| Na <sub>2</sub> O                          | 1.76   | 1.72   | 1.74   | 1.40   | 2.63     | 1.72     |
| K <sub>2</sub> O                           | 0.04   | 0.04   | 0.04   | 0.03   | 0.03     | 0.02     |
| F  | 0.20   | 0.20   | 0.21   | 0.22   | 1.30     | 1.02     |
| Cl   | 0.01   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.01     | 0.01     |
| H <sub>2</sub> O <sup>a</sup>              | 3.43   | 3.40   | 3.37   | 3.41   | 3.01     | 3.36     |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup> | 10.22  | 10.14  | 10.05  | 10.18  | 10.52    | 11.14    |
| Total                                      | 98.96  | 98.42  | 96.90  | 98.13  | 97.97    | 99.38    |
| apfu                                       |        |        |        |        |          |          |
| Si (T)                                     | 5.94   | 5.94   | 5.92   | 5.91   | 6.08     | 6.07     |
| Al (T)                                     | 0.06   | 0.06   | 0.08   | 0.09   | 0.00     | 0.00     |
| Al (Z)                                     | 6.00   | 6.00   | 6.00   | 6.00   | 6.00     | 6.00     |
| Al (Y)                                     | 0.54   | 0.57   | 0.52   | 0.79   | 0.99     | 1.74     |
| Al (total)                                 | 6.60   | 6.62   | 6.60   | 6.87   | 6.99     | 7.74     |
| B  | 3.00   | 3.00   | 3.00   | 3.00   | 3.00     | 3.00     |
| Mg (Z)                                     | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00     | 0.00     |
| Ti (Y)                                     | 0.07   | 0.06   | 0.05   | 0.01   | 0.00     | 0.00     |
| Mg (Y)                                     | 0.28   | 0.19   | 0.55   | 0.16   | 0.00     | 0.00     |
| Mn (Y)                                     | 0.04   | 0.05   | 0.02   | 0.03   | 0.03     | 0.03     |
| Fe (Y)                                     | 1.91   | 1.98   | 1.73   | 1.87   | 1.04     | 0.00     |
| Ca (X)                                     | 0.02   | 0.02   | 0.03   | 0.01   | 0.01     | 0.15     |
| Na (X)                                     | 0.58   | 0.57   | 0.58   | 0.46   | 0.84     | 0.52     |
| K (X)                                      | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.01     | 0.00     |
| Vac (X)                                    | 0.39   | 0.40   | 0.38   | 0.52   | 0.15     | 0.33     |
| OH   | 3.89   | 3.89   | 3.88   | 3.88   | 3.32     | 3.49     |
| F  | 0.11   | 0.11   | 0.11   | 0.12   | 0.68     | 0.51     |
| Cl   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00     | 0.00     |
| ppm  |        |        |        |        |          |          |
| Li   | 242.84 | 270.77 | 147.17 | 291.66 | 4,674.18 | 4,625.03 |
| Sc   | 5.42   | 4.65   | 5.97   | 12.06  | 1.96     | bdl      |

|                     |        |        |        |          |        |        |
|---------------------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|
| V                   | 0.80   | 0.85   | 0.77   | 0.71     | 0.66   | 0.62   |
| Cr                  | 2.71   | 2.68   | 2.96   | 2.87     | 3.37   | 16.09  |
| Ni                  | bdl    | bdl    | bdl    | bdl      | bdl    | 19.21  |
| Cu                  | 0.35   | 0.37   | 0.31   | 0.20     | 0.29   | 2.50   |
| Zn                  | 810.58 | 959.43 | 624.81 | 1,024.06 | 993.38 | 10.28  |
| Ga                  | 50.29  | 52.43  | 45.25  | 88.91    | 37.48  | 48.34  |
| As                  | 0.29   | 0.25   | 0.21   | 0.35     | 0.29   | 2.88   |
| Rb                  | 0.07   | bdl    | bdl    | bdl      | 0.14   | bdl    |
| Sr                  | 0.46   | 0.43   | 0.96   | 0.09     | 0.30   | 1.04   |
| Y                   | bdl    | 0.72   | 0.37   | 0.50     | 0.76   | bdl    |
| Zr                  | bdl    | bdl    | bdl    | 1.89     | bdl    | bdl    |
| Nb                  | 0.77   | 0.91   | 0.44   | 1.61     | 0.40   | 4.45   |
| Mo                  | 0.13   | 0.15   | 0.11   | 0.16     | 0.24   | 1.27   |
| Ag                  | bdl    | bdl    | bdl    | bdl      | 0.50   | bdl    |
| Sn                  | 10.30  | 11.93  | 7.61   | 33.94    | 7.38   | 185.94 |
| Sb                  | 0.06   | 0.10   | 0.05   | 0.06     | 0.15   | 1.60   |
| Cs                  | 0.05   | 0.06   | bdl    | bdl      | 0.07   | bdl    |
| Ba                  | 0.20   | 0.25   | 0.28   | 0.21     | 0.33   | 7.17   |
| La                  | 0.44   | 0.41   | 0.40   | 0.13     | 0.16   | 1.14   |
| Ce                  | 0.80   | 0.77   | 0.69   | 0.12     | 0.21   | 1.13   |
| Pr                  | 0.08   | 0.08   | 0.06   | 0.07     | bdl    | bdl    |
| Nd                  | 0.46   | 0.52   | 0.42   | 0.64     | 0.69   | 3.00   |
| Sm                  | 0.17   | 0.29   | bdl    | 0.29     | 0.31   | 2.55   |
| Eu                  | bdl    | 0.05   | 0.04   | 0.05     | bdl    | 0.57   |
| Gd                  | 1.36   | 1.00   | 1.22   | bdl      | bdl    | 7.45   |
| Dy                  | 0.25   | 0.28   | bdl    | 0.24     | 0.40   | 1.77   |
| Er                  | 0.34   | 0.23   | 0.34   | 0.24     | bdl    | bdl    |
| Yb                  | 0.22   | bdl    | bdl    | bdl      | 0.58   | 1.44   |
| Lu                  | 0.06   | 0.05   | 0.08   | bdl      | 0.10   | 0.39   |
| Hf                  | 0.20   | 0.19   | 0.20   | 0.32     | 0.22   | bdl    |
| Ta                  | 0.42   | 0.41   | 0.27   | 1.47     | 1.06   | 6.01   |
| W                   | 0.11   | 0.16   | 0.10   | 0.13     | bdl    | bdl    |
| Pb                  | 2.34   | 2.40   | 2.29   | 0.19     | 32.36  | 57.60  |
| Th                  | 0.03   | 0.02   | 0.02   | 0.03     | 0.03   | 0.57   |
| U                   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00     | 0.00   | 0.08   |
| $\Sigma$ REE        | 4.18   | 3.69   | 3.25   | 1.80     | 2.45   | 19.46  |
| Ce/Ce* <sup>b</sup> | 0.95   | 0.96   | 0.95   | 0.31     | 1.03   | 0.77   |
| Eu/Eu* <sup>c</sup> | -      | 0.28   | 0.21   | 0.99     | -      | 0.37   |
| Gd/Gd* <sup>d</sup> | 13.62  | 4.73   | 19.04  | -        | -      | 4.31   |

