

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROLOGIA

**EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E ISOTÓPICA DA PORÇÃO SUL DO OFIOLITO  
BOSSOROCA, TERRENO SÃO GABRIEL**

MARIANA WERLE

PORTO ALEGRE  
2019

MARIANA WERLE

**EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E ISOTÓPICA DA PORÇÃO SUL DO OFIOLITO  
BOSSOROCA, TERRENO SÃO GABRIEL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientadores:** Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus  
Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Cassiana R.L. Michelin

**Supervisor:** Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

PORTO ALEGRE  
2019

## **UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitor:** Jane Fraga Tutikian

## **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Werle, Mariana

Evolução mineralógica e isotópica da porção sul do ofiolito Bossoroca, terreno São Gabriel . / Mariana Werle. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.  
[128 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientador(es): Marcus Vinicius Dorneles Remus  
Cassiana R.L. Michelin

1. Ofiolito. 2. Serpentinito. 3. Cloritito metassomático. 4. Turmalina.  
I. Título.

CDU 549

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul**

**Instituto de Geociências**

**Departamento de Mineralogia e Petrologia**

**Curso de Graduação em Geologia**

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado “**EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E ISOTÓPICA DA PORÇÃO SUL DO OFIOLITO BOSSOROCA, TERRENO SÃO GABRIEL**”, elaborado por “**MARIANA WERLE**”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

**Prof. Dr. Wilson Wildner**

---

**Prof<sup>a</sup>. Msc. Andrea Sander**

---

**Dr<sup>a</sup>. Larissa Colombo Carniel**

**Porto Alegre, dezembro de 2019**

## Agradecimentos

Aos meus pais, Márcia e Gildo, por todo amor e incentivo recebidos, por sempre acreditarem em mim e pelo apoio incondicional em todas as minhas escolhas. A minha irmã Maiara, obrigada por tudo e, principalmente, obrigada por dividir a vida comigo. A minha dinda Silvani, pelo acolhimento na sua casa no primeiro semestre, por todo cuidado durante esses anos, pelo incentivo e por ajudar a “me virar” na nova e desconhecida Porto Alegre. A minha amiga de infância Kérlin, que dividiu apartamento, quarto e rotina durante quatro anos da graduação. Obrigada.

As amigades que fiz durante a graduação e que com certeza levarei para a vida. Em especial a Larissa, Flora, Amanda, Júlia e Rodrigo, que estiveram presentes de forma mais intensa nessa reta final de curso. Muito obrigada por tudo. À galera da banquinha (que foi sucesso) pelos cafezinhos e bate-papos.

Aos meus orientadores, em especial ao professor Léo e à professora Cassiana. Obrigada por me “mergulharem” comigo em oceanos neoproterozoicos, me instigando, incentivando e orientando desde o início da minha iniciação científica. Agradeço ainda à professora Cassiana por toda dedicação e pelo suporte no campo, principalmente na “caça” dos turmalinitos e clorititos. Agradeço também a galera da salinha: Tiara, Amanda, Vitor e Sandro, pelo apoio em campo, na preparação de amostras e por todos os cafezinhos e discussões geológicas tentando desvendar os “mistérios do Escudo”. Deixo aqui também meu agradecimento à professora Gláucia Queiroga por toda ajuda e acolhimento na etapa de obtenção de dados na UFOP.

E por fim, um imenso agradecimento à Geologia e a tudo que ela me proporcionou durante esses cinco anos e ainda me proporcionará durante a vida. Estudar e entender (pelo menos um pouco) a Terra e seus processos é um enorme privilégio. Obrigada!

## RESUMO

O estudo integrado de serpentinitos e rochas metassomáticas em ofiolito permite traçar a história evolutiva dessas rochas desde sua formação na crosta oceânica até processos de colocação no arco de ilha ou continente. Nesse contexto, o estudo da porção sul do ofiolito Bossoroça torna-se de grande importância para a reconstrução do Orógeno Brasileiro no terreno São Gabriel. O objetivo do estudo é caracterizar os serpentinitos e clorititos metassomáticos com petrografia, química mineral e isótopos de boro (B) na turmalina, juntamente com a petrografia e geocronologia dos granitos Cerro da Cria e Ramada que intrudem o ofiolito. Para isso, foram realizados levantamentos de campo no sul do ofiolito Bossoroça, onde foram descritos três corpos de serpentinito com blocos de clorititos associados. O contato direto entre o ofiolito e os granitos não foi observado. Petrografia e análises químicas com microsonda eletrônica foram feitas em serpentina, anfibólio, olivina e Cr-espinélio de serpentinito e em clorita e turmalina associada ao cloritito metassomático, juntamente com mapa composicional quantitativo de Cr-espinélio e turmalina. Foram obtidos dados isotópicos de B na turmalina do cloritito e isótopos U-Pb-Hf em zircão dos granitos Cerro da Cria e Ramada. A partir da integração desses dados, foram identificados três eventos metamórficos (M1, M2 e M3) desde a geração das rochas ultramáficas no ambiente de crosta oceânica até a intrusão dos granitos pós-tectônicos com o ofiolito já posicionado no arco São Gabriel. M1 corresponde ao primeiro evento de serpentinitização com a formação de antigorita e das texturas massa microcristalina e fibrosa. Ainda nessa fase de metamorfismo, foram gerados os clorititos metassomáticos com turmalina em ambiente de crosta alterada com influência de sedimentos marinhos terrígenos ( $\delta^{11}\text{B} = -0,56$  a  $+2,50\%$ ). O processo M2 corresponde à formação de forsterita, tremolita e núcleo de Cr-espinélio. Essa assembleia mineral indica condições metamórficas de fácies anfíbolito, possivelmente durante a obdução do ofiolito no arco São Gabriel. M3 corresponde à serpentinitização da forsterita e tremolita formando a textura do tipo *mesh* e à alteração do Cr-espinélio formando bordas ricas em  $\text{Fe}^{3+}$ . Esse evento possivelmente teve origem a partir das intrusões dos granitos Cerro da Cria (612 Ma;  $\epsilon_{\text{Hf}} = -8$  a  $-13$ ) e Ramada (578 Ma;  $\epsilon_{\text{Hf}} = -16$  a  $-25$ ). Valores negativos de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  nos zircões dos granitos indicam existência de crosta continental antiga abaixo do terreno São Gabriel, sendo a gênese dos magmas graníticos ligada à fusão dessa crosta.

**Palavras-chave:** Ofiolito, Serpentinito, Cloritito Metassomático, Turmalina

## ABSTRACT

The integrated study of serpentinites and metasomatic rocks in ophiolite allows tracing the evolutionary history of these rocks since formation in the oceanic crust into placement processes in the island arch or continent. In this context, the study of the southern portion of the Bossoroca ophiolite becomes of great importance for the reconstruction of the Brasiliano Orogen in São Gabriel terrane. The aim of the study is to characterize the serpentinites and metasomatic chloritites with petrography, mineral chemistry and boron (B) isotopes in tourmaline, including petrography and geochronology of Cerro da Cria and Ramada granites, that intruded the ophiolite. Fieldwork was done at the southern of the Bossoroca ophiolite, where three serpentinite bodies with associated chlorite blocks were described. Direct contact of the ophiolite with the granites was not observed. Petrography and chemical analyses with electron microprobe were made in serpentine, amphibole, olivine, Cr-spinel of serpentinite and in chlorite and tourmaline associated with metasomatic chloritite, including compositional maps of Cr-spinel and tourmaline. Isotopic dates of B were obtained in the tourmaline of the chloritite and U-Pb-Hf isotopes in zircon of Cerro da Cria and Ramada granites. From the integration of these data, three metamorphic events (M1, M2 and M3) were identified from the generation of the ultramafic rocks in the oceanic crust environment to the intrusion of post-tectonic granites with the ophiolite positioned in the São Gabriel arc. M1 is the first event of the serpentinization with formation of antigorite and microcrystalline mass and fibrous textures. Still in this metamorphic phase, metasomatic chloritites with tourmaline in altered oceanic crust with influence of terrigenous marine sediments ( $\delta^{11}\text{B} = -0.56$  a  $+2.50\%$ ) were generated. The M2 process corresponds of forsterite, tremolite and Cr-spinel core formation. This mineral assembly indicates amphibolite facies, propably from the obduction of ophiolite in the São Gabriel arc. M3 is the event of serpentinization of forsterite and tremolite forming the mesh texture and change the Cr-spinel forming rich-Fe<sup>3+</sup> rims. This event was possibly originated from the intrusion of Cerro da Cria (612 Ma;  $\epsilon_{\text{Hf}} = -8$  a  $-13$ ) and Ramada granites (578 Ma;  $\epsilon_{\text{Hf}} = 16$  a  $-25$ ). Negative values of  $\epsilon_{\text{Hf}}$  in the granites zircons indicates existence of old continental crust below the São Gabriel terrane, associating the genesis of granitic magmas to the melting of this crust.

**Key-words:** Ophiolite, Serpentinite, Metasomatic chloritite, Tourmaline

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** a) Localização de Vila Nova do Sul b) Localização da área de estudo. Imagem extraída do *Google Maps* 2019. .... 15
- Figura 2** Estratigrafia de uma sequência ofiolítica proposta na Conferência de Penrose (1972). Figura modificada de Kusky et al. (2011). .... 18
- Figura 3** Localização dos principais ofiolitos nas faixas móveis brasileiras. Modificado de Suita et al. (2004). Área de estudo localizada no Cinturão Dom Feliciano. .... 22
- Figura 4** a) Mapa geológico da porção sul da Província Mantiqueiras com os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. Modificado de Rapela et al. (2011), Arena et al. (2017) e Hartmann et al. (2019). b) Mapa geológico do terreno São Gabriel com a localização dos ofiolitos. Modificado de Philipp et al. (2016), Hartmann et al. (2019). .... 26
- Figura 5** Mapa geológico do Complexo Bossoroca com destaque para o ofiolito. Modificado de Remus et al. (1999), Gubert et al. (2016) e Hartmann et al. (2019). .... 29
- Figura 6** Imagem *Google Earth* 2019 com a localização das amostras estudadas. .... 31
- Figura 7** a) Imagem *Google Earth* 2019 da área de estudo; b) Afloramento de serpentinitos do corpo ao norte; c) Afloramento de serpentinitos no topo de coxilhas com mergulho de 60 NO; d) Afloramento de serpentinitos em topo de coxilhas. .... 40
- Figura 8** a) Afloramentos de serpentinito com bandamento incipiente marcado pela orientação da serpentina; b) Afloramento do tipo lajeado de serpentinito com bandamento marcado pela magnetita. .... 41
- Figura 9** Fotografias de campo. a) Ocorrência de blocos de clorititos imersos no serpentinito; b) Bloco de cloritito de coloração verde característica; c) Vista para leste da região rebaixada onde afloram blocos de clorititos; d) Blocos de cloritito. .... 42
- Figura 10** Fotomicrografias das amostras de serpentinito. a) Amostra B03 com presença da massa microcristalina e veios de serpentina. Imagem à luz natural; b) Amostra B03 com textura tipo mesh e veios de magnetita. Imagem à luz natural; c) Amostra B05-A com serpentina tipo *mesh* com cristal de Cr-espínélio. Imagem à luz natural; d) Amostra B05-A com serpentina fibrosa e cristais de Cr-espínélio disseminados na amostra. Imagem à luz natural; e) Amostra B09 com serpentina e tremolita. Imagem à luz natural; f) Amostra B09 com serpentina e tremolita com crescimento fibrorradiado. Imagem a nicóis cruzados. Srp = serpentina; Mag = magnetita; Chr = cromita; Tr = tremolita. .... 44
- Figura 11** Fotomicrografias à luz natural das amostras de serpentinito. g, h) Amostra BM09-A com massa microcristalina e veios de serpentina. Presença de alguns cristais de magnetita; i) Amostra BM14-C com serpentina, veios de magnetita, Cr-espínélio associado com clorita; j) Amostra BM14-C com alguns núcleos reliquias de olivina e serpentina tipo *mesh* substituindo a olivina; k) Amostra BM17-A com massa microcristalina e veios de serpentina; l) Amostra BM17-A com serpentina e cristais de Cr-espínélio. Srp = serpentina; Mag = magnetita; Chr = cromita; Ol = olivina; Chl = clorita. .... 45
- Figura 12** Fotomicrografias à luz natural das amostras de cloritito. a) Cloritito com cristais esverdeados de clorita e cristais euédricos de magnetita e apatita; b) Cristais de monazita imersos em clorita; c) Cristais de clorita e magnetita; d) Cristais de clorita e magnetita euédrica e acicular com crescimento fibrorradiado. Chl = clorita; Ap = apatita; Mag = magnetita; Mnz = monazita. .... 47
- Figura 13** a) Amostra serrada de cloritito com turmalina; b) Cristais de turmalina à luz natural; c) Clorita preenchendo espaços entre os cristais de turmalina à luz natural; d) Cristais de turmalina zonados à luz natural. Chl = clorita; Tur = turmalina; Mag = magnetita. .... 47
- Figura 14** Fotomicrografias à nicóis cruzados da lâmina B06 – Granito Cerro da Cria. a) Fenocristais de feldspato alcalino (pertita) com matriz fina composta de quartzo e pertita



com textura cataclástica; b) Fenocristais de quartzo; c) Fenocristais de feldspato alcalino (pertita); d) Matriz fina com textura cataclástica e grão de biotita no centro da imagem. Qz = quartzo; Kfs = k-feldspato; Bt = biotita. ....	48
<b>Figura 15</b> Fotomicrografias da amostra BM15 – Granito Ramada. a) Cristais de quartzo e feldspatos muito sericitizados a luz natural; b) Cristais de quartzo, microclínio e plagioclásio a nicóis cruzados; c) Cristais de quartzo e feldspato alcalino com macla Carlsbad a nicóis cruzados; d) Cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino a nicóis cruzados. Qz = quartzo; Kfs = k-feldspato; Pl = plagioclásio; Mc = microclínio. .49	49
<b>Figura 16</b> Imagens BSE de monazita do cloritito.....	50
<b>Figura 17</b> Imagens BSE de cristais de zircão do pertita granito Cerro da Cria.....	51
<b>Figura 18</b> Imagens BSE de cristais de zircão do monzogranito Cerro da Cria. ....	52
<b>Figura 19</b> Imagens BSE das amostras de serpentinito com o número da análise e localização do ponto analítico. ....	54
<b>Figura 20</b> Imagens BSE da serpentina com diferentes texturas. Mmc = massa microcristalina .....	55
<b>Figura 21</b> Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B03. Valores dos óxidos estão em wt.%. a) Imagem BSE; b) MgO x Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; c) SiO <sub>2</sub> x Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; d) MgO x NiO. ....	56
<b>Figura 22</b> Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B05-A. a) Imagem BSE; b) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x MgO; c) SiO <sub>2</sub> x FeO; d) Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> x NiO. Chr = cromita.....	57
<b>Figura 23</b> Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B09. a) Imagem BSE; b) SiO <sub>2</sub> x Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; c) MgO x NiO; d) SiO <sub>2</sub> x MgO. Tr = tremolita. ....	58
<b>Figura 24</b> Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B09. a) Imagem BSE; b) Imagem BSE; c) SiO <sub>2</sub> x Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; d) MgO x Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	59
<b>Figura 25</b> Imagem BSE das lâminas de serpentinito com anfibólio (cinza claro). a) Amostra B09 com cristais subédricos; b) Amostra BM14-C com massas microcristalinas de anfibólio. ....	60
<b>Figura 26</b> Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos modificado de Leake (1997). Análises químicas do anfibólio das amostras B09 e BM14-C classificadas como tremolita. ....	61
<b>Figura 27</b> Imagens BSE da olivina em serpentinito. a) Núcleos de olivina preservados (cinza claro); b) Núcleos de olivina (cinza claro) alterados para serpentina tipo mesh. Ol = olivina; Tr = tremolita; Mag = magnetita.....	61
<b>Figura 28</b> Classificação da olivina no diagrama composicional Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> - Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> - Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> . Forsterita - Faialita e Monticellita – Kirschsteinita representam uma série completa de solução sólida. Diagrama extraído de Klein & Dutrow, 2012. ....	62
<b>Figura 29</b> Imagens BSE de Cr-espinélio em serpentinito. a) Cr-espinélio zonado com núcleo e borda homogêneos e bem definidos. b) Cr-spinélio zonado com borda fina de alteração. c) Cr-espinélio homogêneo sem zonação. ....	63
<b>Figura 30</b> a) Imagem BSE de Cr-espinélio; b) Mapa composicional quantitativo do Cr; c) Mapa composicional quantitativo do Fe; d) Mapa composicional quantitativo do Al; e) Mapa composicional quantitativo do Mg.....	64
<b>Figura 31</b> Diagrama ternário classificatório do grupo dos espinélios modificado de Gargiulo et al. (2013). O campo <i>Gap</i> do espinélio está definido em Barnes & Roeder (2001).....	65
<b>Figura 32</b> Imagens BSE das lâminas de cloritito. a) Clorita homogênea com tons de cinza escuro. b) Magnetita, apatita e ilmentina com diferentes tons de cinza imersos na matriz de clorita (cinza escuro); c) Cristais de clorita com zonação difusa. O núcleo possui tons	

mais claros que a borda. d) Cristal euédrico de magnetita imerso na matriz de clorita. e) Clorita preenchendo veios e fraturas entre cristais de turmalina; f) Clorita preenchendo veios e fraturas entre cristais de turmalina. Chl = clorita; Tur = turmalina; Mag = magnetita; Ap = apatita; Ilm = ilmenita. ....	66
<b>Figura 33</b> Gráfico Si (apfu) x Al (apfu) de classificação da clorita. Modificado de Manu et al. (2013).....	67
<b>Figura 34</b> Imagens BSE da turmalina em cloritito. a, b, c, d) Núcleo heterogêneo circundado por borda retilínea e homogênea. Chl = clorita.....	68
<b>Figura 35</b> Diagramas binários composicionais das diferentes zonas da turmalina. Os valores estão em forma de óxido em peso por cento (wt.%). Área tracejada indica composições de borda. Área hachurada indica composições de núcleo.....	69
<b>Figura 36</b> Mapas composicionais quantitativos da turmalina. a) Mapa composicional do elemento Fe; b) Mapa composicional do elemento Mg; c) Mapa composicional do elemento Al; d) Mapa composicional do elemento Na.....	70
<b>Figura 37</b> Diagramas ternários de classificação modificados de Arena et al. (2019). a) Classificação de acordo com a ocupação do sítio X da turmalina. b) Classificação de acordo com a ocupação do sítio Y da turmalina.....	71
<b>Figura 38</b> Diagramas ternários de classificação de tumalina utilizando as proporções moleculares. a) Modificado de Henry e Guidotti (1985). Descrição dos campos: 1 - Granitóides, pegmatitos e aplitos ricos em Li; 2 - Granitóides e pgmatitos associados pobres em Li; 3 - Alteração hidrotermal de granito; 4 - Metapelitos e metapsamitos saturados em Al; 5 - Metapelitos e metapsamitos insaturados em Al; 6 - rochas a quartzo-turmalina, calci-silicáticas e metapelitos; 7 - meta-ultramáficas com baixo Ca e 8 - metacarbonatos, metapiroxenitos. b) Efeitos composicionais do fluido hidrotermal <i>versus</i> entrada de água do mar na cristalização da turmalina. Modificado de Slack e Trumbull (2011).....	72
<b>Figura 39</b> Histograma de frequência dos valores de $\delta^{11}\text{B}$ obtidos nas diferentes zonas dos cristais de turmalina.....	73
<b>Figura 40</b> Imagens BSE da turmalina com respectivo ponto da análise, valor de $\delta^{11}\text{B}$ e localização do ponto analítico.....	74
<b>Figura 41</b> Diagrama concórdia do pertita granito Cerro da Cria com idade intercepto de $612 \pm 12$ Ma.....	76
<b>Figura 42</b> Grãos de zircão da amostra do pertita granito Cerro da Cria com a localização dos <i>spots</i> analíticos U-Pb e Lu-Hf e respectivos valores encontrados para cada grão.....	77
<b>Figura 43</b> Diagrama concórdia do monzogranito Ramada com idade concordante de $578 \pm 3,2$ Ma.....	78
<b>Figura 44</b> Grãos de zircão da amostra do monzogranito Ramada com a localização dos <i>spots</i> analíticos U-Pb e Lu-Hf e respectivos valores encontrados para cada grão.....	79
<b>Figura 45</b> Valores de $\epsilon_{\text{Hf}}$ para os granitos Cerro da Cria e Ramada. Linha verde pontilhada demonstra a comparação com o monzogranito pós-orogênico Santa Rita de Arena et al. (2017).....	80
<b>Figura 46</b> Diagrama Mg# vs. Cr# de classificação petrogenética de Cr-espinélios modificado de Hartmann & Chemale Jr. (2003). Campos alpino e estratiforme de Irvine (1967). Fácies metamórficas de Evans e Frost (1975). Comparação com outros dados químicos de Cr-espinélio em ofiolito do Escudo Sul-Riograndense: Capané (MARQUES, 1996); Palma (HARTMANN et al., 2000); CM = Cerro Mantiqueiras (HARTMANN & CHEMALE JR. et al., 2003); Arroio Grande (RAMOS et al. 2017).....	82
<b>Figura 47</b> Histograma com valores de $\delta^{11}\text{B}$ . a) Diferentes fontes de B nos ambientes geológicos (FARBER et al. 2015; MARSCHALL, 2018); b) Histograma de frequência para a turmalina Bossoroca B comparada com outros dados da literatura. Campo	

	Bossoroça A de Hartmann et al. (2019); Ibaré de Arena et al. (2019); crosta continental de Garda et al. (2009), Trumbull et al. (2013), Albert et al. (2018).....	85
<b>Figura 48</b>	Valores de $\epsilon_{\text{Hf}}$ vs. idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos granitos Cerro da Cria e Ramada comparadas com o Monzogranito Santa Rita (ARENA et al., 2017) e rochas juvenis do terreno São Gabriel. GSJ = Granito Sanga do Jobim; Metatonalito CC = Metatonalito do Complexo Cambaí (CERVA-ALVES et al., 2019). Ofiolito Bossoroça de Hartmann et al. (2019). CHUR = reservatório condrítico uniforme. MD = manto depletado. ....	87
<b>Figura 49</b>	Evolução mineralógica de acordo com os eventos metamórficos. Mmc = massa microcristalina. ....	88
<b>Figura 50</b>	Modelo evolutivo proposto para o ofiolito Bossoroça. Modificado de Hartmann et al. (2019). a) Processo de abertura do oceano Adamastor em 920 Ma com a geração de serpentinitos e clorititos; b) Obdução do ofiolito no Arco São Gabriel; c) Intrusão dos granitos pós-tectônicos a partir da fusão de crosta continental antiga. ....	89

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> Resultados das análises dos isótopos de B na turmalina. ZM = zona mista.....	75
<b>Tabela 2</b> Análises de microsonda eletrônica de serpentinas dos serpentinitos. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). .....	102
<b>Tabela 3</b> Análises de microsonda eletrônica de anfibólio da amostra B09. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). .....	107
<b>Tabela 4</b> Análises de microsonda eletrônica de anfibólio da amostra de serpentinito BM14-C. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). .....	109
<b>Tabela 5</b> Análises de microsonda eletrônica de olivina em serpentinito. Os valores de $TiO_2$ , $Al_2O_3$ e $K_2O$ estão abaixo do limite de detecção. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). .....	111
<b>Tabela 6</b> Análises de microsonda eletrônica de Cr-espinélio da amostra de serpentinito BM09-A. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). $V_2O_3$ , CaO e MnO estão abaixo do limite de detecção. * = núcleo .....	112
<b>Tabela 7</b> Análises de microsonda eletrônica de Cr-espinélio da amostra de serpentinito BM17-A. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). $V_2O_3$ , CaO e MnO estão abaixo do limite de detecção. * = núcleo .....	113
<b>Tabela 8</b> Análises de microsonda eletrônica de Cr-espinélio da amostra de serpentinito BM14-C. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). $SiO_2$ , $V_2O_3$ , CaO e MnO estão abaixo do limite de detecção. * = núcleo .....	114
<b>Tabela 9</b> Análises de microsonda eletrônica de clorita do cloritito. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%) e a fórmula estrutural foi calculada baseada em 28 O e 16 OH. Valores de $Na_2O$ , $K_2O$ , CaO, F e Cl estão abaixo do limite de detecção. ** = calculado por estequiometria. ....	115
<b>Tabela 10</b> Análises de microsonda eletrônica de turmalina do cloritito. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). * = calculado por estequiometria. ....	120
<b>Tabela 11</b> Dados de isótopos U-Pb em zircão obtidos por LA-ICP-MS da das amostras pertita granito Cerro da Cria (B06) e monzogranito Ramada (BM15). .....	123
<b>Tabela 12</b> Resultados dos isótopos Lu-Hf em zircão obtidos por LA-ICP-MS e valores calculados de $\epsilon_{Hf}$ para as amostras pertita granito Cerro da Cria (B06) e monzogranito Ramada (BM15). .....	126

## LISTA DE QUADROS

<b>Quadro 1</b> Relação da amostra, coordenada, litologia e metodologia aplicada para cada amostra. ....	32
<b>Quadro 2</b> Relação da amostra, mineralogia, textura e classificação para as amostras de serpentinito. ....	43
<b>Quadro 3</b> Relação lâmina e mineral identificada em cada amostra. Serp. = serpentina; Anf. = anfibólio; Cr-espin. = Cr-espinélio; Mag. = magnetita; Tur. = turmalina; Ap. = apatita..	53
<b>Quadro 4</b> Características químicas de acordo com as diferentes texturas descritas nos serpentinitos. ....	60

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	15
1.2 PROBLEMA CIENTÍFICO .....	15
1.3 JUSTIFICATIVA.....	16
1.4 OBJETIVOS .....	16
<b>2 ESTADO DA ARTE</b> .....	<b>17</b>
2.1 OFIOLITOS – síntese sobre a evolução dos conceitos.....	17
2.2. SERPENTINIZAÇÃO E METASSOMATISMO DE CROSTA OCEÂNICA.....	20
2.3. OFIOLITOS NO BRASIL E NO ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE.....	21
2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO.....	24
<b>2.4.1 Ofiolito Bossoroca</b> .....	<b>26</b>
<b>2.4.2 Suíte Intrusiva Saibro</b> .....	<b>28</b>
<b>3 METODOLOGIA</b> .....	<b>30</b>
3.1 ETAPA PRÉ-CAMPO .....	30
3.2 ETAPA DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS .....	30
3.3 ETAPA PÓS-CAMPO .....	32
<b>3.3.1 Preparação de Amostras</b> .....	<b>32</b>
<b>3.3.2 Petrografia</b> .....	<b>33</b>
<b>3.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)</b> .....	<b>33</b>
<b>3.3.4 Microssonda Eletrônica</b> .....	<b>34</b>
<b>3.3.5 Ablação a Laser com Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado Indutivamente (LA-ICP-MS)</b> .....	<b>34</b>
3.3.5.1 <i>Isótopos estáveis de B</i> .....	35
3.3.5.2 <i>Isótopos radiogênicos U-Pb e Lu-Hf</i> .....	36
<b>4 RESULTADOS</b> .....	<b>40</b>
4.1 CARACTERIZAÇÃO DE CAMPO DO CORPO OFIOLÍTICO.....	40
4.2 PETROGRAFIA .....	43
<b>4.2.1 Serpentinitos</b> .....	<b>43</b>
<b>4.2.2 Clorititos</b> .....	<b>46</b>
<b>4.2.3 Pertita granito Cerro da Cria</b> .....	<b>48</b>
<b>4.2.4 Monzogranito Ramada</b> .....	<b>49</b>
4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA .....	50

<b>4.3.1 Monazita</b> .....	<b>50</b>
<b>4.3.2 Zircão</b> .....	<b>51</b>
<b>4.4 QUÍMICA MINERAL: DADOS QUANTITATIVOS</b> .....	<b>53</b>
<b>4.4.1 Serpentinóis</b> .....	<b>53</b>
4.4.1.1 <i>Serpentina</i> .....	55
4.4.1.2 <i>Anfibólio</i> .....	60
4.4.1.3 <i>Olivina</i> .....	61
4.4.1.4 <i>Cr-espinélio</i> .....	63
<b>4.4.2 Cloritóis</b> .....	<b>65</b>
4.4.2.1 <i>Clorita</i> .....	65
4.4.2.2 <i>Turmalina</i> .....	68
<b>4.5 ISÓTOPOS DE BORO</b> .....	<b>73</b>
<b>4.6 ISÓTOPOS U-Pb e Lu-Hf</b> .....	<b>76</b>
<b>4.6.1 Pertita granito Cerro da Cria</b> .....	<b>76</b>
<b>4.6.2 Monzogranito Ramada</b> .....	<b>78</b>
<b>5 DISCUSSÕES</b> .....	<b>81</b>
5.1 SERPENTINITOS .....	81
5.2 CLORITITOS .....	83
5.3 GRANITOS CERRO DA CRIA E RAMADA .....	86
5.4 ANÁLISE INTEGRADORA .....	87
<b>6 CONCLUSÕES</b> .....	<b>91</b>
<b>7 REFERÊNCIAS</b> .....	<b>92</b>
<b>8 ANEXOS</b> .....	<b>102</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Ofiolitos são remanescentes de crosta oceânica e manto que foram posicionados tectonicamente na crosta continental ou arco de ilhas. Esses remanescentes ocorrem em cinturões orogênicos e representam vestígios do Ciclo de Wilson com o fechamento de antigas bacias oceânicas (DILEK, 2003). Ofiolitos neoproterozoicos associados à Orogênese Brasileira estão ligados à ruptura do supercontinente Rodínia, formação de crosta oceânica e posterior amalgamação formando o Gondwana oeste (BRITO NEVES et al., 2014). No Escudo Sul-Riograndense, ofiolitos são encontrados nas porções central, oeste e leste. Na porção central, na região da Antiforme Capané, pertencente ao Grupo Porongos, afloram xistos detríticos com lentes de serpentinito, xisto magnesiano, cloritito, rodingito (ARENA et al., 2018) e cromitito podiforme (MARQUES et al., 2003). Na porção leste/sudeste, na região de Arroio Grande, Terreno Pelotas, foi descrita uma sequência de *melange* ofiolítica com a presença de serpentinito, xisto magnesiano cromífero, anfíbolito, metagabro e metadiorito (RAMOS, 2018). No Terreno São Gabriel, porção oeste do Escudo Sul-Riograndense, é onde se concentra o maior volume de rochas ultramáficas. Os ofiolitos Cerro Mantiqueiras, Ibaré, Bossoroca e Palma apresentam intensa serpentinitização e zoneamento metassomático. Dentre as litologias destacam-se serpentinito, cloritito, anfíbolito, turmalinito (ARENA et al., 2017; HARTMANN et al., 2019), albitito (ARENA et al., 2016), rodingito e xisto magnesiano.

Serpentinitos constituem o resíduo metassomático da alteração de peridotito mantélico por água marinha. Assim geram, rochas metassomáticas como cloritito, rodingito, turmalinito. Dessa forma, o estudo integrado de serpentinito e metassomatito em ofiolito permite uma melhor compreensão acerca dos processos envolvidos na crosta oceânica desde sua geração até sua colocação no arco de ilha ou continente.

Através de imagens de satélite e levantamentos aerogeofísicos foi selecionada para estudo uma área do sul do ofiolito Bossoroca, terreno São Gabriel, onde afloram serpentinitos, clorititos e duas intrusões graníticas pós-tectônicas. Essa região foi mapeada por UFRGS (2001) e interpretada anteriormente como sendo um terreno do tipo *greenstone belt*. Esse trabalho de conclusão de curso visa sanar a carência de dados científicos de química mineral e isotópicos de U-Pb-Hf-B sobre as rochas ofiolíticas e granitos associados da porção sul do ofiolito Bossoroca.



## 1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo pertence ao município de Vila Nova do Sul localizado na porção central do Estado do Rio Grande do Sul e distante 279 km da capital Porto Alegre. A região selecionada fica ao sul da BR-290 (Figura 1) e está localizada na Folha Cartográfica Vila Nova (2982/3). Os acessos aos afloramentos são por vias secundárias e estradas de propriedades privadas.



**Figura 1** a) Localização de Vila Nova do Sul b) Localização da área de estudo. Imagem extraída do *Google Maps* 2019.

## 1.2 PROBLEMA CIENTÍFICO

Devido à exploração de ouro no Complexo Bossoroca, muitos trabalhos de caráter exploratório foram realizados na região (KOPPE, 1990; WILDNER, 1990; SOARES, 2001). Apesar desses trabalhos, as rochas máficas e ultramáficas do ofiolito Bossoroca juntamente com os granitos Cerro da Cria e Ramada, que intrudem essas rochas na porção sul, apresentam carências de dados e interpretação tectônica.

### 1.3 JUSTIFICATIVA

Estudos de ofiolitos são uma chave para o entendimento da evolução dos continentes. As rochas ultramáficas fornecem informações importantes em relação à origem e evolução no manto e na crosta e também no ambiente geológico em que se encontram. A química mineral e geoquímica isotópica podem prover informações do processo inicial de geração da crosta oceânica até processos posteriores à colocação do ofiolito no arco de ilhas ou continente.

Nesse contexto, o estudo do ofiolito Bossoroça torna-se de grande importância para a reconstrução do Orógeno Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano do Escudo Sul-Riograndense.

### 1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal determinar a evolução mineralógica da porção sul do ofiolito Bossoroça, terreno São Gabriel, através da caracterização geológica, geoquímica e isotópica dos corpos de serpentinitos e clorititos associados. Adicionalmente, o trabalho visa a caracterização petrográfica e isotópica dos granitos pós-tectônicos que intrudem o ofiolito.

Os objetivos específicos são:

- Definir as relações de campo entre os serpentinitos e clorititos;
- Realizar o estudo petroográfico dos serpentinitos, clorititos e granitos;
- Obter análises quantitativas de química mineral e mapas composicionais quantitativos para classificar os minerais dos serpentinitos e clorititos quanto a sua origem e processo metamórfico;
- Obter isótopos de B na turmalina hospedada no cloritito para determinar a origem dessas rochas metassomáticas;
- Obter idades U-Pb e isótopos Lu-Hf em zircão dos granitos Cerro da Cria e Ramada.

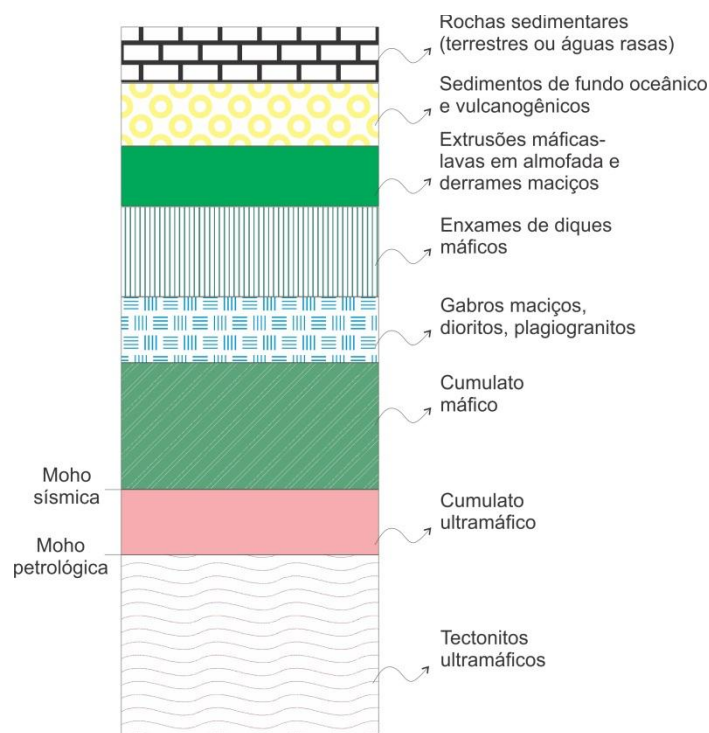
## 2 ESTADO DA ARTE

### 2.1 OFIOLITOS – síntese sobre a evolução dos conceitos

O termo ofiolito foi definido pela primeira vez pelo mineralogista Alexandre Brongniart em 1813 em referência a serpentinitos de *melanges* (apud QUEIROGA et al., 2012). De origem grega, a palavra deriva de *ophios* = serpente e *lithos* = rocha ou pedra. Anteriormente à teoria da Tectônica de Placas, os complexos ofiolíticos eram correlacionados a intrusões *in situ* dentro de geossinclinais (ex. Steinmann 1905, 1927). Um termo muito divulgado e importante para o entendimento da evolução dos conceitos sobre ofiolitos é a “*Trindade de Steinmann*”. Esse termo refere-se à síntese de Steinmann (1927) que destacou a ocorrência de peridotito serpentinizado, gabro, diabásio/espilito em associação com rochas sedimentares de fundo oceânico (chert, argilito e calcário). Steinmann interpreta essa sequência (serpentinito – diabásio/espilito – chert) como produto de diferenciação magmática durante a evolução das geossinclinais. Diferentemente da interpretação de Steinmann, Benson (1926) interpretava a ocorrência de serpentinitos nas cadeias montanhosas como sendo intrusões em rochas sedimentares dobradas em um sistema geossinclinal sem relação temporal e genética com as rochas gabróicas, diabásicas e vulcânicas (espilíticas) comumente encontradas em uma associação ofiolítica (apud QUEIROGA, 2010). O termo “Peridotitos do tipo – Alpino” foi introduzido por Benson (1926). Esse termo era utilizado para identificar corpos ultramáficos provenientes de processos de diferenciação *in situ*. Do outro lado do Atlântico, o geólogo americano Hess (1955) criticou o conceito de ofiolito de Steinmann. A crítica era de que o mapeamento de todas as “rochas verdes” plutônicas e vulcânicas juntas como um único processo ligado ao ofiolito poderia impedir o reconhecimento de relações temporais do ciclo tectônico (apud JUTEAU, 2003). Além disso, Hess atribuía à origem das rochas máficas–ultramáficas encontradas em sistemas orogênicos a um sistema de arco-de-ilhas. Outro conceito proposto por Hess foi o de que a crosta oceânica fosse composta por serpentinitos e que a interface entre a crosta serpentinizada e o peridotito representasse a Descontinuidade de Moho (apud QUEIROGA et al., 2012).

Com a teoria da Tectônica de Placas em 1968, alguns conceitos sobre ofiolitos começaram a ser esclarecidos. Uma das dificuldades das teorias anteriores era o entendimento de como as porções ultramáficas se alojavam em outras rochas (RAMOS, 2018). Sendo os ofiolitos uma chave para o entendimento dessa nova teoria, em 1972 ocorreu nos Estados Unidos a primeira conferência sobre o assunto: Conferência de Penrose. Através do reconhecimento de que enxames de diques em lençol e peridotitos com texturas de deformação de alta temperatura eram formados em centros de expansão do assoalho oceânico

nas dorsais meso-oceânicas, o modelo de sequência ofiolítica foi formulado. Na Conferência de Penrose (ANONYMOUS, 1972) foi definida a estratigrafia para uma sequência ofiolítica (Figura 2). Essa estratigrafia é definida da base para o topo por peridotitos tectonizados, peridotitos cumuláticos, piroxenitos sobrepostos por gabros em camadas, enxames de diques, sequência vulcânica e cobertura sedimentar (apud ARENA, 2017). Apesar de ter proporcionado avanços científicos significativos (principalmente a respeito da gênese das rochas ofiolíticas), a Conferência de Penrose não aborda quais os mecanismos de posicionamento dos ofiolitos no continente. Moores (2002) já apontava problemas com a estratigrafia proposta na Conferência de Penrose, pois a maioria dos complexos ofiolíticos não apresenta a sequência completa. Dilek & Furnes (2011) consideram a definição original da estratigrafia de um complexo ofiolítico consolidada na Conferência de Penrose altamente restritiva e não representa a heterogeneidade da composição e ocorrência dos ofiolitos. Além disso, uma sequência ofiolítica pode estar incompleta, desmembrada tectonicamente ou ainda metamorfizada.



**Figura 2** Estratigrafia de uma sequência ofiolítica proposta na Conferência de Penrose (1972). Figura modificada de Kusky et al. (2011).

O conhecimento acerca dos ofiolitos evoluiu com o passar dos anos e diversos autores encontraram maneiras de classificá-los de acordo com sua gênese. Através de análises químicas de elementos maiores e traços, Miyashiro (1973) sugeriu que o ofiolito de Troodos na ilha de Chipre teria sido formado em ambiente de subducção e arco-de-ilhas. Pearce & Cann (1973) definiram diagramas de discriminação entre ofiolitos gerados em dorsais meso-

oceânicas (MOR) e em zonas de supra-subducção (SSZ), utilizando elementos menores e traços (apud QUEIROGA, 2010). É de entendimento entre os autores que os principais ambientes geradores de ofiolitos são: dorsais meso-oceânicas, bacias de arcos-de-ilha juvenis, bacias de ante-arco e retro-arco. Através disso, diversos autores encontraram maneiras diferentes de classificar ofiolitos de acordo com seu ambiente genético. Miyashiro (1975) subdividiu os ofiolitos em classes (I, II e III) de acordo com afinidade química e ambiente de geração. Moores (1982) fez uma classificação baseada em ambientes de formação – tipo Tetianos x Cordilheiranos – (apud QUEIROGA, 2010; RAMOS, 2018). Outros autores como Coleman (2000), Nicolas & Boudier (2003), Dilek (2003a) sugeriram algumas outras formas de classificação.

