



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DÉBORA MACÊDO DO NASCIMENTO FREIRE

**CARACTERIZAÇÃO CRISTALOQUÍMICA E CRISTALOFÍSICA SOBRE A
GÊNESE DE TURMALINA E COLUMBITA-(Fe) DE PEGMATITOS DAS REGIÕES
DE SOLONÓPOLE E BERILÂNDIA NO ESTADO DO CEARÁ.**

FORTALEZA

2020

DÉBORA MACÊDO DO NASCIMENTO FREIRE

CARACTERIZAÇÃO CRISTALOQUÍMICA E CRISTALOFÍSICA SOBRE A GÊNESE
DE TURMALINA E COLUMBITA-(Fe) DE PEGMATITOS DAS REGIÕES DE
SOLONÓPOLE E BERILÂNDIA NO ESTADO DO CEARÁ.

Tese apresentada ao Programa de PósGraduação em Geologia, do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, como requisito para obtenção do título de Doutora em Geociências. Área de concentração: Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Lucilene Santos

Coorientador: Prof. Dr. Alejandro Pedro Ayala

FORTALEZA

2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- N196c Nascimento, Nascimento, Débora Macêdo..
Caracterização cristaloquímica e cristalofísica sobre a gênese de turmalina e columbita-(Fe) de pegmatitos das regiões de Solonópole e Berilândia no estado do Ceará. / Nascimento, Débora Macêdo. Nascimento. – 2020.
107 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2020.
Orientação: Profa. Dra. Lucilene dos Santos.
Coorientação: Prof. Dr. Alejandro Pedro Ayala.
1. Turmalinas. 2. Columbita-(Fe). 3. Micro-Raman. I. Título.

CDD 551

DÉBORA MACÊDO DO NASCIMENTO FREIRE

CARACTERIZAÇÃO CRISTALOQUÍMICA E CRISTALOFÍSICA SOBRE A GÊNESE
DE TURMALINA E COLUMBITA-(Fe) DE PEGMATITOS DAS REGIÕES DE
SOLONÓPOLE E BERILÂNDIA NO ESTADO DO CEARÁ.

Tese apresentada ao Programa de PósGraduação em Geologia, do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, como requisito para obtenção do título de Doutora em Geociências. Área de concentração: Geologia.

Aprovada em 29/12/2020

BANCA EXAMINADORA

Profa. Dra. Lucilene Santos (Orientadora)
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Francisco Diones Oliveira Silva
(Membro Externo) Universidade Federal do
Ceará

Dr. Bruno Sousa Araújo (Membro
Externo)
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Cesar Ulisses Vieira Verissimo
(Membro Interno)
Universidade Federal do Ceará

Profa. Dra. Ignez de Pinho Guimaraes
(Membro Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Dedico este trabalho ao meu amado esposo Junior Freire, meu amado filho João Gabriel, meus pais Francisco de Assis Frota e Fátima Macêdo e minha irmã Danielly Macêdo.

AGRADECIMENTOS

Uma imensa gratidão à Jesus, Nossa Senhora, meu santo anjo da guarda e todos os meus santos intercessores no céu, sem vocês nada sou, nada consigo e nada posso. A força, determinação e perseverança para concluir este trabalho vieram de vocês.

Mais uma conquista adquirida à custa de muito trabalho seguido de choros, ansiedades, angustias decepções, alegrias, tristezas, motivações e no fim, muitas boas surpresas. Mas esta etapa não seria possível sem os seguintes, aos quais agradeço:

O primeiro agradecimento não poderia deixar de ser à minha orientadora Lucilene Santos, por depositar em mim sua confiança, me dar forças, apoio e constante incentivo. O meu sentimento é que Deus enviou um anjo para ajudar-me a concluir esta tese e este anjo foi você. Em você encontrei a profissional que quero ser;

A meu amado esposo e amigo que me apoiou e ajudou em todos os momentos, sem você com certeza não teria conseguido. A vitória é sempre mais prazerosa ao seu lado meu amor;

Aos meus pais e familiares pelas orações e apoio;

A todos os meus amigos que sofreram e se alegraram comigo em todos os momentos do meu doutorado. Minha profunda gratidão por todas as orações;

À profa. Dra. Ignez de Pinho Guimarães por toda ajuda, atenção e valiosa contribuição à esta pesquisa;

Ao Dr. Bruno do LabRam do departamento de física da UFC, meu companheiro por muitos dias, responsável por uma grande ajuda e contribuição para esta tese. Te agradeço carinhosamente por ter sido tão prestativo comigo, sempre disposto à ajuda;

Aos meus amigos Bgood, Joel e Gaby por partilhar de tão bons momentos de campo, trocas de conhecimento e uma grande parceria;

Aos profs. Drs. Francisco Diones Oliveira Silva, Cesar Ulisses Vieira Verissimo, Ignez de Pinho Guimarães e Dr. Bruno Sousa Araújo integrantes da Banca Examinadora;

Ao prof. Dr. Daniel Atencio pela sua preciosa contribuição à esta pesquisa;

Ao Prof. Dr. Alejandro Pedro Ayala pela co-orientação e pela grande contribuição à esta tese;

Ao prof. Dr. José Marcos Sasaki pela disponibilidade e contribuição à esta pesquisa;

Ao laboratório de Microscopia Eletrônica/LME da Universidade Federal do Ceará/UFC, em nome dos meus amigos Dr. Anônio Leal e Agnaldo;

Ao Laboratório de Espectroscopia Vibracional Molecular (LEVM), em nome do Prof. Dr. Alejandro Pedro Ayala e do Dr. Bruno Sousa Araújo;

Ao Laboratório de difração de raio-X na pessoa do prof. Dr. José Marcos Sasaki;

Ao Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UNB;

À CPRM na pessoa do Dr. Roberto Gusmão pela sua colaboração, cedendo gentilmente as imagens aerogamaespectrométricas;

Ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado.

RESUMO

O Distrito Pegmatítico de Solonópole-Banabuiú (DPSB) está localizado na porção centro-oeste do Estado do Ceará, encaixado no embasamento paragnáissico do Domínio Ceará Central da Província Borborema. É o de maior expressão econômica da região que engloba o Domínio Ceará Central, tem suas principais mineralizações associadas ao caráter lítio-berilo-tantalífero dos corpos. Neste trabalho foram estudados dois corpos pegmatíticos localizados no DPSB apresentando características mineralógicas distintas, o pegmatito Mendonça, localizado no distrito de Berilândia e o pegmatito Auriverde localizado no município de Solonópole, ambos se classificam como pegmatito misto entre os tipos homogêneo e heterogêneo, não apresentando zoneamento completo visivelmente bem definido. É um pegmatito complexo, formando corpos de substituição (bolsões) de muscovita, quartzo e berilo, com cristais bem desenvolvidos. Enquadra-se na classe dos Elementos Terras Raras, da família LCT. A mineralogia do pegmatito de Solonópole difere do pegmatito de Berilândia pela presença de minerais de lítio. A turmalina deste pegmatito tem uma variação de cor do verde para azul, e a turmalina do pegmatito Mendonça apresenta cor preta. No pegmatito de Berilândia foi realizada a caracterização cristalofísica através da difração de raios-X em pó e espectroscopia micro-Raman em amostras de tantalatos/columbitas, indicando que são columbitas de Fe. Espectroscopia micro-Raman em amostra de muscovita sugere que se trata de uma muscovita com alto teor de OH. A caracterização cristaloquímica se deu por análises de microsonda eletrônica no plagioclásio, muscovita, turmalina e óxidos. No plagioclásio obteve-se teores de $\text{SiO}_2=67,68\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=10,81\%$ e $\text{Na}_2\text{O}=20,51\%$ que são satisfatórios de acordo com composição ideal para albita. Na muscovita os elementos maiores em média são Al_2O_3 36,07%, $\text{SiO}_2=44,56\%$, $\text{K}_2\text{O}=10,57\%$ e $\text{FeO}=2,27\%$ em peso. Pela sua maior quantidade de Al presente na amostra, sugere-se que a muscovita do pegmatito de Berilândia é de origem primária. Os óxidos contêm entre 70,97% a 80,19% de FeO. A microsonda eletrônica na turmalina preta foi analisada nas duas variações de cores apresentadas na petrografia; turmalina verde que constituiu em $\text{Al}_2\text{O}_3=33,49\%$, $\text{MgO}=2,23\%$ e FeO 11,45%, turmalina amarela que constituiu em $\text{Al}_2\text{O}_3=33,65\%$, $\text{MgO}=2,24\%$ e $\text{FeO}=11,23\%$, todas classificadas quimicamente como schorlitas. No pegmatito de Solonópole a caracterização cristalofísica através da difração de raios-X em monocristal foi realizada em amostras de turmalina, apresentando uma estrutura cristalina romboedral, grupo espacial $R3m$ e os parâmetros da cela unitária sendo $a=15,90 \text{ \AA}$, $b=15,90 \text{ \AA}$ e $c=7,12 \text{ \AA}$, considerados favoráveis para um cristal de turmalina rica em Fe. A espectroscopia micro-Raman foi obtida perpetrada em amostras de turmalina, minerais do

grupo da lepidolita e espodumênio. Para interpretação destas análises foi utilizada a base de dados espectroscópicos RRUFF. Sendo a amostra de turmalina de Berilândia compatível com o espectro da schorlita. A caracterização cristaloquímica também foi realizada nas amostras de lepidolita ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 28,08\%$, $\text{SiO}_2 = 48,62\%$, $\text{K}_2\text{O} = 10,17\%$), espodumênio ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,35\%$ e $\text{SiO}_2 = 67,37\%$), berilo ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 20,35\%$ e $\text{SiO}_2 = 67,37\%$) e turmalinas ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 34,18\%$, $\text{MgO} = 1,10\%$, $\text{FeO} = 11,44\%$) classificadas como oxi-schorlitas. As turmalinas de ambos os pegmatitos estudados são alcalinas e schorlíticas. No entanto, as do Pegmatito de Berilândia são hidroxi-espécies se projetando no campo dos granitoides e seus pegmatitos e aplitos associados pobres em Li e estágio proximal, enquanto que as turmalinas do Pegmatito de Solonópole são oxi-espécies, caindo no limite do campo dos pegmatitos graníticos e aplitos ricos em Li e estágio endogranítico/endogreisen. Os espectros gerados em turmalinas zonadas pelo mapeamento micro-Raman indicam as mudanças nas condições redox e $f\text{O}_2$ e presença de F no magma/fluido pegmatítico gerador das turmalinas do Pegmatito de Berilândia.