Table 5.3 (continued)

| Pegmatite/<br>Host rock                    | Sapo     |        |        | Jonas  |        |          |
|--|----------|--------|--------|--------|--------|----------|
|  | SAB-034  | PT-14A | PT-14B | PT-14C | PT-16A | PT-16B   |
| wt. %                                      |          |        |        |        |        |          |
| SiO <sub>2</sub>                           | 38.38    | 34.72  | 36.13  | 35.98  | 33.86  | 36.58    |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0.03     | 0.16   | 0.26   | 0.27   | 0.07   | 0.14     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 40.80    | 31.96  | 35.11  | 34.85  | 33.17  | 38.06    |
| FeO  | 0.70     | 10.80  | 10.76  | 10.97  | 14.75  | 4.24     |
| MgO  | 0.01     | 2.30   | 2.89   | 3.06   | 0.04   | 0.43     |
| CaO  | 0.40     | 0.06   | 0.06   | 0.08   | 0.14   | 0.64     |
| MnO  | 0.69     | 0.18   | 0.16   | 0.15   | 0.50   | 0.70     |
| Na <sub>2</sub> O                          | 1.86     | 1.92   | 1.87   | 2.03   | 1.87   | 1.90     |
| K <sub>2</sub> O                           | 0.02     | 0.04   | 0.04   | 0.04   | 0.05   | 0.02     |
| F  | 0.90     | 0.18   | 0.14   | 0.14   | 0.39   | 0.74     |
| Cl   | 0.01     | 0.00   | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.00     |
| H <sub>2</sub> O <sup>a</sup>              | 3.37     | 3.36   | 3.61   | 3.60   | 3.28   | 3.32     |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup> | 11.01    | 9.99   | 10.65  | 10.64  | 10.05  | 10.64    |
| Total                                      | 98.18    | 95.69  | 101.70 | 101.81 | 98.17  | 97.42    |
| apfu                                       |          |        |        |        |        |          |
| Si (T)                                     | 6.06     | 6.04   | 5.89   | 5.88   | 5.85   | 5.97     |
| Al (T)                                     | 0.00     | 0.00   | 0.11   | 0.12   | 0.15   | 0.03     |
| Al (Z)                                     | 6.00     | 6.00   | 6.00   | 6.00   | 6.00   | 6.00     |
| Al (Y)                                     | 1.59     | 0.55   | 0.65   | 0.59   | 0.61   | 1.30     |
| Al (total)                                 | 7.59     | 6.55   | 6.75   | 6.71   | 6.76   | 7.33     |
| B  | 3.00     | 3.00   | 3.00   | 3.00   | 3.00   | 3.00     |
| Mg (Z)                                     | 0.00     | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00     |
| Ti (Y)                                     | 0.00     | 0.02   | 0.03   | 0.03   | 0.01   | 0.02     |
| Mg (Y)                                     | 0.00     | 0.60   | 0.70   | 0.74   | 0.01   | 0.11     |
| Mn (Y)                                     | 0.09     | 0.03   | 0.02   | 0.02   | 0.07   | 0.10     |
| Fe (Y)                                     | 0.09     | 1.57   | 1.47   | 1.50   | 2.13   | 0.58     |
| Ca (X)                                     | 0.07     | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.03   | 0.11     |
| Na (X)                                     | 0.57     | 0.65   | 0.59   | 0.64   | 0.63   | 0.60     |
| K (X)                                      | 0.00     | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.01   | 0.00     |
| Vac (X)                                    | 0.36     | 0.33   | 0.39   | 0.34   | 0.34   | 0.28     |
| OH   | 3.55     | 3.90   | 3.93   | 3.92   | 3.78   | 3.62     |
| F  | 0.45     | 0.10   | 0.07   | 0.07   | 0.22   | 0.38     |
| Cl   | 0.00     | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | 0.00     |
| ppm  |          |        |        |        |        |          |
| Li   | 6,587.18 | 123.07 | 137.47 | 73.27  | 568.56 | 4,635.99 |
| Sc   | 3.30     | 3.06   | 40.05  | 3.79   | 1.39   | 4.40     |
| V  | 0.68     | 0.69   | 0.56   | 0.54   | 0.76   | 39.64    |