Uma revisão moderna sobre os conceitos é apresentada em Dilek & Furnes (2011). Nesse artigo, os autores definem ofiolito como um fragmento alóctone de rochas do manto superior e crosta oceânica tectonicamente deslocados de sua origem ígnea primária como resultado de uma tectônica convergente. Esses fragmentos podem incluir uma suíte, contendo da base para o topo, peridotitos e rochas crustais ultramáficas e félsicas, além de rochas vulcânicas (com ou sem derrames de diques) que podem ser correlacionados geocronológica e petrogeneticamente. Algumas dessas unidades podem estar ausentes em ofiolitos incompletos.

Dilek & Furnes (2014) abordam uma nova classificação para os ofiolitos. Essa nova classificação enquadra os ofiolitos em dois tipos: relacionados a zonas de subducção (ZS) e não-relacionados a ZS. Os ofiolitos cuja formação não foi afetada por uma zona de subducção incluem o tipo margem continental, tipo dorsal meso-oceânica (MOR) e tipo pluma. Os ofiolitos relacionados a zona de subducção incluem os formados em zonas de suprasubducção (SSZ) – incluindo os formados em ambientes de antearco e retroarco –, e em ambientes de arco vulcânico (Dilek & Furnes, 2014).

Os picos de formação e colocação de ofiolitos coincidem com os eventos colisionais de formação de supercontinentes (ex: Rodínia, Gondwana e Pangea). No Pré-Cambriano (Arqueano ao Mesoproterozoico), o registro de sequências ofiolíticas é pouco conhecido, devido, em parte, à deformação intensa e ao retrabalhamento da crosta continental em múltiplos episódios orogênicos ao longo do tempo (MOORES, 2002; DILEK, 2003b). O Proterozoico Superior é representado por três grandes pulsos de geração de ofiolitos - ca. 700 Ma, 780-740 Ma e 860-820 Ma. Os complexos associados a esse período concentram-se principalmente na América do Sul, África e Arábia. Nos cinturões afroarábico e na América do Sul, os ofiolitos neoproterozoicos estão relacionados à evolução de bacias oceânicas Pan-Africanas Brasileiras como resultado da quebra do supercontinente Rodínia e na configuração

do Gondwana Ocidental (DILEK, 2003a,b). No Fanerozoico, o pulso ofiolítico mais importante situa-se no período entre 180-140 Ma, quando foram formados os ofiolitos Tethyanos, Caribenhos e alguns associados ao Círculo do Pacífico (DILEK, 2003b).

## 2.2. SERPENTINIZAÇÃO E METASSOMATISMO DE CROSTA OCEÂNICA

O processo de serpentinização consiste na transformação metamórfica da mineralogia original da rocha em uma série de minerais hidratados através da introdução de OH<sup>-</sup> nas rochas ultramáficas. No geral, esse processo ocorre nas cadeias meso-oceânicas e ao longo de falhas transformantes e é bastante eficaz afetando inteiramente as rochas. As temperaturas do processo de serpentinização podem variar. A espécie lizardita se forma em temperaturas de aproximadamente 100°C, enquanto a espécie antigorita se forma em temperaturas mais elevadas, entre 500 e 600°C (SCHWARTZ et al., 2013; ZHANG et al., 2019). A elevada ductilidade da serpentina, causada pela intensa penetração e reação com a água do mar é que permite o transporte tectônico da crosta oceânica serpentinizada para margens continentais ou arco de ilhas e resulta na colocação dos ofiolitos (COLEMAN, 1977).

Metassomatismo é definido pela IUGS (Subcomissão sobre a Sistemática de Rochas Metamórficas) como:

*“processo metamórfico pelo qual a composição química de uma rocha ou porção de rocha é alterada de maneira generalizada e envolve a introdução e/ou remoção de componentes químicos como resultado da interação da rocha com fluidos aquosos.”* Zharikov, V.A (2007).

Durante o metassomatismo a rocha permanece em estado sólido (PIRAJNO, 2013). De acordo com Zharikov et al. (2007), os processos metassomáticos podem ser divididos em 4 tipos: metassomatismo de difusão, metassomatismo de infiltração, autometassomatismo e metassomatismo limite que ocorre em resposta a atividade de gradiente de fluido no contato entre duas litologias diferentes. A geração de rodingitos e alteração *blackwall* estão relacionadas com metassomatismo limite.

Fluidos derivados do processo de serpentinização são ricos em Fe e Mg devido a alteração de silicatos como a olivina e o piroxênio. Esses fluidos juntamente com a ação da água do mar em zonas de alto fluxo térmico (dorsais meso-oceânicas) causam uma série de reações que resultam no metassomatismo de rochas máficas-ultramáficas. Essas reações

formam rochas peculiares como rodingitos e clorititos (PIRAJNO, 2013; ARENA, 2017). Os processos de serpentinização e metassomatismo modificam, em maior ou menor grau, a textura original da rocha dificultando a identificação do seu protólito. As alterações de *blackwall*, esteatização, diopsidização e rodingitização são processos metassomáticos que geralmente estão associados ao contato de rochas máficas com rochas ultramáficas e envolvem intensa transferência de massa. A alteração de *blackwall* forma principalmente rochas monominerálicas como talco xistos, clorita xistos e clorititos (KARKALIS, 2018). O metassomatismo da crosta oceânica pode ocorrer em temperaturas de fácies anfíbolito nas zonas termicamente ativas a fácies sub xisto verde em zonas mais distais das dorsais meso-oceânicas (BACH et al., 2013).

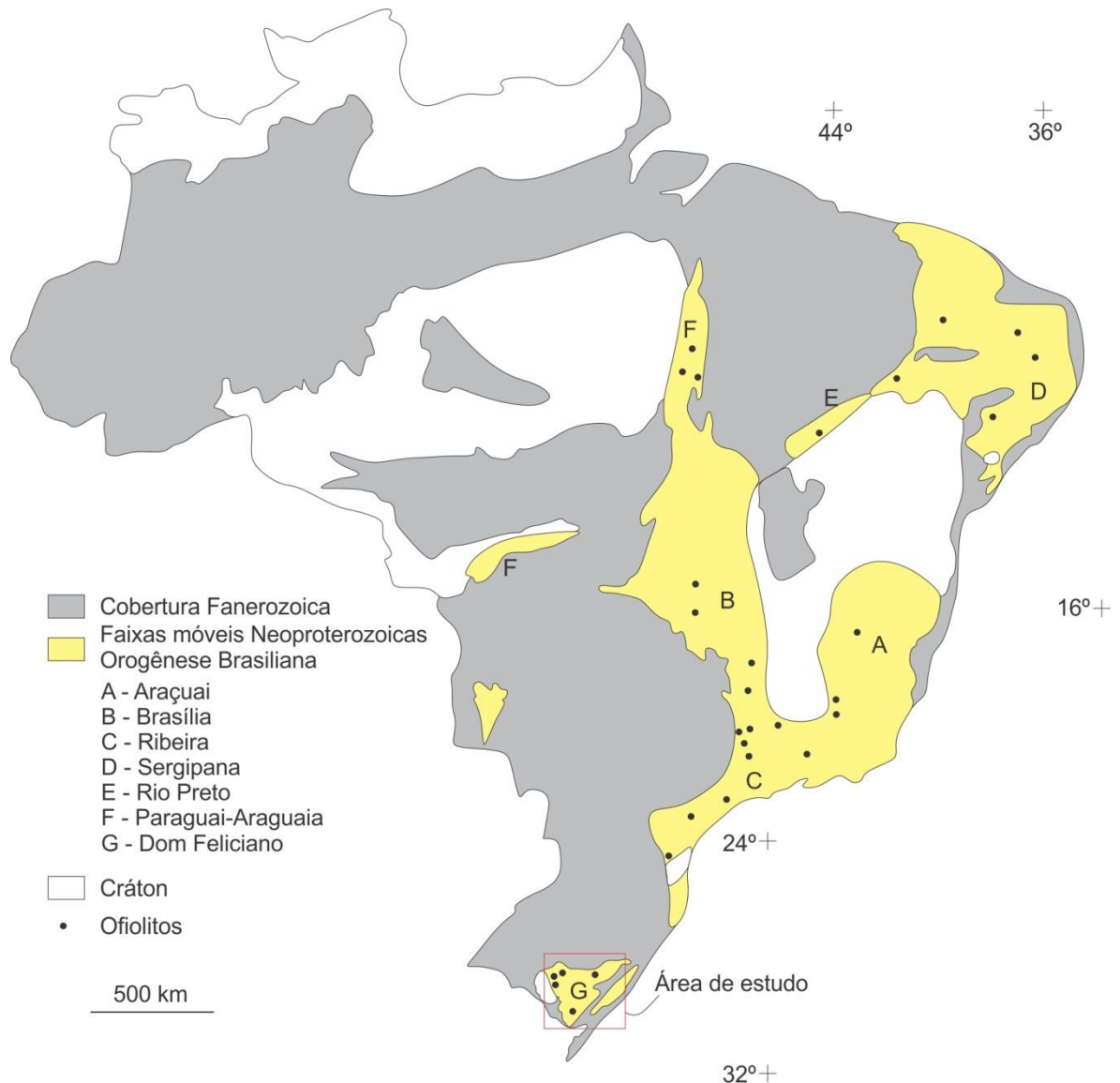
Expedições da *International Ocean Discovery Program* (IODP) descrevem a heterogeneidade da crosta oceânica com a formação de serpentinitos e peridotitos metassomatizados em centros de espalhamentos lentos e ultra-lentos, como é o caso da dorsal meso-oceânica do Atlântico (ROUMEJÓN et al., 2018). Sequências texturais e mudanças mineralógicas entre a fase inicial de serpentinização e a subsequente serpentinização e metassomatismo, que se concentra ao longo de caminhos preferenciais usados por fluidos hidrotermais, foram observadas analisando amostras dos atuais oceanos. Rodingitos, talcoxistos e clorita-xistos são exemplos de rochas observadas em estudos realizados no Maciço do Atlântico, considerado um laboratório natural para estudo dos processos atuais de serpentinização e sistemas hidrotermais que ocorrem na crosta oceânica (BOSCHI et al. 2008; ROUMEJÓN et al. 2018).

A ocorrência de turmalina associada a cloritito metassomático em ofiolito é pouco conhecida na literatura. Processos de turmalinitização com formação de turmalinitos são descritos relacionados a intrusões graníticas e a sequências estratiformes sedimentares ligadas a depósitos de sulfeto maciço (PIRAJNO, 2013). A gênese de turmalinitos associados com cloritito metassomático e serpentinito está ligada a alteração metassomática de crosta oceânica em contato com a água do mar (ARENA et al., 2019; HARTMANN et al., 2019). Essas modificações metassomáticas ocorrem devido a exalações vulcânicas no ambiente de crosta oceânica (HENRY & DUTROW, 1996).

### 2.3. OFIOLITOS NO BRASIL E NO ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE

Registros ofiolíticos no Brasil estão presentes nas faixas orogênicas brasileiras que incluem as faixas Paraguai-Araguaia, Brasília, Rio Preto, Sergipana, Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Figura 3) (SUITA et al., 2004). Esses registros são, predominantemente,

representados por corpos meta-ultramáficos e/ou metamáficos alongados pequenos a muito pequenos (5-10 km de extensão), desmembrados e tectonicamente intercalados com sucessões metavulcano-sedimentares e metassedimentares. Geralmente, esses corpos exibem metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito, sendo raros os de grau metamórfico mais alto. Em grande maioria, os ofiolitos possuem idades neoproterozóicas e representam remanescentes do fechamento de oceanos desenvolvidos nesse período (ex: Adamastor, Brasilide, Charrua). Em termos de ambiente tectônico, os ofiolitos brasileiros estão associados com ambientes colisionais do tipo continente – arco de ilhas ou continente-continente da orogênese Brasileira.



**Figura 3** Localização dos principais ofiolitos nas faixas móveis brasileiras. Modificado de Suita et al. (2004). Área de estudo localizada no Cinturão Dom Feliciano.



No Escudo Sul-Riograndense, remanescentes de crosta oceânica são encontrados nas porções leste (Batólito Pelotas), central (Cinturão Porongos) e oeste (terreno São Gabriel). Na porção leste, o ofiolito Arroio Grande é composto por uma sequência meta-ultramáfica-máfica-sedimentar que representa fragmentos de uma *melange* ofiolítica que está associada com o fechamento de uma bacia de retro-arco (RAMOS, 2018). A unidade metaultramáfica é composta de serpentinitos e xistos magnesianos cromíferos enquanto que a unidade metamáfica é constituída por anfibolitos, metagabros e metadioritos e por fim, a unidade metassedimentar compreende mármore calcíticos, intrudidos por enxame de diques máficos. Em termos geocronológicos, a idade mínima para a obdução e metamorfismo das unidades ofiolíticas foi estimada em 640 Ma, a partir da datação U-Pb em zircão de um quartzo sienito. Posterior à colocação do ofiolito no continente, ocorreu um evento metassomático associado à intrusão do Granito Três Figueiras que gerou zonas de talcificação, tremolitização e cloritização (RAMOS, 2018).

Na porção central, o ofiolito Capané corresponde a fragmentos de rochas metaultramáficas contidas em rochas metavulcanossedimentares do cinturão de dobras e cavalgamentos Porongos (PERTILLE et al., 2017; ARENA et al., 2018). A sequência metaultramáfica é composta de lentes de serpentinito, xistos magnesianos, talco xisto, rodingitos e cromititos podiformes (MARQUES, 1996). A partir de estudos de U-Pb e Lu-Hf realizados em zircão metassomático de uma amostra de rodingito foram obtidas idades entre 793 e 715 Ma e valores de  $\epsilon_{\text{Hf}} = +15$  a  $+10,7$ . Essas idades sugerem múltiplos eventos de alteração mantélica e os valores positivos de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  indicam origem do zircão a partir do manto depletado (ARENA et al., 2018).

Na porção oeste, no terreno São Gabriel é onde se concentra o maior volume de ofiolitos. Ao todo são reconhecidos seis fragmentos de crosta oceânica e manto chamados de ofiolitos Ibaré, Palma, Cerro Mantiqueiras, Passo do Ivo, Cambaizinho e Bossoroca. Os ofiolitos Ibaré e Palma são compostos de serpentinito, xisto magnesiano, e rochas metassomáticas subordinadas como cloritito, rodingito, turmalinito e albitito (ARENA, 2017). Ambos ofiolitos estão associados a rochas metavulcano-sedimentares metamorfizadas no fácies xisto verde. Uma idade única de  $892 \pm 3$  Ma foi obtida para o ofiolito Ibaré através da análise de cristais de zircão de rochas metassomáticas como cloritito, albitito e turmalinito. Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  são de  $+13$  a  $+15$  (ARENA et al., 2016) e análises de  $\delta^{11}\text{B}$  na turmalina do turmalinito mostram valores positivos de  $+3$  a  $+5$ , indicando origem dessa rocha em crosta oceânica alterada (ARENA et al. 2019). O ofiolito Palma apresenta características e idades semelhantes ao ofiolito Ibaré. Esses dois corpos são considerados parte de uma mesma sutura

(ARENA, 2018) com idades de  $726 \pm 3$  Ma e  $722 \pm 3$  Ma obtidas em zircão de rochas metassomáticas do ofiolito Palma. O ofiolito Ibaré e Palma foram gerados em 892 Ma com processos de serpentinização e metassomatismo atuando até 722 Ma (ARENA et al., 2017).

O ofiolito Cerro Mantiqueiras é composto por harzburgito, anfibolito, serpentinito e localmente albitito. O corpo de aproximadamente 9 km de extensão por 500 m de largura está encaixado numa associação tonalito-trondhjemito-granodiorito de idade de 750-700 Ma chamada de gnaisses Cambaí. Essa associação está metamorfizada na fácies anfibolito médio (HARTMANN & REMUS, 2000; HARTMANN & CHEMALE, 2003). Isótopos U-Pb-Hf obtidas em zircão do albitito mostram idades de  $923 \pm 3$  Ma para o núcleo e  $786 \pm 13$  para a borda e valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  de +8 a +13 (ARENA et al., 2016). Essas idades refletem as idades de cristalização e metamorfismo, respectivamente.

As sequências Passo do Ivo e Cambaizinho são compostas por rochas metassedimentares e máficas-ultramáficas intercaladas (REMUS, 1990). As sequências metassedimentares são compostas por gnaisses quartzo-feldspáticos, anfibolitos bandados e quartzitos. As sequências máficas-ultramáficas incluem serpentinitos, olivina-talco ultramafitos, xistos magnesianos, anfibolitos e metagabros. Intrusões graníticas foram identificadas na região, sendo adotada a denominação de Granitoides Sanga do Jobim. Estes granitoides foram datados em  $661 \pm 29$  Ma pelo método Rb/Sr, sendo esta a idade mínima sugerida para as sequências (REMUS, 1990).

Por fim, o ofiolito Bossoroca, alvo de estudo do presente trabalho, será abordado em um item específico a seguir.

## 2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO DA ÁREA DE ESTUDO

O Escudo Sul-Riograndense (Figura 4a) está localizado na parte meridional da Província Mantiqueira que é composta pelo Cinturão Dom Feliciano, Ribeira e Araçuaí (ALMEIDA et al., 1981). O Cinturão Dom Feliciano se estende desde o leste do Uruguai até o sul do Brasil e representa a extensão sul do Orógeno Brasileiro Neoproterozoico. É formado pela colagem de domínios oceânicos e fragmentos continentais entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari (FERNANDES et al., 1992; SAALMANN et al., 2011; PHILIPP et al., 2016). O Cinturão Dom Feliciano é formado pelo terreno São Gabriel, Cinturão Porongos, Batólito Pelotas e associações de antepaís (Bacia do Camaquã) com rochas Arqueanas e Paleoproterozoicas do embasamento intercaladas (REMUS et al., 1999; CHEMALE JR., 2000; HARTMANN et al., 2007; PERTILLE et al., 2017; ARENA, 2017).

Inserido nesse contexto, na porção oeste do Cinturão Dom Feliciano, o terreno São Gabriel (Figura 4b) se encontra ao norte do terreno Taquarembó, separados pelo Lineamento de Ibaré. É limitado a norte e a oeste pelas rochas da Bacia do Paraná e a leste pelos granitos e demais rochas metamórficas de Caçapava do Sul, separados pelo Lineamento Caçapava (CHEMALE JR., 2000).

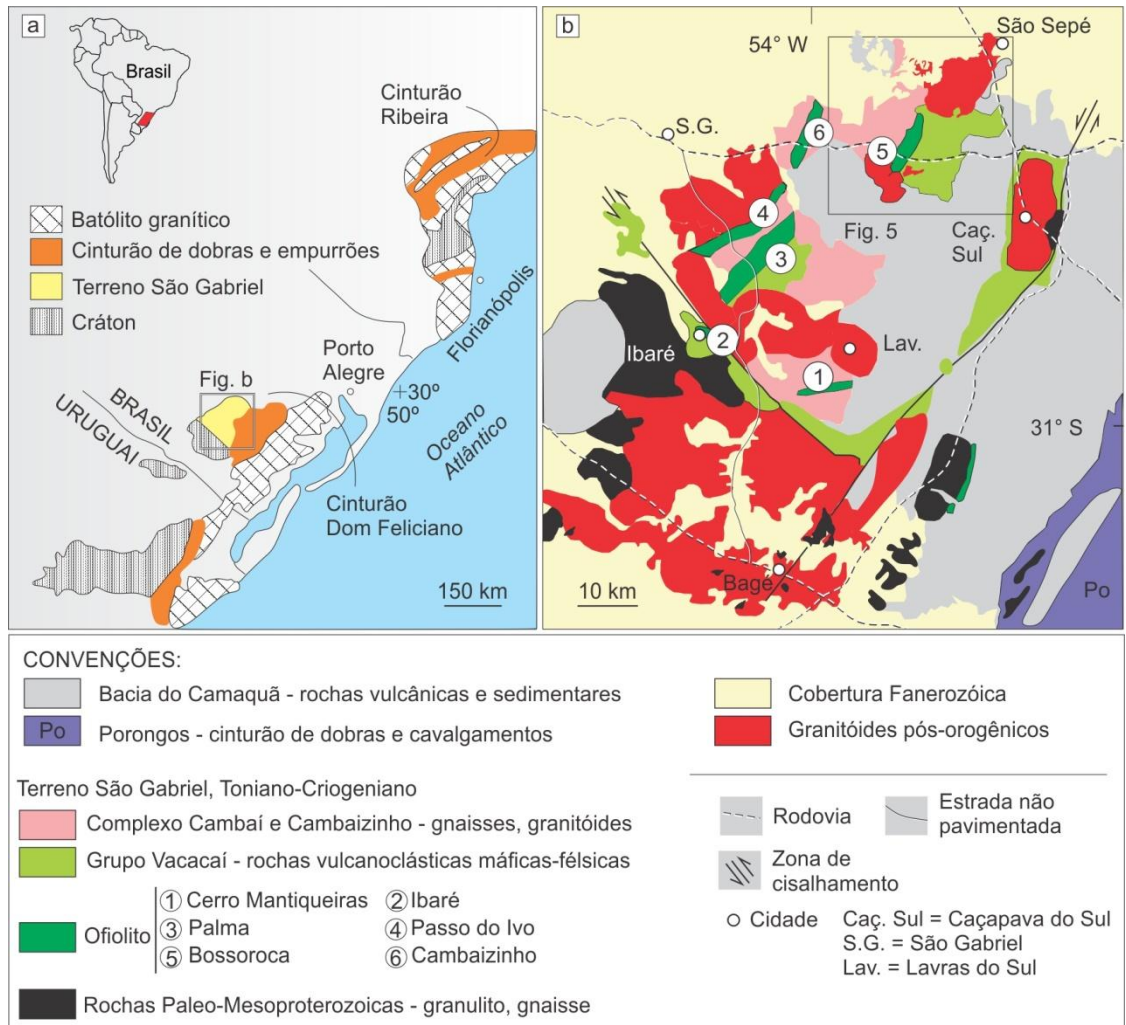
De acordo com Saalman et al. (2005a, 2005b, 2006, 2007), a estratigrafia do terreno São Gabriel compreende duas unidades: (1) sucessões de rochas metamórficas de origem vulcano-sedimentar do Grupo Palma e (2) o Complexo Cambaí. O Grupo Palma é subdividido em unidades superior e inferior baseado em observações estruturais. Grupo Palma Inferior compreende as Formações Cambaizinho e Cerro do Ouro, que consiste em metabasaltos, anfíbolitos e rochas ultramáficas tal como xistos magnesianos e serpentinitos. A Formação Cambaizinho inclui paragnaisse, quartzito e metapelito. Já o Grupo Palma Superior é caracterizado por rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias e rochas vulcanoclásticas intercaladas com meta-arenitos e metapelitos (Formação Campestre). A origem das sequências máfico-ultramáficas, intercaladas ou inseridas tectonicamente nas supracrustais é controversa. As propostas apresentadas atribuíram tanto uma gênese ligada à evolução de terrenos do tipo *greenstone belts* (SZUBERT et al., 1977; ZARPELON, 1986) como a sequências ofiolíticas (WILDNER, 1990; REMUS, 1990; REMUS et al, 1993, HARTMANN & REMUS, 2000). O Complexo Cambaí é composto por metadiorito sin-tectônico, ortognaisse de sequência TTG e monzogranito intrudindo o Grupo Palma Inferior.

O terreno São Gabriel evoluiu a partir de sucessivas formações de arcos de ilhas que foram subsequentemente amalgamados ao Cráton Rio de La Plata. O modelo de evolução geotectônico proposto por Saalman et al. (2006) compreende três eventos Brasileiros de idade Neoproterozóica.

- I – Formação do Arco de Ilha Passinho (880 Ma), posteriormente subductado e acrescido na margem leste do Cráton Rio de La Plata;
- II – Desenvolvimento de margem continental ativa (850-700 Ma) por meio de nova subducção na massa continental formada pelo Arco Passinho acrescido ao Cráton Rio de La Plata;
- III – O estágio final denominado Evento São Gabriel, em 700 Ma, por meio da colisão oblíqua entre o Cráton Rio de La Plata e a margem passiva Porongos/Encantadas.

O terreno São Gabriel consiste de remanescentes de complexos ofiolíticos e três arcos magmáticos neoproterozóicos (PHILIPP et al., 2016). O mais antigo é o arco intra-oceânico Passinho e o mais jovem representa uma margem continental ativa (São Gabriel e Dom

Feliciano). Através de dados isotópicos U-Pb em zircão, a evolução do terreno São Gabriel apresenta idades de 930 a 900 Ma para a abertura do Oceano Charrua e 890 a 680 Ma para o fechamento e geração do arco intra-oceânico Passinho (890 - 860 Ma) e arco São Gabriel (770 Ma – 680 Ma). A colisão dos sistemas de arco contra o Terreno Nico Pérez ocorreu em torno de 700 – 710 Ma e é marcado pela deposição do Complexo Pontas do Salso em 680 Ma (PHILIPP et al. 2018).



**Figura 4** a) Mapa geológico da porção sul da Província Mantiqueiras com os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. Modificado de Rapela et al. (2011), Arena et al. (2017) e Hartmann et al. (2019). b) Mapa geológico do terreno São Gabriel com a localização dos ofiolitos. Modificado de Philipp et al. (2016), Hartmann et al. (2019).

#### 2.4.1 Ofiolito Bossoroca

O Complexo Bossoroca foi proposto por Hartmann et al. (1982) para a região de Mata Grande, São Sepé, onde foram propostas três denominações:

(1) Sanga do Areal com intercalações de metaultramafitos e rochas calci-silicáticas, metapelitos, quartzitos e metavulcânicas básicas, com intrusões gabróicas (Gabro de Mata Grande);

- (2) Sequência Bossoroça para as litologias da Formação Vacacaí;
- (3) Complexo granito-gnáissico para as rochas atribuídas ao Grupo Cambaí.

Posteriormente, Koppe et al. (1985) e Wildner, (1990) propuseram para a sequência de rochas metavulcanosedimentares que afloram próximo à região da Mina da Bossoroça uma nova subdivisão. Esse complexo foi subdividido em:

(a) Sequência Arroio Lajeado incluindo rochas metaultramáficas e metamáficas, metacherts, BIF's e o Gabro de Mata Grande;

(b) Sequência Campestre compreendendo rochas metavulcanoclásticas e rochas metassedimentares.

Dentre os modelos geotectônicos propostos destacam-se o de Zarpelon (1986) que sugeriu a região da Mina da Bossoroça como sendo um fragmento de *greenstone belt*. Wildner (1990) interpretou as rochas ultramáficas como sendo corpos alóctones, posicionados junto a uma sequência de arco vulcânico, com rochas vulcanoclásticas e sedimentares associadas durante um processo de encurtamento crustal e fechamento de uma bacia oceânica. Remus et al. (1999) datou metadacitos da Sequência Campestre e sugeriu idade de cristalização em torno de 756 Ma para essas rochas. Essa idade foi interpretada como a idade mínima de cristalização também para as unidades ofiolíticas da Sequência Arroio Lajeado.

Recentemente, Hartmann et al. (2019), através da análise de um corpo de turmalinito maciço incluso em serpentinito, caracterizaram a origem oceânica dessas rochas e denominou a Sequência Arroio Lajeado de ofiolito Bossoroça. Análises U-Pb em cristais de zircão contidos no turmalinito resultaram na idade de 920 Ma para a sua formação em um ambiente de dorsal meso-oceânica e 700 Ma para idade de colocação no arco de ilhas. Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  são aproximadamente +12 e a análise dos elementos-traços indica derivação do manto depletado ( $\text{U}/\text{Yb} < 0.1$ ), comum em zircão de crosta oceânica. Análises químicas da turmalina classificam-na como dravita, dominada por Si, Al, Fe, Mg, com baixo conteúdo de Na e Ca. Análises isotópicas de boro na turmalina apresentam valores de  $\delta^{11}\text{B} = +1,0$  a  $+2,2$ , e  $\delta^{11}\text{B} = -8,2$  a  $-9,2$ . As razões isotópicas  $\delta^{11}\text{B}$  positivas indicam geração de turmalina em ambiente marinho (oceano e sedimentos marinhos terrígenos), enquanto as razões negativas são atribuídas a fluidos de origem continental (HARTMANN et al., 2019).

O ofiolito Bossoroça (Figura 5) faz contato a oeste com o Complexo Cambaí, a norte é intrudido pelo granito São Sepé, a leste é coberto pelas rochas da Bacia do Camaquã e Bacia do Paraná e a sul é intrudido pelos granitos Cerro da Cria e Ramada. O contato entre o ofiolito e a Formação Campestre é dado através de uma falha de empurrão (GUBERT et al. 2016).

#### 2.4.2 Suíte Intrusiva Saibro

Corpos graníticos tardi a pós-orogênicos intrudem o Escudo Sul-Riograndense marcando eventos finais do Ciclo Brasileiro. Na porção leste do Escudo, formando o arcabouço do Batólito Pelotas, predominam granitoides cálcico-alcinos evoluídos, com termos alcalinos subordinados. No terreno São Gabriel, porção oeste, essas intrusões são croncorrelatas as da porção leste, porém, exibem maior diversidade composicional, com granitos cálcico-alcinos alto K e rochas vulcânicas e plutônicas de afinidade shoshonítica e alcalina marcante (GASTAL & LAFON, 1998). Essas intrusões da porção oeste fazem parte da Suíte Intrusiva Saibro (SIS) definida por Gastal et al. (1992). Os granitos Cerro da Cria (GCC) e Ramada (GR) estão incluídos na SIS e intrudem o ofiolito Bossoroca na porção sul.

O GCC tem como principal fácies petrográfica o feldspato alcalino granito com textura equigranular hipidiomórfica, constituído por feldspato alcalino (pertita), quartzo, minerais opacos e biotita (CASTRO, 2016). Os cristais de quartzo sofreram eventos cataclásticos marcados pela recristalização e formação de texturas gráficas. O GCC é classificado como um granito *hypersolvus* de alta sílica, alcalino e metaluminoso (NAIME, 1987).

O GR é relacionado no espaço e no tempo a rochas ácidas e piroclásticas do Platô da Ramada (NARDI & BONIN, 1991). O plúton apresenta composição predominantemente monzogranítica em sua porção norte, gradando para termos sienograníticos na porção sul (NAIME & NARDI, 1991). Texturalmente são predominantemente equigranulares hipidiomórficos, com granulação média a fina. São observadas texturas inequigranulares e mesmo porfíricas. O feldspato alcalino é pertítico, sendo altamente dominante o componente potássico. As características geoquímicas atribuídas para o GR indicam afinidade alcalina (NAIME & NARDI, 1991).

Naime (1987), através da datação Rb-Sr realizada em amostras de monzogranitos do GR, obteve idade de  $463,5 \pm 12$  Ma para razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,710. Matté (2016) obteve idades U-Pb em zircão de  $558,2 \pm 2,3$  Ma.



### **3 METODOLOGIA**

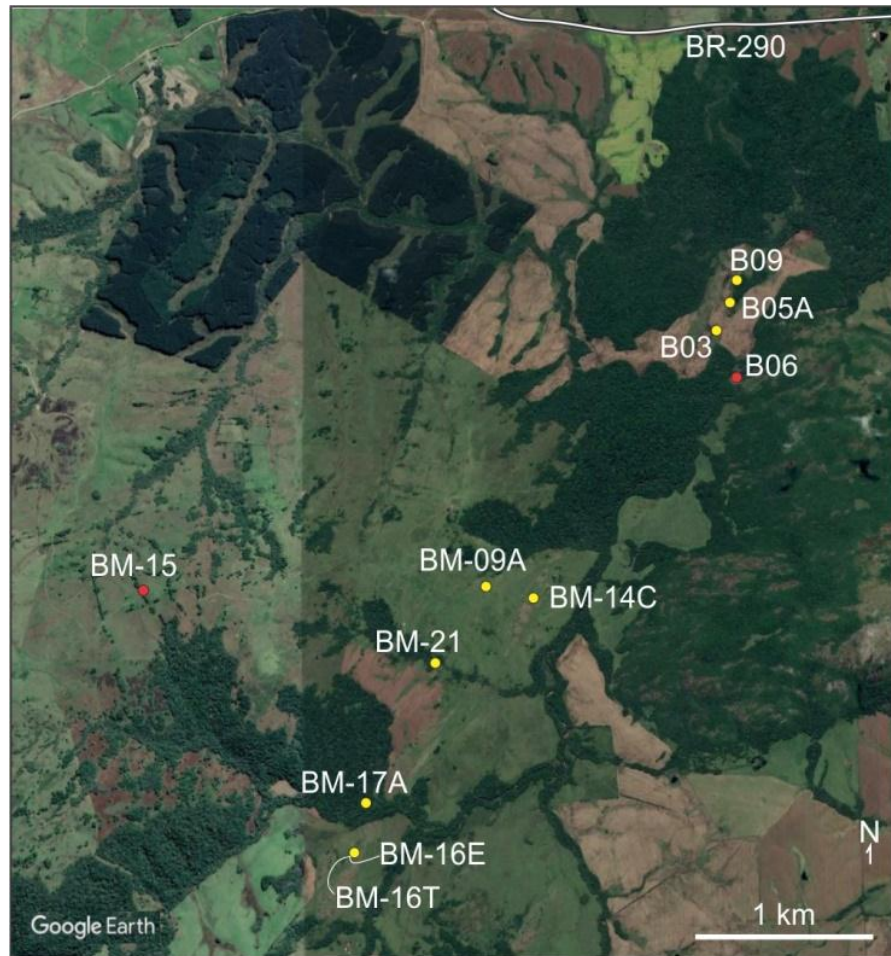
#### **3.1 ETAPA PRÉ-CAMPO**

A etapa pré-campo consistiu em levantamentos bibliográficos sobre trabalhos já realizados na região, análise de imagens de satélite obtidas pelo *Google Earth*, produção de imagens georreferenciadas com o uso do software QGis 2.18, para localização de afloramentos e vias de acesso, e análise de dados aerogeofísicos como a gamaespectrometria e magneto-espectrometria fornecidos pela CPRM, 2010. Essa etapa foi estratégica e de fundamental importância para a escolha da área de estudo e para o bom rendimento do trabalho de campo.

#### **3.2 ETAPA DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS**

Foram realizadas duas expedições de campo na porção sul do ofiolito Bossoroca. O campo teve como objetivo mapear a área de estudo, reconhecer as litológicas aflorantes, medir estruturas, identificar contatos e texturas e realizar coleta de amostras para posterior laminação e análises químicas e isotópicas. O datum de referência utilizado foi WGS<sub>84</sub>. Ao todo foram descritos 42 pontos e coletadas 48 amostras que, posteriormente, foram selecionadas para estudo. A localização das amostras selecionadas para estudo está na Figura 6. O número da amostra selecionada, coordenada, litologia e metodologia aplicada está esquematizada no Quadro 1 a seguir.





**Figura 6** Imagem *Google Earth* 2019 com a localização das amostras estudadas.

Amostra	Coordenada UTM (22 J)	Litologia	Metodologia aplicada
B03	232321/6634196	Serpentinito	Petrografia, química mineral
B05A	232346/6634334	Serpentinito	Petrografia, química mineral
B09	232451/6634506	Serpentinito	Petrografia, química mineral
BM-09A	230904/6632654	Serpentinito	Petrografia, química mineral
BM-14C	231184/6632588	Serpentinito	Petrografia, química mineral
BM-17A	230207/6631436	Serpentinito	Petrografia, química mineral
BM-16E	230149/ 6631191	Cloritito	Petrografia, química mineral
BM-16T	230149/ 6631191	Cloritito	Petrografia, química mineral, isótopos de B na turmalina
BM-21A	230603/6632220	Cloritito	Petrografia, química mineral
B06	232424/6633892	Granito Cerro da Cria	Petrografia, U-Pb-Hf em zircão
BM-15	228956/6632694	Granito Ramada	Petrografia, U-Pb-Hf em zircão

**Quadro 1** Relação da amostra, coordenada, litologia e metodologia aplicada para cada amostra.

### 3.3 ETAPA PÓS-CAMPO

A etapa pós-campo consistiu na preparação de amostras e obtenção de dados através de petrografia, análises químicas com os equipamentos Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), Microsonda Eletrônica (EPMA –*Electron Probe Micro Analyzer*) e análises isotópicas com a técnica de Ablação a Laser por Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado (LA-ICP-MS –*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). A preparação de amostras, petrografia e análises com MEV foram realizadas na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Análises de EPMA e LA-ICP-MS em zircão e turmalina foram realizadas na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Cada uma dessas etapas será detalhada a seguir.

#### 3.3.1 Preparação de Amostras

Após a etapa de campo, foram selecionadas 11 amostras para confecção de lâminas petrográficas. A confecção das lâminas de 30 µm de espessura foi executada de maneira usual e de rotina do laboratório. Para análises nos equipamentos MEV e microsonda a lâmina necessita de um polimento e da metalização com carbono para possibilitar a condução da corrente elétrica.

Foram selecionadas 3 amostras para o processo de separação dos minerais pesados portadores de U (zircão e monazita). O processo de separação consistiu em britagem, moagem, peneiramento e concentração das frações 80 a 120 mesh, separação magnética através do separador eletromagnético Franz e líquidos densos. Os cristais foram separados manualmente e montados em uma seção circular de araldite com 2,5 cm de diâmetro e polidos para a exposição dos núcleos dos cristais.

### **3.3.2 Petrografia**

A petrografia foi realizada no Instituto de Geociências da UFRGS. O equipamento utilizado foi o microscópio óptico da marca Leica modelo DM4500 com aumento de 2,5 a 10 x. A técnica utilizada foi a de luz transmitida que permitiu identificar a mineralogia, textura, realizar a classificação da rocha e por fim selecionar campos para a análise de química mineral. As abreviações minerais seguiram a padronização internacional proposta por Whitney & Evans (2010).

### **3.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)**

O MEV é uma técnica analítica que se baseia na incidência de um feixe de elétrons de alta energia em vácuo sobre a superfície da amostra que emite elétrons secundários, retroespalhados, raios-X característicos e catodoluminescência (DEDAVID et al., 2007). Os elétrons secundários proporcionam resultados de topografia e superfície da amostra e os elétrons retroespalhados (BSE), utilizados nesse trabalho, fornecem uma noção da composição da amostra. Essa composição é mostrada em uma imagem em tons de cinza e o contraste é em função do número atômico dos elementos presentes na amostra, quanto maior o número atômico mais claro será o tom de cinza. O MEV possui acoplado a ele um espectrômetro de raios-x por energia dispersiva (EDS – *energy dispersive spectrometry*) que permite fazer uma análise simultânea qualitativa/semi-quantitativa da química mineral da amostra, uma das principais limitações da técnica (VASCONCELLOS & HINRICHS, 2014).

Nesse trabalho, a técnica tem como finalidade identificar zoneamento, morfologia interna dos cristais, fraturas e inclusões nos minerais portadores de U (zircão e monazita) com o objetivo de auxiliar na escolha do local a ser analisado pelo *laser*. Essa etapa foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI-CPGq-IGEO-UFRGS) com o equipamento da marca JEOL modelo JSM-6610. O equipamento operou sob condições de 20 kV de voltagem e o aumento utilizado foi de 200x.

### 3.3.4 Microsonda Eletrônica

Técnica que consiste na incidência de um feixe de elétrons pontual em vácuo sobre a amostra que libera raios-X característicos para cada elemento químico. Os raios-X são lidos por espectrômetros de raios-X por comprimento de onda (WDS - *wavelength dispersive spectroscopy*) acoplados à máquina. Diferentemente do espectrômetro EDS, os espectrômetros WDS permitem uma análise quantitativa de química mineral. Os resultados fornecidos são de elementos maiores em forma de óxidos e em alguns casos dependendo da rotina de análise tem-se o resultado de elementos traço. A principal limitação da técnica é a não detecção de elementos leves abaixo do flúor e a não distinção de valência, como por exemplo, a distinção de  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  que é feita através de cálculos estequiométricos (CHATTERJEE, 2012).

As análises químicas com microsonda eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Microanálise (LMic) do DEGEO-UFOP com o equipamento da marca JEOL, modelo JXA-8230 *superprobe*, que conta com 5 espectrômetros WDS, um espectrômetro EDS e filamento de tungstênio. Nesse trabalho foram realizadas análises químicas de Cr-espínélio, clorita, serpentina, olivina, anfibólio e magnetita e mapas químicos quantitativos de turmalina e Cr-espínélio. Para análises de silicatos e óxidos, o equipamento operou sob condições de 15kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente. O tamanho do ponto analítico (*spot size*) foi de 5  $\mu\text{m}$ . Os padrões utilizados foram: F-apatita (Ca, F, P); anortoclásio (Na); gahnita (Al, Zn); quartzo (Si); magnetita (Fe); cromita (Cr); olivina (Mg); rutilo (Ti); MnO (Mn); microclíneo (K); NiO (Ni). A raia analítica  $K\alpha$  foi escolhida para todos os elementos analisados nos silicatos e óxidos. Durante as análises de Cr-espínélio, os tempos de contagem (*peak/background*) utilizados foram 30/15s para os elementos Na, F, Si, Al, Mg, Fe, Cl, Ti, P, Ca, K e Mn e 10/5s para Zn, Cr e Ni. Para as análises de turmalina, clorita e demais silicatos, os tempos de contagem foram de 30/15s para Ba, Cr, Sr and e de 10/5s para Ti Na, F, Si, Al, Mg, Fe, Cl, P, Ca, K e Mn.

Para o cálculo da fórmula mineral foram utilizadas planilhas do MicrosoftExcel e o *software* MinPet. Diagramas geoquímicos foram construídos através do *software* GCDkit 4.1 e CorelDraw.