Palavras-chave: Turmalinas; Columbita-(Fe); Micro-Raman.

ABSTRACT

The Pegmatitic District of Solonópole-Banabuiú (DPSB) is located in the central-eastern portion of the State of Ceará, embedded in the paragnáissico basement of the Borborema Province, Domain Ceará Central. It is the most economically significant in the region, which encompasses the Ceará Central Domain, and its main mineralizations are associated with the lithium-beryl-tantaliferous character of the bodies. In this work, two pegmatitic bodies located in the DPSB with distinct mineralogical characteristics were studied, the pegmatite Mendonça, located in the district of Berilândia and the pegmatite Auriverde located in the municipality of Solonópole, both are classified as mixed pegmatite between the homogeneous and heterogeneous types, without zoning visibly well defined complete. It is a complex pegmatite, forming replacement bodies (pockets) of muscovite, quartz and beryl, with well-developed crystals. It falls into the class of Rare Earth Elements, of the LCT family. The mineralogy of pegmatite Auriverde differs from pegmatite Mendonça in the presence of lithium minerals. The tourmaline of this mine has a variation from green to blue, while the variation that occurs in the tourmaline of the Mendonça mine is green to yellow. In the pegmatite of Berilândia, crystallophysical characterization was carried out through X-ray diffraction using the powder method and micro-Raman spectroscopy in samples of tantalates / columbites, indicating that they are Fe columbites, micro-Raman spectrometry in muscovite samples suggest through the spectra obtained that it is a muscovite with a high OH content. The crystallochemical characterization was done by electron probe analyzes on plagioclase, muscovite, tourmaline and oxides. In plagioclase, $\text{SiO}_2 = 67.68\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.81\%$ and $\text{Na}_2\text{O} = 20.51\%$ were obtained, which are satisfactory according to the ideal composition for albite. In muscovite the largest elements on average are $\text{Al}_2\text{O}_3 = 36.07\%$, $\text{SiO}_2 = 44.56\%$, $\text{K}_2\text{O} = 10.57\%$ and $\text{FeO} = 2.27\%$ by weight. Due to its greater amount of Al present in the sample, it is suggested that the muscovite from the Berilândia pegmatite is of primary origin. Oxides contain between 70.97% to 80.19% FeO. The largest elements constituted for green tourmaline in $\text{Al}_2\text{O}_3 = 33.49\%$, $\text{MgO} = 2.23\%$ and $\text{FeO} = 11.45\%$, for yellow tourmaline $\text{Al}_2\text{O}_3 = 33.65\%$, $\text{MgO} = 2.24\%$ and $\text{FeO} = 11.23\%$, all chemically classified as schorlites. In Solonópole pegmatite, crystallophysical characterization through X-ray diffraction in monocrystal was carried out on tourmaline samples, presenting a rhombohedral crystalline structure, the spatial group is $R\bar{3}m$ and the parameters of the unit cell being $a = 15.90$, $b = 15.90$ and $c = 7.12$, considered favorable for a Fe-rich tourmaline crystal. Micro-Raman spectroscopy was obtained from tourmaline samples, minerals from the lepidolite group and spodumene. In these analyzes, all samples obtained a spectrum compatible with their

structure according to the comparison with the RRUFF spectroscopic database. The tourmaline sample being compatible with the schorlite spectrum. Crystallochemical characterization was also carried out on lepidolite samples ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 28.08\%$, $\text{SiO}_2 = 48.62\%$, $\text{K}_2\text{O} = 10.17\%$), spodumene ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 20.35\%$ e $\text{SiO}_2 = 67.37\%$), beryl ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 20.35\%$ and $\text{SiO}_2 = 67.37\%$) and tourmalines ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 34.18\%$, $\text{MgO} = 1.10\%$, $\text{FeO} = 11.44\%$) classified as oxy-schorlites. The tourmalines of both studied pegmatites are alkaline and schorlitic. However, those of the Pegmatite of Berilândia are hydroxy-species projecting in the field of granitoids and their pegmatites and associated aplites poor in Li and proximal stage, whereas the tourmaline of the Pegmatite of Solonópole are oxy-species, falling at the limit of the field of granitic pegmatites and Li-rich aplites and endogranitic / endogreisen stage. The spectra generated in tourmalines zoned by micro-Raman mapping indicate changes in redox and $f\text{O}_2$ conditions and the presence of F in the magma / pegmatitic fluid that generates the tourmalines of the Berilândia Pegmatite.

Keywords: Tourmalines; Columbita- (Fe); Micro-Raman.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Mapa de localização das minas estudadas.....	21
Figura 2 -	Imagem aerogamaespectrométrica (ternário-RGB/composição K-U-Th) da área com os pontos coletados pela autora. Fonte: CPRM.....	23
Figura 3 -	A – Amostras escolhidas para confecção das lâminas – AB1, AB2, AB3 amostras da mina de Berilândia, AS1, AS2, AS2 amostras da mina de Solonópole; B - Microscópio utilizado para descrição das lâminas.....	24
Figura 4 -	Espectrômetro Raman, modelo Labram HR, equipamento utilizado para obtenção dos espectros de todas as amostras e o mapeamento da turmalina.....	25
Figura 5 -	A - Difratômetro de raios-X (Visão externa), B - (visão Interna).....	26
Figura 6 -	Equipamento difratometro de raios-X em monocristal, utilizado para análise na amostra de turmalina.....	27
Figura 7 -	Evolução química ao longo de um grupo pegmatítico rico em lítio com a distância do granito fonte (modificado de London 2008a).....	30
Figura 8 -	Bloco diagrama de um pegmatito zoneado ideal. Modificado de London (2008).....	41
Figura 9 -	Estrutura interna de pegmatitos zonados. a) Padrão concêntrico de zonas primárias com mineralização na margem do núcleo; b) Padrão concêntrico de zonas primárias cortadas por preenchimento de fraturas, com controle litológico e relacionado com fraturas e unidades metassomáticas (Černý1991b).....	42
Figura 10 -	Grupos pegmatíticos no campo pegmatítico a oeste e noroeste de Solonópole (Sousa 1985). Adaptado pela autora.....	46
Figura 11 -	Mapa geológico simplificado da porção norte da Província Borborema. Modificado de Arthaud (2007).....	51
Figura 12 -	Esboço geológico do Domínio Ceará Central (segundo Arthaud, 2005, baseado no mapa geológico do Ceará, escala 1:500.000 – Cavalcante et al., 2003, simplificado e modificado).....	52

Figura 13 - Campos pegmatíticos do distrito de Solonópole-Quixeramobim (Souza, 1985). Adaptado por Moreira <i>et al</i> 2012.....	54
Figura 14 - Grupos pegmatíticos no campo pegmatítico a oeste e noroeste de Solonópole (Souza, 1985), extraído do DNPM - Estudo dos Pegmatitos Litiníferos da Região de Solonópole – CE, modificado pela autora.....	56
Figura 15 - Imagem aerogamaespectrométrica (ternário-RGB/composição K-U-Th). CPRM (Dr. Roberto Gusmão).....	58
Figura 16 - Imagem aerogamaespectrométrica (ternário-RGB/composição K-U-Th) da área com os pontos coletados pela autora. Limite lateral direito do pluton granítico Nenelândia contornado (amarelo) e contorno fino em amarelo do <i>Pods</i> pegmatítico mostrando elevados teores de U (azul) e transversalidade em relação ao Pluton Nenelândia. Fonte: CPRM.....	59
Figura 17 - A – Textura gráfica; B – schorlitas bordejando o pegmatito; C – Cristais de berilo; D – Bolsões de muscovita no feldspato; E - contato da rocha encaixante com pegmatito; F – Rocha encaixante posicionada à 128 Az e corpo pegmatítico posicionado a 70Az.....	61
Figura 18 - Amostras coletadas para preparação de lâminas delgadas do pegmatito de berilândia.....	62
Figura 19 - Amostras coletadas para preparação de lâminas delgadas do pegmatito de Solonópole.....	65
Figura 20 - Amostra do mineral metálico da família dos tantalatos/columbita coletado para análise de DRX.....	68
Figura 21 - Diagrama quadrilateral mostrando a variabilidade na composição de minerais da série columbita-tantalita (de Černý e Ercit 1985). A diferença de miscibilidade tantalita-tapiolita empiricamente derivada por Černý et al. (1992). Composição campos para minerais da série columbita-tantalita de complexos carbonatíticos, granitos peraluminosos, pegmatitos de lítio-césio-tântalo (LCT) e complexos peralcalinos por de Mackay e Simandl (2015).....	69