|                     |        |        |        |        |          |        |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|----------|--------|
| Cr                  | 16.68  | 2.10   | 79.88  | 12.69  | 2.37     | 5.73   |
| Ni                  | 62.60  | bdl    | 303.67 | 23.66  | bdl      | 13.31  |
| Cu                  | 0.88   | 0.28   | 24.84  | 1.01   | 0.26     | 0.29   |
| Zn                  | 436.53 | 572.71 | 321.35 | 341.49 | 2,205.32 | 153.49 |
| Ga                  | 102.19 | 37.86  | 29.18  | 30.18  | 70.99    | 91.20  |
| As                  | 1.47   | 0.30   | bdl    | 1.30   | 0.28     | 0.46   |
| Rb                  | 0.62   | 0.09   | bdl    | bdl    | 0.10     | 0.18   |
| Sr                  | 0.44   | 0.74   | 1.08   | 0.77   | 0.17     | 22.90  |
| Y                   | 3.85   | 0.50   | 1.18   | 1.39   | bdl      | 0.66   |
| Zr                  | 11.04  | bdl    | 11.84  | bdl    | bdl      | bdl    |
| Nb                  | 6.52   | 0.59   | 0.34   | 0.54   | 1.58     | 1.86   |
| Mo                  | 1.08   | 0.13   | 1.07   | 1.26   | 0.17     | 0.23   |
| Ag                  | bdl    | 0.33   | 7.41   | bdl    | 0.37     | 0.66   |
| Sn                  | 86.57  | 8.27   | 25.68  | 4.49   | 21.80    | 49.32  |
| Sb                  | 3.03   | 0.04   | 0.34   | bdl    | 0.04     | 0.07   |
| Cs                  | 0.23   | 0.07   | 0.88   | 0.47   | 0.05     | 0.08   |
| Ba                  | bdl    | 0.20   | bdl    | 3.67   | 0.24     | 0.31   |
| La                  | 1.09   | 0.20   | bdl    | 0.57   | 0.74     | 3.11   |
| Ce                  | 1.61   | 0.15   | 0.62   | bdl    | 1.50     | 6.85   |
| Pr                  | 0.60   | 0.08   | 0.24   | 0.29   | 0.14     | 0.68   |
| Nd                  | 2.23   | 0.44   | 1.31   | 1.90   | 0.38     | 2.03   |
| Sm                  | 1.64   | 0.22   | 0.94   | 0.89   | 0.25     | 0.49   |
| Eu                  | 0.64   | 0.04   | 0.34   | 0.51   | 0.05     | 0.12   |
| Gd                  | 5.27   | 0.95   | 5.49   | 4.07   | 0.96     | 1.78   |
| Dy                  | bdl    | 0.22   | bdl    | bdl    | 0.24     | 0.37   |
| Er                  | 2.81   | 0.35   | 1.10   | 1.27   | 0.37     | 0.43   |
| Yb                  | 2.60   | 0.28   | 1.25   | 1.56   | bdl      | 0.25   |
| Lu                  | 0.26   | 0.06   | 0.23   | 0.28   | 0.06     | 0.08   |
| Hf                  | bdl    | 0.28   | 1.24   | 0.76   | 0.24     | 0.34   |
| Ta                  | 5.33   | 0.21   | 0.57   | 0.39   | 0.46     | 0.91   |
| W                   | 0.92   | 0.13   | 2.16   | 3.03   | 0.11     | 0.17   |
| Pb                  | 44.26  | 6.57   | 5.09   | 5.07   | 4.89     | 13.16  |
| Th                  | 0.15   | 0.01   | 0.28   | 0.16   | 0.02     | 0.04   |
| U                   | 0.02   | 0.00   | 0.43   | 0.05   | 0.00     | 0.00   |
| $\Sigma$ REE        | 18.74  | 2.97   | 11.52  | 11.33  | 4.68     | 16.20  |
| Ce/Ce* <sup>b</sup> | 0.47   | 0.31   | 0.79   | -      | 1.06     | 1.09   |
| Eu/Eu* <sup>c</sup> | 0.61   | 0.21   | 0.36   | 0.68   | 0.26     | 0.36   |
| Gd/Gd* <sup>d</sup> | 4.64   | 6.20   | 9.11   | 4.56   | 5.34     | 4.81   |

**Table 5.3 (continued)**

| Pegmatite/<br>Host rock                    | Jonas    |        | Itatiaia |                     |                            |                           |
|--|----------|--------|----------|---------------------|----------------------------|---------------------------|
|  | PT-16C   | PT-17B | PT-17C   | PT-17D<br>(average) | PT-17D<br>(light<br>zones) | PT-17D<br>(dark<br>zones) |
| wt. %                                      |          |        |          |                     |                            |                           |
| SiO <sub>2</sub>                           | 34.33    | 36.41  | 35.54    | 36.21               | 36.20                      | 36.21                     |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0.05     | 0.36   | 0.09     | 0.60                | 0.64                       | 0.57                      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 33.80    | 30.18  | 34.56    | 32.03               | 32.28                      | 31.90                     |
| FeO  | 13.26    | 4.00   | 13.79    | 8.00                | 8.16                       | 7.91                      |
| MgO  | 0.01     | 9.02   | 0.10     | 6.98                | 6.66                       | 7.15                      |
| CaO  | 0.15     | 1.85   | 0.06     | 1.55                | 1.51                       | 1.57                      |
| MnO  | 0.64     | 0.03   | 0.29     | 0.11                | 0.12                       | 0.10                      |
| Na <sub>2</sub> O                          | 1.95     | 1.76   | 1.89     | 1.89                | 1.90                       | 1.88                      |
| K <sub>2</sub> O                           | 0.04     | 0.02   | 0.04     | 0.03                | 0.03                       | 0.03                      |
| F  | 0.57     | 0.58   | 0.47     | 0.60                | 0.55                       | 0.62                      |
| Cl   | 0.00     | 0.00   | 0.00     | 0.00                | 0.00                       | 0.00                      |
| H <sub>2</sub> O <sup>a</sup>              | 3.23     | 3.34   | 3.37     | 3.41                | 3.43                       | 3.39                      |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup> | 10.15    | 10.47  | 10.42    | 10.70               | 10.71                      | 10.69                     |
| Total                                      | 98.20    | 98.00  | 100.63   | 102.09              | 102.20                     | 102.03                    |
| apfu                                       |          |        |          |                     |                            |                           |
| Si (T)                                     | 5.88     | 6.04   | 5.93     | 5.88                | 5.88                       | 5.89                      |
| Al (T)                                     | 0.12     | 0.00   | 0.07     | 0.12                | 0.12                       | 0.11                      |
| Al (Z)                                     | 6.00     | 5.90   | 6.00     | 6.00                | 6.00                       | 6.00                      |
| Al (Y)                                     | 0.70     | 0.00   | 0.72     | 0.02                | 0.05                       | 0.00                      |
| Al (total)                                 | 6.82     | 5.90   | 6.79     | 6.13                | 6.18                       | 6.11                      |
| B  | 3.00     | 3.00   | 3.00     | 3.00                | 3.00                       | 3.00                      |
| Mg (Z)                                     | 0.00     | 0.10   | 0.00     | 0.00                | 0.00                       | 0.00                      |
| Ti (Y)                                     | 0.01     | 0.04   | 0.01     | 0.07                | 0.08                       | 0.07                      |
| Mg (Y)                                     | 0.00     | 2.13   | 0.02     | 1.69                | 1.61                       | 1.73                      |
| Mn (Y)                                     | 0.09     | 0.00   | 0.04     | 0.01                | 0.02                       | 0.01                      |
| Fe (Y)                                     | 1.90     | 0.56   | 1.92     | 1.09                | 1.11                       | 1.08                      |
| Ca (X)                                     | 0.03     | 0.33   | 0.01     | 0.27                | 0.26                       | 0.27                      |
| Na (X)                                     | 0.65     | 0.57   | 0.61     | 0.60                | 0.60                       | 0.59                      |
| K (X)                                      | 0.01     | 0.00   | 0.01     | 0.01                | 0.01                       | 0.01                      |
| Vac (X)                                    | 0.32     | 0.10   | 0.37     | 0.13                | 0.13                       | 0.13                      |
| OH   | 3.69     | 3.69   | 3.75     | 3.69                | 3.72                       | 3.68                      |
| F  | 0.31     | 0.31   | 0.25     | 0.31                | 0.28                       | 0.32                      |
| Cl   | 0.00     | 0.00   | 0.00     | 0.00                | 0.00                       | 0.00                      |
| ppm  |          |        |          |                     |                            |                           |
| Li   | 1,417.63 | 173.62 | 1,176.20 | 161.01              | 165.04                     | 156.98                    |