### 3.3.5 Ablação a Laser por Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado (LA-ICP-MS)

É um tipo de espectrometria de massa que é capaz de detectar mais de 70 elementos presentes em baixas concentrações ( $\mu\text{g/L}$  e  $\text{ng/L}$ ) e alguns isótopos. A técnica consiste na

emissão de um *laser* focalizado que vaporiza pequenos fragmentos da superfície do grão formando um vapor livre de solventes e liberando os elementos. Esse vapor é transportado por um gás (Ar ou He) para a tocha do ICP, onde os fragmentos são decompostos, atomizados, ionizados e analisados pelo espectrômetro de massa. A separação isotópica se dá por um eletroímã (D'ORIANO, 2008).

Neste trabalho, essa técnica foi utilizada na obtenção de isótopos estáveis de B em turmalina do ofiolito e isótopos radiogênicos U-Pb e Lu-Hf de amostras de granito (Cerro da Cria e Ramada). As condições analíticas e padrões utilizados para cada análise serão explicados a seguir.

### 3.3.5.1 Isótopos estáveis de B

Boro é um elemento de baixo número atômico ( $Z = 5$ ), volátil, litófilo que possui dois isótopos estáveis:  $^{10}\text{B}$  e  $^{11}\text{B}$ . O amplo fracionamento do B a baixas temperaturas permite o uso deste isótopo estável em estudos sobre processos que atuam na superfície terrestre e processos de interação fluido-rocha, como nos sistemas hidrotermais que ocorrem no fundo do mar. O enriquecimento da crosta em B e a diferença significativa na composição isotópica do B entre crosta continental, água do mar e manto depletado permitem que esse sistema isotópico seja um poderoso rastreador para evolução do sistema oceano-crosta-manto (MARCHALL & FOSTER, 2018).

O B é um elemento que normalmente está ligado ao O, principalmente nos minerais e na água. Essa ligação pode formar complexos tetraédricos, como o  $\text{B}(\text{OH})_4^-$ , ou complexos trigonais, como  $\text{B}(\text{OH})_3$ . O fracionamento entre os isótopos  $^{10}\text{B}$  e  $^{11}\text{B}$  é controlado por sua partição relativa entre as espécies trigonais e tetragonais. O isótopo pesado  $^{11}\text{B}$  se concentra nas espécies trigonais enquanto o isótopo leve  $^{10}\text{B}$  se concentra nas espécies tetragonais. As razões isotópicas são reportadas com a notação de  $\delta^{11}\text{B}$ . O cálculo do parâmetro  $\delta^{11}\text{B}$  é dado pela fórmula (HENRY & DUTROW, 1996):

$$\delta^{11}\text{B} = \left\{ \left[ \frac{\frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}}_{\text{amostra}}}{\frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}}_{\text{padrão}}} \right] - 1 \right\} \times 10^3$$

Devido à sua natureza refratária e à capacidade de acomodar muitos elementos, a turmalina é muito utilizada em estudos geoquímicos e de isótopos de B. Esse mineral tem a capacidade de manter a distinção isotópica do B e, uma vez que esse elemento é incorporado na estrutura do mineral, não ocorre mais fracionamento isotópico (HENRY & DUTROW, 1996).

O grau de fracionamento isotópico e o conteúdo de B também é controlado pelo pH do fluido. Em fluidos com baixo pH, a formação do ácido bórico ( $B(OH)_3$ ) é favorecida e o B apresenta um alto grau de fracionamento isotópico com baixo índice de adsorção nas argilas. Em condições de pH elevado, a adsorção do íon borato se torna substancial, de modo que há enriquecimento de B nos minerais de argila. Para a água do mar que possui média de pH 8,2, o B adsorvido em minerais de argila de sedimentos marinhos profundos terá um valor de  $\delta^{11}B$  de +14,2 ‰ em relação a água do mar que possui valores de  $\delta^{11}B$  próximos a +40 ‰. A composição isotópica retida pelas argilas deve refletir-se na composição isotópica da turmalina desenvolvida a partir desses minerais de argila. Os isótopos de B podem ser efetivamente usados para inferir a fonte dos fluidos e os processos de baixa temperatura envolvidos na formação de turmalinas em rochas metamórficas (HENRY & DUTROW, 1996).

Nesse trabalho foram obtidos isótopos de B em cristais de turmalina do cloritito metassomático. As análises foram feitas no Laboratório de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP) através da técnica LA-ICP-MS. A metodologia aqui descrita segue o padrão de Arena et al. (2019) e Hartmann et al. (2019). O equipamento utilizado foi o Thermo-Scientific Neptune Plus multi coletor ICP-MS com sistema *laser* Photon Machines 193 Excimer acoplado. Foram realizadas 46 análises em cristais de turmalina com controle de imagem BSE a fim de analisar as diferentes zonas da turmalina. O equipamento operou sob condições de 15 Hz de frequência e energia de 7 J/cm<sup>2</sup>. Para calibragem do equipamento foi utilizado como padrão a turmalina B4 (schorlita,  $\delta^{11}B = -8,62$  ‰) (TONARINI et al., 2003). Para cálculo do  $\delta^{11}B$  foi utilizado o padrão de ácido bórico NSB SRM 951 com razão  $^{11}B/^{10}B = 4,04362 \pm 0,00137$  (CANTAZARO et al., 1970).

### 3.3.5.2 Isótopos radiogênicos U-Pb e Lu-Hf

A combinação de composições U-Pb e Lu-Hf medidas em cristais de zircão permite a obtenção de idades de cristalização do zircão bem como o rastreamento da fonte a qual o zircão cristalizou (ex: manto depletado *versus* crosta continental antiga) fornecendo informações valiosas para o estudo de evolução crustal (SPENCER et al., 2019). O mineral zircão é considerado ideal para a aplicação dessas duas técnicas devido a combinação de condições químicas e físicas e a capacidade de hospedar elementos terras raras e traços em sua estrutura. O zircão apresenta estrutura cristalina muito resistente com temperaturas de bloqueio elevadas para o sistema U-Pb (~800 °C) e em torno de 200°C para o sistema Lu-Hf.

O sistema isotópico U-Pb baseia-se no decaimento radioativo dos isótopos  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  que geram os isótopos estáveis  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$ , respectivamente. O decaimento do  $^{235}\text{U}$  para  $^{207}\text{Pb}$  possui valor de meia-vida de 0,704 Ga; o decaimento do  $^{238}\text{U}$  para  $^{206}\text{Pb}$  possui valor de meia-vida de 4,47 Ga. A curva concórdia representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtidos pelos dois cronômetros  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Em inúmeros casos, os pontos analíticos se mostram discordantes da curva concórdia, mas alinhados segundo uma reta denominada de discórdia. A idade obtida pelo intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia pode representar a idade da cristalização dos cristais de zircão. Para o intercepto inferior existem interpretações que relacionam o valor obtido a uma perda de Pb episódica ou contínua. Se a perda estiver relacionada a um episódio tectônico, a idade obtida para o intercepto inferior pode ser associada ao mesmo e, portanto, ter significado geológico. Por outro lado, se a perda de Pb é contínua, tal como observada em cristais de zircão metamórfico, a idade do intercepto inferior não terá significado geológico (SATO et al., 2008).

Nesse trabalho foram obtidas idades U-Pb em cristais de zircão dos granitos Cerro da Cria e Ramada com o objetivo de posicionar no tempo essas rochas que intrudem o ofiolito para entender melhor a evolução da área de estudo. As análises foram feitas no Laboratório de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP) através da técnica LA-ICP-MS. A metodologia aqui descrita segue o padrão de Hartmann et al. (2019) e Schannor et al. (2019). O equipamento utilizado foi o ThermoScientific Element 2 *sector field* (SF) ICP-MS acoplado ao sistema *laser* CETAC LSX-213 G2+. Foram realizadas análises em 20 cristais de zircão da amostra Granito Cerro da Cria (B06) e em 30 cristais de zircão do Granito Ramada (BM15). O equipamento funcionou no modo alta sensibilidade utilizando o tamanho de 20  $\mu\text{m}$  para *spot* analisado com energia de 15 %, frequência de disparo do laser de 15 Hz e 15 s de atraso do obturador. Os padrões de zircão utilizados para calibração foram: BB, GJ-1 (JACKSON et al., 2004) e Plešovice. Para a amostra B06 - Granito Cerro da Cria, a idade concórdia para o padrão BB foi de  $563,4 \pm 3,8$  Ma (2SD, n = 12; MSWD = 2,3); para o padrão GJ-1 foi de  $601,9 \pm 3,9$  Ma (2SD, n = 12; MSWD = 0,074); para o padrão Plešovice foi de  $339,1 \pm 2,5$  Ma (2SD, n = 12; MSWD = 0,096). Para a amostra BM15 - Granito Ramada, a idade concórdia para o padrão BB foi de  $562,3 \pm 3,7$  Ma (2SD, n = 8; MSWD = 0,21); para o padrão GJ-1 foi de  $602,7 \pm 3,7$  (2SD, n = 8; MSWD = 0,0098); para o padrão Plešovice foi de  $340,9 \pm 3,1$  Ma (2SD, n = 8; MSWD = 1,5). Os dados obtidos foram inicialmente reduzidos através do software Glitter (VAN ACHTERBERGH et al., 2001) e depois exportados e corrigidos com o uso de planilhas próprias do laboratório. As idades calculadas e diagramas

da concórdia foram feitos utilizando o software IsoplotEx 4 (LUDWIG, 2003). Incertezas das análises individuais estão no nível  $2\sigma$ .

O sistema isotópico Lu-Hf consiste no decaimento do isótopo instável  $^{176}\text{Lu}$  para o isótopo estável  $^{176}\text{Hf}$  com valor de meia-vida de 37,2 Ga. Lu é um elemento terra rara pertencente ao grupo dos lantanídeos da tabela periódica e possui dois isótopos naturais:  $^{175}\text{Lu}$  (estável) e  $^{176}\text{Lu}$  (radioativo). Hf é um elemento de alto potencial iônico e possui seis isótopos:  $^{176}\text{Hf}$ ,  $^{177}\text{Hf}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{179}\text{Hf}$  e  $^{180}\text{Hf}$ . Por possuir comportamento geoquímico muito semelhante ao elemento Zr, o Hf é altamente compatível na estrutura do zircão em relação ao Lu e, além de ser retido mais facilmente, suas concentrações podem chegar a 3% (MATTEINI et al., 2010; BERTOTTI, 2012).

O sistema Lu-Hf é utilizado para estudar a história de formação do sistema manto-crosta na Terra. Esse sistema isotópico é muito semelhante ao sistema Sm-Nd. As principais diferenças estão nas propriedades químicas desses elementos. Enquanto os elementos Sm e Nd fazem parte do grupo dos elementos terras raras leves, o Lu pertence ao grupo dos terras raras pesadas e o Hf do grupo dos metais de transição e isso implica diferentes características do Lu e do Hf ao longo da evolução do sistema manto-crosta. O Hf é mais incompatível do que o Lu durante os processos de fusão parcial do manto. Assim, durante os primeiros eventos de geração de crosta juvenil no Arqueano, a crosta se tornou enriquecida em Hf e depletada em Lu. Dessa forma, a partir de um único manto primordial com composição isotópica condrítica de Lu e Hf (chamado de composição CHUR – reservatório uniforme condrítico), foram gerados reservatórios com diferentes razões Lu/Hf: a crosta com  $\text{Lu/Hf}_{\text{crosta}} < \text{Lu/Hf}_{\text{CHUR}}$  e o mato depletado com  $\text{Lu/Hf}_{\text{manto}} > \text{Lu/Hf}_{\text{CHUR}}$ . O desvio das fontes em relação ao CHUR é indicado pela notação  $\epsilon$ . A fórmula para cálculo do  $\epsilon_{\text{Hf}}$  é (MATTEINI et al. 2010):

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[ \frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{amostra}}}{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Neste trabalho, foram obtidas razões isotópicas Lu-Hf em cristais de zircão dos granitos Cerro da Cria e Ramada. As análises foram feitas no Laboratório de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP) através da técnica LA-ICP-MS. O equipamento utilizado foi o sistema *laser ablation* Thermo-Fisher Neptune com MC-ICPMS acoplado a *Photon Machines* 193 ( $\lambda = 193 \text{ nm}$ ) *ArF Excimer*. Foram realizadas análises em 20 cristais de zircão da amostra Granito Cerro da Cria (B06) e em 30 cristais de zircão do Granito Ramada (BM15). A localização do *spot* analítico coincide com o *spot* U-Pb obtido



previamente. O tamanho do *spot laser* disparado foi de 50  $\mu\text{m}$  a uma taxa de repetição de 5 Hz e energia de 3  $\text{J}/\text{cm}^2$  durante 60 s. Para calibrar os resultados, foram utilizados 5 padrões diferentes: BB (SANTOS et al., 2017), Mud tank (WOODHEAD & HERGT, 2005), GJ-1 e Plešovice (SLÁMA et al., 2008). Análises dos padrões produziram valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de  $0,2816713 \pm 0,0000028$  para BB;  $0,282504 \pm 0,0000044$  para Mud tank;  $0,2820000 \pm 0,0000005$  para GJ-1 e  $0,2820000 \pm 0,0000005$  para Plešovice. Os valores obtidos são compatíveis com o erro recomendado. Para o cálculo da razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  inicial foi utilizada a constante  $\lambda = 1,867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  (SÖDERLUND et al., 2004) Para o cálculo do valor inicial de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  foi utilizado como razão para o CHUR  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  0,0336 e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ . Os valores das razões do manto depletado são  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,03933$  e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,283294$  (BLICHERT-TOFT & PUCHTEL, 2010) e  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0113$  para a crosta continental média (RUDNICK & GAO, 2003).

## 4 RESULTADOS

### 4.1 CARACTERIZAÇÃO DE CAMPO DO CORPO OFIOLÍTICO

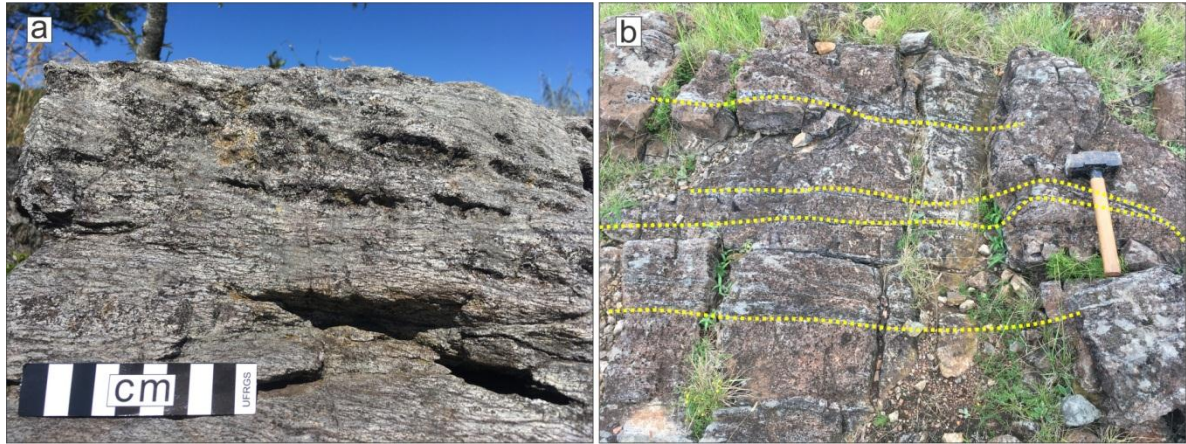
Três corpos alongados de serpentinito foram mapeados na porção sul do ofiolito Bossoroça (Figura 7a). As rochas afloram no topo das coxilhas em um extenso campo recoberto por gramíneas, próximos a fazendas e são cortados pelo Arroio Lajeado, que empresta o nome estratigráfico para formação que contém as rochas ultramáficas. Ao total, os corpos possuem aproximadamente 1,7 km de extensão por 200 m de largura e mergulham 60° para NO (Figura 7c).



**Figura 7** a) Imagem Google Earth 2019 da área de estudo; b) Afloramento de serpentinitos do corpo ao norte; c) Afloramento de serpentinitos no topo de coxilhas com mergulho de 60 NO; d) Afloramento de serpentinitos em topo de coxilhas.

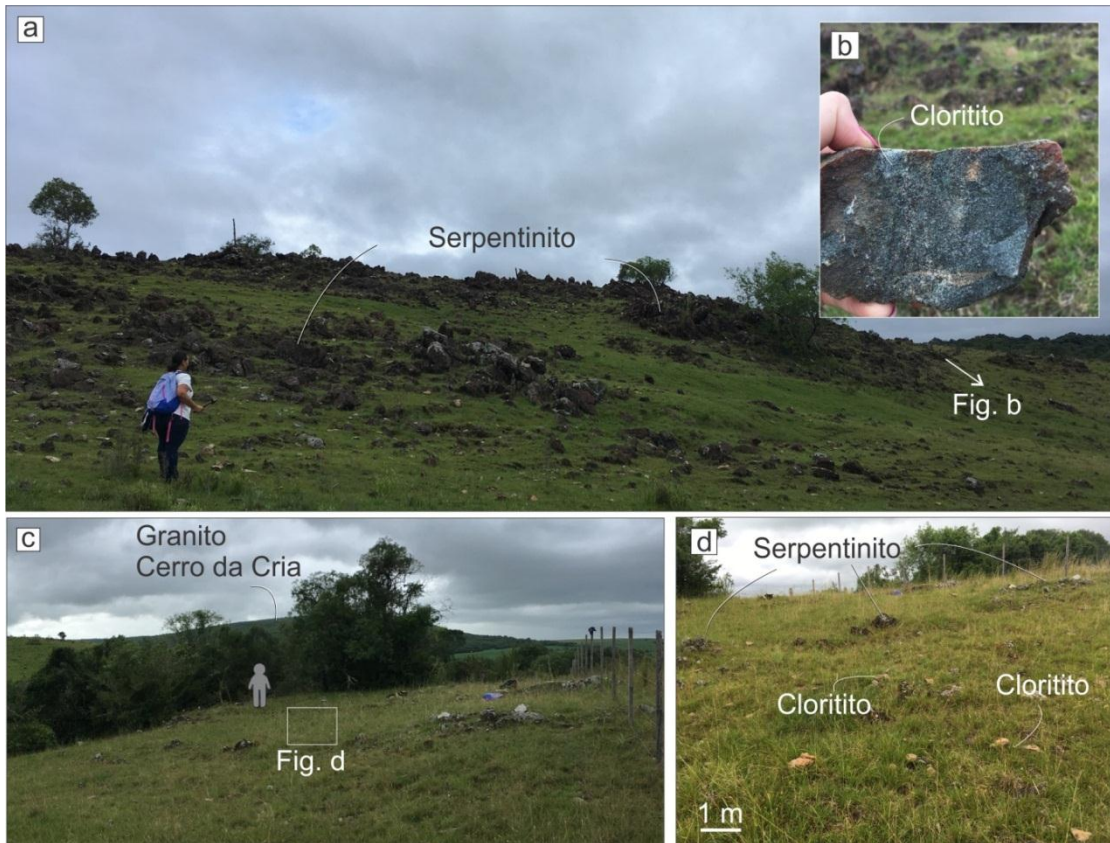
Os serpentinitos apresentam variação na coloração, na estrutura e na textura. São pretos quando alterados e verdes a cinza escuros quando frescos. Em algumas porções são esbranquiçados, indicando serpentinição mais intensa. Em termos de estrutura, na maioria das ocorrências a rocha é maciça, mas em alguns afloramentos é possível identificar um

bandamento incipiente marcado pela orientação da serpentina e pelos veios de magnetita (Figura 8).



**Figura 8** a) Afloramentos de serpentinito com bandamento incipiente marcado pela orientação da serpentina; b) Afloramento do tipo lajeado de serpentinito com bandamento marcado pela magnetita.

Clorititos são rochas que possuem mais de 90% de clorita. Na região de estudo essas rochas afloram em regiões rebaixadas e na base das coxilhas (Figura 9a, b) na forma de blocos soltos que estão imersos no serpentinito (Figura 9c). Os blocos possuem tamanho de 0,5 – 1 m. A maioria dos blocos apresenta estrutura maciça e alguns apresentam foliação incipiente. Os clorititos possuem coloração verde escuro (Figura 9b) e textura lepidoblástica. Devido à alteração intempérica dos blocos, a turmalina associada ao cloritito não foi identificada no campo. O mineral foi identificado posteriormente durante a fase de preparação das amostras na face fresca de uma amostra serrada de cloritito.



**Figura 9** Fotografias de campo. a) Ocorrência de blocos de clorititos imersos no serpentinito; b) Bloco de cloritito de coloração verde característica; c) Vista para leste da região rebaixada onde afloram blocos de clorititos; d) Blocos de cloritito.

Adicionalmente, foram coletadas amostras dos Granitos Cerro da Cria e Ramada que intrudem o ofiolito. O contato direto entre essas intrusões e os serpentinitos não foi identificado.

## 4.2 PETROGRAFIA

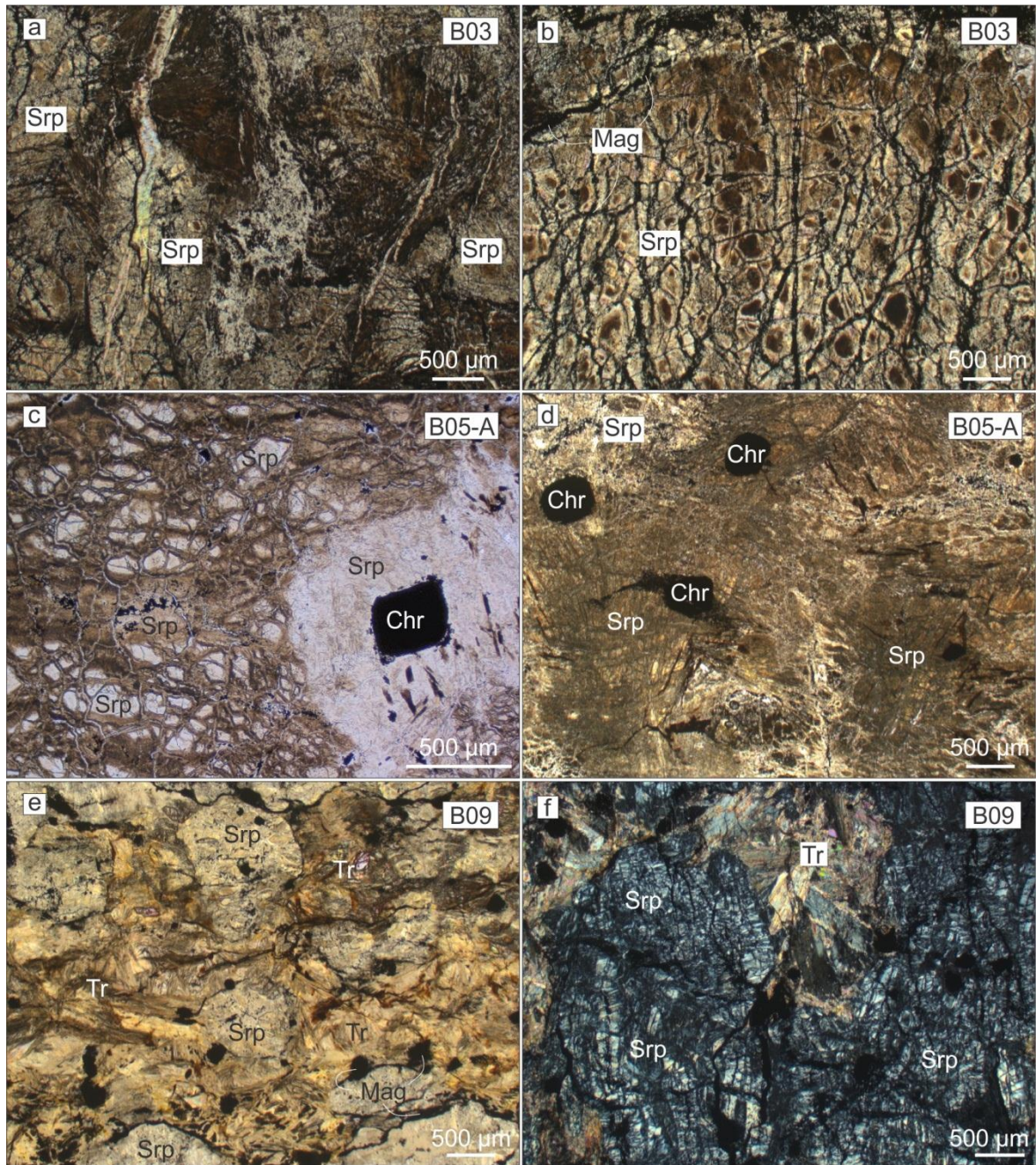
Nessa etapa, serão apresentados dados petrográficos de amostras de serpentinitos, clorititos e dos granitos Cerro da Cria e Ramada.

### 4.2.1 Serpentinitos

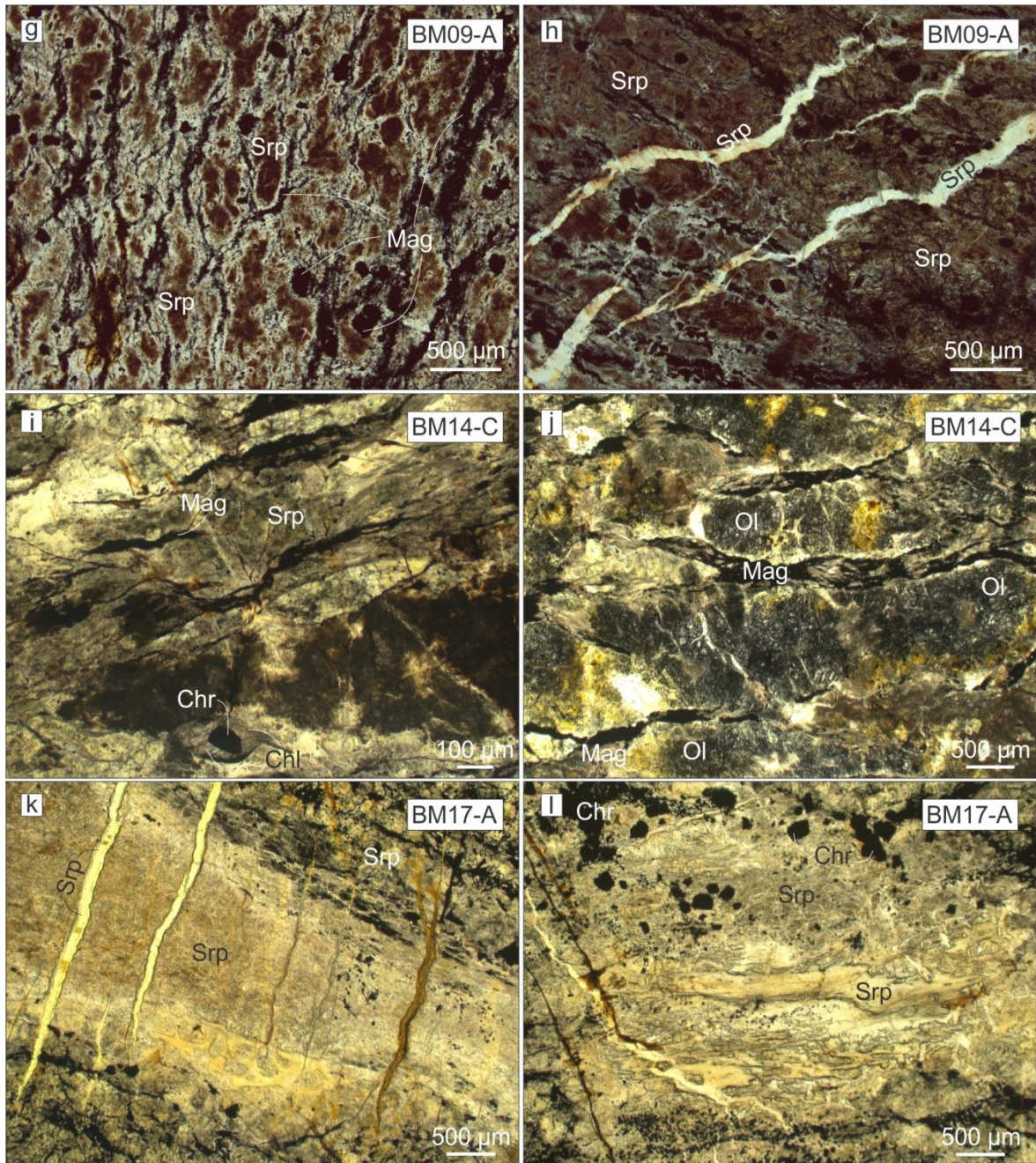
Os serpentinitos, de uma maneira geral, são compostos por serpentina (75-90%), tremolita (10%), magnetita (7-10%), Cr-espinélio (~4%) e clorita (~3%). A serpentina possui diferentes texturas: textura do tipo *mesh*, fibrosa, massa microcristalina e preenchendo veios. Geralmente as quatro texturas aparecem correlacionadas nas lâminas, conforme pode ser visualizados nas Figura 10 e Figura 11. A granulação varia de média a grossa. A tremolita, presente em algumas amostras, apresenta crescimento radial com cristais de até 0.7 mm. A magnetita forma veios entre as serpentinas e pequenos cristais subédricos a euédricos. Clorita está associada ao Cr-espinélio. O Cr-espinélio ocorre nas lâminas de maneira disseminada; possui forma subédrica e tamanho de até 500 µm. A relação lâmina, mineralogia, textura observada e classificação da amostra estão relacionadas no Quadro 2.

Amostra	Mineralogia	Textura	Rocha
B03	Serpentina; magnetita	Massa microcristalina; fibrosa; veios	Serpentinito
B05-A	Serpentina; Cr-espinélio	Fibrosa; <i>mesh</i>	Serpentinito
B09	Serpentina; tremolita; magnetita	Fibrosa; <i>mesh</i>	Serpentinito
BM09-A	Serpentina; Cr-espinélio; magnetita	Massa microcristalina; fibrosa	Serpentinito
BM14-C	Serpentina; tremolita; olivina; Cr-espinélio; magnetita; clorita	<i>Mesh</i> ; massa microcristalina	Serpentinito
BM17-A	Serpentina; Cr-espinélio; magnetita	Massa microcristalina; <i>mesh</i> ; fibrosa; veios	Serpentinito

**Quadro 2** Relação da amostra, mineralogia, textura e classificação para as amostras de serpentinito.



**Figura 10** Fotomicrografias das amostras de serpentinito. a) Amostra B03 com presença da massa microcristalina e veios de serpentina. Imagem à luz natural; b) Amostra B03 com textura tipo mesh e veios de magnetita. Imagem à luz natural; c) Amostra B05-A com serpentina tipo *mesh* com cristal de Cr-espinélio. Imagem à luz natural; d) Amostra B05-A com serpentina fibrosa e cristais de Cr-espinélio disseminados na amostra. Imagem à luz natural; e) Amostra B09 com serpentina e tremolita. Imagem à luz natural; f) Amostra B09 com serpentina e tremolita com crescimento fibrorradiado. Imagem a nicóis cruzados. Srp = serpentina; Mag = magnetita; Chr = cromita; Tr = tremolita.



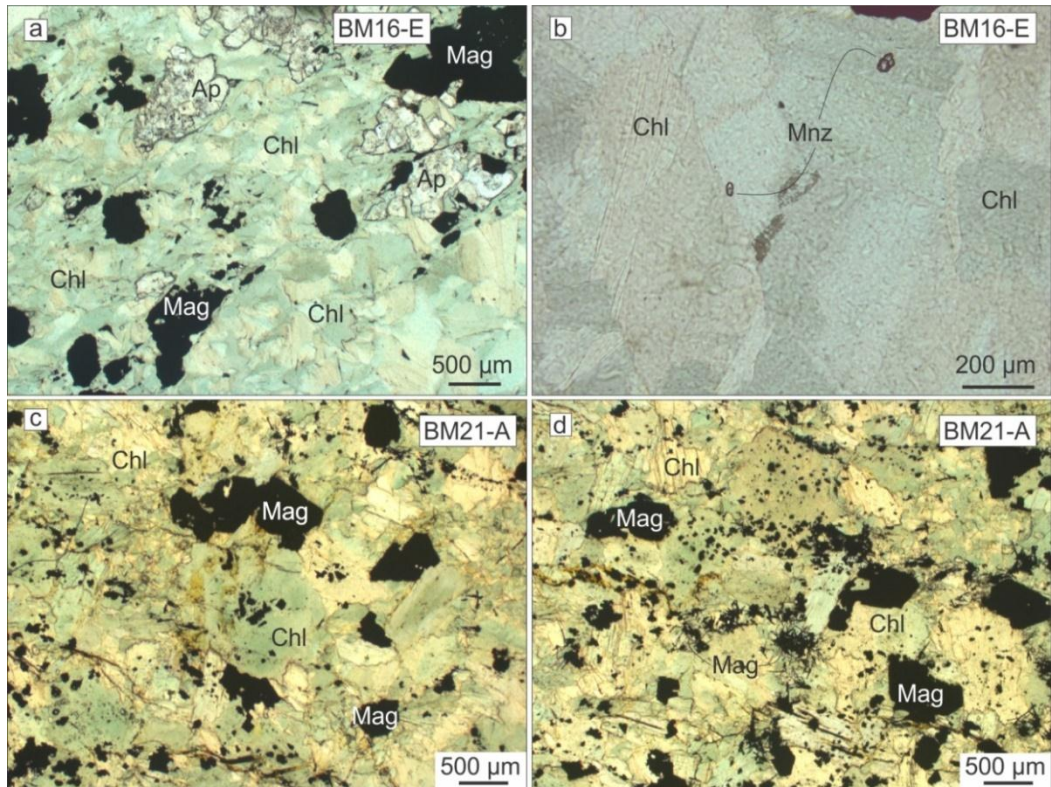
**Figura 11** Fotomicrografias à luz natural das amostras de serpentinito. g, h) Amostra BM09-A com massa microcristalina e veios de serpentina. Presença de alguns cristais de magnetita; i) Amostra BM14-C com serpentina, veios de magnetita, Cr-espinélio associado com clorita; j) Amostra BM14-C com alguns núcleos reliquiares de olivina e serpentina tipo *mesh* substituindo a olivina; k) Amostra BM17-A com massa microcristalina e veios de serpentina; l) Amostra BM17-A com serpentina e cristais de Cr-espinélio. Srp = serpentina; Mag = magnetita; Chr = cromita; Ol = olivina; Chl = clorita.

#### 4.2.2 Clorititos

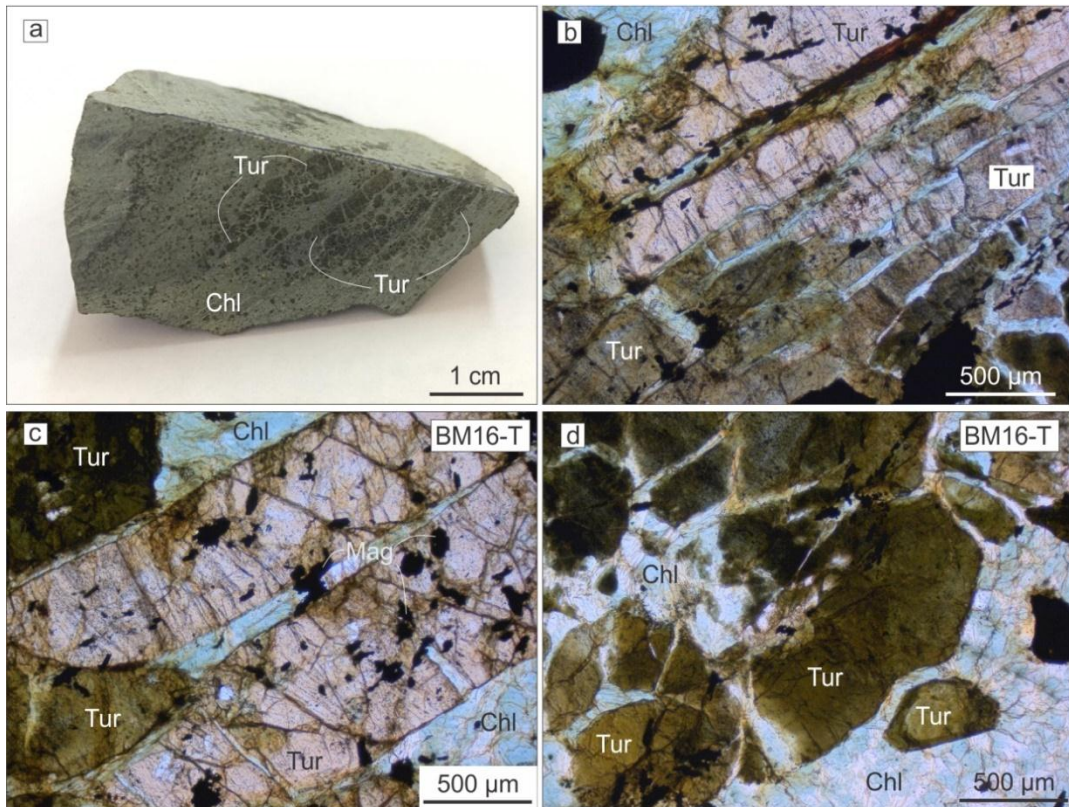
Os clorititos estudados são rochas essencialmente monominerálicas e apresentam pouca diferença modal e textural entre si, com a exceção da amostra BM-16T que contém turmalina. Os clorititos apresentam textura lepidoblástica marcada pela orientação da clorita. As rochas são compostas por clorita magnésiana (~90%), magnetita (~6%), apatita (~4%) e a monazita é acessório (< 1%). A clorita possui formas anédricas e coloração esverdeada a luz natural. Em alguns grãos observa-se pleocroísmo de verde escuro a verde claro (Figura 12c). Cristais de magnetita possuem aproximadamente 500  $\mu\text{m}$  e forma euédrica. Na lâmina BM21-A, cristais de magnetita são aciculares e fibrorradiados (Figura 12d). Cristais de apatita estão presentes em todas as lâminas e possuem forma subédrica com dimensões até 600  $\mu\text{m}$  de tamanho (Figura 12a). Cristais de monazita foram identificados na amostra BM16-E. Eles possuem forma anédrica à subédrica e dimensões de até 20  $\mu\text{m}$  de tamanho (Figura 12b).

A amostra BM16-T de cloritito com turmalina apresenta textura lepidoblástica com composição modal de clorita magnésiana (50%), turmalina (40%), magnetita (7%) e apatita (3%). Em amostra de mão, a turmalina é preta com cristais de até 1 cm de tamanho e está imersa em clorita (Figura 13a). Sob o microscópio ótico, a turmalina apresenta tons rosados a esverdeados a luz natural (Figura 13b, c, d). Os cristais possuem até 0,7 cm de tamanho e forma euédrica a subédrica. Clorita preenche espaços e fraturas entre os cristais de turmalina (Figura 13c). Em alguns cristais é possível perceber uma zonação com identificação de núcleo e borda (Figura 13d). Pequenos cristais de magnetita de até 200  $\mu\text{m}$  de tamanho ocorrem associados à turmalina.





**Figura 12** Fotomicrografias à luz natural das amostras de cloritito. a) Cloritito com cristais esverdeados de clorita e cristais euédricos de magnetita e apatita; b) Cristais de monazita imersos em clorita; c) Cristais de clorita e magnetita; d) Cristais de clorita e magnetita euédrica e acicular com crescimento fibrorradiado. Chl = clorita; Ap = apatita; Mag = magnetita; Mnz = monazita.

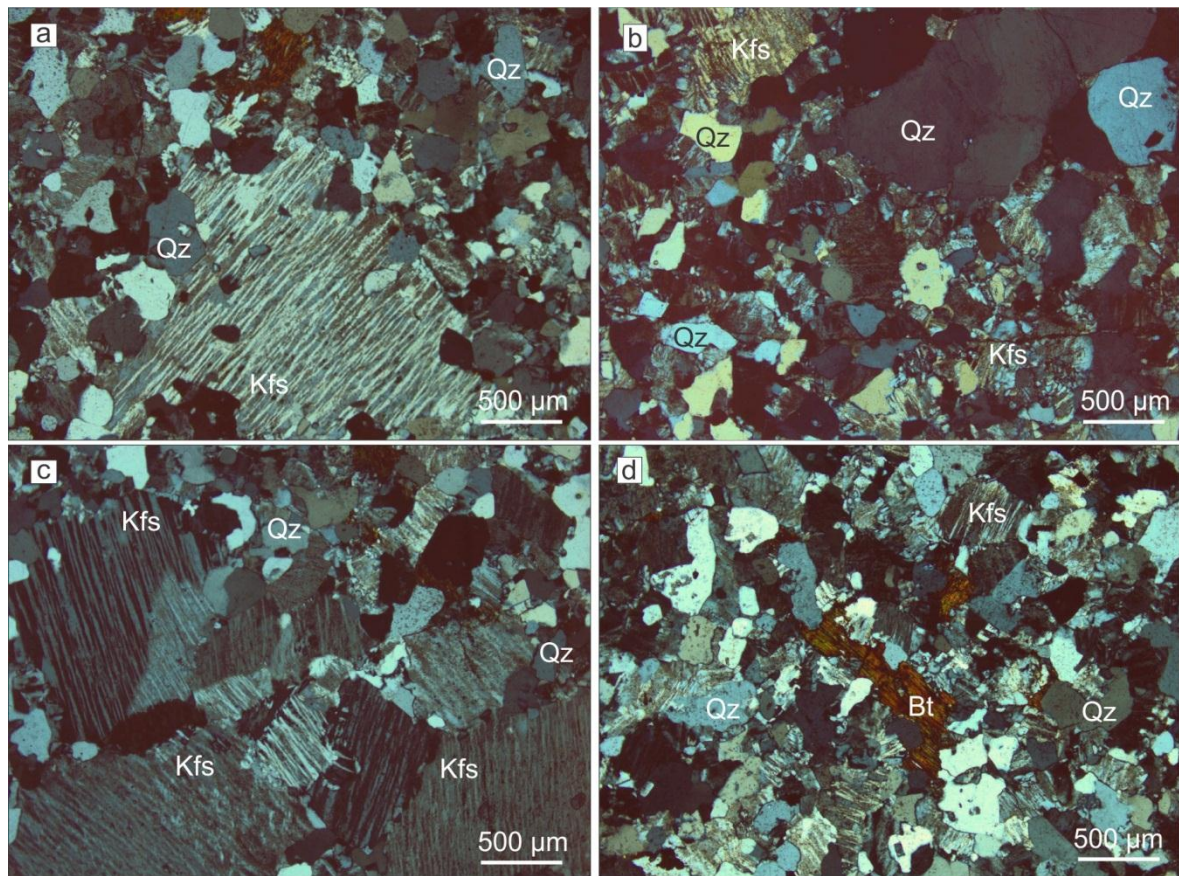


**Figura 13** a) Amostra serrada de cloritito com turmalina; b) Cristais de turmalina à luz natural; c) Clorita preenchendo espaços entre os cristais de turmalina à luz natural; d) Cristais de turmalina zonados à luz natural. Chl = clorita; Tur = turmalina; Mag = magnetita.