Figura 22 - Difratoograma de raios X das amostras 004 e 005, obtido com radiação Co-K α (1,78901 Å) comparado com o difratoograma da base de dados RRUFF (ID: R050348) da columbita-(Fe); figura da estrutura cristalina da columbita-(Fe).....	70
Figura 23 - Estrutura cristalina de turmalinas Fe de um pegmatito metamorfizado de Blocherleitengraben, Baixa Áustria. Fonte: ERTL <i>et al</i> (2012).....	72
Figura 24 - Foto da lâmina AS2, destacando a variação química da turmalina.....	74
Figura 25 - Espectro Raman da turmalina do pegmatito de Solonópole, comparado com Mica rica em Li da série Polyktionita-Trilitionita da base de dado RRUFF ID: R80010 (dravita), R070077 (elbaita) e Watenphul <i>et al.</i> (2016) (schorlita). Condições experimentais: linha de excitação do laser 785 nm, objetiva de 10x.....	75
Figura 26 - Espectro Raman da mica rica em Li da série Polyktionita-Trilitionita do pegmatito de Solonópole, comparado com polyktionita-RRUFF ID: R050132 e trilitionita-RRUFF ID: R040101 -. Condições experimentais: linha de excitação do laser 785 nm, objetiva de 10x.....	76
Figura 27 - Espectro Raman do espodumênio do pegmatito de Solonópole, comparado com espodumênio da base de dado RRUFF ID: 060039 e albita RRUFF ID: 070268. Condições experimentais: linha de excitação do laser 785nm, objetiva de 10x.....	77
Figura 28 - Espectro Raman da turmalina do pegmatito de Berilândia, comparado com dravita da base de dado RRUFF ID: R80010 (dravita), R070077 (elbaita) e Watenphul <i>et al.</i> (2016) (schorlita). Condições experimentais: linha de excitação do laser 785 nm, objetiva de 10x.....	79
Figura 29 - (A): Mapa da secção da amostra de turmalina do pegmatito de Berilândia, mostrando a variação composicional do mineral (bandas verdes, azuis e vermelhas). Condições experimentais: linha de excitação do laser 633nm, objetiva de 10x; (B): Espectro Raman resultante do mapeamento da amostra AB2 de turmalina	

	do pegmatito de Berilândia, destacando as diferenças de intensidades dos picos do centro, borda e impureza da amostra analisada.....	80
Figura 30 -	A - Espectros Raman polarizados representativo dos tipos de turmalina. Watenphul <i>et al.</i> (2016); B - Espectros Raman polarizados representativo dos tipos de turmalina, indicando a vibração dos anéis de SiO ₄ , posição de estiramento de OH. Watenphul <i>et al.</i> (2016 - 1)	81
Figura 31 -	Espectro Raman da columbita do pegmatito de Berilândia, comparado com RRUFF ID: R050348 - Columbita-(Fe) Condições experimentais: linha de excitação do laser 785nm, objetiva de 10x.....	82
Figura 32 -	Espectro Raman da muscovita do pegmatito de Berilândia, comparado com uma amostra de muscovita da base de dados que com mais água RRUFF ID: 040104, uma amostra com menos água RRUFF ID: 50080.2 e uma amostra com amis alumínio RRUFF ID: 061120.2. Condições experimentais: linha de excitação do laser 785nm, objetiva de 10x.....	83
Figura 33 -	Fotos obtidas em microsonda eletrônica para as amostras do pegmatito Mendonça (Berilândia): (A) plagioclásio, (B) óxidos, (C) turmalina, (D) muscovita.....	86
Figura 34 -	Fotos obtidas em microsonda eletrônica para as amostras do pegmatito de Solonópole: (A) mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita, (B) espodumênio, (C) berilo e (D) turmalina/quartzo inclusão.....	87
Figura 35 -	Diagrama TiO ₂ -FeO-Fe ₂ O ₃ para definição da terminologia dos óxidos de Fe-Ti.....	89
Figura 36 -	A – Amostra coletada para confecção de lâmina delgada apresentando turmalinas na cor preta; B – Amostra observada através do microscópio petrografico, apresentando a variação composicional da turmalina (verde e amarela).....	90

- Figura 37 - A – Amostra coletada para confecção de lâmina delgada apresentando turmalinas na cor verde; B – Amostra observada através do microscópio petrográfico, exibindo a variação composicional da turmalina (verde e azul)..... 91
- Figura 38 - (a) Classificação dos grupos de turmalinas primárias no sistema ternário Ca^{2+} - Vacância sítio-X - $Na^{1+}(K^{1+})$ baseado na ocupação dominante no sítio-X. (b) Plotagem de espécies turmalinas no sistema ternário O^{2-} — F^{1-} — OH^{1-} baseado em ocupação aniônica do sítio-W. Classificação das espécies de turmalinas dos grupos alcalinos no subsistema ternário $2Li^{1+}$ - YFe^{2+} - YMg^{2+} . (c) Dominância de OH^{1-} no sítio-W. (d) Dominância de O^{2-} no sítio-W. (Henry et al., 2011). Amostras laranjas referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia..... 92
- Figura 39 - (a) Plotagem de turmalinas no subsistema ternário $V^{3+}-Cr^{3+}-Al^{3+}$ (baixo F^{3+}) usado para explicar a ocupação dominante do sítio-Z. (b) Plotagem de espécies generalizadas de turmalinas no diagrama $(Mg/Mg+Fe)$ vs. $x_{\square}/(x_{\square} + Na^{1+} + K^{1+})$. (Henry et al., 2011)..... 93
- Figura 40 - (a) Plotagem de espécies generalizadas de turmalinas no diagrama $(Mg/Mg+Fe)$ vs. $x_{\square}/(x_{\square} + Na^{1+} + K^{1+})$. (b) Diagrama sítio-Y vs. Sítio-X. (Henry et al., 2011). Amostra laranja referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia..... 93
- Figura 41 - Diagrama de Li (apfu) vs. Mg (apfu). Amostras laranjas referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia..... 94

- Figura 42 - Diagrama ternário Al-Fe-Mg (Henry & Guidotti, 1985), em proporções moleculares para as turmalinas estudadas. Os campos numerados referem se a: (1) Aplitos e pegmatitos graníticos ricos em Li, (2) granitoides pobre em Li e pegmatitos a eles associados, (3) Rochas quartzo-turmaliníferas ricas em Fe³⁺, (4) metapelitos e metapsamitos associados com fases saturadas em Al, (5) metapelitos e metapsamitos não saturados em Al, (6) Rochas metapelíticas e calciosilicáticas pobres em Ca e metassedimentares ricas em Cr e V, (8) metapiroxenitos e metacarbonatos. Amostras laranjas referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia..... 95
- Figura 43 - Plotagem da composição de turmalinas dos depósitos hidrotermais relacionados a granitos no diagrama MgO (peso%) vs. FeO/(FeO+MgO). (Pirajno & Smithies, 1992)..... 96
- Fotomicrografia 1 (a) plagioclásios imbricados em contato com quartzos; (b) plagioclásios com variação de pleocroísmo para amarelo; (c) cristal de quartzo fraturado em contato com muscovita e inclusão de plagioclásio; (d) Berilo com inclusões de plagioclásio e muscovita; (e) cristal de turmalina fraturado; (f) cristal de turmalina com variações químicas, apresentando em sua maior parte um pleocroísmo verde e em uma porção menor pleocroísmo amarelo; (g) inclusão de muscovita no quartzo; (h) Cristal de turmalina euédrico..... 64
- Fotomicrografia 2 (a) espodumênio com inclusão de berilo em contato retos e serrilhados com lepidolitas; (b) espodumênio com inclusão de lepidolita; (c) espodumênio com inclusão de berilo e turmalina em contato retos e serrilhados com lepidolitas; (d) Plagioclásios imbricados, em contatos serrilhados com quartzo, inclusão de zircão no quartzo; (e) cristal de turmalina zonado no sistema ortoscópico; (f) cristal de turmalina zonado em luz natural; (g) cristal de turmalina zonado incluso em cristal e berilo no sistema ortoscópico; (h) cristal de turmalina zonado incluso em cristal e berilo em luz natural..... 67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Associações mineralógicas das zonas pegmatíticas (Cameron <i>et al.</i> 1949).....	33
Tabela 2 -	Classificação de Pegmatitos baseado em (Černý, 1991b).....	35
Tabela 3 -	Classificação petrogenética de pegmatitos graníticos de derivação plutônica, segundo (Černý & Ercit, 2005).....	36
Tabela 4 -	Classificação dos pegmatitos baseado em Černý 1991b.....	39
Tabela 5 -	Campos pegmatíticos do distrito de Solonópole-Quixeramobim e seus minerais de importância econômica, segundo Souza (1985).....	44
Tabela 6 -	Sub-divisão dos pegmatitos do campo W e NW de Solonópole. (Souza, 1985), extraído do DNPM - Estudo dos Pegmatitos Litíferos da Região de Solonópole – CE.....	55
Tabela 7 -	Dados do cristal de turmalina da mina Auriverde comparados com turmalinas ricas em Fe de um pegmatito metamorfozizado Blocherleitengraben, Baixa Áustria. Fonte: ERTL <i>et al</i> (2012).....	72
Tabela 8 -	Resultado da química mineral das turmalinas de Berilândia e Solonópole.....	91
Tabela 9 -	Análises com microsonda eletrônica em amostras de óxido, turmalina, muscovita e plagioclásio do pegmatito Mendonça (Berilândia).....	98
Tabela 10 -	Análises com microsonda eletrônica em amostras de lepidolita, espodumênio, berilo, turmalina e quartzo do pegmatito Auriverde (Solonópole).....	99