|                     |          |          |          |        |        |        |
|---------------------|----------|----------|----------|--------|--------|--------|
| Sc                  | 1.09     | 18.36    | 2.27     | 14.33  | 14.90  | 13.76  |
| V                   | 0.64     | 171.10   | 0.70     | 113.54 | 120.59 | 106.49 |
| Cr                  | 3.23     | 1,627.42 | 19.14    | 23.51  | 31.97  | 15.05  |
| Ni                  | bdl      | 373.76   | 30.49    | 61.96  | 50.05  | 73.87  |
| Cu                  | 0.32     | 0.31     | 1.35     | 1.12   | 1.12   | bdl    |
| Zn                  | 3,031.72 | 158.41   | 2,925.40 | 453.45 | 510.83 | 396.08 |
| Ga                  | 80.41    | 31.11    | 40.73    | 43.90  | 44.80  | 43.00  |
| As                  | 0.36     | 0.32     | 1.59     | 1.52   | 1.55   | 1.49   |
| Rb                  | bdl      | 0.33     | bdl      | bdl    | bdl    | bdl    |
| Sr                  | 0.13     | 138.34   | 1.48     | 124.28 | 124.69 | 123.88 |
| Y                   | 0.57     | 0.68     | bdl      | 0.74   | 0.74   | bdl    |
| Zr                  | bdl      | 2.39     | bdl      | bdl    | bdl    | bdl    |
| Nb                  | 1.88     | 0.44     | 0.54     | 0.44   | 0.46   | 0.43   |
| Mo                  | 0.17     | 0.19     | 1.01     | 0.80   | 0.92   | 0.33   |
| Ag                  | 0.31     | bdl      | 6.54     | 9.24   | 6.59   | 10.12  |
| Sn                  | 27.03    | 74.38    | 37.33    | 56.59  | 47.38  | 65.79  |
| Sb                  | 0.05     | 0.06     | 0.34     | 0.64   | 0.57   | 0.71   |
| Cs                  | 0.10     | 0.11     | 0.73     | 0.48   | bdl    | 0.48   |
| Ba                  | 0.20     | 0.31     | 2.95     | 2.94   | 2.85   | 3.03   |
| La                  | 0.79     | 0.60     | bdl      | 0.87   | 0.45   | 1.02   |
| Ce                  | 1.36     | 0.97     | bdl      | 0.90   | 0.86   | 0.92   |
| Pr                  | 0.10     | 0.09     | 0.33     | 0.24   | 0.24   | 0.24   |
| Nd                  | 0.69     | 0.64     | bdl      | 2.27   | 2.27   | bdl    |
| Sm                  | 0.39     | 0.26     | 1.64     | 1.30   | 1.49   | 0.92   |
| Eu                  | 0.06     | 0.20     | 0.51     | 0.26   | 0.20   | 0.31   |
| Gd                  | 1.11     | bdl      | 5.11     | 3.50   | 3.18   | 4.15   |
| Dy                  | bdl      | 0.30     | bdl      | 0.93   | 0.81   | 1.16   |
| Er                  | bdl      | 0.38     | bdl      | bdl    | bdl    | bdl    |
| Yb                  | 0.24     | 0.39     | bdl      | 1.01   | 1.12   | 0.67   |
| Lu                  | bdl      | 0.06     | 0.26     | 0.19   | bdl    | 0.19   |
| Hf                  | bdl      | 0.45     | 1.18     | 0.97   | bdl    | 0.97   |
| Ta                  | 0.45     | 1.55     | 0.75     | 0.81   | 0.70   | 0.94   |
| W                   | 0.11     | 0.17     | 2.71     | 2.37   | 2.37   | bdl    |
| Pb                  | 7.41     | 14.82    | 8.42     | 8.35   | 8.48   | 8.22   |
| Th                  | 0.02     | 0.02     | bdl      | 0.21   | bdl    | 0.21   |
| U                   | 0.05     | 0.00     | 0.04     | 0.04   | 0.03   | 0.05   |
| $\Sigma$ REE        | 4.74     | 3.90     | 7.85     | 11.47  | 10.61  | 9.58   |
| Ce/Ce* <sup>b</sup> | 1.01     | 0.89     | -        | 0.47   | 0.63   | 0.44   |
| Eu/Eu* <sup>c</sup> | 0.25     | 3.98     | 0.49     | 0.35   | 0.28   | 0.41   |
| Gd/Gd* <sup>d</sup> | 10.76    | -        | 5.71     | 4.21   | 4.61   | 4.06   |