### 4.2.3 Pertita granito Cerro da Cria

A rocha possui textura inequigranular alotriomórfica com fenocristais de feldspato alcalino (pertita) e quartzo imersos em uma matriz fina (Figura 14a, b, c). A matriz fina apresenta textura cataclástica composta de cristais de quartzo e feldspato alcalino.

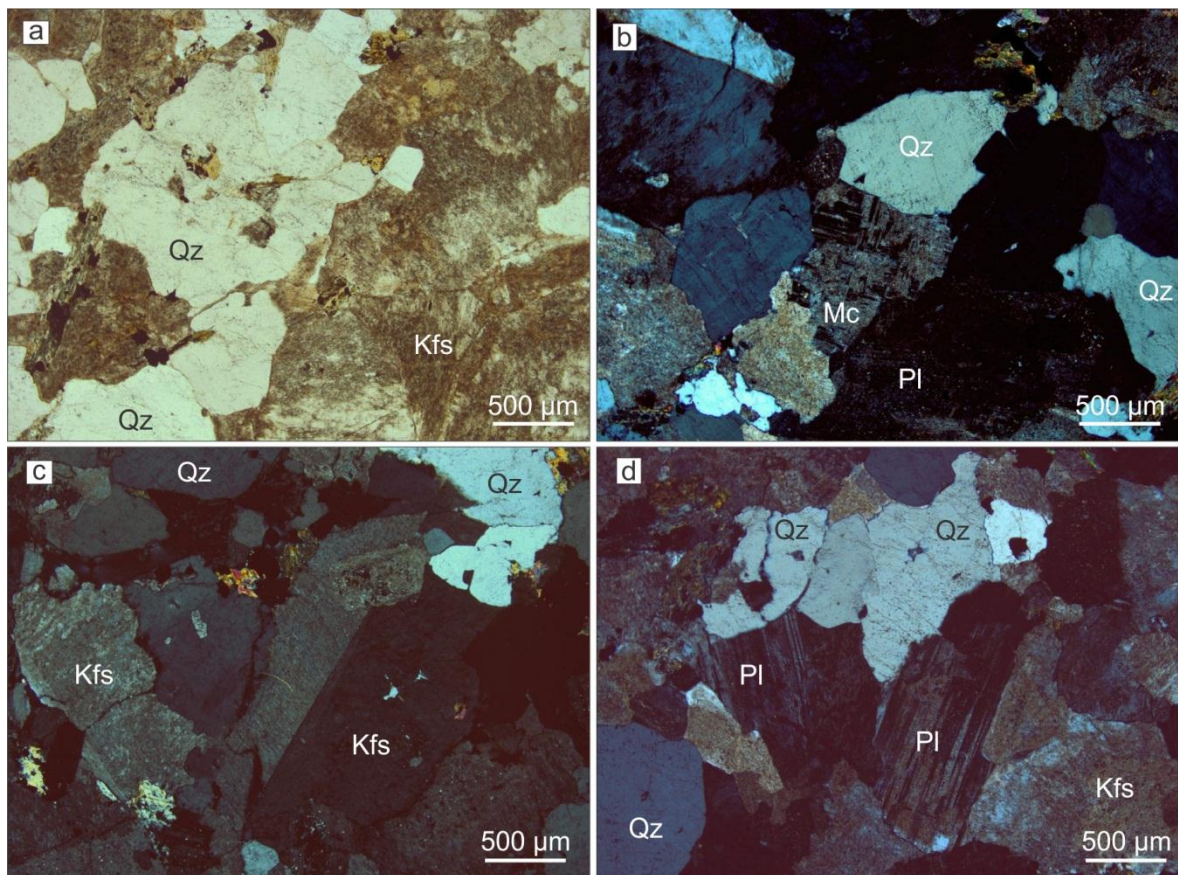
A mineralogia é composta de 65 a 70% de feldspato alcalino – pertita sericitizado; 30% de quartzo; 4% de biotita (Figura 14d); zircão é acessório. A rocha é classificada como um pertita granito.



**Figura 14** Fotomicrografias à nicóis cruzados da lâmina B06 – Granito Cerro da Cria. a) Fenocristais de feldspato alcalino (pertita) com matriz fina composta de quartzo e pertita com textura cataclástica; b) Fenocristais de quartzo; c) Fenocristais de feldspato alcalino (pertita); d) Matriz fina com textura cataclástica e grão de biotita no centro da imagem. Qz = quartzo; Kfs = k-feldspato; Bt = biotita.

#### 4.2.4 Monzogranito Ramada

A rocha apresenta textura equigranular hipidiomórfica de granulação média. Os tipos de feldspato alcalino são pertita e microclínio. Os feldspatos estão intensamente sericitizados (Figura 15a). A mineralogia é composta de feldspato alcalino – pertita e microclínio (45%); quartzo (35%); plagioclásio (17%); biotita (3%); zircão é acessório. A rocha é classificada como monzogranito (Figura 15b, c, d).



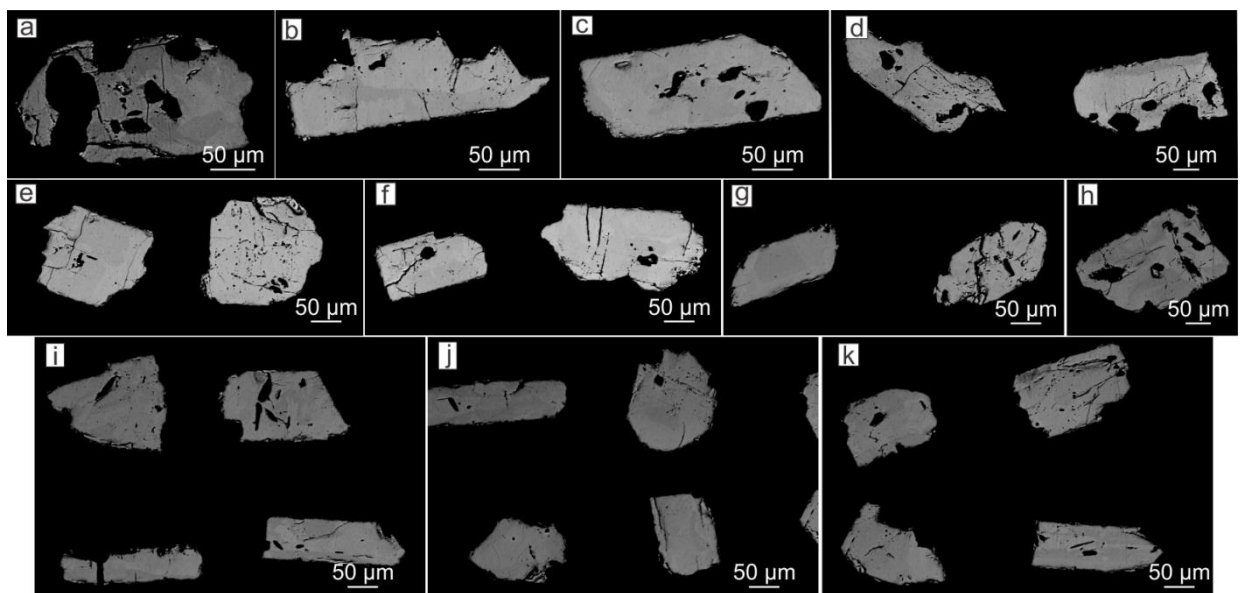
**Figura 15** Fotomicrografias da amostra BM15 – Granito Ramada. a) Cristais de quartzo e feldspatos muito sericitizados a luz natural; b) Cristais de quartzo, microclínio e plagioclásio a nicóis cruzados; c) Cristais de quartzo e feldspato alcalino com macla Carlsbad a nicóis cruzados; d) Cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino a nicóis cruzados. Qz = quartzo; Kfs = k-feldspato; Pl = plagioclásio; Mc = microclínio.

### 4.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Nessa etapa, serão apresentadas imagens BSE obtidas com o MEV de monazita do cloritito e zircão dos granitos Cerro da Cria e Ramada. Essas imagens foram utilizadas para controle das análises LA-ICP-MS.

#### 4.3.1 Monazita

A monazita hospedada no cloritito possui formas subédricas com dimensões que variam de 30 a 300  $\mu\text{m}$ . Os cristais apresentam grau de fraturamento intermediário e presença de inclusões de apatita (Figura 16a,d, h). Em algumas porções mais preservadas do grão, observa-se uma leve zonação (Figura 16b), indicando variação composicional. Os grãos selecionados possuem baixo teor de U (< 7 ppm), impedindo a datação através da técnica LA-ICP-MS para esse mineral.

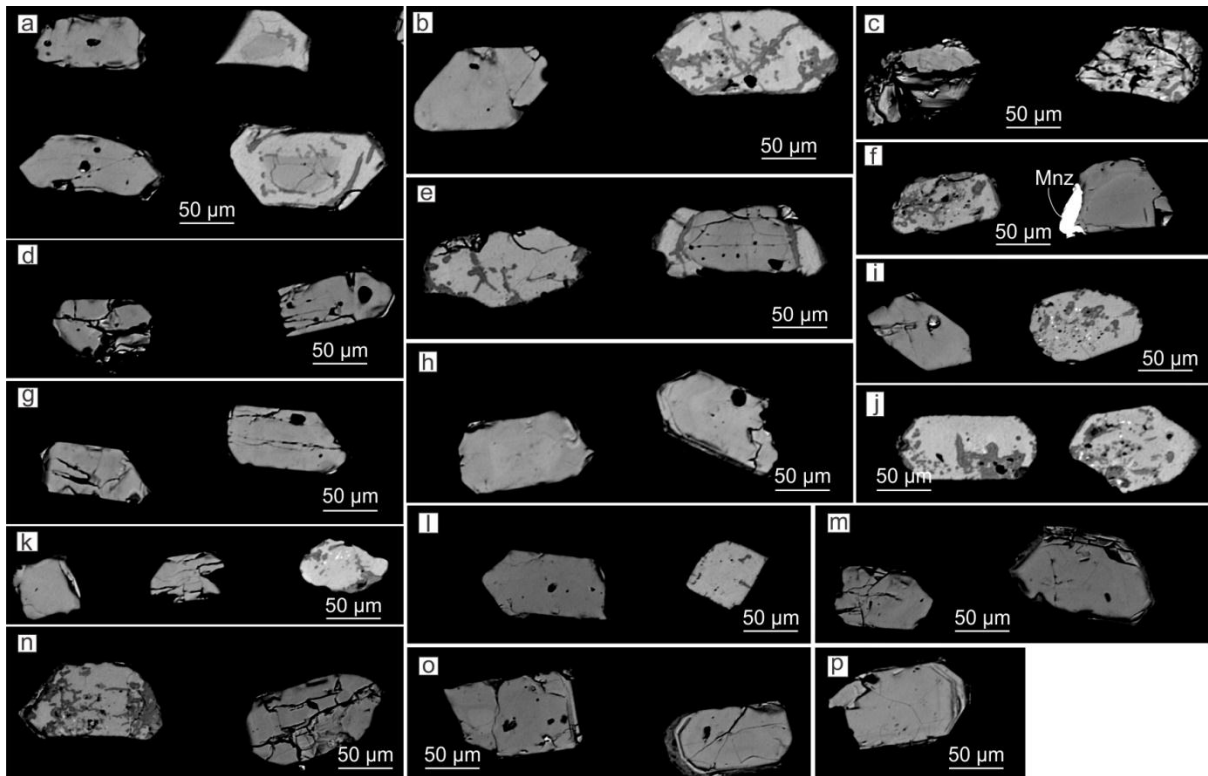


**Figura 16** Imagens BSE de monazita do cloritito.

### 4.3.2 Zircão

#### Pertita granito Cerro da Cria

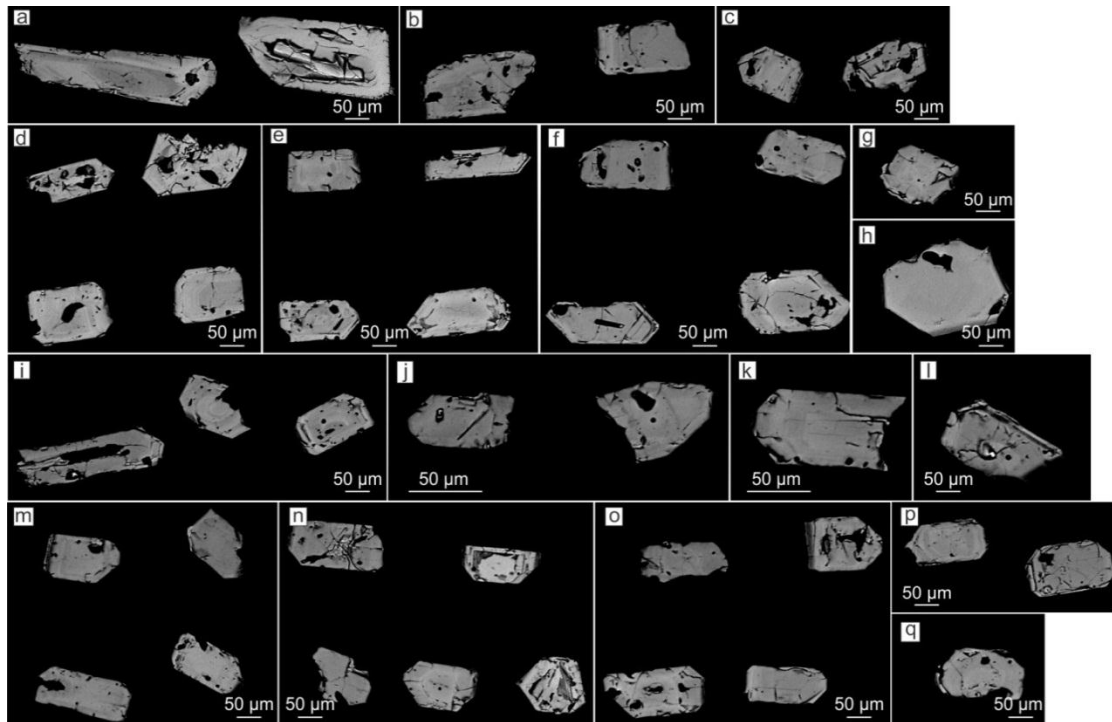
Os cristais de zircão dessa amostra possuem forma subédrica com razão 2:1 e dimensões que variam de 20 a 100  $\mu\text{m}$ . Intenso faturamento (Figura 17c) e inclusões de apatita foram observados na maioria dos cristais. Alguns cristais apresentam zanação com núcleo homogêneo e crescimento de uma borda fina ao redor do núcleo (Figura 17o, p). Um grão apresenta monazita na borda (Figura 17f). A maioria dos cristais sofreu o processo de metamictização (Figura 17a, b, f, i, j, k, n). Esse processo é observado em minerais com alto teor de elementos radioativos que possuem seu retículo cristalino total ou parcialmente destruído devido ao bombardeio de partículas radioativas. A metamictização impede a obtenção de boas razões isotópicas no grão.



**Figura 17** Imagens BSE de cristais de zircão do pertita granito Cerro da Cria.

### Monzogranito Ramada

Os cristais selecionados apresentam forma subédrica a euédrica com razão 2:1 e tamanhos que variam de 50 a 300  $\mu\text{m}$ . Os cristais apresentam alto grau de faturamento e presença de inclusões de apatita e quartzo (Figura 18). A maioria dos cristais apresenta núcleo homogêneo e em alguns grãos é possível observar estruturação interna com núcleo e borda. Não se observa o processo de metamictização nos grãos analisados.



**Figura 18** Imagens BSE de cristais de zircão do monzogranito Cerro da Cria.

#### 4.4 QUÍMICA MINERAL: DADOS QUANTITATIVOS

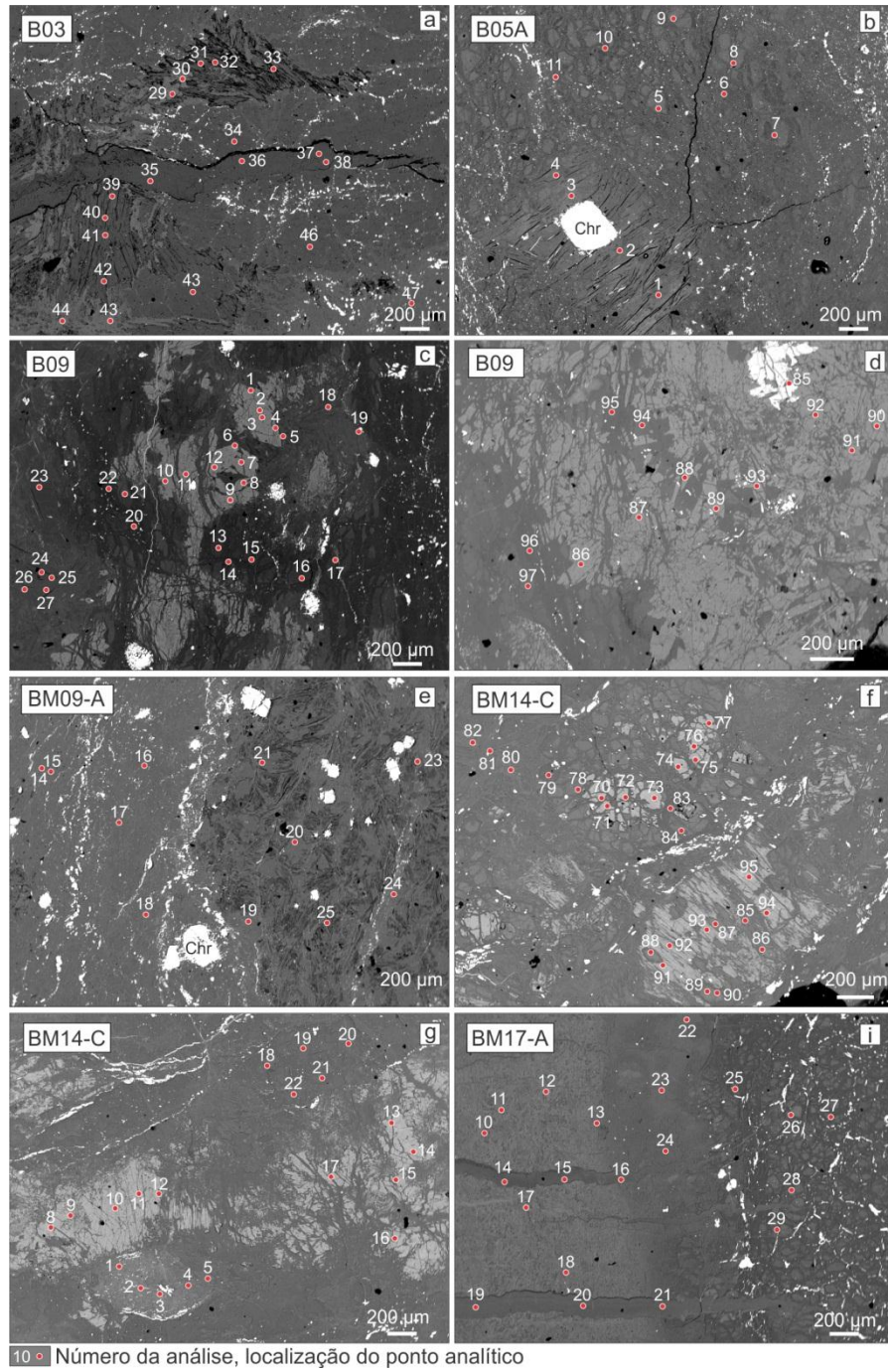
Nesta etapa dos resultados serão apresentadas imagens BSE, dados de química mineral e mapas composicionais quantitativos obtidos em amostras de serpentinitos e clorititos com o equipamento microsonda eletrônica. Para facilitar a apresentação dos dados, o Quadro 3 abaixo mostra a relação da amostra e de cada fase mineral identificada.

Amostra	Serp.	Anf.	Olivina	Cr-espin.	Mag.	Clorita	Tur.	Ap.	Rocha
B03	X			X	X				Serpentinito
B05-A	X			X	X				Serpentinito
B09	X	X		X	X				Serpentinito
BM09-A	X			X	X				Serpentinito
BM14-C	X	X	X	X	X				Serpentinito
BM17-A	X			X	X				Serpentinito
BM16-E					X	X		X	Cloritito
BM16-T					X	X	X	X	Cloritito
BM21-A					X	X		X	Cloritito

**Quadro 3** Relação lâmina e mineral identificada em cada amostra. Serp. = serpentina; Anf. = anfibólio; Cr-espin. = Cr-espinélio; Mag. = magnetita; Tur. = turmalina; Ap. = apatita.

##### 4.4.1 Serpentinitos

Análises químicas de microsonda eletrônica foram realizadas nos minerais serpentina, anfibólio, olivina e Cr-espinélio. Além de análises químicas, mapas composicionais quantitativos foram feitos para o Cr-espinélio. Na Figura 19, imagens BSE mostram a diversidade textural e mineral encontrada nas lâminas bem como o número da análise e localização do ponto analítico. Os resultados das análises químicas serão apresentados por mineral e as tabelas encontram-se em anexo.

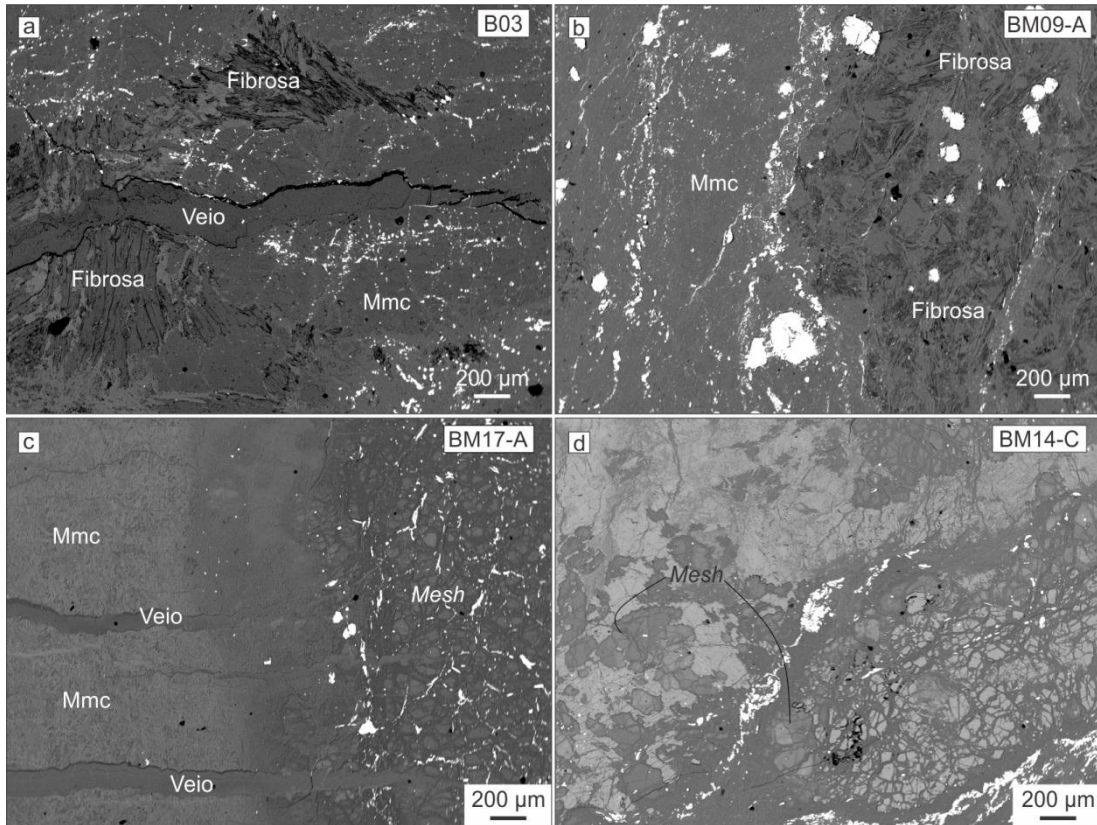


**Figura 19** Imagens BSE das amostras de serpentinito com o número da análise e localização do ponto analítico.



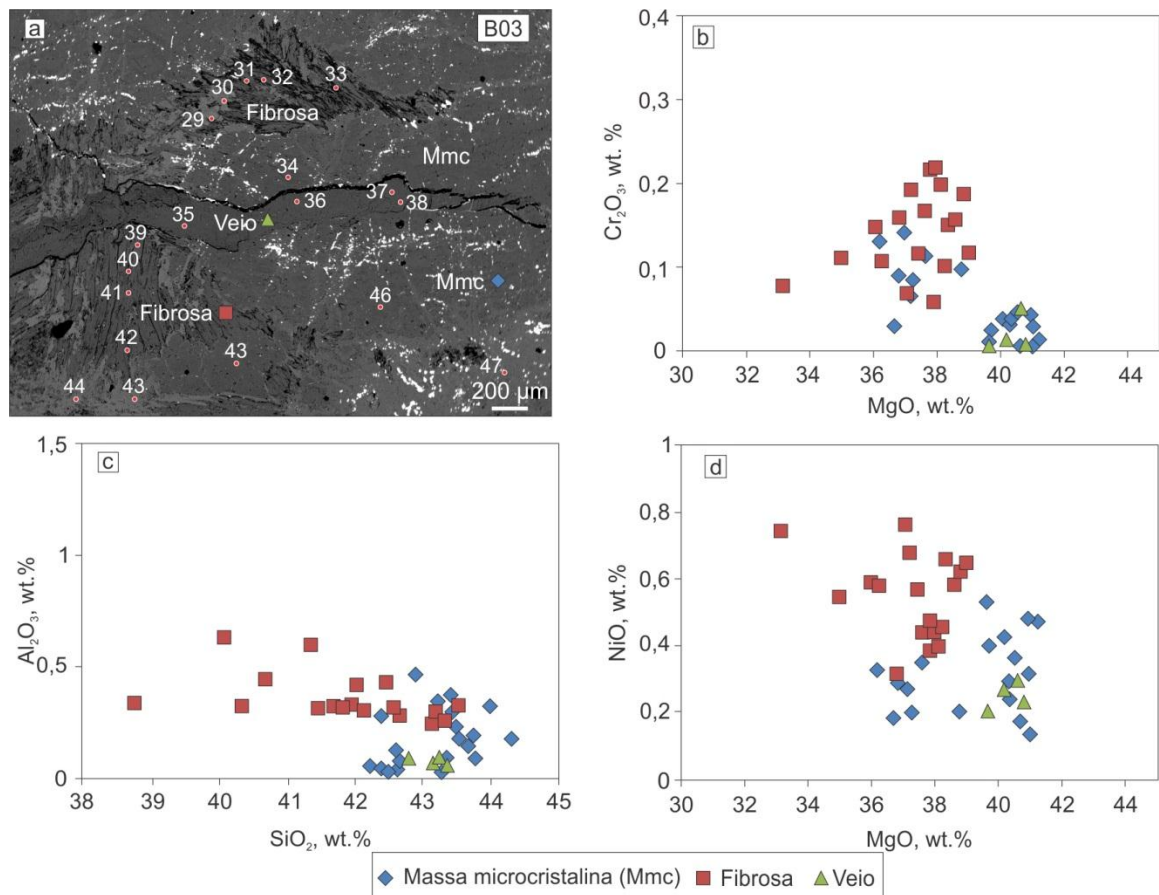
#### 4.4.1.1 Serpentina

Nas imagens BSE é possível identificar variação textural significativa da serpentina. A serpentina aparece na forma de massas microcristalinas (Mmc), com textura fibrosa, textura *mesh* e preenchendo veios (Figura 20). Em algumas amostras, essas diferenças texturais refletem em diferentes composições químicas (Anexo 1 – Tabela 2).



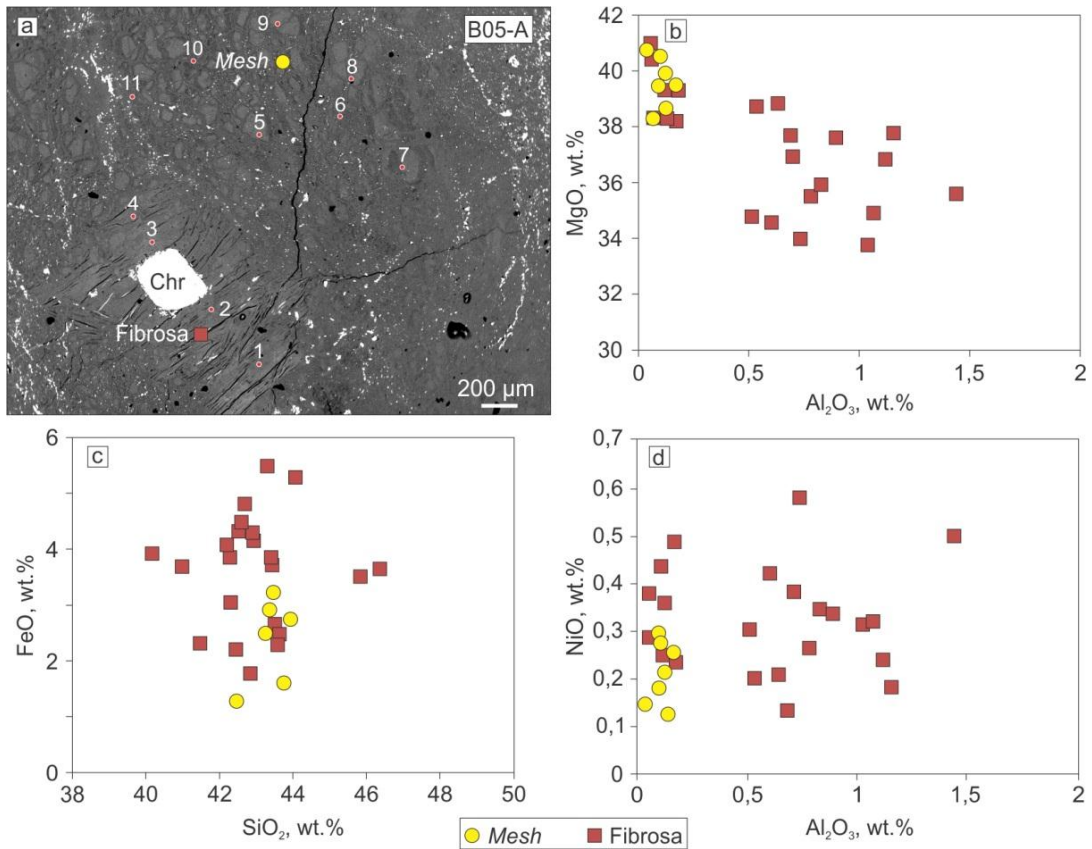
**Figura 20** Imagens BSE da serpentina com diferentes texturas. Mmc = massa microcristalina

Na lâmina B03, é possível identificar as Mmc de serpentina, fibrosas e os veios preenchidos. Dentre as três texturas de serpentina observadas, analisadas e plotadas em gráficos binários, observa-se que as Mmc e os veios possuem teor de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$  mais elevados e menores teores de  $\text{NiO}$  e  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  em relação a serpentina fibrosa (Figura 21b, c, d). As fibras possuem maior variação no teor de  $\text{SiO}_2$ .



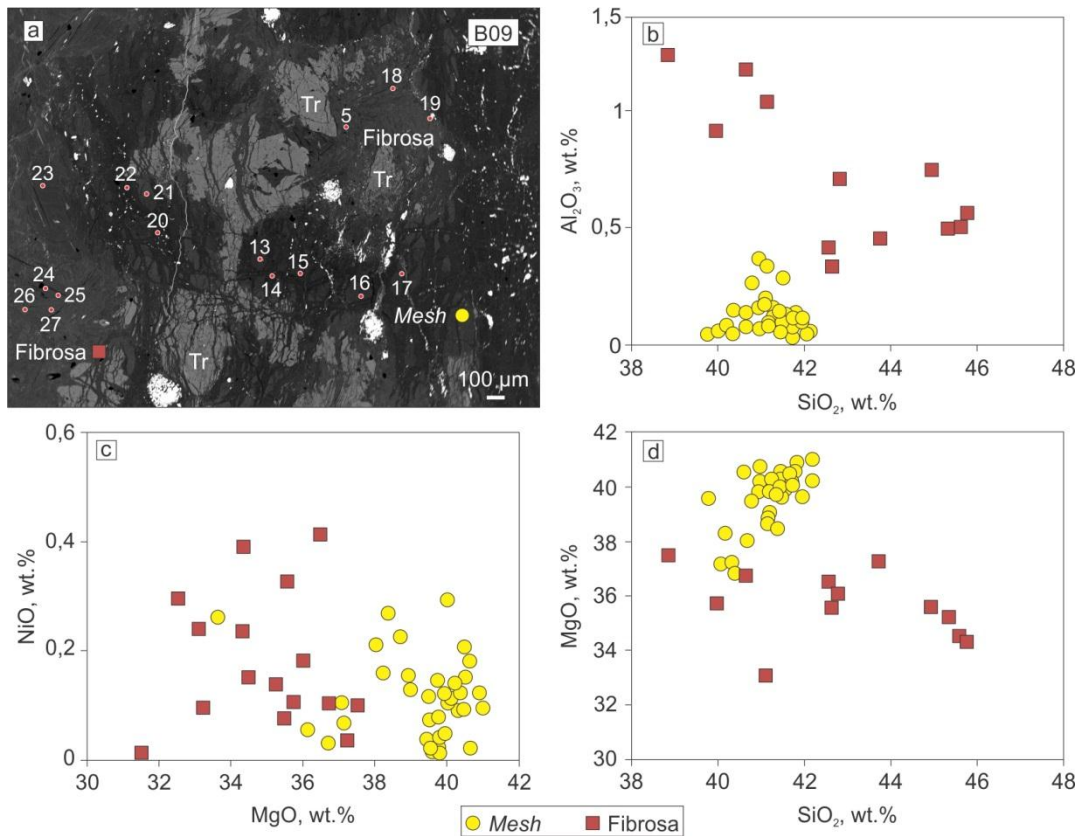
**Figura 21** Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B03. Valores dos óxidos estão em wt.%. a) Imagem BSE; b)  $\text{MgO}$  x  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; c)  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; d)  $\text{MgO}$  x  $\text{NiO}$ .

Na lâmina B05-A observam-se duas texturas de serpentina: a *mesh* e a fibrosa. Entre elas, não há variação significativa no conteúdo de  $\text{SiO}_2$  (Figura 22c). A serpentina do tipo *mesh* possui menor teor de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (< 0,3 wt.%) e maior teor de  $\text{MgO}$  (> 38 wt.%) comparada a serpentina fibrosa (Figura 22b, d).



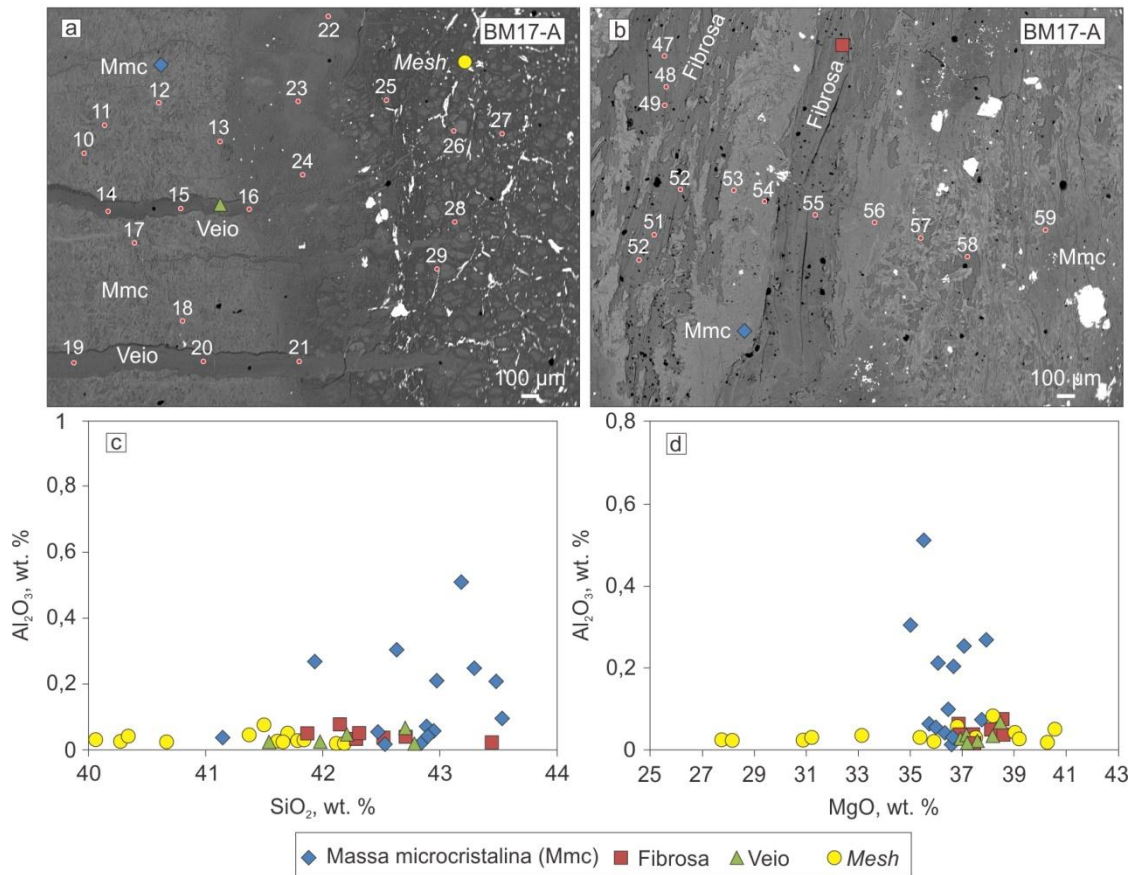
**Figura 22** Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B05-A. a) Imagem BSE; b)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  x  $\text{MgO}$ ; c)  $\text{SiO}_2$  x  $\text{FeO}$ ; d)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  x  $\text{NiO}$ . Chr = cromita.

Texturas do tipo *mesh* e serpentina fibrosa também são observadas na lâmina B09. A serpentina *mesh* apresenta baixos teores de  $\text{SiO}_2$  ( $< 42$  wt.%) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $< 0,5$  wt.%) e altos teores de  $\text{MgO}$  ( $> 37$  wt.%) comparada com a serpentina fibrosa que apresenta altos teores de  $\text{SiO}_2$  ( $> 42$  wt.%) e baixos teores de  $\text{MgO}$  ( $< 38$  wt.%) (Figura 23b, c, d).



**Figura 23** Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B09. a) Imagem BSE; b)  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; c)  $\text{MgO}$  x  $\text{NiO}$ ; d)  $\text{SiO}_2$  x  $\text{MgO}$ . Tr = tremolita.

Os quatro tipos texturais de serpentina estão presentes na lâmina BM17-A. A serpentina do tipo *mesh* apresenta menor teor de  $\text{SiO}_2$  ( $< 42,5$  wt.%) em relação as demais que possuem teor de  $\text{SiO}_2 > 42$  wt.% (Figura 24c, d).