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	19
1.1	Localização e acesso.....	20
2	METODOLOGIA.....	22
2.1	Revisão bibliográfica e aquisição de dados preliminares.....	22
2.2	Mapeamento geológico.....	22
2.3	Petrografia.....	23
2.4	Espectroscopia Micro-Raman.....	24
2.5	Difração de raios-X.....	25
2.5.1	<i>Difração de raios-X em pó.....</i>	<i>26</i>
2.5.2	<i>Difratometria de Raios-X em Monocristal.....</i>	<i>26</i>
2.6	Microssonda Eletrônica.....	27
3	PEGMATITOS.....	28
3.1	Conceito.....	28
3.1.1	<i>Gênese.....</i>	<i>28</i>
3.1.2	<i>Gênese de Pegmatitos portadores de Minerais Gemas.....</i>	<i>31</i>
3.2	Classificações dos pegmatitos.....	32
3.2.1	<i>Mineralogia e Geoquímica.....</i>	<i>36</i>
3.2.1.1	<i>Mineralogia.....</i>	<i>36</i>
3.2.1.2	<i>Geoquímica.....</i>	<i>37</i>
3.2.2	<i>Classificação de Zoneamento.....</i>	<i>39</i>
3.3	Províncias Pegmatíticas do Nordeste.....	42
3.3.1	<i>Pegmatito Mendonça e Pegmatito Auriverde.....</i>	<i>43</i>
3.3.1.1	<i>Pegmatito Mendonça.....</i>	<i>44</i>
3.3.1.2	<i>Pegmatito Auriverde.....</i>	<i>45</i>
4	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	48
4.1	A Província Borborema	48
4.1.1	<i>Domínio Ceará Central (DCC)</i>	<i>54</i>
4.1.2	<i>Província pegmatítica Solonopole-Quixeramobim (PPSQ).....</i>	<i>53</i>
5	GEOLOGIA LOCAL.....	55
5.1	Aspectos de campo do Pegmatito Mendonça (Berilândia).....	60
5.2	Petrografia do Pegmatito Mendonça (Berilândia).....	62

5.3	Aspectos de campo do Pegmatito Auriverde (Solonópole).....	65
5.4	Petrografia do Pegmatito Auriverde (Solonópole).....	66
6	DIFRAÇÃO DE RAIOS X.....	68
7	DIFRAÇÃO DE RAIOS X EM MONOCRISTAL.....	71
8	ESPECTROSCOPIA MICRO-RAMAN.....	73
8.1	Mina Auriverde (Solonópole)	73
8.1.1	<i>Turmalinas</i>	73
8.1.2	<i>Mica rica em Li da série Polylitionita-Trilitionita</i>	75
8.1.3	<i>Espodumênio</i>	76
8.2	Mina Mendonça (Berilândia)	78
8.2.1	<i>Turmalinas</i>	78
8.2.2	<i>Mineral metálico da família dos tantalatos/columbitas</i>	81
8.2.3	<i>Muscovitas</i>	82
9	MICROSSONDA ELETRÔNICA.....	86
9.1	Micas.....	87
9.1.1	<i>Muscovita</i>	88
9.1.2	<i>Mica rica em Li da série Polylitionita-Trilitionita</i>	88
9.2	Óxidos.....	89
9.3	Turmalinas.....	89
9.4	Feldspato.....	96
9.5	Espodumênio.....	96
9.6	Berilo.....	96
9.7	Quartzo.....	97
10	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	100
11	CONCLUSÕES.....	102
	REFERÊNCIAS	103

1 INTRODUÇÃO

O conceito de Província Pegmatítica da Borborema foi pioneiramente lançado por Scorza (1944), abrangendo um denso agrupamento de pegmatitos nióbiotantalífero-glucíniferos em partes dos Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, delimitada aproximadamente pelas coordenadas geográficas 5° 30' e 7° 15' de latitude S e 35° 45' e 37° 15' de longitude W, correspondendo à parte oriental da Faixa Seridó. Santos *et al.* (2014) denominam Província Pegmatítica do Seridó (PPS) para essa província mineral que ocorre nos limites dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, que concentra a maior quantidade de pegmatitos do Nordeste do Brasil.

De acordo com Beurlen *et al.* (2011), existem na PPB mais de 750 pegmatitos mineralizados principalmente em Be-Li-Ta (Sn), além de milhares de pegmatitos supostamente estéreis de aproximadamente 430 a 540 Ma. Segundo Beurlen *et al.* (2014) os pegmatitos seriam do tipo “enriquecidos em elementos raros” e família LCT (Černý & Ercit, 2005).

A Sub-Província Ocidental, de Paiva (1946), que abrange o Estado do Ceará, compreende seis distritos pegmatíticos: Solonópole-Quixeramobim/Banabuiú, Cristais-Russas, Itapiúna, Icó-Iracema, Parambu e Pentecoste. Os pegmatitos dessa sub-província são de composição granítica e ocorrem encaixados em gnaisses, migmatitos e granitos, geralmente são menores e possuem menos minerais de valor econômico quando comparados aos pegmatitos da Sub-província Oriental.

O distrito pegmatítico de Solonópole-Queixeramobim, conhecido desde o início do século XX, tem sido explorado durante várias épocas diferentes com diferentes objetivos de exploração ao longo do tempo. É o distrito de maior expressão econômica da região que engloba o domínio Ceará Central, possuindo cerca de 2.375 km² de área e tem suas principais mineralizações associadas ao caráter lítio-berilo-tantalífero dos corpos (SANTOS *et al.* 2014).

Dada a necessidade de um maior conhecimento sobre a gênese dos corpos pegmatitos do Distrito Pegmatítico de Solonópole-Quixeramobim (DPSQ), este trabalho contribui com importantes informações das características cristal químicas, cristalofísicas e relações petrogenéticas, dos pegmatitos indicados para a referida pesquisa.

O pegmatito Mendonça localizado no distrito de Berilândia, apresenta em sua mineralogia, além dos minerais principais (quartzo, feldspato e muscovita), berilo industrial e gemológico, schorlita e minerais da série tantalita/columbita.

O pegmatito Auriverde localizado no município de Solonópole, além da mineralogia principal, apresentam turmalina verde, espodumênio, tantalita/columbita berilo industrial e gemológicos, e mica rica em Li da série polytitionita-trilitionita.

Na região não há nenhum trabalho que trate de forma integrada, dados de química mineral, cristalquímico e cristalográfico de minerais indicadores petrogenéticos, como a columbita e a turmalina, correlacionando-os com as características de seus pegmatitos hospedeiros, como associações minerais, classificação e evolução interna.

Os princípios minerais explorados para análise nesta pesquisa foram a turmalina que resultou em um excelente indicador petrogenético e a columbita que como a turmalina apresentou uma importante contribuição para a classificação da gênese dos corpos pegmatitos estudados.

As análises de Espectroscopia micro-Raman, unidas com a difração de raio X e microsonda eletrônica contribuíram de forma pioneira para a disposição da gênese dos pegmatitos da região, sugerindo uma nova classificação genética dos corpos pegmatíticos estudados.

Apresentou-se nesta tese dados cristalofísicos através da Espectroscopia raman, junto aos dados cristalquímicos que contribuíram de forma extraordinária para classificação da turmalina e columbita, que, por serem importantes indicadores petrogenéticos, contribuíram com esclarecimentos sobre a gênese e evolução do ambiente de formação dos pegmatitos e levaram à classificação da rocha fonte.

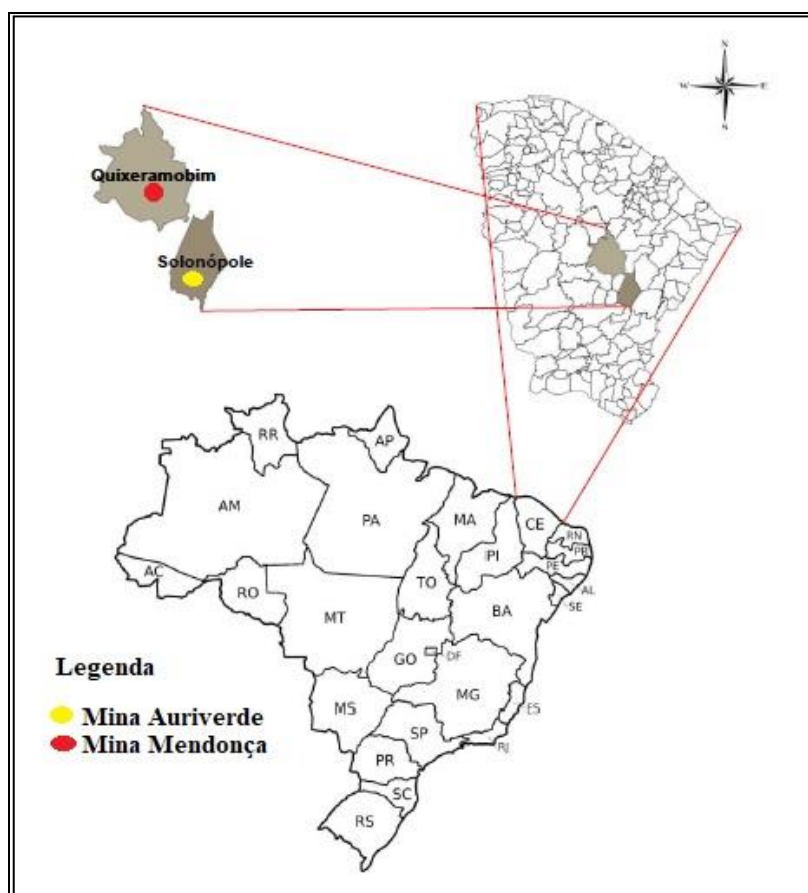
1.1 Localização e acesso

No referido trabalho, foram selecionadas duas áreas para estudo na região central do Estado do Ceará. A primeira área encontra-se na porção norte do município de Solonópole, coordenadas: 498245/9380220 Datum SIRGAS 2000 zona 24 Sul/UTM. Encontra-se inserida na folha Senador Pompeu (SB 24 V-D-IV) elaborada pela SUDENE. O acesso à região pode ser efetuado através da BR-116, seguindo até o “Triângulo de Quixadá” (encontro das BR-116

e BR-122), a partir do qual se segue na CE-013, até a cidade de Quixadá, toma-se a rodovia CE-021 até a altura do quilômetro 11 onde se encontra o entroncamento com a CE-113, que dá acesso à cidade de Banabuiú, segue-se pela a rodovia Padre Cícero (CE-113), a qual dá acesso a Solonópolis, a área de estudo encontra se a direita da CE 113, aproximadamente 7 km antes de chegar na sede do município, com acesso por estradas carroçáveis. (Figura 1).