**Table 5.3 (continued)**

| Pegmatite/<br>Host rock                    | Itatiaia | São Tomé Formation Schist |                     |                            |                           | Córrego<br>do Onça<br>granite |
|--|----------|---------------------------|---------------------|----------------------------|---------------------------|-------------------------------|
|  |          | PT-17E                    | PT-17A<br>(average) | PT-17A<br>(light<br>zones) | PT-17A<br>(dark<br>zones) |                               |
| wt. %                                      |          |                           |                     |                            |                           |                               |
| SiO <sub>2</sub>                           | 36.90    | 34.61                     | 34.52               | 34.81                      | 36.45                     | 36.40                         |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0.42     | 0.43                      | 0.38                | 0.50                       | 0.85                      | 0.67                          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 31.90    | 31.29                     | 31.43               | 31.13                      | 33.38                     | 34.57                         |
| FeO  | 5.07     | 8.58                      | 9.13                | 7.82                       | 7.51                      | 8.70                          |
| MgO  | 9.30     | 5.18                      | 4.73                | 5.84                       | 6.24                      | 4.91                          |
| CaO  | 1.81     | 1.03                      | 0.95                | 1.17                       | 0.41                      | 0.39                          |
| MnO  | 0.04     | 0.10                      | 0.11                | 0.06                       | 0.06                      | 0.10                          |
| Na <sub>2</sub> O                          | 1.76     | 1.87                      | 1.88                | 1.86                       | 2.26                      | 2.03                          |
| K <sub>2</sub> O                           | 0.04     | 0.03                      | 0.03                | 0.03                       | 0.05                      | 0.05                          |
| F  | 0.09     | 0.45                      | 0.43                | 0.48                       | 0.49                      | 0.20                          |
| Cl   | 0.00     | 0.01                      | 0.00                | 0.00                       | 0.00                      | 0.00                          |
| H <sub>2</sub> O <sup>a</sup>              | 3.69     | 3.29                      | 3.30                | 3.29                       | 3.48                      | 3.63                          |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>a</sup> | 10.84    | 10.16                     | 10.15               | 10.21                      | 10.75                     | 10.79                         |
| Total                                      | 101.85   | 97.03                     | 97.06               | 97.21                      | 101.93                    | 102.44                        |
| apfu                                       |          |                           |                     |                            |                           |                               |
| Si (T)                                     | 5.92     | 5.92                      | 5.91                | 5.93                       | 5.89                      | 5.87                          |
| Al (T)                                     | 0.08     | 0.08                      | 0.09                | 0.07                       | 0.11                      | 0.13                          |
| Al (Z)                                     | 5.95     | 6.00                      | 6.00                | 6.00                       | 6.00                      | 6.00                          |
| Al (Y)                                     | 0.00     | 0.23                      | 0.26                | 0.17                       | 0.25                      | 0.43                          |
| Al (total)                                 | 6.03     | 6.31                      | 6.35                | 6.24                       | 6.36                      | 6.56                          |
| B  | 3.00     | 3.00                      | 3.00                | 3.00                       | 3.00                      | 3.00                          |
| Mg (Z)                                     | 0.05     | 0.00                      | 0.00                | 0.00                       | 0.00                      | 0.00                          |
| Ti (Y)                                     | 0.05     | 0.06                      | 0.05                | 0.06                       | 0.10                      | 0.08                          |
| Mg (Y)                                     | 2.17     | 1.32                      | 1.21                | 1.48                       | 1.50                      | 1.18                          |
| Mn (Y)                                     | 0.00     | 0.01                      | 0.02                | 0.01                       | 0.01                      | 0.01                          |
| Fe (Y)                                     | 0.68     | 1.23                      | 1.31                | 1.11                       | 1.02                      | 1.17                          |
| Ca (X)                                     | 0.31     | 0.19                      | 0.18                | 0.21                       | 0.07                      | 0.07                          |
| Na (X)                                     | 0.55     | 0.62                      | 0.62                | 0.61                       | 0.71                      | 0.63                          |
| K (X)                                      | 0.01     | 0.01                      | 0.01                | 0.01                       | 0.01                      | 0.01                          |
| Vac (X)                                    | 0.13     | 0.18                      | 0.19                | 0.17                       | 0.21                      | 0.29                          |
| OH   | 3.95     | 3.75                      | 3.77                | 3.74                       | 3.75                      | 3.90                          |
| F  | 0.05     | 0.25                      | 0.23                | 0.26                       | 0.25                      | 0.10                          |
| Cl   | 0.00     | 0.00                      | 0.00                | 0.00                       | 0.00                      | 0.00                          |
| ppm  |          |                           |                     |                            |                           |                               |

|                     |        |        |        |        |   |   |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|---|---|
| Li                  | 65.99  | 171.44 | 189.02 | 159.72 | - | - |
| Sc                  | 3.01   | 28.72  | 40.75  | 20.69  | - | - |
| V                   | 82.55  | 166.73 | 185.60 | 154.15 | - | - |
| Cr                  | 420.40 | 78.53  | 129.03 | 28.02  | - | - |
| Ni                  | 236.37 | 141.33 | 174.28 | 119.37 | - | - |
| Cu                  | 0.78   | 0.41   | 0.36   | 0.44   | - | - |
| Zn                  | 36.09  | 399.14 | 438.54 | 372.88 | - | - |
| Ga                  | 17.25  | 48.82  | 51.33  | 47.14  | - | - |
| As                  | 1.45   | 0.37   | 0.40   | 0.34   | - | - |
| Rb                  | 0.90   | 0.15   | 0.15   | bdl    | - | - |
| Sr                  | 175.18 | 199.78 | 92.75  | 271.14 | - | - |
| Y                   | 1.33   | 0.65   | 0.65   | bdl    | - | - |
| Zr                  | bdl    | 1.67   | bdl    | 1.67   | - | - |
| Nb                  | 0.40   | 0.81   | 0.76   | 0.84   | - | - |
| Mo                  | 0.46   | 0.14   | 0.12   | 0.16   | - | - |
| Ag                  | 11.48  | bdl    | bdl    | bdl    | - | - |
| Sn                  | 4.20   | 65.85  | 63.75  | 67.25  | - | - |
| Sb                  | 0.43   | 0.07   | 0.05   | 0.08   | - | - |
| Cs                  | bdl    | bdl    | bdl    | bdl    | - | - |
| Ba                  | 2.76   | 1.40   | 0.60   | 1.92   | - | - |
| La                  | 0.51   | 0.51   | 0.87   | 0.44   | - | - |
| Ce                  | 0.70   | 0.58   | 0.57   | 0.58   | - | - |
| Pr                  | 0.29   | 0.08   | bdl    | 0.08   | - | - |
| Nd                  | 2.94   | 0.45   | bdl    | 0.45   | - | - |
| Sm                  | 1.14   | 0.36   | 0.50   | 0.30   | - | - |
| Eu                  | 0.40   | 0.13   | 0.12   | 0.13   | - | - |
| Gd                  | bdl    | 1.61   | 1.08   | 2.13   | - | - |
| Dy                  | 1.43   | bdl    | bdl    | bdl    | - | - |
| Er                  | 1.67   | bdl    | bdl    | bdl    | - | - |
| Yb                  | 1.17   | 0.37   | 0.32   | 0.40   | - | - |
| Lu                  | 0.24   | 0.05   | 0.05   | bdl    | - | - |
| Hf                  | 0.83   | 0.28   | bdl    | 0.28   | - | - |
| Ta                  | bdl    | 0.96   | 1.31   | 0.73   | - | - |
| W                   | 1.75   | bdl    | bdl    | bdl    | - | - |
| Pb                  | 5.57   | 8.62   | 5.84   | 10.48  | - | - |
| Th                  | 0.25   | 0.01   | bdl    | 0.01   | - | - |
| U                   | 0.08   | 0.00   | 0.00   | 0.00   | - | - |
| ∑REE                | 10.48  | 4.14   | 3.51   | 4.51   | - | - |
| Ce/Ce* <sup>b</sup> | 0.44   | 0.61   | 0.51   | 0.68   | - | - |
| Eu/Eu* <sup>c</sup> | 1.85   | 0.42   | 0.49   | 0.36   | - | - |
| Gd/Gd* <sup>d</sup> | -      | 7.27   | 5.05   | 9.36   | - | - |