**Figura 24** Diagramas químicos binários comparando as diferenças composicionais entre os tipos de serpentina da amostra B09. a) Imagem BSE; b) Imagem BSE; c)  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; d)  $\text{MgO}$  x  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

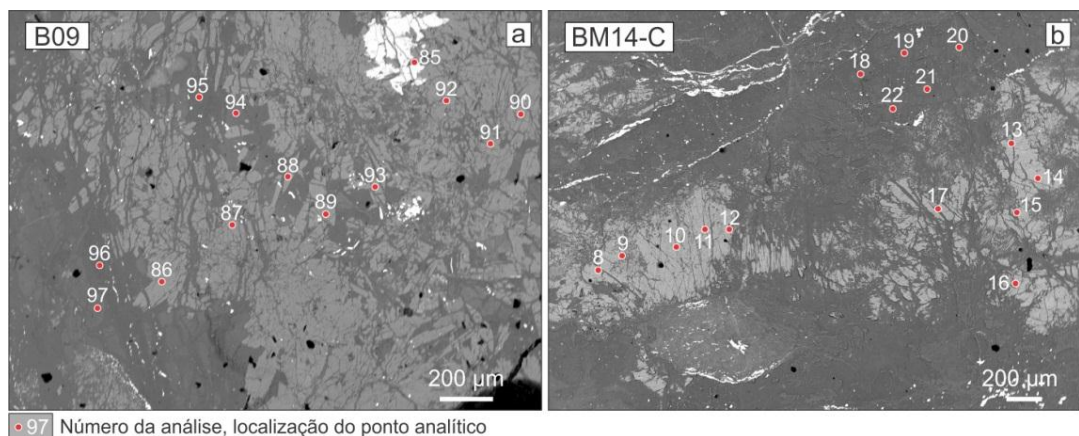
Analisando as principais variações químicas entre as diferentes texturas observadas nos serpentinitos, observa-se maiores conteúdos de  $\text{SiO}_2$  ( $> 42$  wt.%) para a serpentina presente na forma massas microcristalinas e para a serpentina fibrosa. Maiores conteúdos de  $\text{MgO}$  ( $> 37$  wt. %) e menores conteúdos de  $\text{SiO}_2$  ( $< 42$  wt.%) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $< 0,5$  wt.%) foram observados nas serpentinas do tipo *mesh*. Os veios são discordantes e cortam as demais texturas de serpentinas e possuem elevados conteúdos de  $\text{SiO}_2$  ( $> 43$  wt.%) e  $\text{MgO}$  ( $> 38$  wt.%). As características químicas de acordo com a variação textural encontradas para as serpentinas estão esquematizadas no Quadro 4.

Variação textural	Características químicas (wt. %)	Espécie
Massa microcristalina	$\text{SiO}_2 > 42$ ; $\text{MgO} < 38$	Antigorita
Fibrosa		
<i>Mesh</i>	$\text{SiO}_2 < 42$ ; $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0,5$ ; $\text{MgO} > 37$	Lizardita
Veios	$\text{SiO}_2 > 43$ e $\text{MgO} > 38$	Lizardita/crisotilo

**Quadro 4** Características químicas de acordo com as diferentes texturas descritas nos serpentinitos.

#### 4.4.1.2 Anfibólio

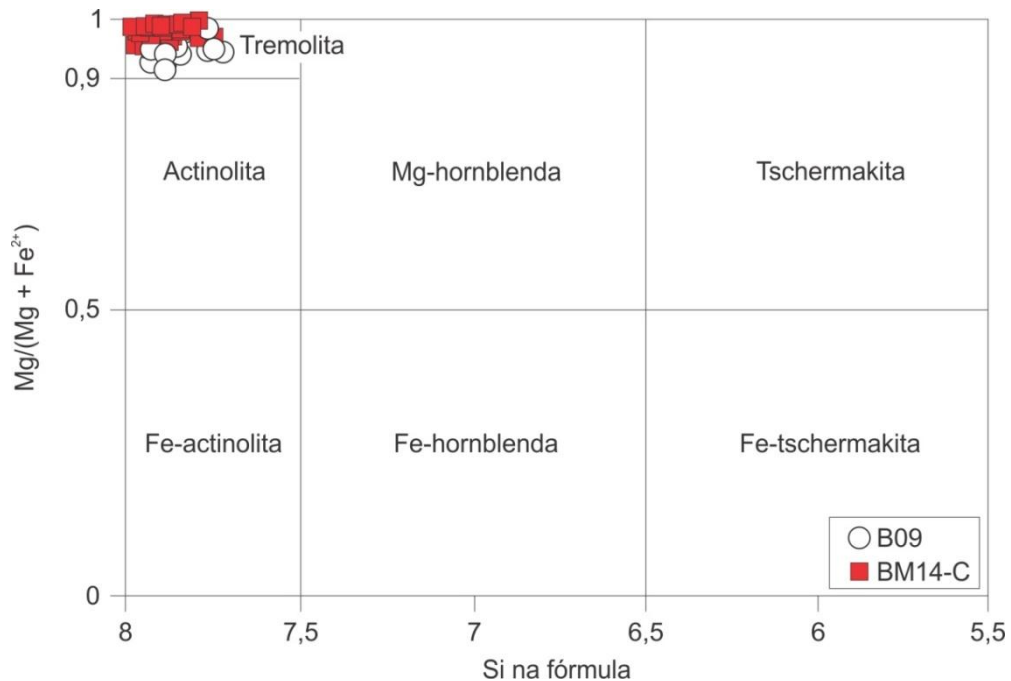
Nas imagens BSE, o anfibólio possui coloração cinza clara se comparada à serpentina. Na lâmina B09, o anfibólio apresenta crescimento radial com cristais subédricos de até 200  $\mu\text{m}$  (Figura 25a). Na lâmina BM14-C o anfibólio possui textura de massas microcristalinas não sendo possível identificar cristais individuais (Figura 25b).



**Figura 25** Imagem BSE das lâminas de serpentinito com anfibólio (cinza claro). a) Amostra B09 com cristais subédricos; b) Amostra BM14-C com massas microcristalinas de anfibólio.

Com as análises de microsonda eletrônica classifica-se o anfibólio das amostras B09 ( $n = 22$ ) e BM14-C ( $n = 30$ ) como tremolita (Figura 26) (Anexo 2 – Tabela 3 e Tabela 4). A tremolita é um membro final do grupo dos anfibólios cálcicos, que é definido por  $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} \geq 1$  e  $\text{Na}_{\text{B}}$  entre 0,50 e 1,50, usualmente com  $\text{Ca}_{\text{B}} \geq 1,50$  (LEAKE et al., 1997). O cálculo da fórmula mineral foi baseado em 23 O equivalentes. A fórmula geral para a tremolita da

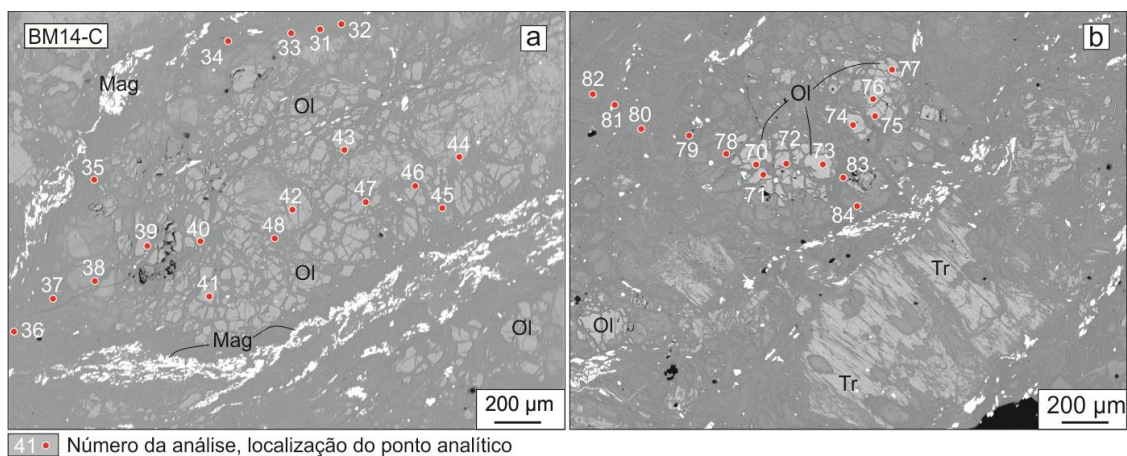
amostra B09 é  $\text{Ca}_{(1,8 - 2,1)}\text{Mg}_{(4,7 - 5,1)}\text{Si}_{(7,7 - 7,9)}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ . A fórmula geral para tremolita da amostra BM14-C é  $\text{Ca}_{(1,8 - 2,2)}\text{Mg}_{(4,6 - 5,1)}\text{Si}_{(7,7 - 7,9)}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ .



**Figura 26** Diagrama de classificação de anfibólios cálcicos modificado de Leake (1997). Análises químicas do anfibólio das amostras B09 e BM14-C classificadas como tremolita.

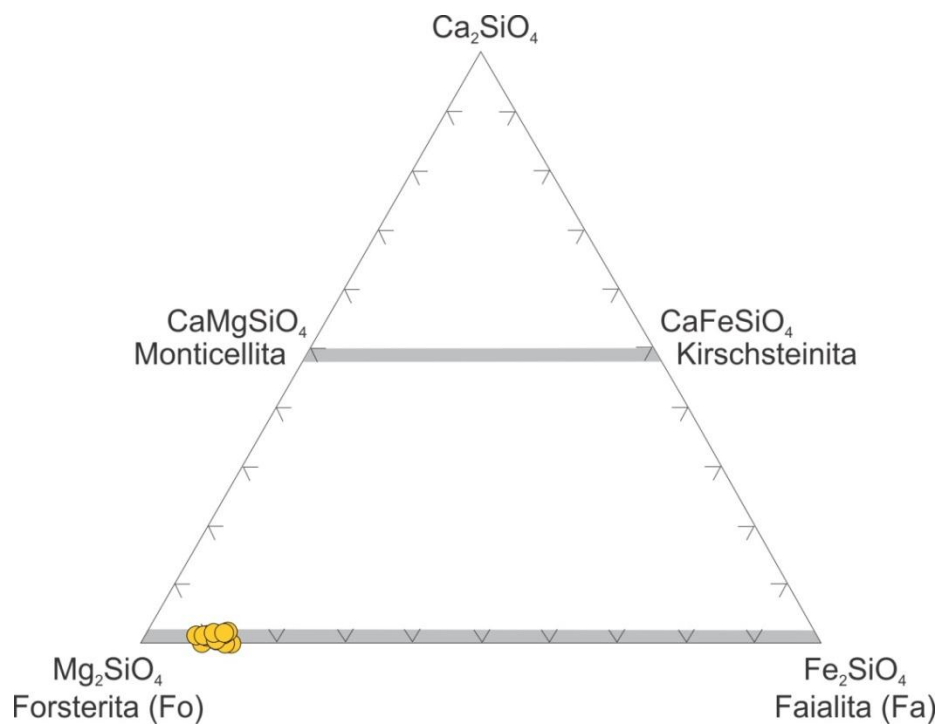
#### 4.4.1.3 Olivina

Nas imagens BSE, a olivina possui núcleos de coloração cinza clara circundados por serpentina (cinza escuro) do tipo *mesh*. A serpentina com textura *mesh* ocorre substituindo a olivina e a tremolita como mostra a Figura 27.



**Figura 27** Imagens BSE da olivina em serpentinito. a) Núcleos de olivina preservados (cinza claro); b) Núcleos de olivina (cinza claro) alterados para serpentina tipo *mesh*. Ol = olivina; Tr = tremolita; Mag = magnetita.

Análises de microsonda eletrônica ( $n = 14$ ) mostram a olivina com altos teores de MgO (48,34 – 50,8 wt.%), MnO (0,21 – 0,34 wt.%) e baixos teores de NiO (0,02 – 0,26 wt.%) (Anexo 3 – Tabela 5). A partir das análises químicas, a olivina foi classificada como forsterita (Fo<sub>90</sub>) (Figura 28) com teores de Fo variando de 89 – 91. A fórmula química geral baseada em 4 O equivalentes para a olivina é  $\text{Mg}_{(1,78 - 1,85)}\text{Fe}_{(0,17 - 0,22)}\text{SiO}_4$ .

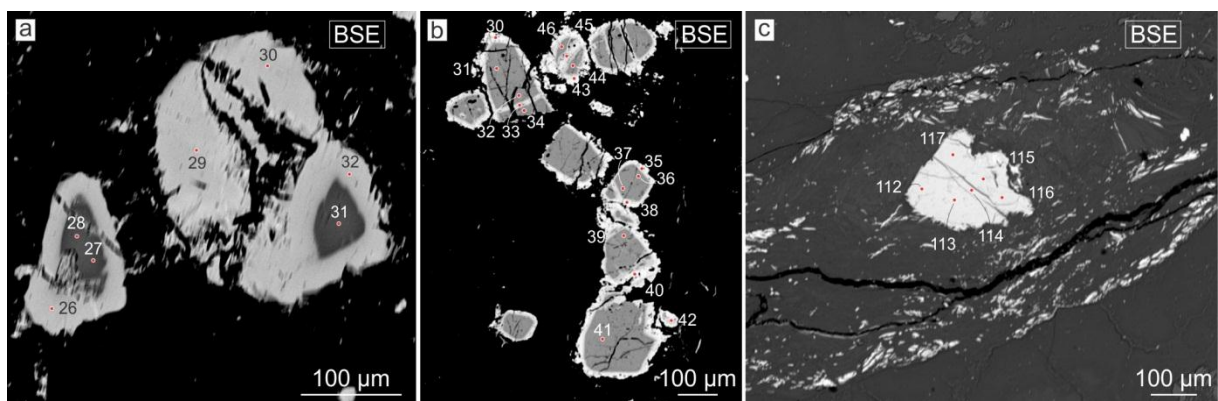


**Figura 28** Classificação da olivina no diagrama composicional  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  -  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  -  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ . Forsterita - Faialita e Monticellita – Kirschsteinita representam uma série completa de solução sólida. Diagrama extraído de Klein & Dutrow, 2012.



#### 4.4.1.4 Cr-espinélio

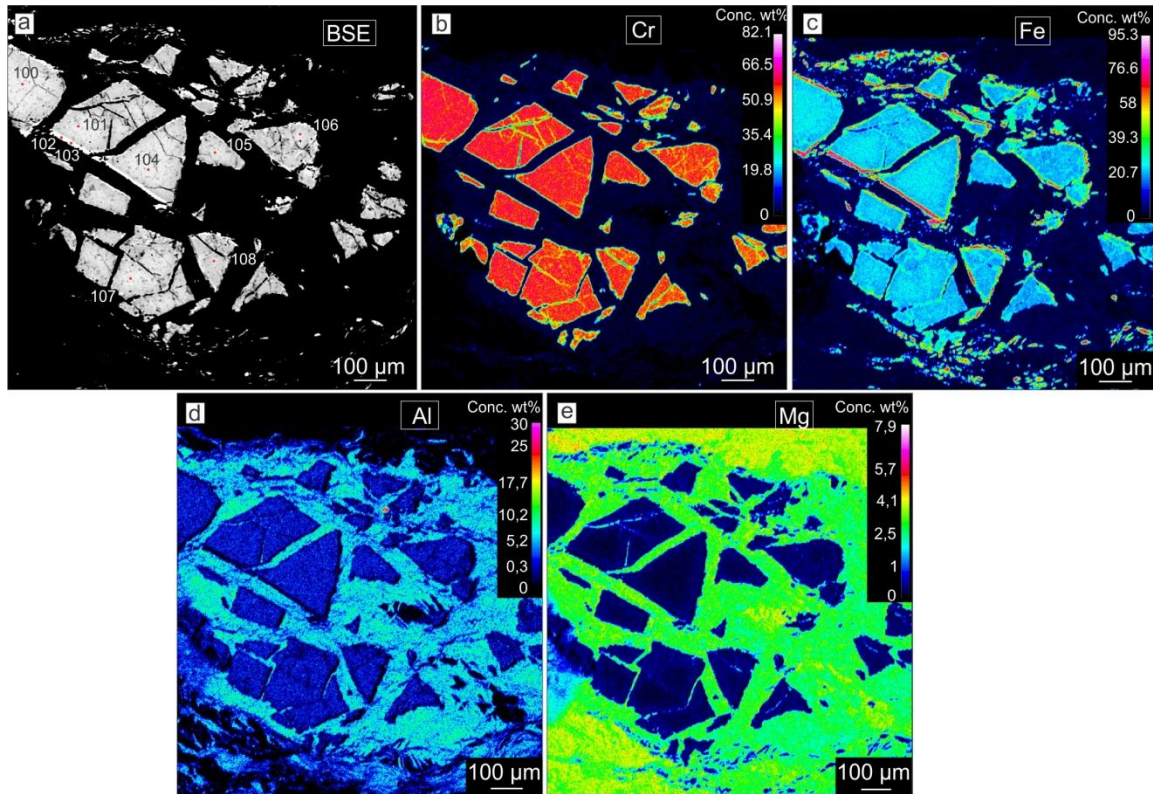
O Cr-espinélio está disseminado nos serpentinitos e possui tamanho que varia de 100 a 300  $\mu\text{m}$ . Nas imagens BSE, o Cr-espinélio possui alto contraste e cores mais claras em relação à serpentina. Alguns grãos apresentam zonação sendo possível a identificação de núcleo e borda com tonalidades cinza escuro para o núcleo e cinza claro para a borda (Figura 29a, b). Outros grãos não apresentam zonação (Figura 29c) ou apresentam borda extremamente fina (Figura 30a). Por vezes, o Cr-espinélio está fraturado e observa-se o crescimento de clorita entre os fragmentos (Figura 30d).



104 · Número da análise, localização do ponto analítico

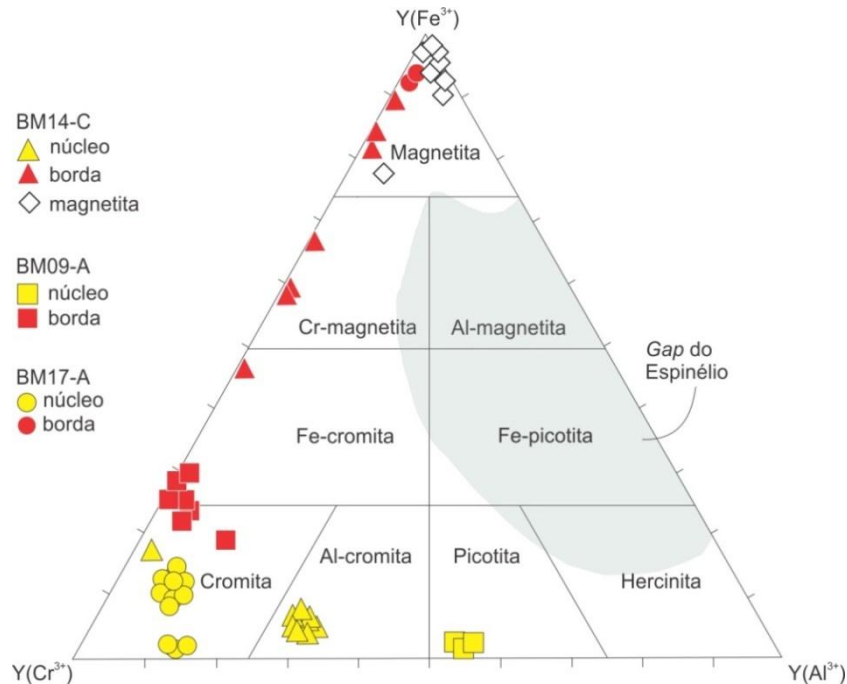
**Figura 29** Imagens BSE de Cr-espinélio em serpentinito. a) Cr-espinélio zonado com núcleo e borda homogêneos e bem definidos. b) Cr-spinélio zonado com borda fina de alteração. c) Cr-espinélio homogêneo sem zonação.

Análises de microsonda eletrônica ( $n = 42$ ) e mapas composicionais quantitativos mostram o núcleo com alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5,72 – 21,40 wt.%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (42,11 – 61,87 wt.%) e baixo  $\text{TiO}_2$  (0,03 – 0,26 wt.%) e  $\text{MgO}$  (1,05 – 4,67 wt.%) em relação a borda (Anexo 4 – Tabela 6, Tabela 7, Tabela 8; Figura 30). A borda possui baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,01 – 1,54 wt.%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1,44 – 34,27 wt.%) e é enriquecida em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se comparada com o núcleo (Figura 30c).



**Figura 30** a) Imagem BSE de Cr-espínélio; b) Mapa composicional quantitativo do Cr; c) Mapa composicional quantitativo do Fe; d) Mapa composicional quantitativo do Al; e) Mapa composicional quantitativo do Mg.

O diagrama classificatório de espínélios (Figura 31) classifica o núcleo com composições aluminosas (picotita, Al-cromita e cromita) e a borda com composições férricas (Fe-cromita, Cr-magnetita e magnetita). O Cr# ( $\text{Cr} / \text{Cr} + \text{Al}$ ) do núcleo varia de 0,57 a 0,74 e o Mg# ( $\text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ ) varia de 0,14 a 0,26. O Cr# da borda varia de 0,87 a 0,97 e o Mg# varia de 0,01 a 0,19.



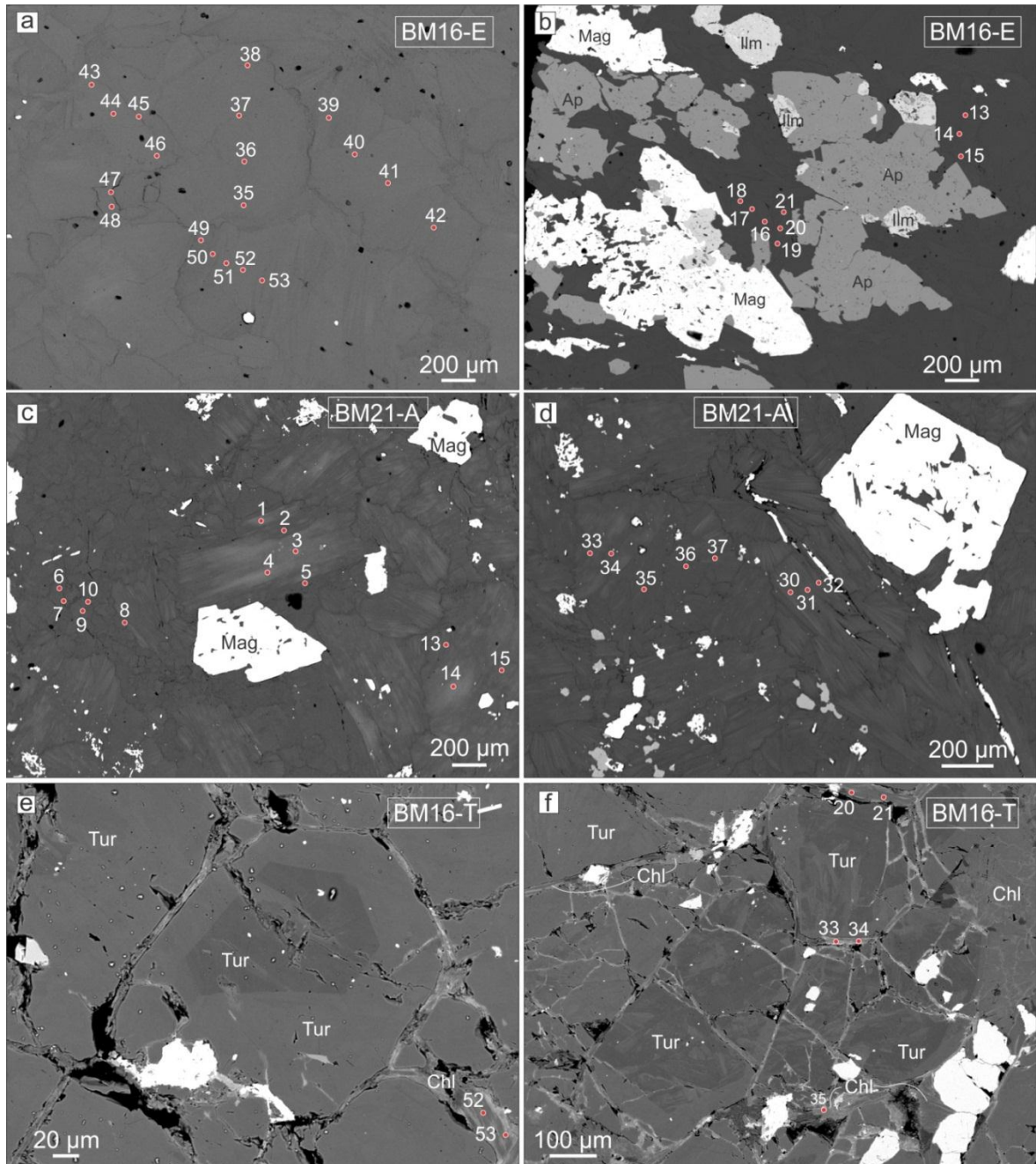
**Figura 31** Diagrama ternário classificatório do grupo dos espinélios modificado de Gargiulo et al. (2013). O campo *Gap* do espinélio está definido em Barnes & Roeder (2001).

#### 4.4.2 Clorititos

Análises químicas de microsonda eletrônica foram feitas nos minerais clorita, e turmalina. A turmalina, presente em apenas uma amostra de cloritito (BM16-T), está concentrada na lâmina formando uma porção rica em turmalina com cristais de diversos tamanhos (de 100  $\mu\text{m}$  até 1 mm). Para melhor caracterizar a turmalina, além das análises químicas, foram feitos mapas composicionais quantitativos para esse mineral.

##### 4.4.2.1 Clorita

Em imagem BSE, a clorita aparece em sua maioria como uma massa homogênea cinza escura (Figura 32a). Alguns cristais apresentam variação no tom de cinza marcando uma zonação difusa. Não é possível identificar núcleo e borda com precisão, apenas é possível observar porções mais claras no centro dos grãos (Figura 32c, d). Cristais subédricos a euédricos de magnetita, apatita e ilmenita são presentes nas lâminas imersos na matriz de clorita e são identificados com diferentes tons de cinza (Figura 32b). A clorita também preenche veios e fraturas entre os cristais de turmalina (Figura 32e, f).

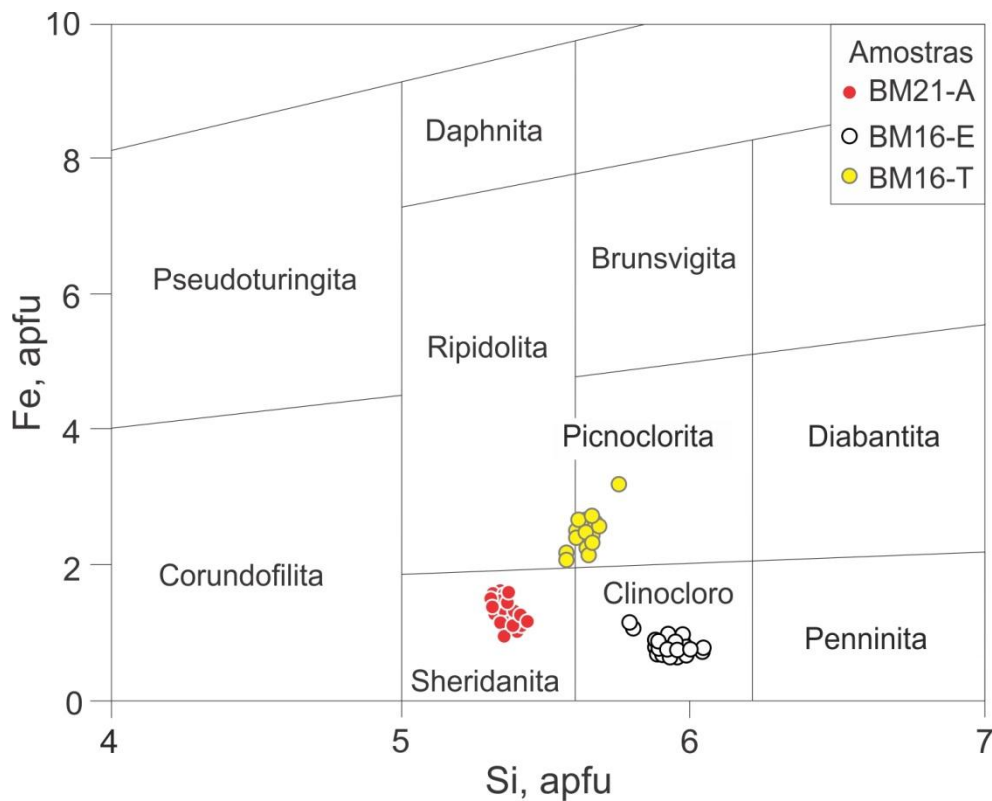


35 ◦ Número da análise, localização do ponto analítico

**Figura 32** Imagens BSE das lâminas de cloritito. a) Clorita homogênea com tons de cinza escuro. b) Magnetita, apatita e ilmenita com diferentes tons de cinza imersos na matriz de clorita (cinza escuro); c) Cristais de clorita com zonação difusa. O núcleo possui tons mais claros que a borda. d) Cristal euédrico de magnetita imerso na matriz de clorita. e) Clorita preenchendo veios e fraturas entre cristais de turmalina; f) Clorita preenchendo veios e fraturas entre cristais de turmalina. Chl = clorita; Tur = turmalina; Mag = magnetita; Ap = apatita; Ilm = ilmenita.

Análises químicas de microsonda eletrônica ( $n = 73$ ) mostram os teores de  $\text{SiO}_2$  (29,5 – 31,83 wt.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17,18 – 23,5 wt.%) e  $\text{MgO}$  (17,56 – 31,73 wt.%) e teores de  $\text{FeO}$  (5,13 – 14,31 wt.%) (Anexo 5 – Tabela 9). Uma ampla variação nos teores de  $\text{FeO}$  e  $\text{MgO}$  é observada. Essa ampla variação é refletida nos cristais de clorita zonados nas imagens BSE. As porções cinza escuras possuem menor teor de  $\text{FeO}$  (5,9 – 7,9 wt.%) e maior teor de  $\text{MgO}$ , consequentemente. As porções cinza claras, no centro dos grãos, possuem maior teor de  $\text{FeO}$  (11,3 – 13 wt.%) e menor teor de  $\text{MgO}$ .

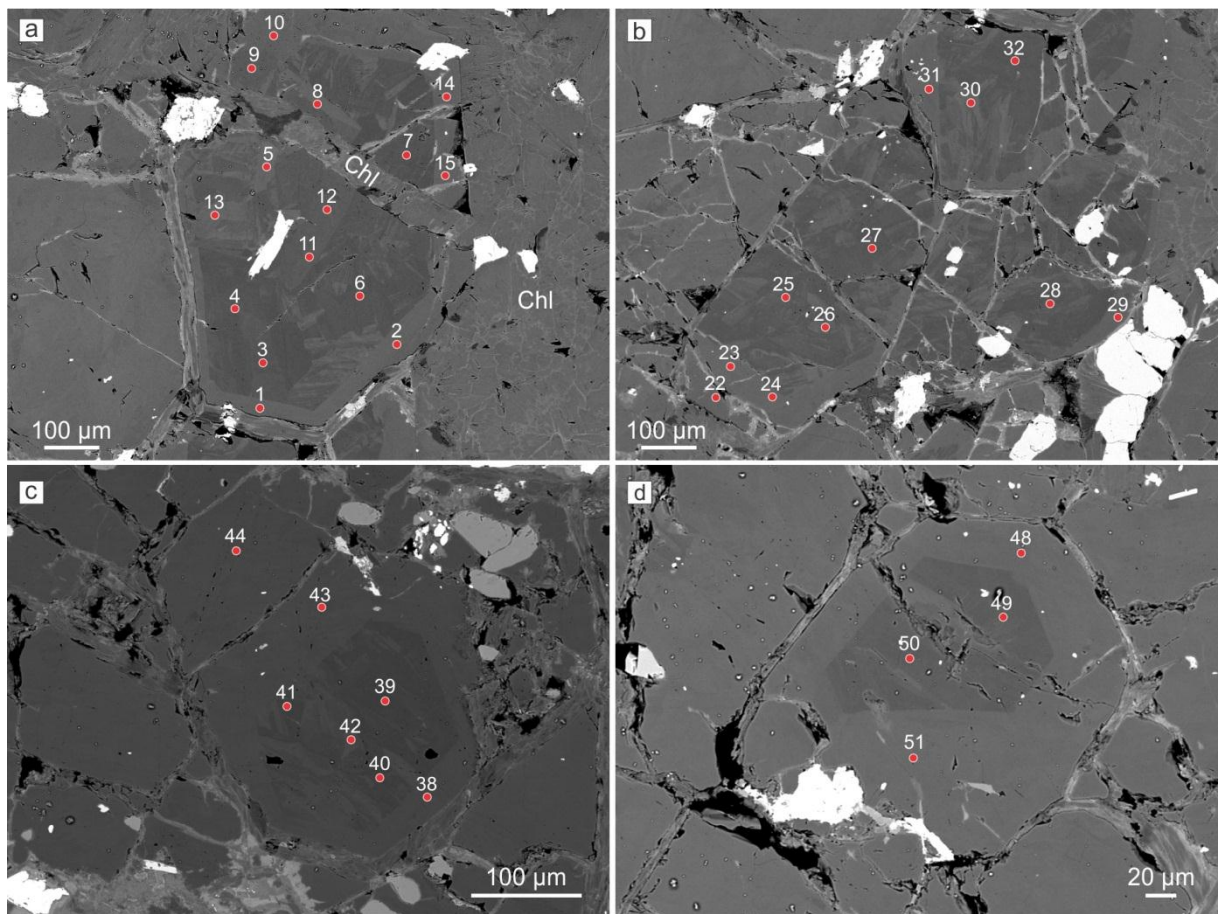
De acordo com as análises, as cloritas das diferentes amostras de cloritito são classificadas como sheridanita, clinocloro, picnoclorita e ripidolita (Figura 33). Em termos de classificação, não é possível identificar uma variação composicional significativa entre os cristais zonados. A amostra que contém turmalina (BM16-T) possui teores de Fe em apfu mais elevados, como indica o gráfico.



**Figura 33** Gráfico Si (apfu) x Al (apfu) de classificação da clorita. Modificado de Manu et al. (2013)

#### 4.4.2.2 Turmalina

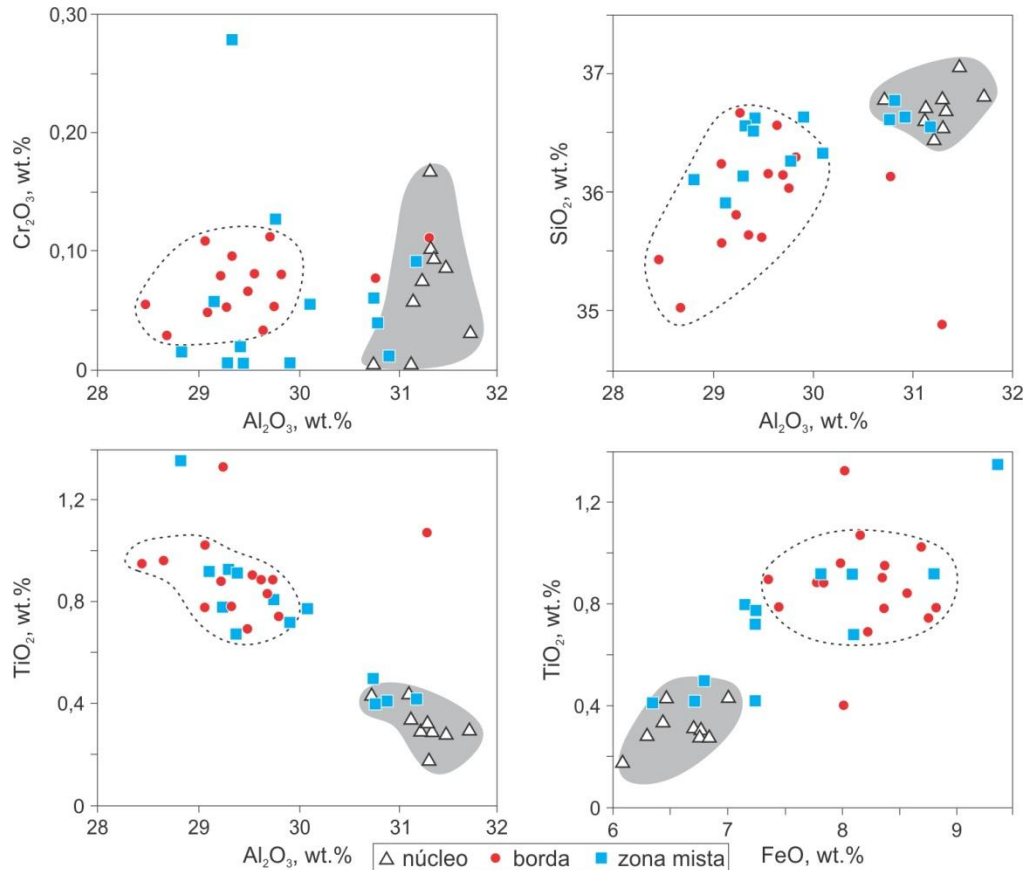
Observações integradas de imagens BSE, mapas composicionais quantitativos e análises químicas de microsonda eletrônica da turmalina da amostra de cloritito (BM16-T) mostram cristais com três zonas de diferentes composições: zona de núcleo, borda e zona mista. A zona de núcleo é heterogênea e composta por zonas com coloração cinza escuro e porções mais claras que formam a zona mista. A borda é homogênea de coloração cinza clara e circunda o núcleo de maneira retilínea (Figura 34).



104 ◦ Número da análise, localização do ponto analítico

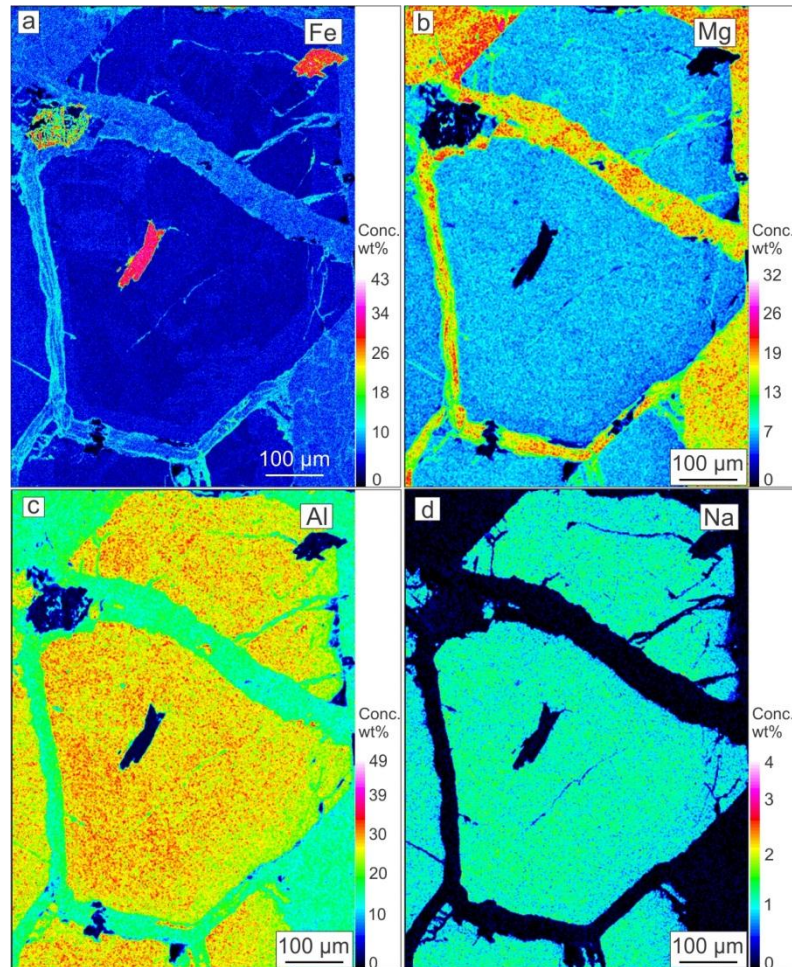
**Figura 34** Imagens BSE da turmalina em cloritito. a, b, c, d) Núcleo heterogêneo circundado por borda retilínea e homogênea. Chl = clorita.

A diferença composicional entre núcleo, borda e zona mista pode ser vista nos diagramas binários da Figura 35. O núcleo heterogêneo possui altos valores de  $\text{SiO}_2$  (36,12 – 37,05 wt.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (28,32 – 31,7 wt.%) e baixos valores de  $\text{TiO}_2$  (0,18 – 1,36 wt.%) e  $\text{FeO}$  (6,08 – 9,38 wt.%). A borda é alto  $\text{FeO}$  (7,36 – 8,82),  $\text{TiO}_2$  (0,69 – 1,33 wt.%) e baixa  $\text{SiO}_2$  (34,88 – 36,66 wt.%) e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (28,45 – 31,29 wt.%) comparada com o núcleo. A composição da zona mista transita entre a composição de núcleo e borda e justifica os altos valores de  $\text{FeO}$  e  $\text{TiO}_2$  do núcleo heterogêneo.



**Figura 35** Diagramas binários composicionais das diferentes zonas da turmalina. Os valores estão em forma de óxido em peso por cento (wt.%). Área tracejada indica composições de borda. Área hachurada indica composições de núcleo.

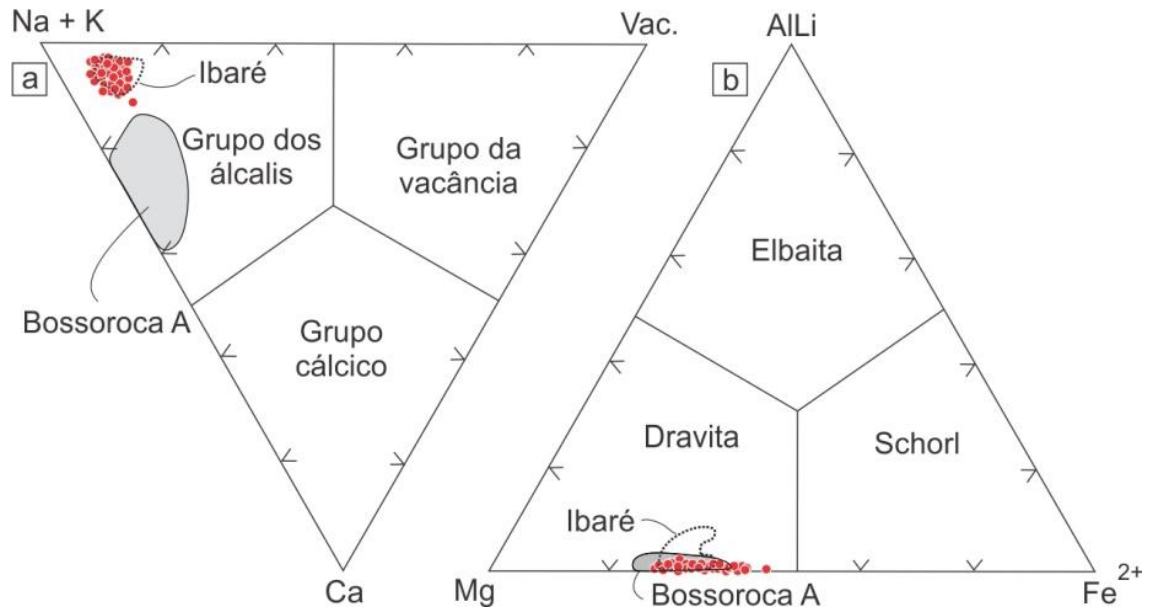
Os mapas composicionais quantitativos elementares mostram a presença das três zonas somente no mapa do elemento Fe (Figura 36a). Os demais mapas dos elementos Mg, Al e Na mostram somente uma relação sutil de núcleo e borda, sem a diferenciação da zona mista dentro do núcleo (Figura 36b, c, d). Não é possível se estabelecer uma relação composicional entre a borda da turmalina e a clorita que preenche as fraturas.