A segunda área está inserida no distrito de Berilândia, Quixeramobim, coordenadas UTM: 486614/9393460 Datum SIRGAS 2000 zona 24 Sul/UTM. Encontra se inserida nas folhas da SUDENE de Senador Pompeu (SB-24-X-D-VI), de Jaguaratama (SB-24-X-C-IV) e de Quixeramobim (SB.24-V-D-III). O acesso à região pode ser efetuado através da BR-116, seguindo até o “Triângulo de Quixadá” (encontro das BR-116 e BR-122), a partir do qual se segue na CE-265, até a cidade de Quixeramobim, toma-se a rodovia CE-166 por aproximadamente 6 km, onde terá acesso a uma estrada carroçável do lado esquerdo, se segue até chegar no distrito de Berilândia (Figura 1.1).

Figura 1: Mapa de localização das minas estudadas



2 METODOLOGIA

O projeto desta tese teve início com um trabalho de mapeamento geológico e reconhecimento dos corpos pegmatíticos das regiões de Solonópole e Berilândia, necessários para a escolha dos pegmatitos a serem investigados. Após esta etapa foram feitas pesquisas, compilação e análises bibliográficas. A metodologia adotada neste trabalho constituiu-se das seguintes etapas:

2.1 Revisão bibliográfica e aquisição de dados preliminares

A etapa de revisão bibliográfica caracterizou-se por uma busca abrangente de trabalhos relacionados com a classificação e gênese de corpos pegmatíticos da área em pesquisa. Reuniu-se artigos específicos envolvendo técnicas estruturais tais como Difração de Raios-X e espectroscopia Micro-Raman com finalidade de englobar um número maior de ferramentas para auxiliar na caracterização cristaloquímica e cristalofísica dos minerais selecionados.

2.2 Mapeamento geológico

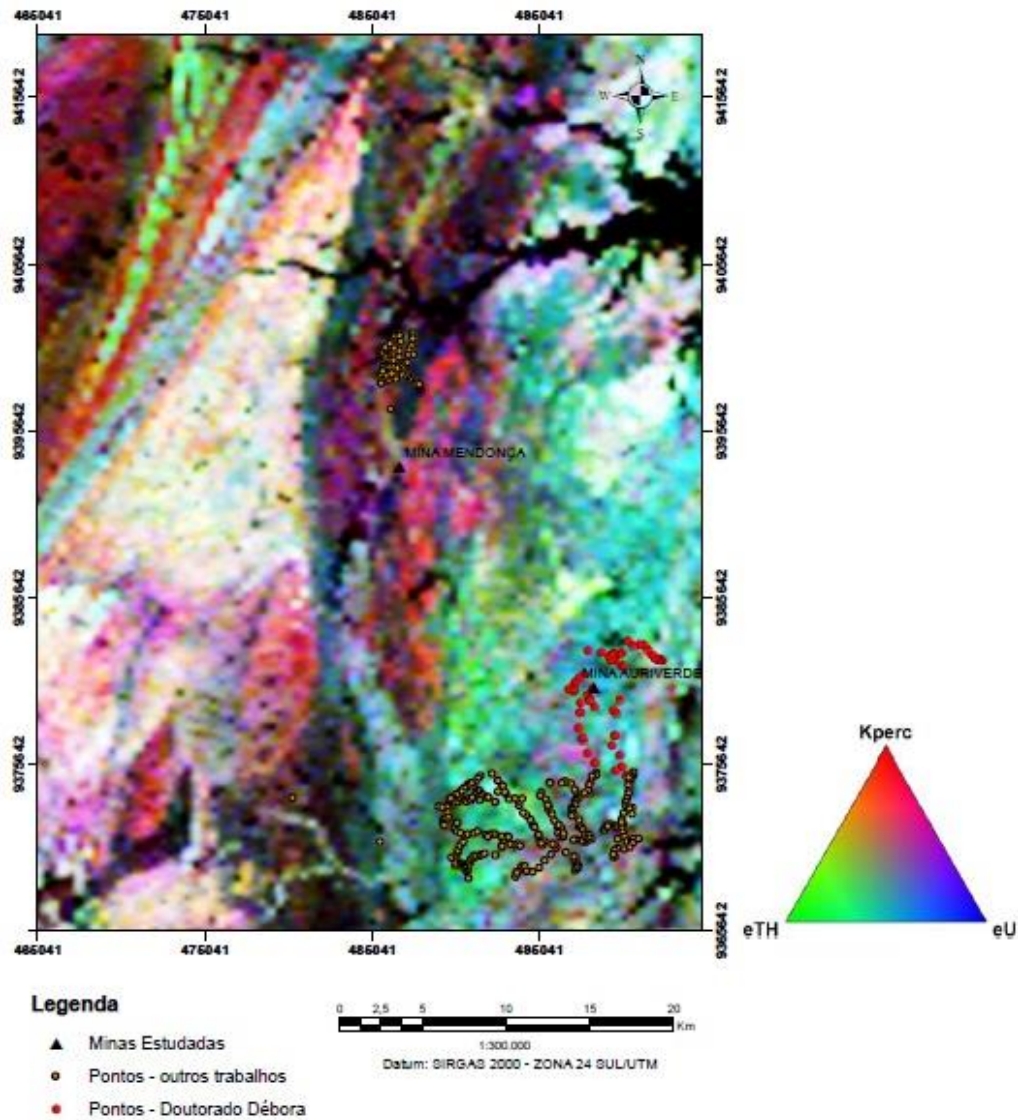
O mapeamento geológico foi concluído em 4 etapas de campo. A primeira etapa constituiu no reconhecimento da área, onde o objetivo foi a escolha de corpos pegmatíticos representativos, com maior variação mineralógica possível.

Na segunda etapa, dois pegmatitos foram selecionados para a pesquisa: pegmatito Mendonça no distrito de Berilândia, Quixeramobim – Ceará, Brasil; pegmatito Auriverde no município de Solonópole – Ceará, Brasil.

Na terceira e quarta etapa foram amostrados os minerais selecionados para cada pegmatito. Em Berilândia foram coletadas amostras representativas de minerais da série tantalatos/columbita, muscovita, turmalina e berilo, em Solonópole foram coletadas amostras representativas de turmalina, espodumênio e mica rica em Li da série polytitionita-trilitionita.

Os afloramentos encontrados em todas as etapas do campo foram devidamente marcados por meio de GPS, descritos em caderneta de campo e registrados por fotografias, sendo considerados seus aspectos mineralógicos e texturais (Figura 2).

Figura 2: Imagem aerogamaespectrométrica (ternário-RGB/composição K-U-Th) da área com os pontos coletados pela autora.



Fonte: CPRM.

2.3 Petrografia

Por tratar se de um pegmatito, rocha com uma granulação grossa, evidenciada por cristais de escala centimétrica a métrica, houve o cuidado em escolher as amostras para a confecção das lâminas delgadas, optou-se, portanto, às que tivessem um maior número de minerais possíveis reunidos em uma lâmina para uma descrição mais detalhada.

Foram confeccionadas seis lâminas delgadas (três do pegmatito Mendonça em Berilândia e três do pegmatito Auriverde em Solonópole) para caracterização petrográfica e um estudo mais detalhado dos minerais indicadores petrogenéticos.

As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica/LME da Universidade Federal do Ceará/UFC, utilizando um microscópio petrográfico Nikon modelo Eclipse Ci-POL, equipado com mecanismo de captura de imagens (Figura 3).

Figura 3: A – Amostras escolhidas para confecção das lâminas – AB1, AB2, AB3 amostras da mina de Berilândia, AS1, AS2, AS2 amostras da mina de Solonópole; B - Microscópio utilizado para descrição das lâminas.



2.4 Espectroscopia Micro-Raman

A técnica de Espectroscopia micro-Raman é utilizada para a determinação de fases cristalinas em minerais. Esta técnica vem sendo cada vez mais reconhecida nos estudos mineralógicos para identificação do mineral e informações petrogenéticas.

As análises de espectroscopia vibracional de espalhamento Raman foram realizadas no Laboratório de Espectroscopia Vibracional Molecular (LEVM) do departamento de Física da Universidade Federal do Ceará. Os resultados aqui apresentados foram obtidos em um espectrômetro Raman, modelo Labram HR (HORIBA Jobin Yvon), equipado com um dispositivo de carga acoplada (charge coupled device – CCD) resfriada por nitrogênio líquido. Os espectros foram excitados utilizando lasers de HeNe com comprimento de onda de 633 nm

e potência nominal de 17 mW; e um laser diodo com comprimento de onda de 785 nm com potência nominal de 20 mW (Figura 4). Os lasers foram focalizados na superfície das amostras utilizando as lentes objetivas: Olympus MPlan N de 50x com abertura numérica de 0.75 e distância de trabalho de 0.38 mm; HC PL Fluot AR 50x (Leica Microsystems) com abertura numérica de 0.8 e distância de trabalho de 0.5 mm.

Para interpretação dos resultados foram utilizados dados da base RRUFF que contém um banco de dados integrado de espectros Raman, difração de raios-X e dados químicos de minerais, dos minerais compatíveis com os da referida pesquisa.

Figura 4: Espectrômetro Raman, modelo Labram HR, equipamento utilizado para obtenção dos espectros de todas as amostras e o mapeamento da turmalina.



2.5 Difração de raios-X

A técnica de difração de Raios-X (DRX) tem sido amplamente utilizada para a determinação de fases cristalinas em minerais. Essa técnica apresenta como vantagens a rapidez e a sua natureza não destrutiva. Um obstáculo para essa técnica é não poder ser aplicada a materiais não cristalinos.