Notes: bdl = below detection limit; <sup>a</sup> Calculated based on crystal chemical reasoning, see text; <sup>b</sup> Ce\* = [(La) + (Pr)]/2; <sup>c</sup> Eu\* = [(Sm) + (Gd)]/2; <sup>d</sup> Gd\* = [(Eu) + (Dy)]/2

## Appendix B. Supplementary material

## Appendix B.3. Table 5.4 – Summary of B-isotope analyses of tourmalines

| Sample                              | $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_m^a$ | 1SE   | IMF    | Offset | $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_c^b$ | $\pm\sigma$ (%) | $\delta^{11}\text{B}$<br>(‰) | $\pm\sigma$ (‰) |
|-------------------------------------|-----------------------------------|-------|--------|--------|-----------------------------------|-----------------|------------------------------|-----------------|
| Analytical session 1 (September/16) |                                   |       |        |        |                                   |                 |                              |                 |
| B4                                  | 4,515                             | 0,001 | 0,8881 | 0,9994 | 4,007                             | 0,017           | -9,0                         | 0,2             |
| B4                                  | 4,515                             | 0,001 | 0,8881 | 0,9994 | 4,007                             | 0,017           | -8,9                         | 0,2             |
| Drv                                 | 4,529                             | 0,001 | 0,8881 | 0,9994 | 4,019                             | 0,017           | -6,0                         | 0,2             |
| Drv                                 | 4,529                             | 0,001 | 0,8881 | 0,9994 | 4,020                             | 0,018           | -5,9                         | 0,2             |
| Elb                                 | 4,507                             | 0,001 | 0,8881 | 0,9994 | 4,000                             | 0,020           | -10,7                        | 0,2             |
| Elb                                 | 4,507                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 4,000                             | 0,020           | -10,8                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,493                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,988                             | 0,019           | -13,8                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,495                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,989                             | 0,019           | -13,5                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,488                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,983                             | 0,019           | -14,9                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,487                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,983                             | 0,019           | -15,1                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,486                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,981                             | 0,020           | -15,5                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,486                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,981                             | 0,020           | -15,5                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,487                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,982                             | 0,019           | -15,3                        | 0,2             |
| SAB-034                             | 4,483                             | 0,001 | 0,8880 | 0,9994 | 3,978                             | 0,022           | -16,1                        | 0,2             |
| Analytical session 2 (September/16) |                                   |       |        |        |                                   |                 |                              |                 |
| B4                                  | 4,478                             | 0,001 | 0,8956 | 0,9991 | 4,007                             | 0,032           | -9,0                         | 0,3             |
| B4                                  | 4,479                             | 0,001 | 0,8956 | 0,9991 | 4,007                             | 0,032           | -9,0                         | 0,3             |
| B4                                  | 4,480                             | 0,001 | 0,8956 | 0,9991 | 4,008                             | 0,032           | -8,8                         | 0,3             |
| B4                                  | 4,480                             | 0,001 | 0,8955 | 0,9991 | 4,008                             | 0,032           | -8,8                         | 0,3             |
| Drv                                 | 4,490                             | 0,001 | 0,8955 | 0,9991 | 4,017                             | 0,032           | -6,5                         | 0,3             |
| Drv                                 | 4,491                             | 0,001 | 0,8955 | 0,9991 | 4,018                             | 0,032           | -6,3                         | 0,3             |
| Drv                                 | 4,492                             | 0,001 | 0,8955 | 0,9991 | 4,019                             | 0,032           | -6,1                         | 0,3             |
| Drv                                 | 4,493                             | 0,001 | 0,8955 | 0,9991 | 4,020                             | 0,031           | -5,9                         | 0,3             |
| Elb                                 | 4,472                             | 0,001 | 0,8955 | 0,9991 | 4,001                             | 0,032           | -10,6                        | 0,3             |
| Elb                                 | 4,472                             | 0,001 | 0,8955 | 0,9991 | 4,000                             | 0,032           | -10,7                        | 0,3             |
| Elb                                 | 4,473                             | 0,001 | 0,8954 | 0,9991 | 4,002                             | 0,032           | -10,4                        | 0,3             |
| Elb                                 | 4,473                             | 0,001 | 0,8954 | 0,9991 | 4,001                             | 0,032           | -10,5                        | 0,3             |
| B4                                  | 4,481                             | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 4,008                             | 0,032           | -8,9                         | 0,3             |
| B4                                  | 4,481                             | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 4,008                             | 0,032           | -8,9                         | 0,3             |
| Drv                                 | 4,491                             | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 4,017                             | 0,032           | -6,5                         | 0,3             |