**Figura 36** Mapas composicionais quantitativos da turmalina. a) Mapa composicional do elemento Fe; b) Mapa composicional do elemento Mg; c) Mapa composicional do elemento Al; d) Mapa composicional do elemento Na.

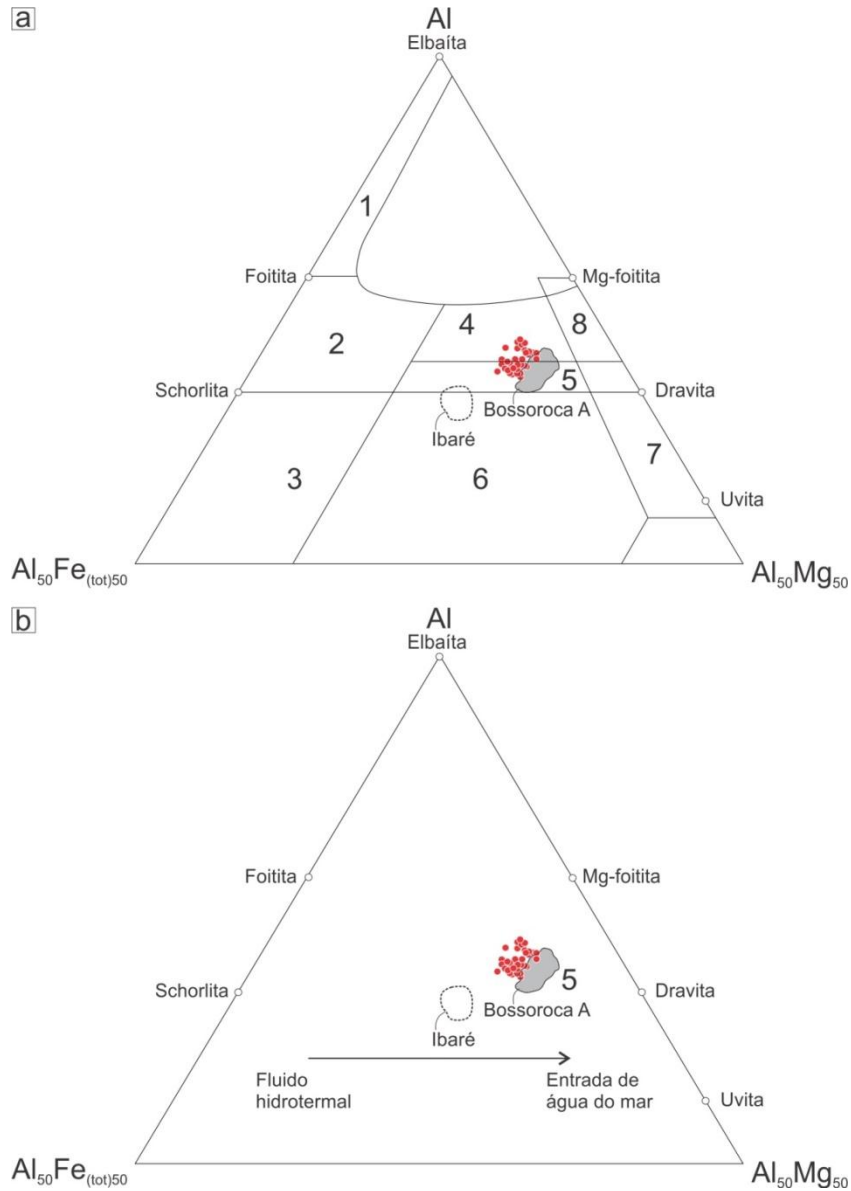
Análises de microsonda eletrônica ( $n = 37$ ) (Anexo 6 – Tabela 10) classificam as três zonas da turmalina como dravita, pertencente ao grupo dos álcalis (Figura 37). Os campos Bossorooca A e Ibáre são de turmalinitos em ofiolitos do Escudo Sul-Riograndense de Hartmann et al. (2019) e Arena et al. (2019), respectivamente.





**Figura 37** Diagramas ternários de classificação modificados de Arena et al. (2019). a) Classificação de acordo com a ocupação do sítio X da turmalina. b) Classificação de acordo com a ocupação do sítio Y da turmalina.

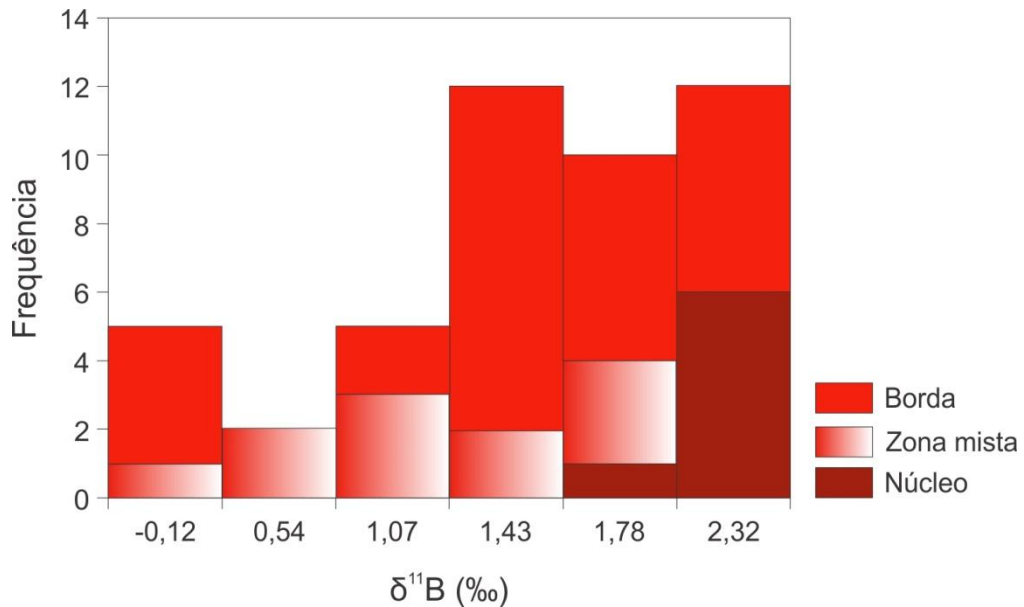
No gráfico ternário (Figura 38) de classificação petrogenética da turmalina de Henry & Guidotti (1985), as análises plotam no campo de metapelitos e metapsamitos saturados ou não em Al (Figura 38a). Na Figura 38b pode-se perceber a ação da água do mar como fluido principal na cristalização da turmalina.



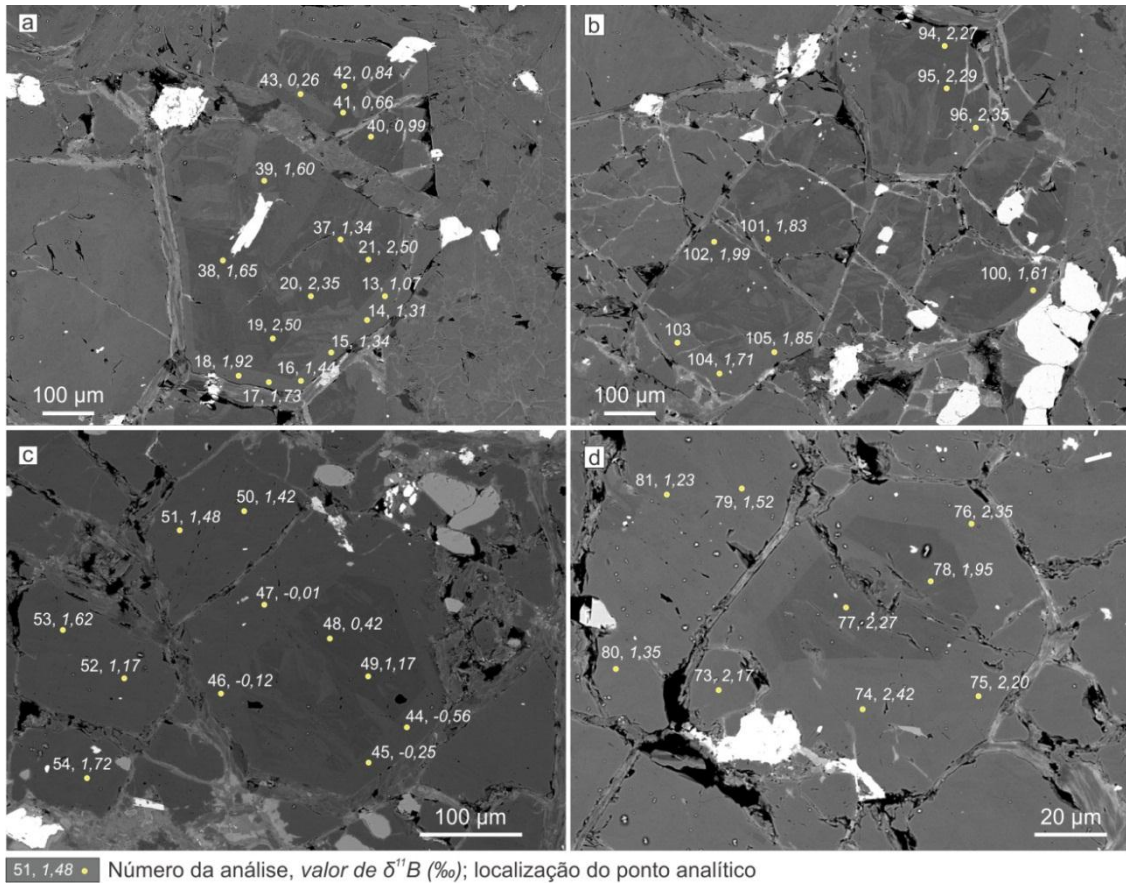
**Figura 38** Diagramas ternários de classificação de tumalina utilizando as proporções moleculares. a) Modificado de Henry e Guidotti (1985). Descrição dos campos: 1 - Granitóides, pegmatitos e aplitos ricos em Li; 2 - Granitóides e pgmatitos associados pobres em Li; 3 - Alteração hidrotermal de granito; 4 - Metapelitos e metapsamitos saturados em Al; 5 - Metapelitos e metapsamitos insaturados em Al; 6 - rochas a quartzo-turmalina, calci-silicáticas e metapelitos; 7 - meta-ultramáficas com baixo Ca e 8 - metacarbonatos, metapiroxenitos. b) Efeitos composicionais do fluido hidrotermal *versus* entrada de água do mar na cristalização da tumalina. Modificado de Slack e Trumbull (2011).

#### 4.5 ISÓTOPOS DE BORO

Os resultados dos isótopos na turmalina apresentam valores de  $\delta^{11}\text{B}$  que variam de  $-0,56$  a  $+2,50$  ‰ (Tabela 1). As diferentes zonas encontradas nas imagens BSE da turmalina (núcleo, zona mista e borda) refletem na variação isotópica. No núcleo, os valores de  $\delta^{11}\text{B}$  variam de  $+1,95$  a  $+2,50$  com média de  $+2,30$ . Na zona mista, o  $\delta^{11}\text{B}$  varia de  $+0,26$  a  $+1,99$  com média de  $+1,16$ . Na borda, valores de  $\delta^{11}\text{B}$  apresentam ampla variação, de  $-0,56$  a  $+2,42$  com média de  $+1,42$ . Os valores de  $\delta^{11}\text{B}$  foram plotados em um histograma de frequência com a separação das zonas da turmalina (Figura 39). O número da análise, valor de  $\delta^{11}\text{B}$  e localização do ponto analítico estão marcados nas imagens BSE (Figura 40).



**Figura 39** Histograma de frequência dos valores de  $\delta^{11}\text{B}$  obtidos nas diferentes zonas dos cristais de turmalina.



**Figura 40** Imagens BSE da turmalina com respectivo ponto da análise, valor de  $\delta^{11}\text{B}$  e localização do ponto analítico.

**Tabela 1** Resultados das análises dos isótopos de B na turmalina. ZM = zona mista.

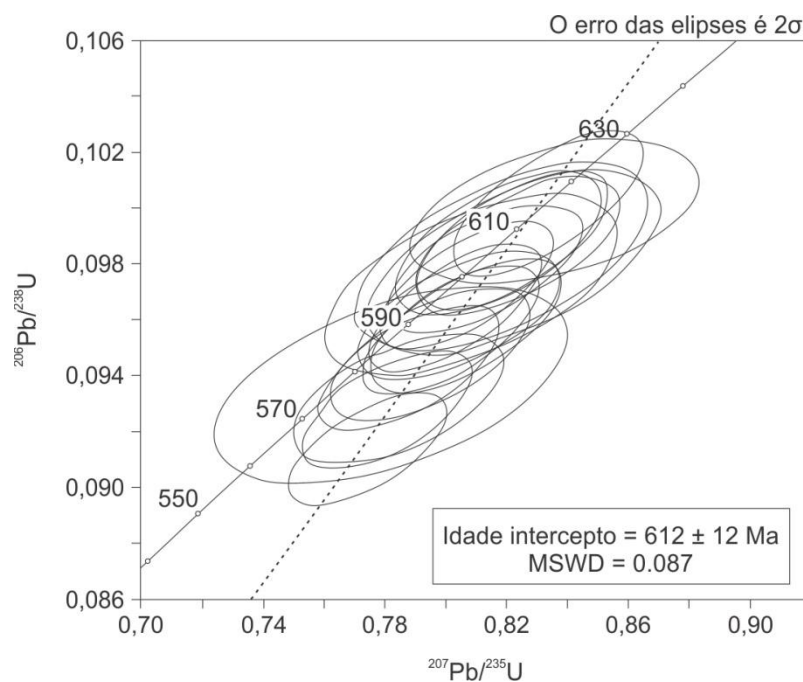
Análise	Zona	B (ppm)	$\delta^{11}\text{B}(\text{‰})$	1s	Análise	Zona	B (ppm)	$\delta^{11}\text{B}(\text{‰})$	1s
13	Borda	23,1	+1,07	0,24	51	Borda	20,5	+1,48	0,24
14	Borda	23,9	+1,31	0,24	52	Borda	20,1	+1,17	0,24
15	Borda	23,2	+1,34	0,24	53	Borda	20,9	+1,62	0,24
16	Borda	23,2	+1,44	0,24	54	Borda	19,5	+1,72	0,24
17	Borda	23,3	+1,73	0,24	73	Borda	18,5	+2,17	0,12
18	Borda	23,5	+1,92	0,24	74	Borda	15,0	+2,42	0,11
19	Núcleo	22,2	+2,50	0,25	75	Borda	20,2	+2,20	0,11
20	Núcleo	24,2	+2,35	0,24	76	Borda	20,2	+2,35	0,11
21	Núcleo	20,8	+2,50	0,24	77	Núcleo	17,9	+2,27	0,11
37	ZM	21,4	+1,34	0,24	78	Núcleo	18,8	+1,95	0,11
38	ZM	20,5	+1,65	0,24	79	Borda	22,2	+1,52	0,11
39	ZM	20,2	+1,60	0,24	80	Borda	20,1	+1,35	0,11
40	ZM	20,7	+0,99	0,24	81	Borda	20,9	+1,23	0,11
41	ZM	20,8	+0,66	0,24	94	Núcleo	20,8	+2,27	0,20
42	ZM	21,3	+0,84	0,24	95	Núcleo	19,6	+2,29	0,20
43	ZM	23,1	+0,26	0,24	96	Borda	19,7	+2,35	0,20
44	Borda	22,2	-0,56	0,24	100	Borda	15,8	+1,61	0,21
45	Borda	22,6	-0,25	0,24	101	ZM	19,1	+1,83	0,20
46	Borda	22,5	-0,12	0,24	102	ZM	18,4	+1,99	0,20
47	Borda	22,0	-0,01	0,24	103	Borda	19,0	+2,17	0,20
48	ZM	21,6	+0,42	0,24	104	Borda	18,0	+1,71	0,20
49	ZM	20,8	+1,17	0,24	105	Borda	21,3	+1,85	0,20
50	Borda	21,1	+1,42	0,24	106	Borda	21,0	+1,68	0,20

#### 4.6 ISÓTOPOS U-Pb e Lu-Hf

Para complementar o estudo na região sul do ofiolito Bossoroca, foram obtidas idades U-Pb e isótopos Lu-Hf zircão de duas intrusões graníticas associadas ao ofiolito, o pertita granito Cerro da Cria e o monzogranito Ramada.

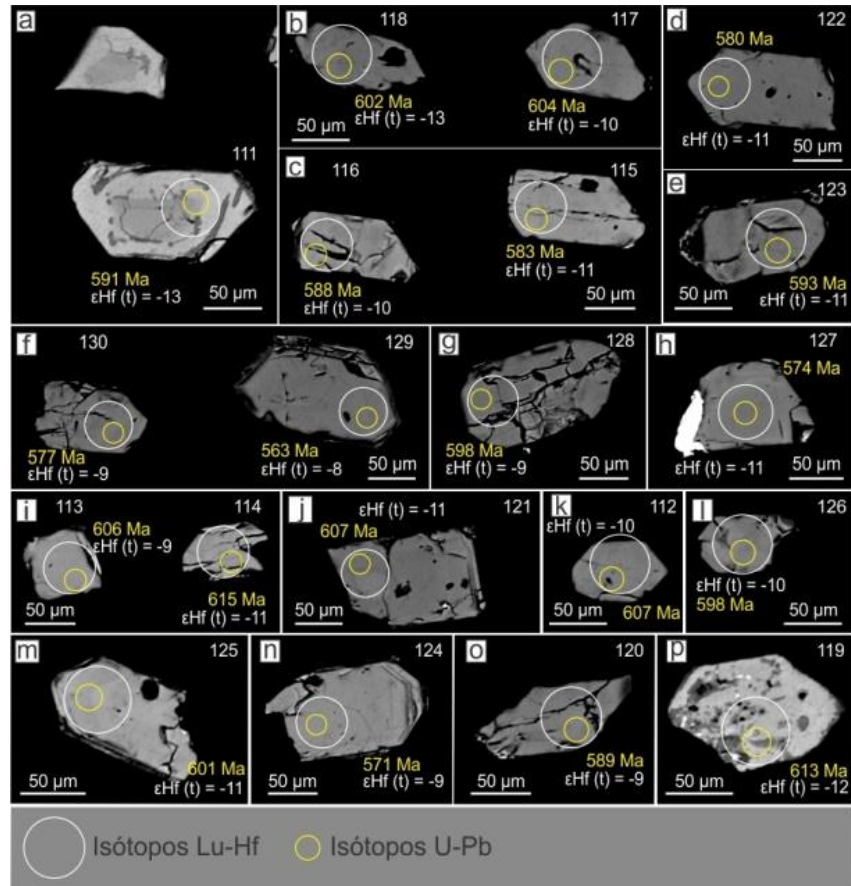
##### 4.6.1 Pertita granito Cerro da Cria

A idade U-Pb obtida para o pertita granito Cerro da Cria é a idade intercepto de  $612 \pm 12$  Ma com MSWD de concordância = 0,087 (Figura 41). Algumas análises apresentam idades mais jovens, em torno de 570 Ma. Porém, essas idades mais jovens não são concordantes e significam perda de chumbo. Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  calculados para as respectivas idades variam de -8 a -13 (Figura 45) e são compatíveis com valores encontrados para os granitos pós tectônicos do Escudo Sul-Riograndense (ARENA et al., 2017).



**Figura 41** Diagrama concórdia do pertita granito Cerro da Cria com idade intercepto de  $612 \pm 12$  Ma.

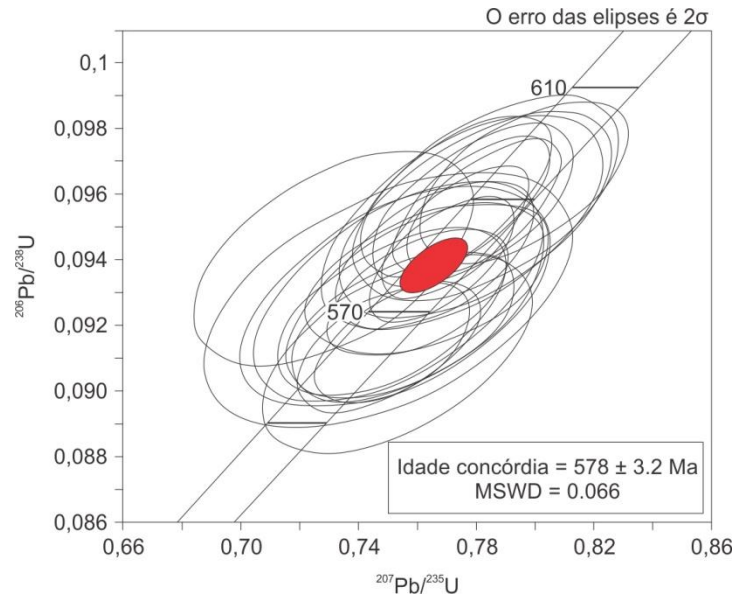
Os *spots* analisados com as respectivas idades U-Pb e valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  para cada grão estão esquematizados na Figura 42. Os resultados das idades e razões isotópicas para cada grão estão no anexo 7 – Tabela 11. Os resultados dos isótopos Lu-Hf estão no Anexo 8 – Tabela 12.



**Figura 42** Grãos de zircão da amostra do peritita granito Cerro da Cria com a localização dos *spots* analíticos U-Pb e Lu-Hf e respectivos valores encontrados para cada grão.

#### 4.6.2 Monzogranito Ramada

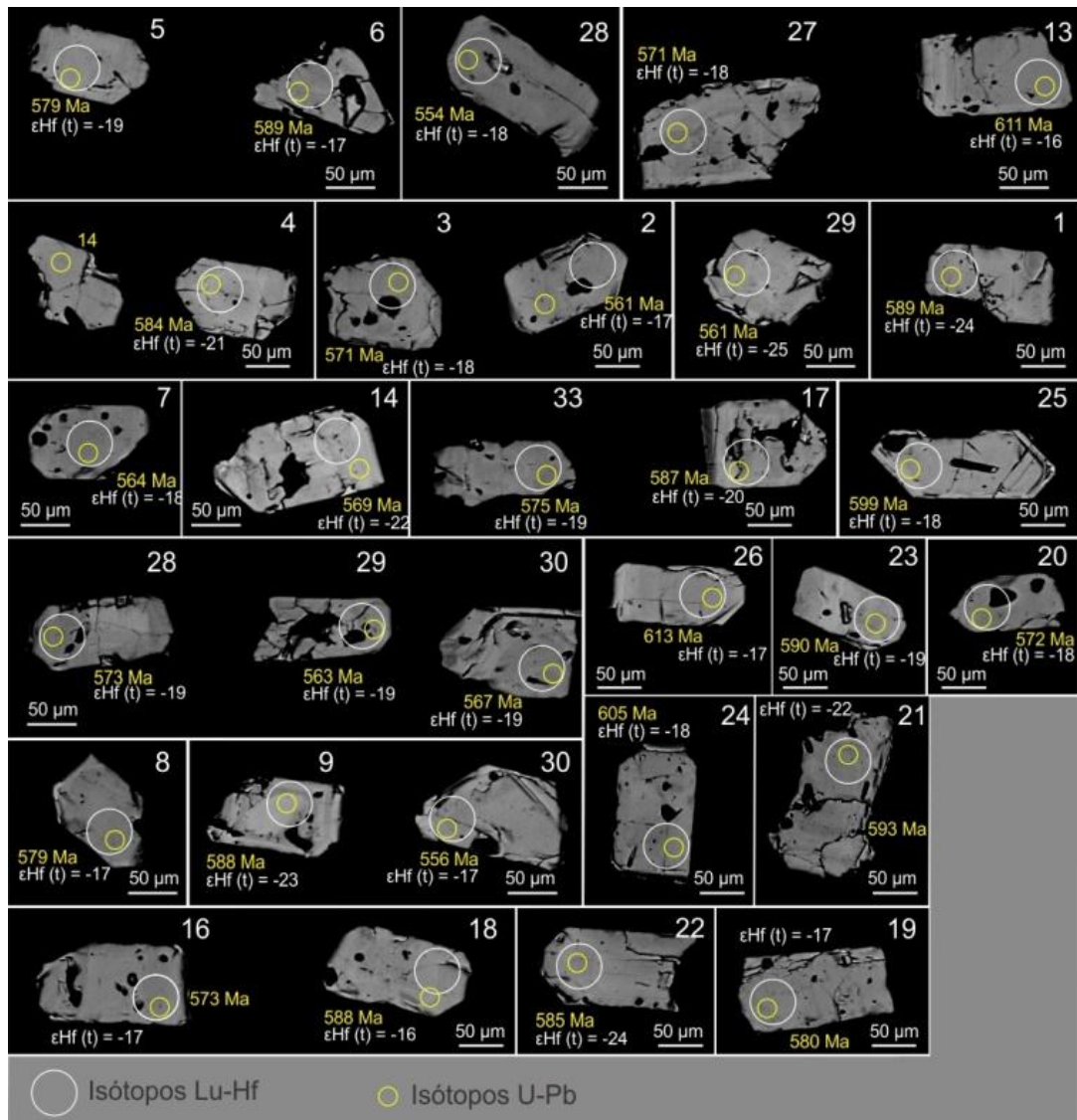
A idade concordante encontrada para o monzogranito Ramada é de  $578 \pm 3,2$  Ma com MSWD da concordância = 0,066 (Figura 43). Os valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  para respectivas idades variam de -16 até -25 (Figura 45).



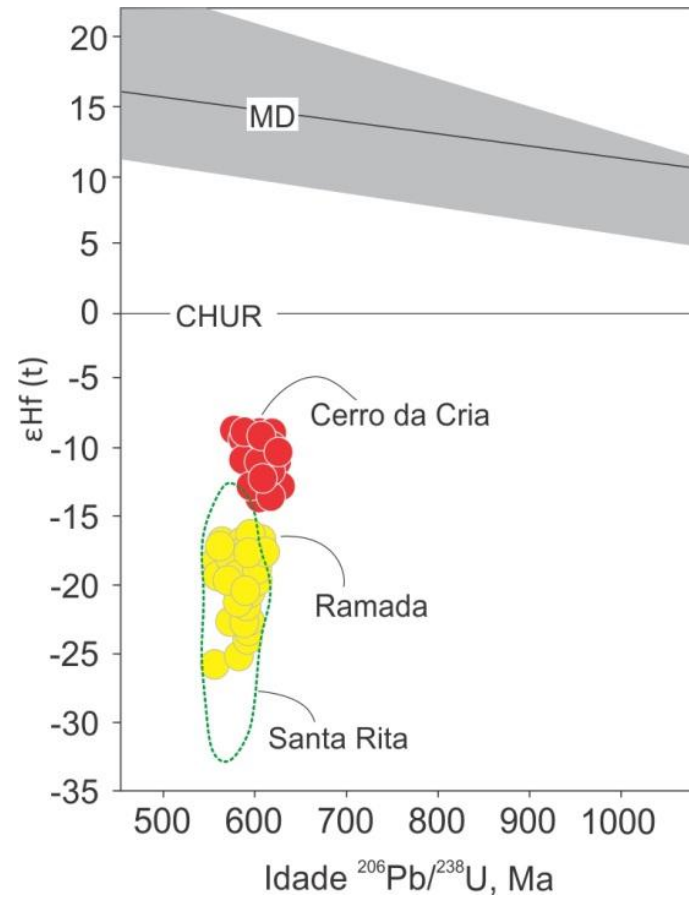
**Figura 43** Diagrama concórdia do monzogranito Ramada com idade concordante de  $578 \pm 3,2$  Ma.

A localização dos *spots* nos cristais analisados com seus respectivos valores de idade U-Pb e  $\epsilon_{\text{Hf}}$  estão esquematizadas na Figura 44. Os resultados das idades e razões isotópicas para cada grão estão no anexo 7 – Tabela 11. Os resultados dos isótopos Lu-Hf estão no Anexo 8 – Tabela 12.





**Figura 44** Grãos de zircão da amostra do monzogranito Ramada com a localização dos *spots* analíticos U-Pb e Lu-Hf e respectivos valores encontrados para cada grão.



**Figura 45** Valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  para os granitos Cerro da Cria e Ramada. Linha verde pontilhada demonstra a comparação com o monzogranito pós-orogênico Santa Rita de Arena et al. (2017).

## 5 DISCUSSÕES

Neste capítulo, serão discutidos os resultados de campo, petrografia e química mineral dos serpentinitos e clorititos do ofiolito adicionados a dados isotópicos de turmalina de crosta oceânica e dos granitos que intrudem o ofiolito. A integração de todos os dados permite traçar a evolução mineralógica e isotópica das rochas aflorantes na porção sul do ofiolito Bossoroça.

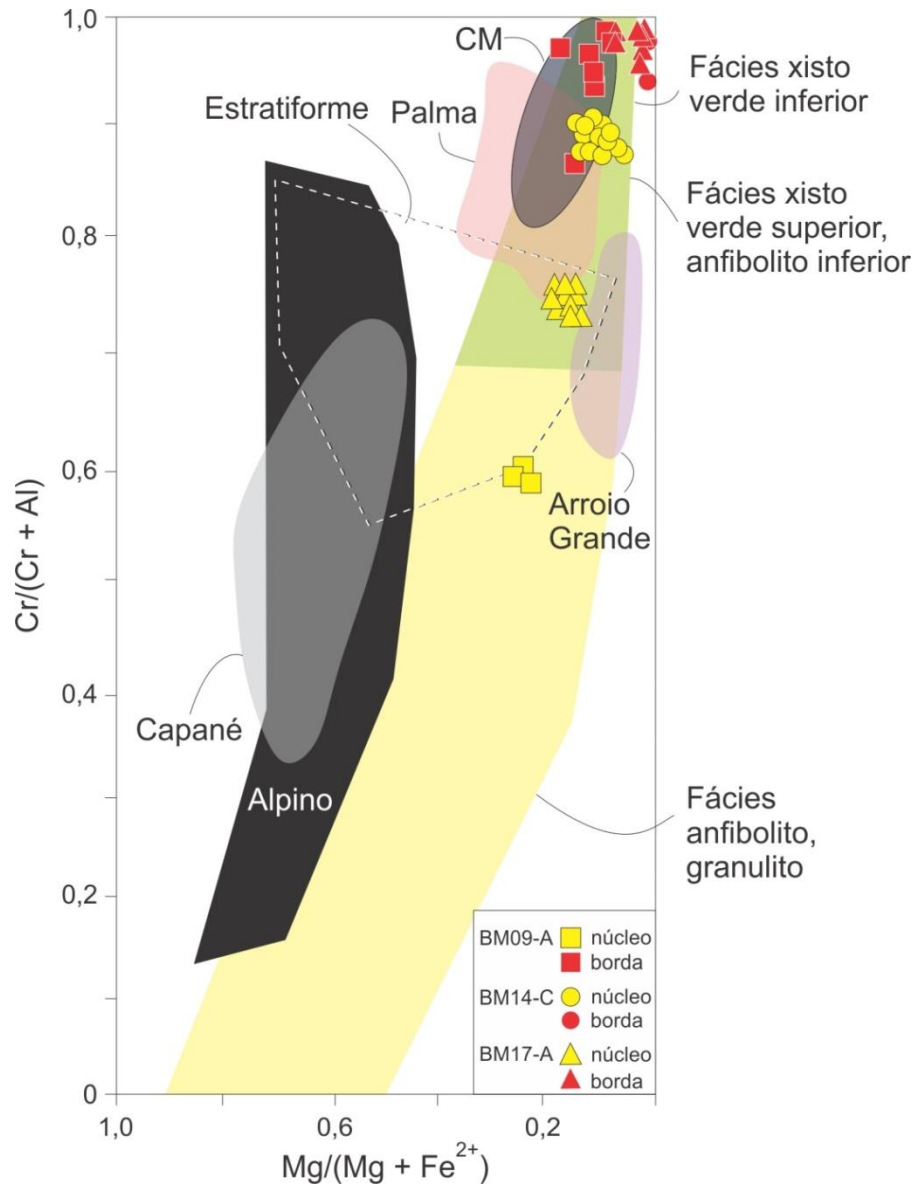
### 5.1 SERPENTINITOS

A ampla variação textural observada na petrografia aliada a imagens BSE e a diferenças composicionais entre as texturas de serpentina permitem interpretar diferentes fases de serpentinização para os serpentinitos do ofiolito Bossoroça. As relações texturais e as semelhanças químicas entre as serpentinas fibrosas e as massas microcristalinas indicam que as mesmas foram formadas em condições semelhantes. O teor de  $\text{SiO}_2 > 42\%$  é característico da espécie antigorita, formada em altas temperaturas ( $> 500^\circ\text{C}$ ). O menor conteúdo de  $\text{SiO}_2 (< 42\%)$  e de  $\text{Al}_2\text{O}_3 (< 0,5\%)$  é encontrado nas serpentinas do tipo *mesh* é um parâmetro característico da espécie lizardita formada em temperaturas mais baixas ( $100^\circ\text{C}$ ) (LAFAI et al., 2013). A presença de tremolita, forsterita e antigorita é indicativa de fácies anfíbolito inferior no metamorfismo progressivo de rochas ultramáficas (BARNES & ROEDER, 2001).

Cr-espínelios são importantes indicadores petrogenéticos das rochas máficas e ultramáficas. Entretanto, esse mineral é suscetível a alterações durante o metamorfismo progressivo das rochas hospedeiras complicando as possíveis interpretações petrogenéticas (BARNES, 2000; BARNES & ROEDER, 2001). O Cr-espínelio estudado possui origem metamórfica para os núcleos e bordas. Os núcleos foram formados sob condição de fácies anfíbolito, possivelmente durante a obducção do ofiolito no arco de ilhas. As bordas com composições férricas foram recristalizadas sob condições de fácies xisto verde e podem estar associadas aos efeitos das intrusões dos granitos Cerro da Cria e Ramada (Figura 46). A principal evidência do metamorfismo de fácies anfíbolito para os núcleos está no baixo  $\text{Mg\#}$  ( $< 0,3$ ). Os baixos valores são consequência das trocas entre os elementos de Mg e  $\text{Fe}^{2+}$  entre o Cr-espínelio e outros silicatos como a olivina (BARNES, 2000).

Os dados de química mineral do Cr-espínelio do ofiolito Bossoroça foram comparados com outras ocorrências desses minerais em ofiolitos do Escudo Sul-Riograndense. O Cr-espínelio dos ofiolitos Palma, Cerro Mantiqueiras e Arroio Grande apresenta características semelhantes a do Cr-espínelio do ofiolito Bossoroça (HARTMANN et al., 2000; HARTMANN & CHEMALE JR, 2003; RAMOS et al., 2017). Em campo, aparecem de forma disseminada nos serpentinitos e xistos magnesianos e a química mineral indica origem

metamórfica para esses minerais. O Cr-espinélio do ofiolito Capané apresenta características distintas dos demais. Marques (1996) observou em campo lentes maciças de cromitito entre serpentinitos. A química mineral indica altos valores de Mg# ( $> 0,6$ ) e uma ampla variação do Cr#. Esses parâmetros são característicos de Cr-espinélios do tipo Alpino com composições mantélicas preservadas.



**Figura 46** Diagrama Mg# vs. Cr# de classificação petrogenética de Cr-espinélios modificado de Hartmann & Chemale Jr. (2003). Campos alpino e estratiforme de Irvine (1967). Fácies metamórficas de Evans e Frost (1975). Comparação com outros dados químicos de Cr-espinélio em ofiolito do Escudo Sul-Riograndense: Capané (MARQUES, 1996); Palma (HARTMANN et al., 2000); CM = Cerro Mantiqueiras (HARTMANN & CHEMALE JR. et al., 2003); Arroio Grande (RAMOS et al. 2017).

## 5.2 CLORITITOS

As relações de campo entre os clorititos e os serpentinitos indicam a formação dessas rochas no ambiente de crosta oceânica. Análises químicas na clorita mostram composições magnesianas e análises químicas na turmalina classificam o mineral como dravita, semelhante a composições de turmalinas de crosta oceânica descritas por Hartmann et al. (2019) e Arena et al. (2019). A turmalina é um mineral resistente e que acomoda muitos elementos em sua estrutura. Essas características tornam esse mineral um importante indicador geoquímico no estudo de elementos maiores, traços e de isótopos (HENRY & DUTROW, 1996). Resultados de isótopos de B na turmalina contida numa amostra de cloritito atestam a gênese oceânica dessas rochas.

O B presente na crosta continental é tipicamente leve ( $\delta^{11}\text{B} = -10\text{‰}$ ), entretanto, a água do mar é um reservatório uniforme de B enriquecida no isótopo pesado ( $\delta^{11}\text{B} = +39,6\text{‰}$ ) (VAN HINSBERG et al. 2011). A enorme influência da água do mar na concentração do B e no fracionamento isotópico desse elemento é comprovada através da análise de serpentinitos. Rochas provenientes do manto como os basaltos do tipo MORB e OIB possuem baixas concentrações de B (~0,060 ppm) e valores de  $\delta^{11}\text{B}$  em torno de  $-7\text{‰}$ . Os serpentinitos, formados por hidratação de peridotitos na crosta oceânica, possuem altas concentrações de B (entre 10 e 91 ppm) e valores de  $\delta^{11}\text{B}$  entre  $+7$  e  $+19,9\text{‰}$ . Rochas metassomáticas possuem uma diminuição no conteúdo de B em relação ao serpentinito com concentrações variando de 2 a 28 ppm. Os valores de  $\delta^{11}\text{B}$  também sofrem diminuição para valores de  $+8$  a  $+13 \text{‰}$  (MARSCHALL, 2018). Esmectitas formadas a partir da alteração de basaltos de crosta oceânica apresentam valores de  $\delta^{11}\text{B}$  entre  $+2$  e  $+9\text{‰}$ . As turmalinas formadas a partir de processos hidrotermais oceânicos registram as composições da rocha hospedeira e também do fluido (RANTA et al. 2017).

Valores positivos de  $\delta^{11}\text{B}$  na turmalina da porção sul do ofiolito Bossoroça indicam formação desse mineral próximo ao ambiente de crosta oceânica alterada, porém, com valores de  $\delta^{11}\text{B}$  mais baixos indicando a influência dos fluidos hidrotermais na presença de sedimentos marinhos terrígenos (Figura 47). Os diferentes valores de  $\delta^{11}\text{B}$  encontrados para as três zonas identificadas na turmalina (núcleo, zona mista e borda) indicam pelo menos dois eventos de formação de turmalina:

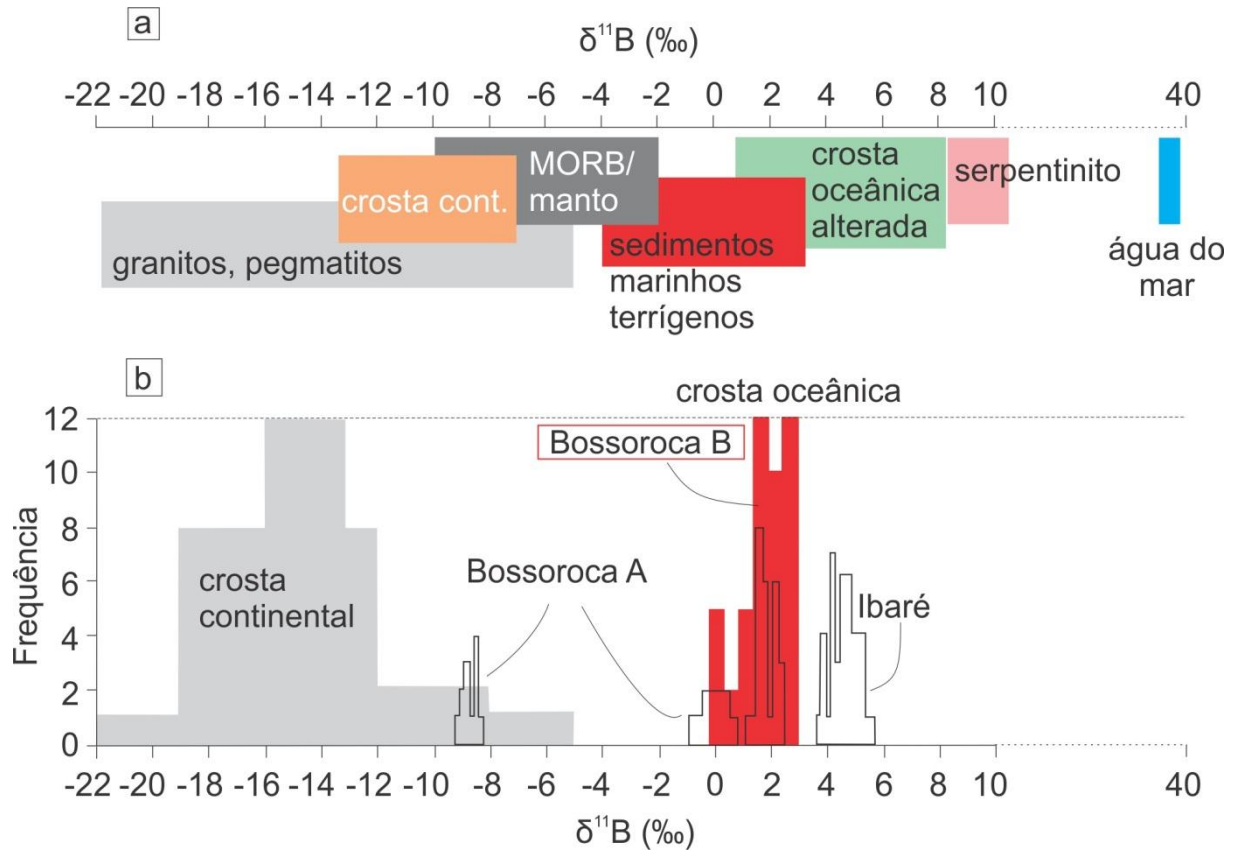
- I) Formação do núcleo: as porções mais escuras e homogêneas do núcleo nas imagens BSE possuem os valores mais elevados de  $\delta^{11}\text{B}$  com média de valores de  $+2,30\text{‰}$ . Os valores elevados de  $\delta^{11}\text{B}$  podem ser interpretados como indicadores de maior influência da água do mar na cristalização do mineral.