O fenômeno da difração de Raios-X é possível porque na maior parte dos sólidos cristalinos dos átomos se ordenam em planos cristalinos separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos Raios-X. Neste trabalho a técnica foi utilizada para determinar as fases presentes na matéria-prima (antes da queima) e nos corpos-de-prova obtidos para estudo (ALBERS et al., 2002).

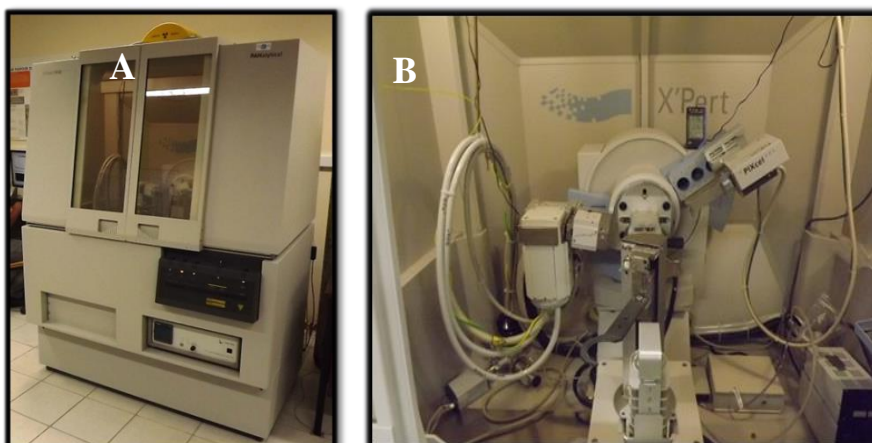
Para interpretação dos resultados foram utilizados dados da base RRUFF de difração de raios-X dos minerais compatíveis com os da referida pesquisa.

2.5.1 Difração de Raios-X em pó

Para a análise por difração de Raios-X, o mineral escolhido foi do grupo da tantalita/columbita, sendo coletadas amostras representativas do mineral para pulverizar e encaminhar ao laboratório

Os difratogramas de Raios-X das amostras foram obtidos em do pó em um equipamento X'PERT PRO ANALITYCAL, nas seguintes condições de operação: radiação $\text{Co K}\alpha$ (40kV/40mA); leitura de 2θ , variando de 3 a 100° , com o passo de $0,02^\circ$ a cada 0,5 segundo o princípio de funcionamento da técnica, exemplificado na (Figura 5).

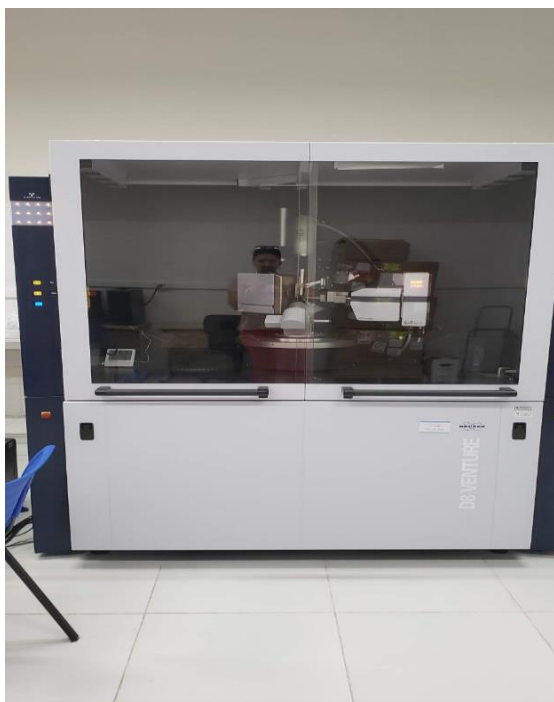
Figura 5: A - Difratorômetro de raios-X (Visão externa), B - (visão Interna).



2.5.2 Difratomia de Raios-X em Monocristal

A coleta de dados de difração de raios-X em monocristal foi realizada no Laboratório de Cristalografia Estrutural (LabCEs) do departamento de Física da Universidade Federal do Ceará. Os resultados apresentados foram obtidos em um difratômetro Bruker-AXS SMART-APEXII-CCD (graus de liberdade em θ , φ , ω e κ), utilizando radiação $\text{MoK}\alpha$ monocromática ($0,71073 \text{ \AA}$) em temperatura ambiente (Figura 6). A indexação foi feita no APEX3, assim como a posterior determinação do grupo espacial, no software Saint v8.34A (BRUKER 2012) a integração e redução dos dados. Os parâmetros finais foram obtidos usando todas as reflexões.

Figura 6: Equipamento difratometro de raios-X em monocristal, utilizado para análise na amostra de turmalina.



2.6 Microsonda Eletrônica

Através da microsonda eletrônica é possível a identificação de elementos químicos em minerais de uma forma rápida.

As análises químicas quantitativas de turmalina, berilo, mica rica em Li da série polytitionita-trilitionita, muscovita e espodumênio dos pegmatitos de Solonópole e Berilândia, foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UNB. As seções delgadas polidas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo. As análises químicas desses minerais foram determinadas usando a microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), operada em uma voltagem de aceleração de 15 kV, uma corrente de 10 nA, e um diâmetro de ordem $<5\mu\text{m}$ do feixe eletrônico. Para os recálculos das fórmulas estruturais foram utilizadas planilhas do Microsoft®Office Excel 2013, para a confecção dos diagramas foi utilizado o programa GRAPHER 8 - GOLDENSOFTWARE®. O diagrama Henry & Guidotti, 1985 (Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg) foi feito usando o Software WinTcac (YAVUZ,2014).

3 PEGMATITOS

3.1 Conceito

O termo pegmatito foi proposto primeiramente pelo mineralogista francês Abbé Hauy (1810) para designar o intercrescimento do feldspato com o quartzo. A utilização deste termo foi sendo progressivamente expandida e passou a incluir características de granulação da rocha.

Jahns (1955) define o termo pegmatito como sendo “rochas holocristalinas que apresentam pelo menos em parte uma granulação muito grossa, contendo como maiores constituintes aqueles minerais encontrados tipicamente em rochas ígneas, mas com a característica de apresentarem extremas variações texturais, especialmente no que se refere ao tamanho dos grãos”.

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

3.1.1 Gênese

Existem várias teorias que procuram explicar gênese dos corpos pegmatíticos, devido à complexidade dessas rochas até os dias atuais existem incertezas quanto aos seus processos formadores.

As principais teorias propostas literárias têm como referência os trabalhos elaborados por Janhs (1955) e Cerny (1982) e que podem ser divididas em três grupos de teorias:

Teoria aquosa: que se subdivide em duas: a) secreção lateral; b) solução seletiva ou anatexia aquosa;

Teoria ígnea: a qual defende a formação dos pegmatitos a partir de: a) um magma viscoso (segregado ou injetado); b) um magma altamente fluído (segregado ou injetado); c) magma injetado, formado por anatexia; d) solução aquosa derivada de magma.

Teoria metamórfica: que abrange as seguintes possibilidades: a) recristalização; b) anatexia ou paligênese; c) substituição ou secreção por fluídos magmáticos; d) substituição com secreção através da difusão de partículas ou diferenciação metamórfica.

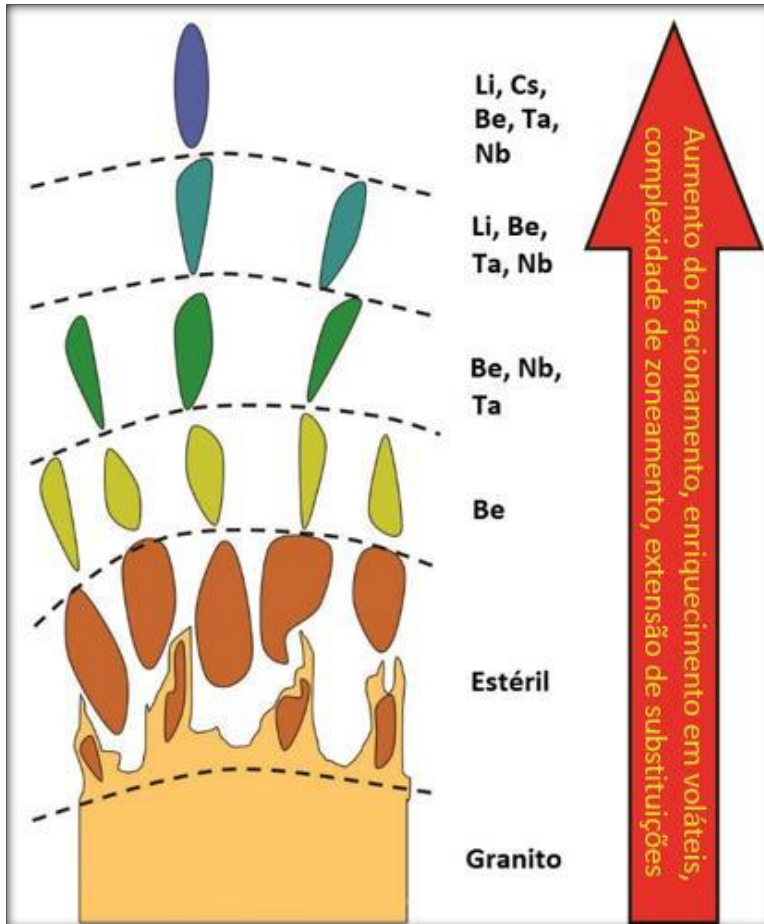
O modelo mais aceito para a formação dos pegmatitos sugere que esses corpos representam fusões residuais derivadas da evolução e cristalização de magmas graníticos, com a concentração progressiva de elementos incompatíveis, voláteis e raros, e componentes fluxantes que abaixam a temperatura de cristalização e as taxas de nucleação dos cristais (SIMMONS & WEBBER 2008).