|        |       |       |        |        |       |       |       |     |
|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-----|
| Drv    | 4,492 | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 4,018 | 0,032 | -6,4  | 0,3 |
| Elb    | 4,472 | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 4,000 | 0,033 | -10,9 | 0,3 |
| Elb    | 4,471 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,999 | 0,034 | -11,1 | 0,3 |
| PT-04A | 4,455 | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 3,984 | 0,033 | -14,7 | 0,3 |
| PT-04A | 4,456 | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 3,985 | 0,033 | -14,4 | 0,3 |
| PT-04A | 4,456 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,985 | 0,033 | -14,5 | 0,3 |
| PT-04A | 4,456 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,985 | 0,033 | -14,4 | 0,3 |
| PT-04A | 4,456 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,985 | 0,033 | -14,4 | 0,3 |
| PT-07A | 4,458 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,986 | 0,033 | -14,1 | 0,3 |
| PT-07A | 4,458 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,987 | 0,033 | -14,0 | 0,3 |
| PT-07A | 4,458 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,987 | 0,033 | -14,0 | 0,3 |
| PT-07A | 4,459 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,988 | 0,033 | -13,9 | 0,3 |
| PT-07A | 4,460 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,988 | 0,032 | -13,7 | 0,3 |
| PT-10A | 4,462 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,991 | 0,035 | -13,1 | 0,4 |
| PT-10A | 4,463 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,991 | 0,035 | -13,0 | 0,3 |
| PT-10A | 4,462 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,991 | 0,033 | -13,1 | 0,3 |
| PT-10A | 4,463 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,991 | 0,034 | -13,0 | 0,3 |
| PT-10A | 4,463 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,991 | 0,034 | -12,9 | 0,3 |
| PT-10B | 4,460 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 3,988 | 0,033 | -13,7 | 0,3 |
| PT-10B | 4,462 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,990 | 0,033 | -13,2 | 0,3 |
| PT-10B | 4,462 | 0,002 | 0,8950 | 0,9991 | 3,990 | 0,034 | -13,3 | 0,3 |
| PT-10B | 4,462 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,990 | 0,033 | -13,2 | 0,3 |
| PT-10B | 4,462 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,990 | 0,033 | -13,4 | 0,3 |
| PT-10C | 4,460 | 0,002 | 0,8950 | 0,9991 | 3,988 | 0,034 | -13,7 | 0,3 |
| PT-10C | 4,457 | 0,002 | 0,8950 | 0,9991 | 3,986 | 0,036 | -14,3 | 0,4 |
| PT-10C | 4,458 | 0,002 | 0,8950 | 0,9991 | 3,987 | 0,037 | -14,1 | 0,4 |
| PT-10C | 4,460 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,988 | 0,032 | -13,8 | 0,3 |
| PT-10C | 4,458 | 0,002 | 0,8950 | 0,9991 | 3,986 | 0,034 | -14,2 | 0,3 |
| PT-10C | 4,460 | 0,002 | 0,8950 | 0,9991 | 3,988 | 0,036 | -13,7 | 0,4 |
| B4     | 4,482 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 4,007 | 0,032 | -8,9  | 0,3 |
| B4     | 4,481 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 4,007 | 0,032 | -9,1  | 0,3 |
| Drv    | 4,494 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 4,018 | 0,032 | -6,3  | 0,3 |
| Drv    | 4,494 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 4,018 | 0,032 | -6,2  | 0,3 |
| Elb    | 4,475 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 4,001 | 0,032 | -10,5 | 0,3 |
| Elb    | 4,477 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 4,003 | 0,033 | -10,0 | 0,3 |
| PT-13A | 4,457 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,985 | 0,034 | -14,4 | 0,3 |
| PT-13A | 4,459 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,987 | 0,033 | -14,1 | 0,3 |
| PT-13A | 4,459 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,987 | 0,033 | -13,9 | 0,3 |
| PT-13A | 4,458 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,986 | 0,034 | -14,2 | 0,3 |
| PT-13A | 4,458 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,986 | 0,034 | -14,2 | 0,3 |
| PT-13B | 4,463 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,990 | 0,033 | -13,2 | 0,3 |
| PT-13B | 4,461 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,989 | 0,035 | -13,6 | 0,3 |
| PT-13B | 4,461 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,988 | 0,035 | -13,6 | 0,4 |

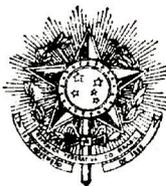
|        |       |       |        |        |       |       |       |     |
|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-----|
| PT-13B | 4,462 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,989 | 0,034 | -13,4 | 0,3 |
| PT-13B | 4,462 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,989 | 0,033 | -13,5 | 0,3 |
| PT-13C | 4,452 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,981 | 0,036 | -15,6 | 0,4 |
| PT-13C | 4,450 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,979 | 0,034 | -16,0 | 0,3 |
| PT-13C | 4,451 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,980 | 0,036 | -15,9 | 0,4 |
| PT-13C | 4,449 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,978 | 0,035 | -16,2 | 0,3 |
| PT-13C | 4,450 | 0,002 | 0,8949 | 0,9991 | 3,979 | 0,035 | -16,1 | 0,4 |
| PT-14A | 4,461 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,988 | 0,032 | -13,7 | 0,3 |
| PT-14A | 4,460 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,988 | 0,033 | -13,8 | 0,3 |
| PT-14A | 4,458 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,986 | 0,033 | -14,2 | 0,3 |
| PT-14A | 4,460 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,988 | 0,033 | -13,7 | 0,3 |
| PT-14A | 4,463 | 0,001 | 0,8949 | 0,9991 | 3,990 | 0,032 | -13,2 | 0,3 |
| PT-16A | 4,454 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,983 | 0,032 | -15,0 | 0,3 |
| PT-16A | 4,455 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,984 | 0,033 | -14,8 | 0,3 |
| PT-16A | 4,455 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,984 | 0,032 | -14,8 | 0,3 |
| PT-16A | 4,454 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,983 | 0,032 | -15,0 | 0,3 |
| PT-16A | 4,456 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,985 | 0,032 | -14,6 | 0,3 |
| PT-16A | 4,456 | 0,001 | 0,8950 | 0,9991 | 3,985 | 0,032 | -14,6 | 0,3 |
| B4     | 4,480 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 4,006 | 0,032 | -9,2  | 0,3 |
| B4     | 4,483 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 4,009 | 0,032 | -8,7  | 0,3 |
| Drv    | 4,491 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 4,017 | 0,032 | -6,7  | 0,3 |
| Drv    | 4,492 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 4,017 | 0,031 | -6,5  | 0,3 |
| Elb    | 4,475 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 4,001 | 0,032 | -10,4 | 0,3 |
| Elb    | 4,474 | 0,001 | 0,8951 | 0,9991 | 4,001 | 0,032 | -10,5 | 0,3 |
| PT-16B | 4,455 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,984 | 0,035 | -14,8 | 0,4 |
| PT-16B | 4,454 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,983 | 0,036 | -15,0 | 0,4 |
| PT-16B | 4,455 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,984 | 0,036 | -14,8 | 0,4 |
| PT-16B | 4,455 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,984 | 0,035 | -14,6 | 0,4 |
| PT-16B | 4,455 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,984 | 0,035 | -14,6 | 0,3 |
| PT-16B | 4,455 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,985 | 0,035 | -14,6 | 0,4 |
| PT-16B | 4,456 | 0,002 | 0,8951 | 0,9991 | 3,985 | 0,035 | -14,6 | 0,3 |
| PT-16C | 4,456 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,985 | 0,037 | -14,4 | 0,4 |
| PT-16C | 4,456 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,985 | 0,036 | -14,5 | 0,4 |
| PT-16C | 4,457 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,986 | 0,036 | -14,2 | 0,4 |
| PT-16C | 4,457 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,986 | 0,038 | -14,2 | 0,4 |
| PT-16C | 4,456 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,985 | 0,037 | -14,5 | 0,4 |
| PT-17A | 4,463 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,992 | 0,034 | -12,8 | 0,3 |
| PT-17A | 4,464 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,992 | 0,034 | -12,7 | 0,3 |
| PT-17A | 4,463 | 0,001 | 0,8952 | 0,9991 | 3,992 | 0,032 | -12,8 | 0,3 |
| PT-17A | 4,465 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,993 | 0,034 | -12,4 | 0,3 |
| PT-17A | 4,468 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,996 | 0,034 | -11,8 | 0,3 |
| PT-17A | 4,465 | 0,002 | 0,8952 | 0,9991 | 3,994 | 0,035 | -12,4 | 0,4 |
| PT-17A | 4,464 | 0,002 | 0,8953 | 0,9991 | 3,993 | 0,035 | -12,5 | 0,3 |
| PT-17A | 4,465 | 0,002 | 0,8953 | 0,9991 | 3,994 | 0,034 | -12,4 | 0,3 |