Essa zona apresenta semelhanças e pode ser comparada com a Tur 1 descrita por Hartmann et al. (2019). Tur 1 é homogênea de coloração escura na imagem BSE e possui valores de  $\delta^{11}\text{B}$  com média de +1.8‰. A formação de Tur 1 em 920 Ma está relacionada com o crescimento desse mineral em um reservatório de B com composição constante chamado de Oceano proto-Adamastor (HARTMANN et al. 2019).

- II) Zona mista e borda: a zona mista corresponde às porções mais claras que alteram as porções mais escuras e homogêneas do núcleo. As bordas circundam o núcleo de maneira retilínea. Imagens BSE juntamente com valores de  $\delta^{11}\text{B}$  entre -0,56 e +2,42‰ dão suporte para interpretação de formação dessas duas zonas a partir de um mesmo evento de alteração ainda em ambiente de crosta oceânica. Essas zonas apresentam semelhanças e podem ser comparadas com a Tur 2 descrita por Hartmann et al. (2019). A Tur 2 apresenta estrutura heterogênea e possui valores mais baixos de  $\delta^{11}\text{B}$  entre -1 e +0,4‰. A gênese de Tur 2 foi interpretada como sendo produto da ação de fluidos hidrotermais que alteraram Tur 1 (HARTMANN et al. 2019).

Uma terceira zona chamada de Tur 3 é descrita por Hartmann et al. (2019). Tur 3 possui valores de  $\delta^{11}\text{B}$  negativos (-8,5‰) e foi interpretada como alteração através de zonas de falhas com ação de fluidos continentais pós colocação do ofiolito no arco de ilhas. A presença de Tur 3 não foi identificada nesse estudo.

Ao contrário das turmalinas encontradas no ofiolito Bossoroça (Bossoroça A e B), as turmalinas do turmalinito maciço do ofiolito Ibaré são homogêneas nas imagens BSE e possuem valores de  $\delta^{11}\text{B} = +3,5$  a +5,2‰. Os valores positivos de  $\delta^{11}\text{B}$  indicam formação do turmalinito de Ibaré em ambiente de crosta oceânica alterada (ARENA et al., 2019).



**Figura 47** Histograma com valores de  $\delta^{11}\text{B}$ . a) Diferentes fontes de B nos ambientes geológicos (FARBER et al. 2015; MARSCHALL, 2018); b) Histograma de frequência para a turmalina Bossoroca B comparada com outros dados da literatura. Campo Bossoroca A de Hartmann et al. (2019); Ibaré de Arena et al. (2019); crosta continental de Garda et al. (2009), Trumbull et al. (2013), Albert et al. (2018).

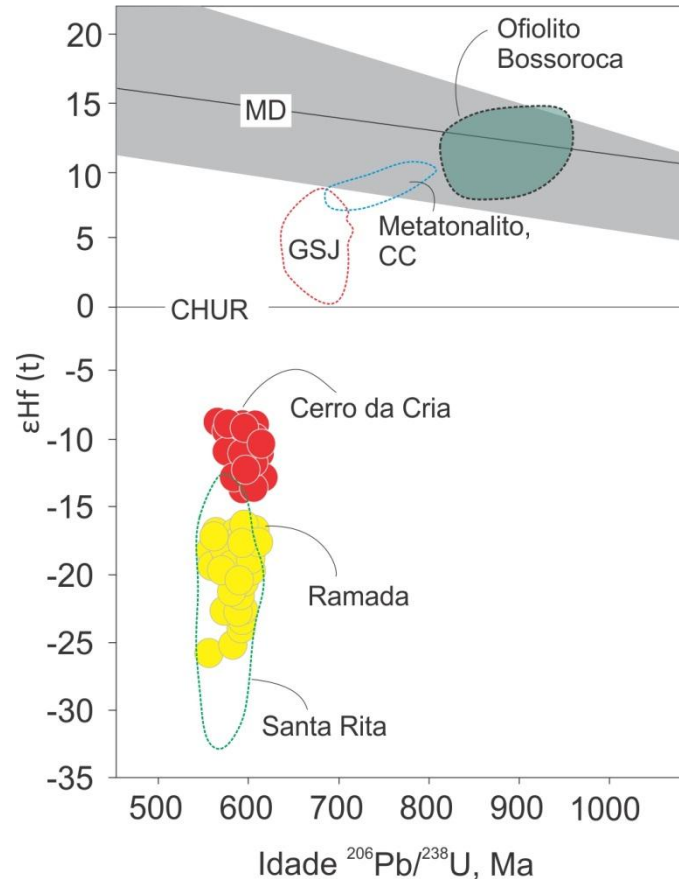
### 5.3 GRANITOS CERRO DA CRIA E RAMADA

Os dados de idades U-Pb com seus correspondentes valores de  $\epsilon\text{Hf}$  aqui apresentados são pioneiros e fundamentais para o entendimento da evolução da porção sul do ofiolito Bossoroça. Os valores negativos de  $\epsilon\text{Hf}$  encontrados para os granitos Cerro da Cria e Ramada sugerem que a gênese desses magmas está ligada a fusão de crosta continental. As idades mais antigas ( $612 \pm 12$  Ma) e valores menos negativos de  $\epsilon\text{Hf}$  (-8 a -13) encontradas para o pertita granito Cerro da Cria indicam alguma contaminação desse magma pelo terreno juvenil São Gabriel. Idades mais jovens ( $578 \pm 3,2$  Ma) e valores mais negativos de  $\epsilon\text{Hf}$  (-16 a -25) encontrados para o monzogranito Ramada indicam fontes puramente crustais para a granitogênese dessa faixa de idade (ex: ARENA et al., 2017).

No terreno São Gabriel foram obtidos dados de  $\epsilon\text{Hf}$  em zircão de rochas do Complexo Cambaí, Granito Sanga do Jobim (CERVA-ALVES et al., 2019), e em rochas metassomáticas do ofiolito Bossoroça (HARTMANN et al., 2019), Ibaré, Palma (ARENA et al., 2017) e Cerro Mantiqueiras (ARENA et al., 2016). A origem juvenil a partir do manto depletado para essas rochas é corroborada pelos valores positivos de  $\epsilon\text{Hf}$ .

A Figura 48 mostra os valores de  $\epsilon\text{Hf}$  *versus* idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dos granitos Cerro da Cria e Ramada em comparação com alguns dados obtidos em outras rochas de fonte juvenil. O diagrama sugere que a contribuição continental na gênese dos magmas graníticos conhecidos no terreno São Gabriel se deu a partir de 612 Ma com a formação do Granito Cerro da Cria.





**Figura 48** Valores de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  vs. idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dos granitos Cerro da Cria e Ramada comparadas com o Monzogranito Santa Rita (ARENA et al., 2017) e rochas juvenis do terreno São Gabriel. GSJ = Granito Sanga do Jobim; Metatonalito CC = Metatonalito do Complexo Cambaí (CERVA-ALVES et al., 2019). Ofiolito Bossoroca de Hartmann et al. (2019). CHUR = repositório condritico uniforme. MD = manto depletado.

#### 5.4 ANÁLISE INTEGRADORA

A partir da discussão dos resultados petrográficos, de química mineral e isotópicos pode-se interpretar que a evolução mineralógica do ofiolito Bossoroca iniciou nos processos de geração de crosta oceânica com serpentinização e metassomatismo dessas rochas através da percolação de fluidos hidrotermais na cadeia meso-oceânica do Toniano em 920 Ma (HARTMANN et al., 2019). O processo metamórfico seguiu durante a obducção sob condições de metamorfismo progressivo de fácies anfíbolito em 700 Ma (HARTMANN et al., 2019) até a granitogênese pós-tectônica em 612 Ma e 578 Ma, causando recristalização de alguns minerais.

Assembleias minerais marcadoras desses processos podem ser identificadas. Os processos metamórficos foram denominados de M1, M2 e M3. Sendo M1 o processo de geração dos serpentinitos e clorititos metassomáticos com turmalina na crosta oceânica, M2 o processo metamórfico de fácies anfíbolito que ocorreu durante a obducção dessas rochas no arco São Gabriel (HARTMANN et al., 2019) e M3 a recristalização de alguns minerais

devido às intrusões dos granitos Cerro da Cria e Ramada. As assembleias mineralis de acordo com os eventos metamórficos estão esquematizadas na Figura 49.

As assembleias identificadas são:

M1: serpentina - antigorita (fibrosa e massa microcristalina) + clorita + turmalina;

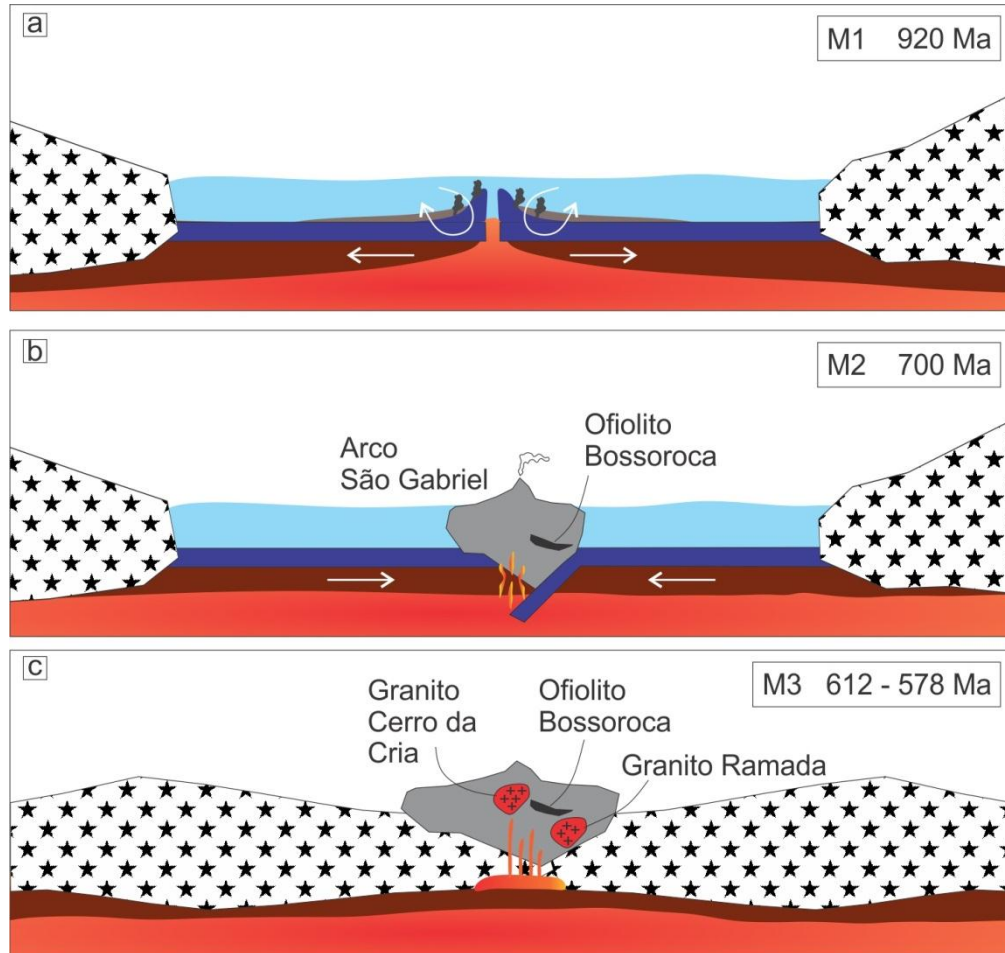
M2: forsterita + tremolita + serpentina – antigorita (fibrosa e massa microcristalina) + núcleo Cr-espinélio;

M3: magnetita + borda do Cr-espinélio + serpentina – lizardita do tipo *mesh* + serpentina (veios).

Minerais	Evento M1	Evento M2	Evento M3
Serpentina	Mmc e fibrosa		Mesh Veio
Olivina			
Tremolita			
Espinélio		Núcleo	Borda
Magnetita			
Clorita			
Turmalina	Núcleo Zona mista Borda		

**Figura 49** Evolução mineralógica de acordo com os eventos metamórficos. Mmc = massa microcristalina.

Com base nos dados geocronológicos obtidos anteriormente por Hartmann et al. (2019) e nos novos dados geoquímicos e isotópicos obtidos nesse trabalho, um modelo evolutivo para o ofiolito Bossoroca é proposto na Figura 50.



**Figura 50** Modelo evolutivo proposto para o ofiolito Bossoroca. Modificado de Hartmann et al. (2019). a) Processo de abertura do oceano Adamastor em 920 Ma com a geração de serpentinitos e clorititos; b) Obdução do ofiolito no Arco São Gabriel; c) Intrusão dos granitos pós-tectônicos a partir da fusão de crosta continental antiga.

O modelo inicia com o rifteamento e formação da crosta oceânica em 920 Ma. A serpentinização e metassomatização da crosta oceânica ocorreram próximos à região da dorsal meso-oceânica, onde há grande fluxo térmico e interação com a água do mar. Serpentinizações de texturas massa microcristalina e fibrosa se formaram nesse período juntamente com os clorititos e turmalina. Em torno de 700 Ma ocorre a obdução do ofiolito no Arco São Gabriel. O processo de obdução atingiu a fácies anfíbolito com a formação de núcleos de Cr-spinélio, forsterita e tremolita no serpentinito. Por fim, processos tardios alteraram o Cr-spinélio formando bordas ricas em  $Fe^{3+}$  e serpentinizaram a forsterita e tremolita formando a

textura do tipo *mesh* e os veios de serpentina. Esse processo tardio possivelmente está relacionado a intrusões dos granitos em 612 e 578 Ma.

## 6 CONCLUSÕES

De acordo com os resultados de campo, petrografia, química mineral, isótopos de B e isótopos U-Pb-Hf obtidos e discutidos neste trabalho conclui-se:

- I) Os serpentinitos e clorititos metassomáticos foram formados através da ação hidrotermal da água do mar em ambiente de dorsal meso-oceânica com alteração da crosta oceânica na presença de sedimentos marinhos terrígenos ( $\delta^{11}\text{B} = -0,56$  a  $+2,50\%$ ). Núcleo, zona mista e borda da turmalina foram formados nesse processo;
- II) As diferenças texturais e químicas indicam duas fases de serpentinização: antigorita formou as massas microcristalinas e a serpentina fibrosa no ambiente de dorsal meso-oceânica com temperaturas próximas a  $500^\circ\text{C}$ . Lizardita formou a partir da alteração da forsterita e tremolita formando textura *mesh* e os veios tardios, possivelmente no evento de colocação dos granitos.
- III) Tremolita, forsterita e núcleo de Cr-espinélio foram formados através do metamorfismo progressivo de fácies anfibolito. Esse evento metamórfico corresponde ao processo de obducção do ofiolito no arco São Gabriel em 700 Ma. Bordas do Cr-espinélio foram alteradas sob condições de fácies xisto verde inferior.
- IV) Valores negativos de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  indicam fontes crustais antigas para a gênese dos magmas graníticos, sendo a 612 Ma a idade mínima conhecida para o posicionamento do terreno São Gabriel sobre a crosta continental.

## 7 REFERÊNCIAS

- ALBERT, C.; LANA, C.; GERDES, A.; SCHANNOR, M.; NARDUZZIA, F.; QUEIROGA, G. Archean magmatic-hydrothermal fluid evolution in the Quadrilátero Ferrífero (SE Brazil) documented by B isotopes (LA MC-ICPMS) in tourmaline. **Chemical Geology**, v. 481, p. 95–109, 2018.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ANONYMOUS. Penrose field conference on ophiolites. **Geotimes**, v. 17, p. 24-25, 1972.
- ARENA, K.R.; HARTMANN, L.A.; LANA, C. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. **Precambrian Research**, v. 285, p. 299-314, 2016.
- ARENA, K.R.; HARTMANN, L.A.; LANA, C. Tonian emplacement of amphibolites in the southern Brasiliano Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. **Gondwana Research**, v. 49, p. 296-332, 2017.
- ARENA, K.R.; HARTMANN, L.A.; LANA, C. U-Pb-Hf isotopes and trace elements of metasomatic zircon delimit the evolution of the Capané ophiolite in the southern Brasiliano Orogen. **International Geology Review**, v. 60 (7), p. 911-928, 2018.
- ARENA, K.R.; HARTMANN, L.A.; LANA, C.; QUEIROGA, G.N.; CASTRO, M.P. Geochemistry and  $\delta^{11}\text{B}$  Evolution of Massive Tourmaline from the Tonian Ibaré Ophiolite, southern Brasiliano Orogen. **Annals Brazilian Academy of Sciences** (aceito para publicação), 2019.
- ARENA, Karine da Rosa. **Evolução de ofiolitos neoproterozóicos do Escudo Sul-Riograndense**. 2017. 176 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.
- BARNES, S.J. Chromite in Komatiites, II. Modification during Greenschist to Mid-Amphibolite Facies Metamorphism. **Journal of Petrology**, v. 41, n. 3, p. 387-409, 2000.
- BARNES, S.J.; ROEDER, P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 12, p. 2279-2302, 2001.
- BACH, W.; JÖNS, N.; KLEIN, F. Metasomatism Within the Ocean Crust. In: HARLOV, D.E.; AUSTRHEIM, H. (Ed.). **Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes**. Springer, 2013. p. 253–288.
- BENSON, W.N. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rock. **Memoirs of the National Academy of Sciences**, v. XIX, First Memoir, p. 90, 1926.
- BERTOTTI, A.L.; CHEMALE JR, F.; KAWASHITA, K. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. **Pesquisa em Geociências**, v. 40, p. 1-11, 2013.

BERTOTTI, Anelise Losangela. **Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS**. 2012. 162 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.

BLICHERT-TOFT, J.; PUCHTEL, I.S. Depleted mantle sources through time: evidence from LueHf and SmeNd isotope systematics of Archean komatiites. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 297, p. 598-606, 2010.

BOSCHI C.; DINI A.; FRÜH-GREEN G.L.; KELLEY D.S. Isotopic and element exchange during serpentinization and metasomatism at the Atlantis Massif (MAR 30N): Insights from B and Sr isotope data. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 72, p. 1801–1823, 2008.

BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. The Brasiliano collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44(3), p. 493-518, 2014.

CASTRO, Alexandre Millen. **Análise estrutural do Granito Cerro da Cria, São Sepé-RS**. 2016. 67 f. Trabalho de conclusão de curso. Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2016.

CATANZARO, E.J.; CHAMPION, C.E.; GARNER, E.; MARINENKO, G.; SAPPENFIELD, K.M.; SHIELDS, W.R. Standard reference materials: boric acid: isotopic and assay standard reference materials. **U.S. National Bureau of Standards**, Special Publication, v. 70, p. 260–17, 1970.

CERVA-ALVES, T.; HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D.; LANA, C. Integrated ophiolite and arc evolution, southern Brasiliano Orogen. Para: **Precambrian Research**, em preparação, 2019

CHATTERJEE, N. Electron Microprobe Analysis, Course 12.141. Massachusetts Institute of Technology, **Department of Earth, Atmospheric & Planetary Sciences**, p. 43, 2012.

CHEMALE JR., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 2000, p. 13–55.

COLEMAN, Robert G. **Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?** Berlim, Heidelberg, New York: Springer, 1977. 229 p.

COLEMAN, R.G. Prospecting for ophiolites along the Califórnia continental margim. In: DILEK, Y.; MOORES, E.; ELTHON, D.; NICOLAS, A. (Ed.). **Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the Ocean Drilling Program**. Geological Society of America, Special Paper, v. 349, p. 351-364, 2000.

DEDAVID, B.A.; GOMES, C.I.; MACHADO, G. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. Porto Alegre, **EDIPUCRS**, p. 60, 2007.

DILEK, Y. Ophiolite concept and its evolution. In: DILEK, Y.; NEWCOMB, S. (Ed.). **Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought**. Geological Society of America, Special Paper, v. 373, p. 1-16, 2003a.

DILEK, Y. Ophiolite pulses, mantle plumes and orogeny. In: DILEK, Y., ROBINSON P.T. (Ed.). **Ophiolites in Earth History**. Geological Society, London, Special Publications v. 218, p. 9–19, 2003b.

DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. **Geological Society of America Bulletin**, v. 123, p. 387–411, 2011.

DILEK, Y.; FURNES, H. Ophiolites and their origins. **Elements**, v. 10, p. 93–100, 2014.

D'ORIANO, C.; DA PELO, S.; PODDA, F.; CIONI, R. Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS): setting operating conditions and instrumental performance. **Periodico di Mineralogia**, v. 77, n. 3, p. 65-74, 2008.

EVANS, B. W.; FROST, B. R. Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 39, p. 959–972, 1975.

FARBER, K.; DZIGGEL, A.; TRUMBULL, R.B., MEYER, F.M.; WIEDENBECK, M. Tourmaline B-isotopes as tracers of fluid sources in silicified Palaeoarchean oceanic crust of the Mendon Formation, Barberton greenstone belt, South Africa. **Chemical Geology**, v. 417, p. 134–147, 2015.

FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 5, p. 77–96, 1992.

GARGIULO, M.F.; BJERG, E.A.; MOGESSIE, A. Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Rio de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina. **Geologica Acta**, v. 11, n.º. 2, p. 133-148, 2013.

GARDA, G.M.; TRUMBULL, R.B.; BELJAVSKIS, P.; WIEDENBECK, M. Boron isotope composition of tourmalinite and vein tourmalines associated with gold mineralization, Serra do Itaberaba Group, central Ribeira Belt, SE Brazil. **Chemical Geology**, v. 264, p. 207–220, 2009.

GASTAL, M.C.P.; LAFON, J.M. Gênese e evolução dos granitoides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-Riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 1, p. 11-28, 1998.

GASTAL, M.C.P.; SCHMITT, R.S.; NARDI, L.V.S. Granitoides da parte centro/sudeste do Escudo Sul-Riograndense. Novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 19, n. 2, p. 174-182, 1992.

GUBERT, M.L.; PHILIPP, R.P.; BASEI, M.A.S. The Bossoroça Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. U-Pb geochronology and tectonic implications for the neoproterozoic São Gabriel Arc. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 70, p. 1–17, 2016.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE JR., F. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 75 (1), p. 109-128, 2003.



HARTMANN, L.A.; CHEMALE JR., F.; ENDLER, L.; FRAGOZO-CESAR, A.R.; GARCIA, M.A.; OLIVEIRA, M.; SANTOS, H. Novos dados e reinterpretação de alguns aspectos da geologia da área de Mata Grande (RS). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1982.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R.P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J.C. (Ed.). **50 Anos de Geologia**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 2007. p. 97–123

HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D. Origem e evolução das rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul desde o Arqueano até o Cambriano. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil, 2000. p. 55–78.

HARTMANN, L.A.; VASCONCELLOS, M.V.; BITENCOURT, M.F.; CASTRO, J.; FABIÃO, J.; MONTEIRO, A.; PIRES, K. Structural and Compositional Evolution of Cr-Spinels and hornblends, Palma Group, Rio Grande do Sul, Brazil. **Revista Pesquisas em Geociências**, v. 27(1), p. 15-27, 2000.

HARTMANN, L.A.; WERLE, M.; MICHELIN, C.R.L.; LANA, C.; QUEIROGA, G.N.; CASTRO, M.P.; ARENA, K.R. Proto-Adamastor ocean crust (920 Ma) described in Brasileiro Orogen from coetaneous zircon and tourmaline. **Geoscience Frontiers**, v. 10, n. 4, p. 1623-1633, 2019.

HENRY, D.J.; DUTROW, B.L. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: GREW, E.S.; ANOVITZ, L.M. (Ed.). **Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy**, v. 33. Mineralogical Society of America, 1996. cap. 10, p. 503-557.

HENRY, D.J.; GUIDOTTI, C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. **American Mineralogist**, v.70, p. 1-15, 1985.

HESS, H.H. Serpentes, orogeny and epeirogeny. In: POLDERVART, A. (Ed.). **Crust of the Earth**. Geological Society of America Special Paper, v. 62, p. 391–408, 1955.

IRVINE, T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 4, p. 71-103, 1967.

JACKSON, S.E.; PEARSON, N.J.; GRIFFIN, W.L.; BELOUSOVA, E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. **Chemical Geology**, v. 211, p. 47-69, 2004.

JUTEAU, T. Identification of a mantle unit in ophiolites: A major step in the evolution of the ophiolite concept. In: DILEK, Y., NEWCOMB, S. (Ed.). **Ophiolite concept and the evolution of geological thought**. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 2003. v. 373, p. 31–53.

KARKALIS, Christos. **Serpentinization and Metasomatism - Constraints to their relationship through mineralogical, petrological and geochemical study of rodingitized dykes intruded ultramafic rocks of Kimi district, Evia, Greece**. 2018. 165 f. Dissertação

de mestrado. Faculty of Geology and Geoenvironment, National and Kapodistrian University of Athens, 2018.

KLEIN, C.; DUTROW, B. **Manual de ciências dos minerais**. Tradução e revisão técnica: Rualdo Menegat. Porto Alegre: Bookman, 2012. 716 p.

KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F.C.; MONTEIRO, R.N. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca São Sepé, Rio Grande do Sul. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1985. **Anais, SBG Florianópolis**, v. 2, p. 32-36, 1985.

KOPPE, Jair Carlos. **Metalogênese do Ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS. 1990**. 289 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

KUSKY, T.M.; WANG, L.; DILEK, Y.; ROBINSON, P.; PENG, S.; HUANG, X. Application of the modern ophiolite concept with special reference to Precambrian ophiolites. **Science China, Earth Sciences**, v. 54(3), p. 315-341, 2011.

LAFAI, R.; DECHAMPS, F.; SCHWARTZ, S.; GUILLOT, S.; GODARD, M.; DEBRET, B.; NICOLLET, C. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. **Chemical Geology**, v. 343, p. 38-54, 2013.

LEAKE, B. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. **The Canadian Mineralogist**, v. 35, p. 219-246, 1997.

LUDWIG, K.R. Isoplot/Ex Version 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronology Center**, Berkeley, CA, 2003.

MANU, J.; EBENEZER, K.H.; ANANI, C.; SAKYI, P.A.; KUTU, J.M.; ARMAH, T.E.K. Aspects of the Chemical Composition of the Birimian Gold Fluid. **Journal of Earth Sciences and Geotechnical Engineering**, v. 3, n. 4, p. 87-106, 2013.

MARQUES, J.C.; ROISENBERG, A.; JOST, H.; FRANTZ, J.C.; TEIXEIRA, R.S. Geologia e geoquímica das rochas metaultramáficas da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33(1), p. 83-94, 2003.

MARQUES, Juliana Charão. **Petrologia e metalogênese da sequência metaultramáfica da Antiforme Capané, Suíte metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul – RS. 1996**. 246 f. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

MARSCHALL, H.R. Boron Isotopes in the Ocean Floor Realm and the Mantle. In: MARSCHALL, H.R.; FOSTER, G.L. (Ed.). **Boron Isotopes, Advances in Isotope Geochemistry**. Springer International Publishing AG 2018. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-64666-4\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-319-64666-4_8).

MARSCHALL, H.R.; FOSTER, G.L. Boron Isotopes in the Earth and Planetary Sciences – A Short History and Introduction. In: MARSCHALL, H.R.; FOSTER, G.L. (Ed.). **Boron Isotopes, Advances in Isotope Geochemistry**. Springer International Publishing AG 2018. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-64666-4\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-319-64666-4_1)

- MATTÉ, Vinicius. **O vulcanismo neoproterozóico alcalino na porção oriental do Plato da Ramada, oeste do escudo Sul-Rio-Grandense**. 2016. 278 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.
- MATTEINI, M.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; BÜHN, B. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, n. 2, p. 479-491, 2010.
- MIYASHIRO, A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. **Journal of Geology**, v. 83, p. 249-281, 1975.
- MIYASHIRO, A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 19, p. 218-224, 1973.
- MOORES, E.M. Origin and emplacement of ophiolites. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 735-760, 1982.
- MOORES, E.M. Pre-1 Ga (pre-Rodinia) ophiolites: their tectonic and environmental implications. **GSA Bulletin**, v. 114(1), p. 80-95, 2002.
- NAIME, R.H.; NARDI, L.V.S. O Granito da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense; geologia, petrologia e geoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21(3), p. 266-274, 1991.
- NAIME, Roberto Harb. **Geologia, geoquímica e petrologia do complexo granítico Ramada e do granito Cerro da Cria**. 1987. 184 f. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1987.
- NARDI, L. V. S.; BONIN, B. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil – A case study. **Chemical Geology**, v. 92, p. 197-211, 1991.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F. Where ophiolites come from and what they tell us. In: DILEK, Y.; NEWCOMB, S. (Ed.). **Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought**. Geological Society of America, Special Paper, 2003. v. 373, p. 137-152.
- PEARCE, T.H.; CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 19, p. 290-300, 1973.
- PERTILLE, J.; HARTMANN, L.A.; SANTOS, J.O.S.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. **International Geology Review**, v. 59, n. 12, p. 1532-1560, 2017.
- PHILIPP, R.P.; PIMENTEL, M.M.; BASEI, M. A. S. The Tectonic Evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The Closure of the Charrua Ocean. In: SIEGESMUND, S.; BASEI, M.A.S.; OYHANTÇABAL, P.; ORIOLO, S. (Ed.). **Geology of Southwest Gondwana**, 2018. cap. 10, p. 243-265.

PHILIPP, R.P.; PIMENTEL, M.M.; CHEMALE JR., F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil. Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 83–104, 2016.

PIRAJNO, F. Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: alkali Metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listvenites. In: HARLOV, D.E.; AUSTRHEIM, H. (Ed.) **Metasomatism and the chemical transformation of rock the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes**. Springer, 2013. p. 203–252.

QUEIROGA, G.N.; SUITA, M.T.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; MARTINS, M.S.; PINHEIRO, M.A.P. Síntese sobre ofiolitos: evolução dos conceitos. **Revista Escola de Minas**, v. 65 (1), p. 47- 58, 2012.

QUEIROGA, Gláucia Nascimento. **Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. 2010**. 180 f. Tese de doutoramento – Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 2010.

RAMOS, R.C.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C. Chemistry of chromites from Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) and their possible connection with the Nama Group (Namibia). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 80, p. 192-206, 2017.

RAMOS, Rodrigo Chaves. **Evolução petrogenética e geotectônica do Ofiolito Arroio Grande, SE do Cinturão Dom Feliciano (Brasil)**. 2018. 216 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018.

RANTA, J.P.; HANSKI, E.; COOK, N.; LAHAYE, Y. Source of boron in the Palokas gold deposit, northern Finland: evidence from boron isotopes and major element composition of tourmaline. **Mineralium Deposita**, v. 52, p. 733-746, 2017.

RAPELA, C.W.; FANNING, C.M.; CASQUET, C; PANKHUSRT, R.J.; SPALLETTI, L.; POIRÉ, D.; BALDO, E.G. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. **Gondwana Research**, v. 20, p. 673-690, 2011.

REMUS M.V.D.; HARTMANN L.A.; FORMOSO M.L.L. Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23(4), p. 370–387, 1993.

REMUS, M.V.D.; MCNAUGHTO, N.J.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C.; FLETCHER, I.R.; GROVES, D.I.; PINTO, V.M. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of Southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, p. 349–366, 1999.

REMUS, Marcos Vinícius Dorneles. **Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel – RS. 1990**. 267 f. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

ROUMEJÓN, S.; FRÜH-GREEN, G.; ORCUTT, B.N.; IODP Expedition 357. Alteration Heterogeneities in Peridotites Exhumed on the Southern Wall of the Atlantis Massif (IODP Expedition 357). **Journal of Petrology**, v. 59, n. 7, p. 1329-1358, 2018.

RUDNICK, R.L.; GAO, S. Composition of the continental crust. In: RUDNICK, R.L. (Ed.). **Treatise on Geochemistry**. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003, p. 1-64.

SAALMANN, K.; GERDES, A.; LAHAYE, Y.; HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D.; LÄUFER, A. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: The prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, v. 100, p. 355–378, 2011.

SAALMANN, K.; HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D.; KOESTER, E.; CONCEIÇÃO, R.V. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. **Precambrian Research**, v. 136, p. 159–175, 2005a.

SAALMANN, K.; REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A. Geochemistry and Crustal Evolution of Volcano-sedimentary Successions and Orthogneisses in the São Gabriel Block, Southernmost Brazil - Relics of Neoproterozoic Magmatic Arcs. **Gondwana Research**, v. 8, p. 143–161, 2005b.

SAALMANN, K.; REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A. Neoproterozoic magmatic arc assembly in the southern Brazilian Shield – constraints for a plate tectonic model for the Brasiliano orogeny. **Geotectonic Research**, v. 95, p. 41-59, 2007.

SAALMANN, K.; REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, Southern Brazil. **Geological Magazine**, v. 143, p. 59–88, 2006.

SANTOS, M.M.; LANA, C.; SCHOLZ, R.; et al. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 41, n. 3, p. 335-358, 2017.

SATO, K.; BASEI, M.A.S.; SIGA, O.J.; SPROESSER, W.M.; PASSARELLI C.R. Novas Técnicas Aplicadas ao Método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: Avanços na Digestão Química, Espectrometria de Massa (TIMS) e Exemplos de Aplicação Integrada com SHRIMP. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 8(2), p. 77-99, 2008.

SCHANNOR, M.; LANA, C.; FONSECA, M.A. São Francisco-Congo Craton break-up delimited by U-Pb-Hf isotopes and trace-elements of zircon from metasediments of the Araçuaí Belt. **Geoscience Frontiers**, v. 10, p. 611-628, 2019.

SLACK, J.F.; TRUMBULL, R. B. Tourmaline as a Recorder of Ore-Forming Processes. **Elements**. v. 7. p.321-326, 2011.

SLÁMA, J.; KOSLER, J.; CONDON, D.J.; CROWELY, J.L.; GERDES, A.; HANCHAR, J.M.; HORSTWOOD, M.S.A.; MORRIS, G.A.; NASDALA, L.; NORBERG, N.; SCHALTEGGER, U.; SCHOENE, B.; TUBRETT, M.N.; WHITEHOUSE, M.J. Plesovice

zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. **Chemical Geology**, v. 249, p. 1-35, 2008.

SOARES, Márcio de Souza. **Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos magnetométrico e gamaespectrométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS**. 2001. 187 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola de Engenharia, Programa de Pós Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e Materiais, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2018.

SÖDERLUND, U.; PATCHETT, J.P.; VERVOORT, J.D.; ISACHSEN, C.E. The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 219, p. 311-324, 2004.

SPENCER, J.C.; KIRKLAND, C.L.; ROBERTS, N.M.W.; EVANS, N. J.; LIEBMANN, J. Strategies towards robust interpretations of *in situ* zircon Lu-Hf isotope analyses. **Geoscience Frontiers**, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.004>

STEINMANN, G. Die ophioliti schen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *Compte Rendu, XIV Congrès Géologique International, Madrid, Graficas Reunidas*, v. 2, p. 637-667 1927.

SUITA, M.T.F.; PEDROSA-SOARES, A.C.; LEITE, C.A.S.; NILSON, A.A.; PRICHARD, H.M. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília. In: PEREIRA, E; CASTROVIEJO, R.; ORTIZ, F. (Ed.). **Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos**. Madrid, Rede CYTED, 2004. cap. 5, p. 101-132.

SZUBERT, E.C; CASTRO, V.H.S.; GRAZIA, C.A.; ANDRIOTTI, J.L.S. **Projeto Cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivas do Rio Grande do Sul**. Relatório Final, convênio CPRM-DNPM, 113 f., 1977.

TONARINI, S.; PENNISI, M.; ADORNI-BRACCESI, A.; DINI, A.; FERRARA, G.; GONFIANTINI, R.; WIEDENBECK M AND GRÖNING, M. Intercomparison of boron isotope and concentration measurements: Part I: Selection, preparation and homogeneity tests of the intercomparison materials. **Geostandards Newsletter**, v. 27, p. 21–39, 2003.

TRUMBULL, R.B.; BEURLIN, H.; WIEDENBECK, M.; SOARES, D.R. The diversity of B-isotope variations in tourmaline from rare-element pegmatites in the Borborema Province of Brazil. **Chemical Geology**, v. 352, p. 47–62, 2013.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. **Mapeamento Geológico 1:25000. Projeto Vila Nova - Rufino Farias**. Texto Explicativo. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências UFRGS, Porto Alegre, 2011.

VAN ACHTERBERGH, E.; RYAN, C.G.; JACKSON, S.E.; GRIFFIN, W.L. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: SYLVESTER, P.J. (Ed.). **Laser ablation-ICP mass spectrometry in the earth sciences: Principles and applications**. Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course, 2001. v. 29, p. 239–243.

VAN HINSBERG, V.J.; HENRY, D.J.; DUTROW, B.L. Tourmaline as a petrologic forensic mineral: a unique recorder of its geologic past. **Elements**, v. 7, p. 323–332, 2011.

VASCONCELLOS, M.A.Z.; HINRICHS, R. Microanálise em baixo vácuo por dispersão em energia de raios X característicos. In: HINRICHS, R. (Ed.). **Técnicas instrumentais não destrutivas aplicadas a gemas do RS**. Porto Alegre, IGEO/UFRGS, 2014. p. 107-131.

WHITNEY D.L.; EVANS B.W. Abbreviation for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, p. 185-187, 2010.

WILDNER, Wilson. **Caracterização geológica e geoquímica das sequências ultramáficas e vulcano-sedimentares da região da Bossoroca-RS**. 1990. 170 f. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

WOODHEAD, J.D.; HERGT, J.M. A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 29, p. 183-195, 2005.

ZARPELON, Paulo Ricardo. **Geologia estrutural, estratigrafia e petrologia de uma parte do “greenstone-belt” Cerrito do Ouro, município de São Sepé, RS**. 1986. 211 f. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1986.

ZHANG, L.; SUN, W.; CHEN, R.X. Evolution of serpentinite from seafloor hydration to subduction zone metamorphism: Petrology and geochemistry of serpentinite from the ultrahigh pressure North Qaidam orogen in northern Tibet. **Lithos**, v. 105158, p. 346-347, 2019.

ZHARIKOV, V.A.; PERTSEV, N.N.; RUSINOV, V.L.; CALLEGARI, E.; FETTES, D.J. Metasomatism and metasomatic rocks. In: Recommendations by the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks, 9, 2007. [http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_9.pdf](http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_9.pdf).

## 8 ANEXOS

### ANEXO 1

**Tabela 2** Análises de microsonda eletrônica de serpentinas dos serpentinitos. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%).