Richard Jahns, em estudos precursores sobre a gênese de pegmatitos (JAHNS 1955, 1982; JAHNS & BURNHAM 1969), considerou que magmas silicáticos coexistentes com vapor de água seriam o material inicial a partir do qual os pegmatitos seriam gerados. Experimentos mais recentes de London (1992, 2005) sugeriram, entretanto, que a presença de uma fase de vapor aquoso não é necessária para o desenvolvimento de pegmatitos, tendo o B, F, P e Li, juntamente com H₂O, o papel de elementos essenciais (SIMMONS & WEBBER 2008).

Nesse modelo, corpos menos diferenciados localizam-se mais próximo ao granito fonte, enquanto aqueles com maior concentração de elementos raros estão distribuídos a uma distância maior (Figura 7). Essa distância está relacionada com a estabilidade termal da composição do magma, ou seja, fusões com menores temperaturas e viscosidades, que resultam da maior concentração em elementos fluxantes à medida que o magma é fracionado, migram para mais longe (ČERNÝ 1991c).

Alguns autores defendem modelos mistos para a formação dos magmas pegmatíticos, que resultam da combinação de diferentes graus de fusão parcial e posterior cristalização fracionada dos fundidos (SHEAREr, *et al.*, 1992); (RODA, 1993); (RODA, *et al.*, 1999) e (VIEIRA, 2010).

Figura 7: Evolução química ao longo de um grupo pegmatítico rico em lítio com a distância do granito fonte (modificado de London 2008a).



O conteúdo de certos elementos químicos é de extrema importância para o entendimento da evolução de sistemas pegmatíticos. Altas concentrações de B, F, P e elementos do grupo I (Li, Na, K, Rb, Cs) tendem a rebaixar o *liquidus* pegmatítico para aproximadamente 650° C (dentro do campo de estabilidade do espodumênio e da petalita) e o *solidus* para temperaturas abaixo de 500° C. A baixa temperatura do *liquidus* permite que magmas pegmatíticos de elementos raros migrem para condições metamórficas de fácies andaluzita-cordierita/estaurolita. Migrações físicas de magmas podem ser facilitadas também pela baixa viscosidade da fusão de pegmatitos ricos em H₂O, B e F (LONDON 1992). Segundo (LONDON 1996), B, P e F promovem completo fracionamento das fusões, levando as para composições sódicas, isto é, para fusões que geram albita-espodumênio em pegmatitos. Ocorrência encontrada na mina Auriverde no município de Solonópole.

No que diz respeito ao Li, dependendo do conteúdo de F^- , $(PO_4)^{3-}$, H^+ , Na^+ e K^+ no magma gerador dos pegmatitos, o volume do metal pode ser incorporado em três assembleias minerais (ČERNÝ *et al.* 1985):

Aluminossilicatos anidros: magmas e fluidos pegmatíticos com baixo conteúdo de $(PO_4)^{3-}$ e F^- geram espodumênio ($LiAlSi_2O_6$) e petalita ($LiAlSi_4O_{10}$) nos estágios primários de formação dos pegmatitos enriquecidos, sendo a petalita presente em ambientes de alta pressão e temperatura, e o espodumênio em condições de menor pressão (Figura 3.1) (LONDON 2008a).

Fosfatos: magmas enriquecidos em P têm a maior parte do Li concentrada em minerais fosfáticos, sendo a trifilita-litiofilita [$Li(Fe,Mn)PO_4 - LiMnPO_4$] o primeiro a cristalizar (Moore 1973) em pegmatitos ricos em Fe e Mn, e ambligonita-montebrasita [$(Li,Na)AlFPO_4 - (Li,Na)AlPO_4(OH,F)$] formada em ambientes com F;

Micas enriquecidas em Li e F: magmas significativamente enriquecidos em F precipitam a maior parte do Li na forma de muscovita litínifera e Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita (ČERNÝ *et al.* 1985).

3.1.2 Gênese de Pegmatitos portadores de Minerais Gemas

Alguns autores (LONDON 1986, KELLER 1990, ČERNÝ 1991A E WALTON 2004) sugerem como gênese para pegmatitos de mineralogia mais complexa, um magma silicático rico em voláteis como F, B, Li, CO_2 e/ou K e elementos raros como Be, Cs, Nb, Ta e Sn, derivados do estágio final de cristalização de um magma granítico que começa a se resfriar, singeneticamente ou epigeneticamente.

Primeiramente, quartzo, feldspato e mica se cristalizam quando a temperatura cai abaixo de $1000^\circ C$, formando uma borda de granulação fina (zona de borda). A zona de borda age como um isolante contra a perda de calor, auxiliando na cristalização de grandes cristais. Quartzo, K-feldspato e mica, junto com berilo e espodumênio cristalizam-se logo em seguida, na zona mural e intermediária. O magma remanescente é enriquecido em elementos já saturados nas estruturas dos minerais principais formados, (quartzo, feldspato, mica), além de água e voláteis. Em temperaturas próximas de 650 a $750^\circ C$, o fluido aquoso, rico em voláteis e elementos raros se separa do magma pegmatítico remanescente.

De acordo com (SHIGLEY & KAMPF, 1984) e Walton (2004), estes fluidos apresentam como características:

- 1) Baixa viscosidade, o que permite um rápido transporte de elementos químicos para o crescimento dos cristais;
- 2) Grande concentração de voláteis, o que colabora para a partição de elementos entre o magma e o fluido;
- 3) O líquido aquoso ascende dentro da câmara de magma conduzindo uma segregação vertical de minerais;
- 4) A cristalização dos minerais a partir desse fluido ocorre em temperaturas mais baixas do que aqueles que se cristalizam a partir de um magma; 5) O líquido aquoso em contato com minerais anteriormente formados, pode dissolvê-los, ocorrendo o processo de metassomatismo.

O último resquício de magma cristaliza entre 500 e 600° C. As porções mais centrais do pegmatito são preenchidas por grandes cristais principalmente de quartzo, além de feldspato, e mais raramente espodumênio e berilos opacos. O fluido remanescente muito rico em voláteis e elementos raros é preso em alguns poucos pockets entre os grandes cristais no centro do pegmatito, cristalizando cristais de excepcionais características gemológicas.

Quando a concentração de voláteis e elementos raros é alta o suficiente, minerais incomuns e raros, como brasilianita, algumas variedades de turmalina rica em Li, columbita, espodumênio, etc. precipitam e crescem em direção ao centro do pocket. Os cristais podem se tornar mais transparentes ou variar sua coloração, além disso, essa mudança na composição química do líquido remanescente torna possível a cristalização de quantidades apreciáveis e variedades de cristais de qualidade gemológica. A cristalização é completa a temperatura de 250° C.

3.2 Classificações dos pegmatitos

Devido ao vasto campo de estudo dos pegmatitos no âmbito da mineralogia, geoquímica, textura e tipos econômicos, os pegmatitos graníticos são tema de numerosos trabalhos científicos, portanto, existem diversos critérios utilizados para classificar essas rochas: estrutura interna, relação paragenética, composição química, aspectos petrogenéticos, natureza, assinaturas geoquímicas, dentre outros.

Fersman (1931) distingue a existência de dois tipos de pegmatitos com características geoquímicas distintas: pegmatitos graníticos e pegmatitos nefelino-sienitos.

Landes (1933) dividiu os pegmatitos, com base na sua mineralogia global, em três tipos: ácidos, intermediários e básicos. Estes podem ser, ainda, simples e complexos. Os pegmatitos ditos simples são aqueles que não sofreram substituição hidrotermal, enquanto os complexos são aqueles que, além de terem sofrido substituição hidrotermal, formaram minerais raros.

Johnston Jr. (1945) classificou os pegmatitos do nordeste do Brasil em homogêneos e heterogêneos. Os pegmatitos homogêneos apresentam textura uniforme, ao passo que os pegmatitos heterogêneos possuem alto grau de diferenciação textural, apresentando um zoneamento interno distinto, completo ou não, com cristais bem desenvolvidos em tamanho e ocorrência de minerais raros. Há, ainda, segundo (Rolf, 1946), pegmatitos mistos, que são intermediários entre os pegmatitos homogêneos e heterogêneos, e apresentam bolsões de minerais (corpos de substituição), ao contrário de zonas individualizadas. As mineralizações econômicas, nestes locais, são geralmente, disseminadas.

Cameron, et al. (1949) classificou os pegmatitos dos EUA em zonados e não zonados, onde os zonados apresentam sucessivas camadas concêntricas ao núcleo, podendo ser esse zoneamento completo ou não. Cada zona apresenta associação mineralógica e/ou textura distintas. São identificadas onze zonas diferentes (Tabela 1), não necessariamente presentes em todos os pegmatitos, e cujos minerais são ordenados em ordem decrescente de abundância.

Tabela 1: Associações mineralógicas das zonas pegmatíticas (Cameron *et al.* 1949).

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

Ginzburg et al. (1979), levando em consideração a profundidade crustal e as condições metamórficas estabelecidas por Winkler (1967), classifica os corpos pegmatíticos nos seguintes tipos:

Formações pegmatíticas de pequena profundidade (1,5 a 3,5 km) ou pegmatitos miarolíticos: constituem pegmatitos da parte superior de granitos epizonais intrudidos em rochas metamórficas de baixo grau, apresentando cavidades preenchidas por cristais de rocha, fluorita, berilo, topázio e outros;

Formações pegmatíticas de média profundidade (3,5 a 7,0 km) ou pegmatitos a elementos raros: constituem corpos com mineralizações em Li, Rb, Cs, Ta, Be, Sn e Nb, preenchendo fraturas em rochas do fácies cordierita-anfibolito e gerados por fracionamentos de granitos diferenciados;

Formações pegmatíticas de grande profundidade (7,0 - 8,0 a 10,0 – 11,0 km): são pegmatitos produtores de mica, encaixados em rochas metamórficas do fácies almandina-anfibolito, contendo poucas mineralizações de elementos raros; são pegmatitos gerados por anatexia;

Formações pegmatíticas de máxima profundidade (superiores a 11 km): são corpos intrudidos em terrenos da fácies granulito em geral, não apresentam mineralizações econômicas, mas sempre contém mineralizações de alanita, monzonita e coríndon. Estes corpos pegmatíticos contêm poucas mineralizações de metais raros. Também, são corpos gerados a partir de anatexia.