|        |       |       |        |        |       |       |       |     |
|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-----|
| PT-17B | 4,469 | 0,002 | 0,8953 | 0,9991 | 3,998 | 0,034 | -11,4 | 0,3 |
| PT-17B | 4,467 | 0,002 | 0,8953 | 0,9991 | 3,996 | 0,034 | -11,9 | 0,3 |
| PT-17B | 4,467 | 0,002 | 0,8953 | 0,9991 | 3,995 | 0,034 | -11,9 | 0,3 |
| PT-17B | 4,469 | 0,001 | 0,8953 | 0,9991 | 3,998 | 0,033 | -11,3 | 0,3 |
| PT-17B | 4,468 | 0,001 | 0,8953 | 0,9991 | 3,997 | 0,033 | -11,6 | 0,3 |
| PT-17B | 4,469 | 0,001 | 0,8953 | 0,9991 | 3,998 | 0,032 | -11,3 | 0,3 |

Analytical session 2 (July/17)

|       |       |       |        |        |       |       |       |     |
|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-----|
| Drv   | 4,585 | 0,005 | 0,8783 | 0,9981 | 4,019 | 0,111 | -6,0  | 1,1 |
| Drv   | 4,584 | 0,005 | 0,8782 | 0,9981 | 4,018 | 0,111 | -6,3  | 1,1 |
| Drv   | 4,584 | 0,005 | 0,8782 | 0,9981 | 4,018 | 0,111 | -6,3  | 1,1 |
| Elb   | 4,567 | 0,005 | 0,8781 | 0,9981 | 4,003 | 0,112 | -10,1 | 1,1 |
| Elb   | 4,567 | 0,005 | 0,8781 | 0,9981 | 4,002 | 0,112 | -10,2 | 1,1 |
| Elb   | 4,566 | 0,005 | 0,8780 | 0,9981 | 4,001 | 0,111 | -10,6 | 1,1 |
| Drv   | 4,588 | 0,005 | 0,8770 | 0,9981 | 4,016 | 0,111 | -6,7  | 1,1 |
| Drv   | 4,588 | 0,005 | 0,8770 | 0,9981 | 4,016 | 0,111 | -6,9  | 1,1 |
| Elb   | 4,569 | 0,005 | 0,8770 | 0,9981 | 3,999 | 0,117 | -11,0 | 1,2 |
| Elb   | 4,572 | 0,005 | 0,8770 | 0,9981 | 4,002 | 0,112 | -10,3 | 1,1 |
| SP-03 | 4,560 | 0,005 | 0,8770 | 0,9981 | 3,991 | 0,117 | -12,9 | 1,2 |
| SP-03 | 4,561 | 0,005 | 0,8769 | 0,9981 | 3,992 | 0,112 | -12,7 | 1,1 |
| SP-03 | 4,556 | 0,005 | 0,8769 | 0,9981 | 3,988 | 0,112 | -13,8 | 1,1 |
| SP-03 | 4,564 | 0,005 | 0,8769 | 0,9981 | 3,995 | 0,112 | -12,1 | 1,1 |
| SP-03 | 4,558 | 0,005 | 0,8769 | 0,9981 | 3,989 | 0,112 | -13,5 | 1,1 |
| SP-03 | 4,567 | 0,005 | 0,8769 | 0,9981 | 3,997 | 0,113 | -11,5 | 1,1 |
| SP-03 | 4,562 | 0,005 | 0,8769 | 0,9981 | 3,993 | 0,112 | -12,5 | 1,1 |
| SP-03 | 4,561 | 0,005 | 0,8769 | 0,9981 | 3,992 | 0,114 | -12,8 | 1,1 |
| B4    | 4,578 | 0,005 | 0,8773 | 0,9981 | 4,009 | 0,112 | -8,7  | 1,1 |
| B4    | 4,578 | 0,005 | 0,8774 | 0,9981 | 4,009 | 0,111 | -8,5  | 1,1 |
| Drv   | 4,586 | 0,005 | 0,8774 | 0,9981 | 4,016 | 0,111 | -6,9  | 1,1 |
| Drv   | 4,586 | 0,005 | 0,8775 | 0,9981 | 4,017 | 0,112 | -6,7  | 1,1 |
| COG   | 4,556 | 0,005 | 0,8777 | 0,9981 | 3,991 | 0,112 | -13,1 | 1,1 |
| COG   | 4,555 | 0,005 | 0,8777 | 0,9981 | 3,990 | 0,112 | -13,2 | 1,1 |
| COG   | 4,551 | 0,005 | 0,8778 | 0,9981 | 3,988 | 0,112 | -13,9 | 1,1 |
| COG   | 4,553 | 0,005 | 0,8778 | 0,9981 | 3,989 | 0,112 | -13,5 | 1,1 |
| COG   | 4,550 | 0,005 | 0,8779 | 0,9981 | 3,987 | 0,112 | -14,0 | 1,1 |
| COG   | 4,550 | 0,005 | 0,8779 | 0,9981 | 3,987 | 0,111 | -13,9 | 1,1 |

Notes: <sup>a</sup> Corrected for gas blank; <sup>b</sup> After correction for Instrumental Mass Fractionation (IMF) and offset; COG: Córrego do Onça granite



## FICHA DE APROVAÇÃO

### DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**TÍTULO:** *“Geoquímica de micas e turmalinas de pegmatitos do distrito pegmatítico de Conselheiro Pena - MG: implicações para gênese e evolução de pegmatitos”.*

**AUTOR:** Jéssica Larissa Lima Torres

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano

**DATA DA DEFESA:** 02 de maio de 2018.

**PRESIDENTE:** Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano

### BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano (Presidente)  
(UFOP)

Prof. Dr. Leonardo Martins Graça (UFOP)

Prof. Dr. Fabiano Richard Leite Faulstich (UFRJ)