Análise	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	MnO	Total
Serpentinito B03								
1	42,24	0,05	39,71	1,56	0,02	0,40	0,06	84,05
3	42,37	0,04	40,51	1,50	0,04	0,36	0,05	84,87
5	43,71	0,09	41,22	1,43	0,01	0,47	0,08	87,02
6	44,28	0,18	40,97	1,40	0,00	0,48	0,03	87,35
7	43,28	0,04	40,94	1,56	0,04	0,31	0,07	86,23
8	42,64	0,06	40,18	1,40	0,04	0,42	0,04	84,77
9	42,54	0,02	40,67	1,31	0,00	0,17	0,03	84,73
10	42,61	0,13	40,35	1,61	0,03	0,29	0,02	85,04
11	41,44	0,31	37,43	2,85	0,12	0,57	0,07	82,77
12	42,04	0,42	38,12	3,16	0,20	0,40	0,11	84,45
13	41,91	0,32	37,81	3,03	0,22	0,38	0,08	83,75
14	43,29	0,26	37,89	2,56	0,06	0,47	0,13	84,66
15	43,16	0,26	37,05	3,01	0,07	0,76	0,18	84,49
16	42,67	0,28	38,84	2,71	0,19	0,62	0,13	85,44
17	43,14	0,30	39,00	2,76	0,12	0,65	0,09	86,05
18	41,88	0,33	37,90	2,66	0,22	0,44	0,11	83,52
19	42,61	0,31	37,21	3,12	0,19	0,68	0,23	84,35
20	41,68	0,32	38,26	2,77	0,10	0,45	0,07	83,67
21	42,15	0,29	38,60	2,85	0,16	0,58	0,04	84,66
22	43,48	0,23	36,81	4,64	0,09	0,29	0,11	85,65
23	43,73	0,19	36,98	3,93	0,14	0,29	0,09	85,34
24	43,35	0,28	36,19	4,59	0,13	0,32	0,24	85,10
29	42,90	0,47	36,68	3,80	0,03	0,18	0,07	84,12
30	43,43	0,37	37,60	3,28	0,11	0,35	0,08	85,23
31	43,51	0,33	37,62	2,33	0,17	0,44	0,08	84,47
32	38,72	0,32	33,14	3,59	0,08	0,74	0,08	76,67
33	40,33	0,32	36,28	2,70	0,11	0,58	0,06	80,36
34	42,31	0,05	41,00	1,17	0,03	0,13	0,00	84,70
35	42,77	0,10	39,67	1,15	0,00	0,20	0,12	84,01
36	43,18	0,06	40,82	1,10	0,00	0,23	0,07	85,46
37	43,27	0,09	40,20	1,15	0,01	0,27	0,01	84,99
38	43,30	0,08	40,63	1,21	0,05	0,29	0,05	85,61
39	41,36	0,60	36,07	3,39	0,15	0,58	0,22	82,37
40	40,06	0,63	34,98	3,61	0,11	0,55	0,22	80,15
41	40,66	0,44	36,82	2,90	0,16	0,31	0,12	81,40
42	42,48	0,42	38,35	2,49	0,15	0,66	0,15	84,69
43	43,31	0,09	37,13	3,37	0,07	0,27	0,16	84,40
44	43,23	0,35	37,25	3,61	0,08	0,20	0,13	84,84



45	43,68	0,14	39,64	1,65	0,01	0,53	0,03	85,67
46	42,39	0,28	40,35	1,22	0,04	0,24	0,02	84,54
47	43,98	0,33	38,77	2,37	0,10	0,20	0,05	85,80
Serpentinito B05-A								
1	45,84	0,60	34,53	3,49	0,03	0,41	0,02	84,91
2	42,29	0,13	38,36	3,03	0,06	0,36	0,06	84,28
3	46,41	2,65	34,75	3,65	0,14	0,22	0,05	87,87
4	43,40	0,64	38,80	2,72	0,07	0,20	0,02	85,85
5	43,37	0,12	38,53	2,88	0,02	0,21	0,04	85,17
6	43,69	0,14	39,68	1,60	0,00	0,12	0,03	85,26
7	43,97	0,15	39,35	2,72	0,00	0,25	0,05	86,49
8	43,26	0,10	39,40	2,47	0,00	0,27	0,00	85,50
9	43,47	0,10	38,25	3,20	0,04	0,29	0,05	85,39
10	43,79	0,09	40,50	1,60	0,04	0,18	0,02	86,22
11	42,48	0,03	40,74	1,30	0,00	0,15	0,00	84,69
15	43,47	0,83	35,95	3,74	0,12	0,34	0,07	84,52
16	43,58	0,53	38,69	2,51	0,03	0,19	0,01	85,55
17	42,92	1,07	34,91	4,28	0,45	0,32	0,10	84,05
18	42,72	0,74	34,00	4,83	0,02	0,58	1,18	84,06
19	42,21	1,44	35,60	4,06	0,14	0,50	0,07	84,03
20	43,34	0,89	37,60	3,85	0,12	0,33	0,07	86,20
21	42,58	0,11	38,19	4,31	0,00	0,43	0,03	85,64
22	42,86	0,06	40,95	1,74	0,00	0,38	0,04	86,02
23	42,57	0,71	36,90	4,46	0,68	0,38	0,04	85,74
24	41,01	0,17	38,16	3,68	0,05	0,48	0,05	83,60
25	51,61	1,04	33,75	2,09	0,13	0,31	0,02	88,94
26	40,22	1,16	37,79	3,92	0,40	0,18	0,00	83,67
27	44,06	0,51	34,73	5,27	0,03	0,30	0,09	85,00
28	42,91	1,11	36,84	4,16	0,21	0,23	0,08	85,55
29	43,32	0,79	35,45	5,49	0,08	0,26	0,08	85,45
30	41,51	0,06	40,61	2,31	0,00	0,28	0,02	84,79
31	42,24	0,69	37,68	3,84	0,06	0,13	0,06	84,69
32	42,47	0,13	39,27	2,21	0,00	0,24	0,01	84,32
33	43,60	0,17	39,18	2,28	0,00	0,24	0,00	85,47
Serpentinito B09								
14	41,45	0,05	39,79	1,79	0,01	0,03	0,06	83,18
15	40,38	0,15	37,18	4,07	0,07	0,07	0,25	82,16
16	41,40	0,10	38,40	3,50	0,03	0,27	0,14	83,84
17	41,79	0,03	40,67	2,05	0,00	0,18	0,06	84,78
18	34,63	13,91	33,24	3,65	1,00	0,10	0,00	86,52
19	55,64	1,04	31,52	2,89	0,01	0,00	0,06	91,17
20	41,97	0,11	39,66	1,76	0,00	0,01	0,12	83,62
21	41,16	0,09	38,91	3,60	0,01	0,15	0,19	84,11
22	41,69	0,08	39,95	2,13	0,00	0,12	0,10	84,06
23	42,56	0,41	36,48	3,74	0,15	0,42	0,19	83,95
24	49,25	0,55	34,37	3,83	0,19	0,39	0,16	88,74

25	44,95	0,75	35,56	4,60	0,20	0,33	0,09	86,47
26	45,61	0,51	34,53	4,76	0,02	0,15	0,17	85,75
27	45,35	0,49	35,22	4,97	0,00	0,14	0,18	86,34
35	42,82	0,71	36,02	4,55	0,15	0,18	0,23	84,66
36	52,35	0,52	32,53	3,28	0,08	0,30	0,06	89,12
37	43,74	0,45	37,25	3,70	0,14	0,03	0,15	85,46
38	40,20	0,08	38,26	3,73	0,03	0,16	0,20	82,66
39	41,72	0,07	40,29	1,96	0,01	0,09	0,07	84,21
40	45,78	0,56	34,34	4,77	0,01	0,24	0,17	85,87
41	42,14	0,06	40,24	1,91	0,00	0,14	0,11	84,60
42	42,64	0,33	35,50	5,27	0,02	0,07	0,35	84,19
43	41,44	0,10	39,52	2,97	0,01	0,11	0,17	84,32
44	41,69	0,12	40,04	1,88	0,02	0,10	0,05	83,91
45	42,17	0,05	41,03	1,47	0,00	0,09	0,06	84,87
46	41,44	0,13	40,36	2,01	0,02	0,12	0,07	84,16
47	41,25	0,15	40,04	1,68	0,04	0,29	0,04	83,50
48	41,80	0,08	40,90	1,73	0,00	0,12	0,04	84,65
49	41,30	0,12	39,78	1,94	0,00	0,08	0,08	83,30
50	41,47	0,10	40,46	1,89	0,00	0,09	0,08	84,09
51	40,64	1,17	36,75	3,85	0,14	0,10	0,22	82,87
52	41,13	1,04	33,11	5,23	0,37	0,24	0,22	81,33
53	39,97	0,92	35,74	4,05	0,17	0,10	0,27	81,22
54	38,87	1,23	37,48	3,92	0,03	0,10	0,25	81,88
61	40,80	0,27	39,45	2,73	0,04	0,04	0,13	83,45
62	41,16	0,34	39,00	3,27	0,04	0,13	0,12	84,05
63	41,50	0,29	39,90	2,30	0,01	0,04	0,11	84,15
64	41,12	0,20	39,75	2,74	0,01	0,15	0,06	84,01
65	37,64	0,09	33,63	6,39	0,00	0,26	0,14	78,15
66	40,95	0,37	39,80	1,76	0,08	0,00	0,08	83,04
67	35,94	0,13	36,13	5,63	0,00	0,05	0,16	78,03
68	41,00	0,07	40,67	1,53	0,00	0,02	0,03	83,31
69	40,97	0,15	40,17	1,48	0,02	0,12	0,02	82,92
77	40,37	0,05	36,73	4,82	0,00	0,03	0,17	82,17
78	40,06	0,06	37,12	3,96	0,00	0,10	0,07	81,38
79	39,79	0,05	39,57	2,82	0,01	0,07	0,14	82,43
80	40,62	0,08	40,50	2,36	0,03	0,15	0,03	83,77
94	41,19	0,10	38,72	3,20	0,00	0,23	0,16	83,59
95	41,70	0,06	40,49	1,72	0,00	0,21	0,02	84,19
96	41,52	0,11	39,70	1,84	0,00	0,01	0,07	83,27
97	40,66	0,14	38,06	3,03	0,02	0,21	0,17	82,28
Serpentinite BM09-A								
1	42,14	0,02	40,37	1,56	0,00	0,08	0,03	84,21
2	43,18	0,06	39,43	1,41	0,02	0,11	0,06	84,27
3	44,84	0,06	40,04	1,06	0,00	0,14	0,01	86,15
4	43,61	0,18	41,21	1,47	0,05	0,16	0,01	86,69
5	37,46	0,17	28,72	3,48	0,06	0,61	0,06	70,55

6	40,55	0,09	37,22	1,75	0,06	0,26	0,05	79,98
7	41,73	0,19	36,22	2,35	0,10	0,30	0,07	80,94
8	40,68	0,98	36,72	2,06	0,38	0,33	0,02	81,19
9	42,80	0,36	41,43	1,17	0,12	0,15	0,05	86,08
14	42,81	0,13	39,18	1,72	0,09	0,34	0,06	84,33
15	45,20	0,16	43,14	1,37	0,10	0,12	0,02	90,12
16	43,93	0,07	40,79	1,51	0,02	0,32	0,08	86,72
17	43,14	0,52	39,33	1,93	0,22	0,20	0,04	85,38
18	41,40	0,68	39,79	2,29	0,57	0,22	0,01	84,96
19	40,77	0,12	36,74	1,67	0,08	0,25	0,05	79,68
20	41,41	0,15	40,31	1,12	0,17	0,16	0,07	83,39
21	40,89	0,65	39,34	1,63	0,30	0,15	0,05	83,01
22	43,07	0,48	41,69	1,29	0,23	0,16	0,04	86,96
23	41,99	0,07	40,98	1,36	0,04	0,25	0,02	84,71
24	41,66	0,73	39,59	1,62	0,22	0,14	0,07	84,02
25	35,67	2,80	30,31	4,27	1,50	0,23	0,17	74,93

## Serpentinite BM14-C

31	43,39	0,61	38,50	3,77	0,19	0,03	0,02	86,50
32	43,25	0,44	37,94	3,35	0,11	0,00	0,05	85,14
33	35,12	9,95	34,79	4,29	1,23	0,23	0,00	85,59
34	41,44	0,11	39,84	2,29	0,01	0,06	0,06	83,80
35	41,01	0,15	39,49	3,00	0,00	0,00	0,09	83,74
36	40,99	0,24	38,50	3,58	0,04	0,19	0,04	83,59
37	41,17	0,16	39,38	2,84	0,03	0,03	0,10	83,71
45	42,02	0,04	36,03	4,67	0,00	0,00	0,28	83,04
46	40,11	0,13	39,21	2,69	0,00	0,01	0,07	82,22
47	39,99	0,07	38,63	3,17	0,00	0,04	0,12	82,02
48	31,59	16,20	32,80	2,84	1,92	0,19	0,00	85,55
52	41,50	0,08	29,05	11,06	0,02	0,49	0,18	82,38
53	40,86	0,05	32,23	10,35	0,00	0,35	0,17	84,01
54	40,31	0,09	30,93	12,89	0,05	0,23	0,23	84,73
55	42,18	0,09	36,07	5,50	0,04	0,17	0,13	84,16
56	42,25	0,23	34,80	5,96	0,06	0,09	0,28	83,66
57	42,62	0,05	35,32	6,44	0,00	0,21	0,14	84,78
59	40,58	0,25	34,87	6,05	0,00	0,13	0,31	82,19
60	41,54	0,16	40,17	2,32	0,01	0,03	0,10	84,33
78	41,43	0,05	34,82	5,29	0,00	0,27	0,70	82,57
79	40,32	0,32	38,94	2,59	0,06	0,08	0,13	82,44
83	41,24	0,25	39,32	2,45	0,00	0,38	0,11	83,75
84	43,76	0,06	36,10	5,93	0,02	0,26	0,17	86,29
87	41,81	0,20	33,84	6,78	0,00	0,36	0,24	83,23
88	40,73	1,42	34,54	7,43	0,56	0,33	0,06	85,07
89	44,12	0,39	32,37	6,40	0,10	0,52	0,26	84,16
90	43,56	0,25	32,69	7,24	0,01	0,58	0,22	84,55

## Serpentinite BM17-A

1	41,83	0,03	33,11	5,84	0,01	0,27	0,31	81,41
---	-------	------	-------	------	------	------	------	-------

2	41,80	0,03	31,21	7,22	0,00	0,93	0,24	81,42
3	41,61	0,02	27,77	10,88	0,00	1,48	0,34	82,10
4	41,64	0,01	28,10	10,29	0,04	1,39	0,31	81,77
5	42,16	0,02	30,89	10,62	0,00	0,91	0,28	84,87
6	41,50	0,07	38,19	3,50	0,00	0,10	0,10	83,46
7	40,67	0,02	39,11	3,98	0,00	0,15	0,07	84,00
8	41,70	0,04	38,94	3,25	0,00	0,18	0,05	84,16
9	41,37	0,05	36,76	5,28	0,01	0,10	0,22	83,79
10	42,63	0,30	35,04	6,57	0,04	0,11	0,29	84,99
11	43,18	0,51	35,54	6,45	0,09	0,16	0,25	86,19
12	43,48	0,20	36,68	5,65	0,00	0,12	0,17	86,30
13	43,54	0,10	36,50	5,22	0,01	0,11	0,16	85,63
14	42,20	0,03	38,15	2,81	0,00	0,03	0,19	83,42
15	42,71	0,05	38,53	3,76	0,00	0,07	0,14	85,27
16	42,78	0,01	37,12	4,30	0,00	0,22	0,21	84,64
17	42,97	0,21	36,09	5,42	0,01	0,03	0,23	84,97
18	41,91	2,73	34,84	6,42	0,24	0,14	0,27	86,55
19	41,55	0,02	36,98	4,66	0,01	0,00	0,17	83,39
20	42,22	0,04	37,38	4,54	0,03	0,12	0,10	84,42
21	41,99	0,02	36,52	4,65	0,00	0,10	0,18	83,46
22	42,95	0,06	35,82	5,40	0,00	0,49	0,24	84,96
23	42,89	0,07	37,79	4,10	0,00	0,27	0,16	85,27
24	43,29	0,25	37,10	4,79	0,02	0,08	0,10	85,63
25	42,13	0,01	40,32	2,45	0,00	0,46	0,04	85,41
26	40,02	0,03	35,36	7,97	0,02	0,29	0,15	83,84
27	42,87	0,05	40,58	2,53	0,00	0,15	0,09	86,26
28	40,27	0,01	37,39	5,86	0,00	0,08	0,13	83,73
29	40,26	0,00	36,00	6,39	0,00	0,19	0,16	83,00
47	41,87	0,05	38,14	3,65	0,00	0,15	0,09	83,95
48	42,51	0,03	38,59	3,56	0,00	0,17	0,15	85,02
49	42,15	0,07	38,48	4,09	0,00	0,03	0,16	84,99
50	42,30	0,03	37,38	4,47	0,00	0,11	0,16	84,44
51	43,45	0,01	37,40	4,45	0,00	0,05	0,22	85,58
52	42,72	0,04	36,84	4,51	0,02	0,07	0,24	84,43
53	42,48	0,05	35,98	5,74	0,00	0,12	0,24	84,61
54	42,92	0,04	36,32	5,37	0,00	0,10	0,21	84,97
55	42,33	0,05	36,79	4,61	0,01	0,14	0,14	84,05
56	42,82	0,01	36,73	4,89	0,04	0,18	0,25	84,92
57	41,15	0,04	36,40	4,45	0,00	0,21	0,18	82,42
58	41,93	0,27	37,93	3,91	0,01	0,09	0,25	84,38
59	42,54	0,01	36,93	4,32	0,00	0,08	0,16	84,04

---











## ANEXO 3

**Tabela 5** Análises de microsonda eletrônica de olivina em serpentinito. Os valores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{K}_2\text{O}$  estão abaixo do limite de detecção. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%).

Análise	39	40	41	42	43	44	70	71	72	73	74	75	76	77
$\text{SiO}_2$	40,82	40,59	40,23	40,75	40,89	41,22	40,42	40,09	40,53	40,38	40,78	40,52	40,03	40,51
$\text{FeO}$	9,23	10,04	9,35	9,48	9,41	8,46	10,32	10,65	9,52	9,98	10,07	10,29	8,98	10,25
$\text{MgO}$	50,01	48,69	49,70	49,71	49,25	49,48	48,41	48,34	48,91	49,48	49,67	48,66	50,80	48,87
$\text{MnO}$	0,21	0,24	0,30	0,23	0,22	0,27	0,33	0,34	0,24	0,25	0,21	0,23	0,21	0,22
$\text{CaO}$	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,05	0,00	0,04	0,02	0,03	0,01
$\text{Na}_2\text{O}$	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06
$\text{NiO}$	0,11	0,00	0,08	0,10	0,08	0,26	0,09	0,00	0,10	0,07	0,02	0,00	0,13	0,03
Total	100,41	99,59	99,77	100,52	99,88	99,93	99,76	99,51	99,39	100,30	100,91	99,77	100,33	99,98
Fórmula estrutural baseada em 4 O														
Si	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00	1,01	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00	0,98	1,00
Fe	0,19	0,21	0,19	0,19	0,19	0,17	0,21	0,22	0,20	0,20	0,21	0,21	0,18	0,21
Mg	1,81	1,79	1,82	1,81	1,80	1,80	1,78	1,78	1,80	1,81	1,80	1,79	1,85	1,79
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	2,99	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00	3,02	3,00
Forsterita	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,91	0,89	0,89	0,90	0,90	0,90	0,89	0,91	0,89
Faialita	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,09	0,11

## ANEXO 4

**Tabela 6** Análises de microsonda eletrônica de Cr-espinélio da amostra de serpentinito BM09-A. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%).  $V_2O_5$ , CaO e MnO estão abaixo do limite de detecção. \* = núcleo

Análise	11	12	13	26	27*	28*	29	30	31*	32
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	2,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,48	0,45	0,55	0,26	0,25	0,51	0,52	0,25	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,31	0,55	0,75	20,58	21,40	1,54	1,44	20,49	4,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,06	38,79	34,27	36,41	42,37	42,37	37,44	36,83	42,11	38,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,59	30,98	30,60	29,62	3,35	2,69	26,48	27,86	3,53	23,66
FeO	29,70	29,98	29,63	27,69	27,28	26,85	27,37	27,77	26,43	26,89
MgO	1,93	1,79	3,87	2,39	4,67	5,09	2,29	2,23	5,14	2,98
ZnO	0,09	0,23	0,18	0,12	0,98	0,95	0,18	0,19	0,85	0,21
Total	102,06	102,55	101,94	97,53	99,52	99,61	95,79	96,83	98,81	96,67
Fórmula estrutural baseada em 32 O										
Si	0,000	0,000	0,667	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,113	0,105	0,096	0,125	0,052	0,049	0,117	0,120	0,049	0,089
Al	0,064	0,106	0,186	0,269	6,395	6,602	0,557	0,517	6,390	1,409
Cr	8,327	8,910	7,725	8,725	8,835	8,769	9,090	8,863	8,810	9,096
Fe <sup>3+</sup>	7,383	6,773	6,564	6,755	0,665	0,530	6,119	6,380	0,702	5,317
Fe <sup>2+</sup>	7,255	7,283	7,063	7,019	6,016	5,878	7,030	7,068	5,848	6,715
Mg	0,839	0,774	1,643	1,078	1,837	1,985	1,047	1,010	2,028	1,328
Zn	0,019	0,049	0,037	0,028	0,191	0,183	0,040	0,042	0,165	0,045
Total	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
Mg#	0,09	0,08	0,17	0,11	0,23	0,25	0,11	0,11	0,25	0,15
Cr#	0,99	0,99	0,98	0,97	0,58	0,57	0,94	0,94	0,58	0,87

**Tabela 7** Análises de microsonda eletrônica de Cr-espínélio da amostra de serpentinito BM17-A. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%).  $V_2O_3$ , CaO e MnO estão abaixo do limite de detecção. \* = núcleo

Análise	30	31*	32*	33	34*	35	36*	37*
SiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,00	0,42	0,00	0,01	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,03	0,03	0,13	0,03	0,18	0,03	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	12,05	11,85	0,37	11,63	0,01	12,09	12,06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	50,24	50,21	21,26	50,25	4,31	49,51	49,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	64,13	5,27	5,50	45,39	6,17	62,03	6,00	5,74
FeO	30,06	28,42	28,79	28,87	27,33	29,76	28,52	28,60
MgO	0,19	2,81	2,59	1,63	3,39	0,28	2,72	2,67
ZnO	0,05	1,39	1,35	0,20	1,58	0,04	1,44	1,45
Total	97,27	100,22	100,32	98,28	100,39	96,64	100,33	100,38
Fórmula estrutural baseada em 32 O								
Si	0,005	0,000	0,000	0,128	0,000	0,003	0,000	0,000
Ti	0,044	0,006	0,005	0,030	0,006	0,044	0,007	0,007
Al	0,019	3,922	3,864	0,133	3,774	0,005	3,933	3,922
Cr	0,642	10,970	10,982	5,129	10,936	1,083	10,807	10,871
Fe <sup>3+</sup>	15,242	1,096	1,144	10,423	1,278	14,820	1,246	1,192
Fe <sup>2+</sup>	7,941	6,564	6,659	7,367	6,290	7,901	6,584	6,603
Mg	0,091	1,157	1,066	0,742	1,391	0,131	1,120	1,100
Zn	0,010	0,283	0,275	0,045	0,321	0,008	0,293	0,295
Total	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
Mg#	0,01	0,15	0,13	0,07	0,17	0,01	0,14	0,14
Cr#	0,97	0,74	0,74	0,97	0,74	1,00	0,73	0,73

**Tabela 8** Análises de microsonda eletrônica de Cr-espinélio da amostra de serpentinito BM14-C. As composições estão em óxido em peso por cento (wt.%). SiO<sub>2</sub>, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e MnO estão abaixo do limite de detecção. \* = núcleo

Análise	100*	101*	102	103	104*	105*	106*	107*	108*	112	113	114	115	116	117
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,51	0,31	0,31	0,64	0,28	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,00	5,96	0,07	0,02	5,81	5,99	6,00	5,72	5,86	3,09	3,12	3,13	3,02	3,04	3,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61,52	61,60	1,44	1,53	61,11	61,39	61,74	62,78	61,87	48,16	48,17	48,07	47,61	47,52	48,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	65,92	66,00	0,65	0,00	0,04	0,00	0,66	16,95	17,44	17,02	17,18	18,24	16,36
FeO	29,90	29,84	30,35	30,32	30,18	28,42	28,32	29,02	27,94	27,76	29,22	28,81	28,66	27,64	28,25
MgO	1,14	1,05	0,14	0,17	1,06	1,82	2,11	1,09	2,44	2,77	1,87	1,94	2,31	2,82	2,61
ZnO	1,34	1,53	0,07	0,08	1,45	1,65	1,56	1,43	1,63	0,90	0,93	0,96	0,84	0,72	0,92
Total	99,94	100,01	98,12	98,26	100,29	99,31	99,79	100,06	100,42	100,13	101,04	100,27	100,26	100,27	100,45
Fórmula estrutural baseada em 32 O															
Ti	0,008	0,008	0,006	0,004	0,009	0,006	0,004	0,004	0,007	0,111	0,067	0,068	0,140	0,061	0,148
Al	2,035	2,023	0,027	0,009	1,966	2,032	2,023	1,941	1,960	1,054	1,061	1,075	1,034	1,038	1,086
Cr	13,991	14,014	0,357	0,379	13,875	13,981	13,961	14,292	13,886	11,029	11,010	11,062	10,931	10,870	11,061
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	15,544	15,540	0,140	0,000	0,009	0,000	0,141	3,696	3,795	3,728	3,755	3,971	3,556
Fe <sup>2+</sup>	7,192	7,180	7,952	7,932	7,248	6,846	6,774	6,989	6,632	6,723	7,064	7,012	6,959	6,689	6,823
Mg	0,489	0,448	0,067	0,081	0,453	0,783	0,900	0,468	1,034	1,196	0,804	0,841	1,001	1,218	1,126
Zn	0,285	0,324	0,017	0,019	0,307	0,352	0,330	0,303	0,341	0,191	0,198	0,206	0,181	0,154	0,195
Total	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000	24,000
Mg#	0,061	0,056	0,005	0,006	0,057	0,099	0,113	0,059	0,130	0,141	0,095	0,100	0,118	0,143	0,133
Cr#	0,873	0,874	0,931	0,977	0,876	0,873	0,873	0,880	0,876	0,913	0,912	0,911	0,914	0,913	0,911



















## ANEXO 7

**Tabela 11** Dados de isótopos U-Pb em zircão obtidos por LA-ICP-MS das amostras pertita granito Cerro da Cria (B06) e monzogranito Ramada (BM15).

Grão	U (ppm)	Th/U	Idades				Razões isotópicas						Rho	Conc. (%)
			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s		
B06-114	387,05	1,86	615,4	12,7	615,6	14,5	0,06036	2,2	0,83358	3,1	0,10016	2,1	0,69	100,26
B06-119	1647,36	1,49	613,5	12,6	617,0	22,1	0,06073	4,2	0,83608	4,7	0,09985	2,1	0,45	99,73
B06-112	595,49	2,35	607,6	12,1	609,1	14,6	0,06030	2,4	0,82185	3,1	0,09884	2,1	0,65	100,05
B06-121	323,22	2,25	607,1	12,6	606,8	15,8	0,06005	2,6	0,81769	3,4	0,09875	2,1	0,63	100,50
B06-113	451,21	1,64	606,6	12,1	610,5	15,5	0,06059	2,6	0,82435	3,3	0,09868	2,1	0,62	99,67
B06-117	589,56	1,97	604,3	16,6	607,1	22,6	0,06039	3,9	0,81832	4,8	0,09828	2,8	0,59	99,83
B06-118	492,09	1,88	602,9	16,4	609,6	22,4	0,06087	3,9	0,82279	4,8	0,09803	2,8	0,58	99,19
B06-125	775,70	1,93	601,9	11,6	604,5	14,9	0,06029	2,5	0,81359	3,2	0,09787	2,0	0,62	100,02
B06-126	694,93	2,04	598,3	16,0	601,9	22,7	0,06032	4,0	0,80893	4,9	0,09726	2,7	0,56	99,85
B06-128	503,92	1,89	598,0	11,3	600,8	13,3	0,06022	2,1	0,80713	2,9	0,09721	1,9	0,67	99,96
B06-123	764,70	2,10	593,5	11,5	598,7	13,3	0,06041	2,1	0,80329	2,9	0,09644	2,0	0,69	99,57
B06-111	3712,90	2,61	591,7	11,4	599,4	15,7	0,06070	2,8	0,80461	3,4	0,09613	2,0	0,58	99,00
B06-120	355,58	1,66	589,8	11,6	600,7	14,6	0,06108	2,4	0,80694	3,2	0,09582	2,0	0,64	98,47
B06-116	443,44	1,68	588,7	11,4	598,0	13,7	0,06083	2,2	0,80205	3,0	0,09563	2,0	0,67	98,74
B06-115	371,78	1,72	583,6	11,8	594,0	15,2	0,06085	2,6	0,79503	3,3	0,09475	2,1	0,63	98,53
B06-122	542,70	1,53	580,8	11,1	590,2	13,9	0,06064	2,3	0,78820	3,1	0,09427	2,0	0,64	98,83
B06-130	332,71	2,59	577,2	17,4	586,7	27,8	0,06056	5,2	0,78221	6,1	0,09367	3,1	0,51	98,80
B06-127	321,47	2,84	574,2	11,5	588,3	16,6	0,06111	3,0	0,78500	3,6	0,09317	2,1	0,56	98,02
B06-124	565,42	1,89	571,9	10,4	586,1	13,3	0,06106	2,3	0,78109	2,9	0,09277	1,9	0,63	98,00
B06-129	391,70	1,49	563,7	10,1	582,4	12,5	0,06147	2,1	0,77453	2,8	0,09138	1,8	0,66	97,21

Grão	U (ppm)	Th/U	Idades				Razões isotópicas						Rho	Conc. %
			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s		
BM15_26	314,30	2,15	613,8	16,4	589,4	23,5	0,05714	4,4	0,78696	5,2	0,09989	2,8	0,53	104,49
BM15_13	314,50	1,47	611,7	16,6	602,7	23,3	0,05905	4,2	0,81044	5,0	0,09954	2,8	0,56	101,85
BM15_24	456,79	2,69	605,6	16,4	592,9	22,6	0,05839	4,1	0,79300	4,9	0,09850	2,8	0,57	102,50
BM15_25	459,81	2,99	599,6	11,0	592,5	13,4	0,05895	2,2	0,79229	2,9	0,09748	1,9	0,65	101,56
BM15_21	218,68	3,07	593,1	12,2	594,9	17,0	0,05994	3,0	0,79650	3,7	0,09638	2,1	0,57	100,06
BM15_23	412,66	2,04	590,6	12,2	581,5	15,2	0,05843	2,6	0,77299	3,4	0,09594	2,1	0,63	101,92
BM15_1	903,75	2,90	589,9	15,5	587,6	21,6	0,05932	3,9	0,78371	4,7	0,09583	2,7	0,57	100,74
BM15_6	723,37	2,32	589,3	10,3	584,8	12,7	0,05902	2,2	0,77888	2,8	0,09572	1,8	0,64	101,10
BM15_18	198,47	2,37	588,9	12,2	585,2	16,4	0,05911	2,9	0,77949	3,6	0,09565	2,1	0,59	100,97
BM15_9	1171,11	3,53	588,7	10,3	587,1	12,5	0,05938	2,1	0,78286	2,8	0,09562	1,8	0,65	100,61
BM15_17	336,06	3,59	587,1	15,7	585,6	22,0	0,05934	4,0	0,78018	4,8	0,09535	2,7	0,57	100,61
BM15_22	791,51	4,72	585,8	16,5	582,8	23,2	0,05911	4,2	0,77533	5,1	0,09513	2,9	0,56	100,86
BM15_4	528,97	5,29	584,1	10,1	581,6	12,0	0,05913	2,0	0,77316	2,7	0,09483	1,8	0,67	100,77
BM15_19	73,35	2,48	580,0	11,3	577,7	16,2	0,05904	3,0	0,76642	3,6	0,09415	2,0	0,55	100,74
BM15_8	125,60	2,11	579,5	16,2	557,4	23,6	0,05639	4,6	0,73144	5,4	0,09407	2,9	0,53	104,32
BM15_5	706,25	3,22	579,3	9,5	578,8	11,8	0,05927	2,0	0,76833	2,6	0,09402	1,7	0,64	100,42
BM15_15	66,29	2,03	575,8	11,4	576,3	19,9	0,05930	3,9	0,76398	4,4	0,09344	2,0	0,46	100,26
BM15_16	146,70	1,89	573,5	16,5	570,5	23,9	0,05876	4,5	0,75386	5,4	0,09305	3,0	0,55	100,88
BM15_10	205,66	2,64	573,2	9,9	574,3	15,0	0,05932	2,8	0,76056	3,4	0,09299	1,8	0,53	100,14
BM15_20	110,66	3,85	572,0	19,4	568,4	30,7	0,05865	5,9	0,75035	6,9	0,09279	3,5	0,51	100,97
BM15_27	61,44	2,56	571,9	16,7	569,8	25,9	0,05885	5,0	0,75274	5,8	0,09277	3,0	0,52	100,71
BM15_3	385,79	2,74	571,5	15,0	573,6	21,4	0,05940	3,9	0,75923	4,8	0,09270	2,7	0,57	99,98
BM15_14	427,12	4,78	569,6	12,8	569,0	18,6	0,05898	3,5	0,75134	4,2	0,09239	2,3	0,55	100,45
BM15_12	103,43	2,05	567,5	11,2	571,4	18,5	0,05954	3,6	0,75553	4,2	0,09203	2,0	0,49	99,66

BM15_7	203,02	2,79	564,4	9,3	570,4	13,4	0,05974	2,5	0,75370	3,0	0,09150	1,7	0,56	99,29
BM15_11	340,40	2,99	563,3	9,8	567,6	14,4	0,05948	2,7	0,74890	3,2	0,09132	1,8	0,55	99,58
BM15_2	318,63	3,07	562,0	14,9	570,2	22,3	0,05999	4,2	0,75342	5,0	0,09109	2,7	0,54	98,89
BM15_29	624,34	5,69	561,6	9,1	567,1	11,4	0,05960	2,0	0,74802	2,6	0,09102	1,7	0,64	99,36
BM15_30	172,67	3,36	556,8	19,6	559,6	30,1	0,05912	5,8	0,73526	6,8	0,09021	3,6	0,53	99,82
BM15_28	132,16	3,13	554,4	9,8	563,2	15,6	0,05987	3,0	0,74131	3,5	0,08980	1,8	0,51	98,77

---

## ANEXO 8

**Tabela 12** Resultados dos isótopos Lu-Hf em zircão obtidos por LA-ICP-MS e valores calculados de  $\epsilon_{\text{Hf}}$  para as amostras pertita granito Cerro da Cria (B06) e monzogranito Ramada (BM15).

Grão	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ <sup>a</sup>	$\pm 2s$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ <sup>a</sup>	$\pm 2s$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\text{Si}_{\text{Hf}}$ <sup>b</sup>	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$ <sup>c</sup>	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$ <sup>d</sup>	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ <sup>d</sup>	$\pm 2s$ <sup>c</sup>	$T_{\text{DM2}}$ <sup>g</sup> , Ga	Idade, Ma
B06-65	0,1391	113	0,00423	26	1,46726	1,88660	16	0,282068	28	0,282021	-13,84	1,2791	2,0	591,70
B06-68	0,0752	66	0,00249	17	1,46736	1,88669	13	0,282138	18	0,282110	-10,34	0,8931	1,8	607,62
B06-69	0,0561	55	0,00189	15	1,46720	1,88675	14	0,282163	18	0,282141	-9,24	0,8155	1,7	606,64
B06-70	0,0739	103	0,00237	29	1,46732	1,88638	7	0,282109	53	0,282082	-11,16	1,1923	1,8	615,37
B06-71	0,0906	81	0,00279	20	1,46725	1,88687	11	0,282115	25	0,282084	-11,77	1,0087	1,8	583,58
B06-72	0,0756	63	0,00250	16	1,46724	1,88657	8	0,282156	30	0,282128	-10,10	0,8713	1,8	588,74
B06-73	0,0803	66	0,00253	15	1,46730	1,88674	10	0,282137	24	0,282108	-10,46	0,8931	1,8	604,33
B06-74	0,1073	90	0,00316	20	1,46722	1,88677	12	0,282053	27	0,282017	-13,72	1,0819	2,0	602,88
B06-75	0,1119	93	0,00400	26	1,46723	1,88668	23	0,282092	23	0,282046	-12,46	1,1071	1,9	613,52
B06-76	0,0645	72	0,00201	20	1,46728	1,88654	13	0,282171	25	0,282149	-9,35	0,9384	1,7	589,85
B06-77	0,0882	82	0,00275	20	1,46729	1,88675	8	0,282109	23	0,282078	-11,48	1,0167	1,8	607,10
B06-78	0,0636	104	0,00194	30	1,46736	1,88654	9	0,282108	35	0,282087	-11,75	1,2008	1,8	580,75
B06-79	0,1088	153	0,00332	42	1,46729	1,88682	17	0,282135	20	0,282098	-11,07	1,6428	1,8	593,54
B06-80	0,0758	67	0,00249	17	1,46720	1,88665	12	0,282174	23	0,282147	-9,81	0,9006	1,7	571,92
B06-81	0,0756	62	0,00235	15	1,46729	1,88663	16	0,282111	21	0,282084	-11,36	0,8640	1,8	601,93
B06-82	0,0869	77	0,00280	20	1,46726	1,88673	13	0,282132	20	0,282101	-10,87	0,9770	1,8	598,31
B06-83	0,0632	68	0,00234	20	1,46723	1,88687	13	0,282135	15	0,282110	-11,08	0,9079	1,8	574,23
B06-84	0,0553	60	0,00188	17	1,46722	1,88672	16	0,282164	16	0,282143	-9,38	0,8499	1,7	598,02
B06-85	0,0354	29	0,00126	8	1,46718	1,88685	15	0,282192	17	0,282179	-8,88	0,6686	1,7	563,72
B06-86	0,0449	36	0,00153	9	1,46725	1,88683	15	0,282169	15	0,282152	-9,51	0,7017	1,7	577,23
BM15_1	0,0719	65	0,00255	19	1,46723	1,88689	8	0,281762	24	0,281734	-24,05	0,8846	2,5	589,90
BM15_2	0,0357	30	0,00130	8	1,46726	1,88682	13	0,281961	15	0,281947	-17,11	0,6725	2,1	561,98
BM15_3	0,0326	34	0,00116	10	1,46725	1,88682	13	0,281905	15	0,281893	-18,84	0,6910	2,2	571,49



BM15_4	0,0598	52	0,00207	14	1,46724	1,88687	15	0,281845	18	0,281822	-21,04	0,7947	2,3	584,06
BM15_5	0,0707	60	0,00252	16	1,46727	1,88683	14	0,281886	20	0,281859	-19,87	0,8490	2,3	579,26
BM15_6	0,0527	54	0,00193	16	1,46716	1,88684	13	0,281950	16	0,281929	-17,16	0,8081	2,1	589,26
BM15_7	0,0418	39	0,00155	12	1,46720	1,88672	14	0,281920	16	0,281904	-18,61	0,7169	2,2	564,42
BM15_8	0,0323	27	0,00119	7	1,46726	1,88679	11	0,281926	18	0,281913	-17,93	0,6596	2,2	579,55
BM15_9	0,0992	80	0,00351	21	1,46720	1,88682	7	0,281782	23	0,281743	-23,74	0,9995	2,5	588,69
BM15_10	0,0630	61	0,00212	17	1,46730	1,88667	9	0,281900	20	0,281877	-19,34	0,8562	2,2	573,17
BM15_11	0,0401	53	0,00140	15	1,46721	1,88673	15	0,281899	18	0,281884	-19,32	0,8014	2,2	563,31
BM15_12	0,0428	37	0,00156	11	1,46719	1,88676	14	0,281893	16	0,281876	-19,50	0,7062	2,2	567,55
BM15_13	0,0337	28	0,00122	8	1,46719	1,88671	14	0,281943	19	0,281929	-16,65	0,6638	2,1	611,71
BM15_14	0,0562	45	0,00204	12	1,46720	1,88687	13	0,281805	18	0,281783	-22,75	0,7508	2,4	569,64
BM15_15	0,0362	33	0,00130	11	1,46719	1,88689	15	0,281887	16	0,281873	-19,43	0,6862	2,2	575,84
BM15_16	0,0250	29	0,00091	9	1,46720	1,88676	14	0,281942	16	0,281932	-17,39	0,6681	2,1	573,52
BM15_17	0,0583	50	0,00214	14	1,46724	1,88682	13	0,281848	17	0,281824	-20,90	0,7818	2,3	587,13
BM15_18	0,0492	51	0,00175	15	1,46720	1,88686	11	0,281964	21	0,281945	-16,60	0,7885	2,1	588,86
BM15_19	0,0535	58	0,00190	15	1,46720	1,88669	13	0,281938	22	0,281917	-17,77	0,8353	2,2	580,01
BM15_20	0,0486	53	0,00176	16	1,46723	1,88687	14	0,281911	15	0,281892	-18,84	0,8014	2,2	572,01
BM15_21	0,0513	45	0,00182	12	1,46726	1,88679	14	0,281792	19	0,281772	-22,63	0,7508	2,4	593,14
BM15_22	0,1301	160	0,00426	41	1,46731	1,88664	14	0,281774	18	0,281727	-24,37	1,7057	2,5	585,80
BM15_23	0,0696	56	0,00235	15	1,46725	1,88682	17	0,281893	17	0,281867	-19,32	0,8214	2,3	590,59
BM15_24	0,0572	46	0,00197	12	1,46726	1,88683	19	0,281906	14	0,281884	-18,39	0,7571	2,2	605,60
BM15_25	0,0401	38	0,00142	11	1,46721	1,88680	16	0,281913	13	0,281897	-18,05	0,7116	2,2	599,60
BM15_26	0,0453	36	0,00159	10	1,46723	1,88684	15	0,281923	18	0,281905	-17,46	0,7012	2,2	613,79
BM15_27	0,0368	55	0,00128	18	1,46721	1,88685	16	0,281922	14	0,281908	-18,27	0,8148	2,2	571,90
BM15_28	0,0290	24	0,00104	7	1,46722	1,88674	16	0,281915	15	0,281904	-18,81	0,6479	2,2	554,37
BM15_29	0,0954	142	0,00336	47	1,46723	1,88676	13	0,281733	23	0,281698	-25,96	1,5388	2,6	561,57
BM15_30	0,0279	25	0,00095	7	1,46718	1,88677	15	0,281946	17	0,281936	-17,63	0,6517	2,1	556,75