Segundo (ČERNÝ, 1991B), os pegmatitos graníticos são divididos em quatro classes, apresentadas na tabela 2. Dentre as muitas classificações existentes, talvez uma das mais utilizadas seja esta.

Observa-se que dentro da Classe de Elementos Raros há uma divisão em duas famílias, LCT (enriquecidos em Lítio, Césio e Tântalo) e NYF (enriquecidos em Nióbio, Ítrio e Fluor). (ČERNÝ, 1991b) divide ainda a Classe de Elementos Raros em vários tipos e subtipos, conforme as assinaturas geoquímicas e minerais típicos. Pode-se citar entre os tipos agrupados por esse autor, o de Terras Raras, Berilo, Complexo (elementos raros), Albita-Espodumênio e Albita, e subtipos de Alanita-Monazita, Berilo-Columbita-Fosfato, Espodumênio, Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita entre outros.

Černý & Ercit, (2005) sugerem uma outra classificação onde agrupam os pegmatitos conforme a petrogênese de sistema de famílias, apresentada na tabela 3.

Tabela 2 – Classificação de Pegmatitos baseado em (ČERNÝ, 1991b).

Classe	Elementos traços típicos	Ambiente Metamórfico	Relação com granito	Feições estruturais
Abissal	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo (Mineralização pobre a moderada)	Anfibolito alta até fácies Granulito de baixa a alta pressão	Nenhuma (segregações do leucossoma anatótico)	Veios transversais obedientes a mobilização
Muscovita	Li, Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb>Ta (Mineralização pobre a moderada, micas e minerais de cerâmica)	Alta pressão, fácies anfibolito Barroviano (cianita-silimanita)	Nenhuma (corpos anatóticos), marginal e exterior	Semi-concordantes a transversais
Elementos Raros	LCT Li, Rb, Cs, Be, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, B, P, F (Mineralização pobre a abundante, minerais industriais e de gemas)	Baixa pressão, fácies xisto-verde alta a anfibolito (andaluzita-silimanita)	Interior, marginal ou exterior	Semi-concordantes a transversais
	NYF Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F (Mineralização pobre a abundante, minerais de cerâmica)	Variável	Interior a marginal	<i>Pods</i> interiores, corpos exteriores concordantes a transversais
Miarolítico	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F (Mineralizações pobre, gemas)	Raso a subvulcânico	Interior a marginal	<i>Pods</i> interiores e diques transversais

Fonte: Černý, 1991b

Tabela 3 – Classificação petrogenética de pegmatitos graníticos de derivação plutônica, segundo (ČERNÝ & ERCIT, 2005).

Família	Sub-classe de pegmatito	Assinatura Geoquímica	Composição do Pegmatito	Granitos associados	Composição do granito parental	Fonte
LCT	Elementos Raros com Li e Miarolítico com Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B, P, F)	Peraluminoso a sub-aluminoso	Sin-orogênicos a tardi-orogênicos	Peraluminoso, tipos S, I ou mistura dos dois tipos	Supracrustais de crosta média a superior não depletada e gnaisses do embasamento
NYF	Elementos de Terras Raras e Miarolítico com Elementos de Terras Raras	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	Sub-aluminoso a metaluminoso	Sin, tardi, pós, principalmente anorogênicos	Peraluminosos a sub-aluminosos e metaluminosos, granitos tipos I e A	Granulitos de crosta média a inferior depletada ou granitóides juvenis
Mista	LCT & NYF	Mista	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	Pós-orogênico a anorogênico	Sub-aluminoso a ligeiramente peraluminoso	Protólitos mistos ou assimilação de supracrustais por granitos do tipo NYF

Fonte: Černý & Ercit, 2005

3.2.1 Mineralogia e Geoquímica

3.2.1.1 Mineralogia

A classificação baseada na composição mineralógica global dos pegmatitos foi proposta por Landes (1933). Segundo Landes, os pegmatitos são distinguidos em: pegmatitos ácidos, pegmatitos básicos e pegmatitos intermediários.

Pegmatitos ácidos: Compreendem a maioria dos pegmatitos de interesse econômico, sendo geralmente denominados de pegmatitos graníticos. Os principais minerais constituintes são: quartzo, feldspatos alcalinos (microclína e/ou albíta), micas (muscovita e/ou biotita) e um número considerável de minerais raros de lítio, rubídio, berílio, céσιο, nióbio, tântalo e terras raras;

Pegmatitos básicos: São pegmatitos máficos de natureza ferromagnésiana, formados por corpos lenticulares de olivina, piroxênio e plagioclásio cálcico em peridotitos, gabros e outras rochas máficas. São razoavelmente comuns, sendo raros de conterem minerais econômicos;

Pegmatitos Intermediários: São os pegmatitos que contêm uma mineralogia comum aos dois tipos descritos acima.

A maior parte dos minerais encontrados nos pegmatitos pertence a três classes predominantes: silicatos, fosfatos e óxidos. Os minerais fundamentais na formação do pegmatito são relativamente simples, sendo denominados de minerais essenciais. Entretanto, a paragênese de um pegmatito altamente fracionado de um subtipo complexo pode exceder a centenas de minerais. Esta diversidade é realçada pelas fases enriquecidas em componentes voláteis de grande mobilidade (F₂, B₂O₃, H₂O) e álcalis raros (Li, Rb, Cs) e uma ampla variedade de minerais acessórios, portadores de elementos traços, litófilos, caracterizando os chamados pegmatitos de elementos raros, (ČERNÝ, 1993A).

A composição mineralógica dos pegmatitos é constituída pelos seguintes minerais:

Minerais Essenciais: quartzo, feldspato potássico (ortoclásio e microclina), plagioclásio albitico (albita, oligoclásio e cleavelandita), mica (quase sempre mica branca ou pouco colorida, tais como, muscovita, Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita, roscoelita e zinnwaldita). A biotita aparece apenas raramente.

Minerais Acessórios: minerais de lítio (Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita, zinnwaldita, espodumênio, ambligonita, petalita, eucryptita, trifilita e litiofilita); minerais de berílio (berilo, crisoberilo e fenaquita); minerais de céσιο (pollucita e allanita); minerais de boro (turmalina); minerais de fósforo (apatita, arrojadita e triplita); minerais de nióbio e tântalo (columbita, tantalita e microlita); minerais de estanho (cassiterita); minerais de zircônio (zircão); minerais de sulfetos (galena, esfalerita, calcosita associada à malaquita e azurita); minerais de urânio (uraninita, pechblenda e gummita); minerais de terras raras (monazita, xenotima, fergusonita, samarskita, policrasita e itrocrasita), fluorita e topázio.

3.2.1.2 Geoquímica

Com base no ambiente crustal (profundidade das intrusões e suas relações com granitos), Ginsburg et al. (1979) definiram quatro classes pegmatíticas (abissal, muscovítica, elementos raros e miarolítica), posteriormente aprimoradas por Černý (1990, 1991a) e Černý & Ercit (2005). Esses autores determinaram dois conceitos para classificação dos pegmatitos, um relacionado com a localização geológica (condições de pressão e temperatura das rochas

hospedeiras), com a subdivisão dos pegmatitos em classe, subclasses, tipos e subtipos geoquimicamente diferentes, e outro baseado na distinção entre famílias petrogenéticas.

Segundo Černý & Ercit (2005) os pegmatitos são divididos nas seguintes classes (Tabela 4):

Abissal: Ocorre na maior parte do intervalo de P-T da fácies granulito, em terrenos encaixantes desidratados e é frequente a presença de leucossomas migmatíticos e suas segregações. Os pegmatitos, geralmente peraluminosos, comumente são produtos de fusão parcial ou reequilíbrio metamórfico, com pouco ou nenhum processo de diferenciação e fracionamento magmático. Mineralizações são raramente econômicas, restritas a uma pequena variedade de HfSe2 (U, Th, Y, ETR, Nb, Zr) (ČERNÝ & ERCIT 2005).

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

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

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

Miarolítica: Cavidades primárias miarolíticas podem ocorrer em todas as classes de pegmatitos graníticos e resultam de bolhas de fase gasosa aprisionadas dentro da intrusão. Os pegmatitos formados em pequenas profundidades com grande número dessas cavidades designam esta classe (ČERNÝ 2000; ERCIT 2005) e são separados nas subclasses MI–ETR, na qual a fase gasosa separa-se por queda brusca de pressão, e MI–Li, cuja exossolução da fase

de vapor deve-se a variação química e de pressão. Os pegmatitos são extremamente enriquecidos em elementos raros, assim como os da classe anterior (ČERNÝ *et al.* 1985).

Tabela 4: Classificação dos pegmatitos baseado em Černý 1991b.

Classe	Elementos traços típicos	Ambiente metamórfico	Relação com granito	Feições estruturais	Exemplos	
Abissal	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo (Mineralização pobre a moderada)	Anfibolito alta até fácies Granulito de baixa a alta pressão	Nenhuma (segregações do leucossoma anatótico)	Veios transversais obedientes a mobilização	Escudo Báltico Oriental, Escudos Aldan e Anabar (Sibéria)	
Muscovita	Li, Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb>Ta, mineralização pobre a moderada, micas e minerais de cerâmica	Alta pressão, fácies anfibolito Barroviano (cianita-sillimanita)	Nenhuma (corpos anatóticos), marginal e exterior	Semi-concordante a transversais	Província Apalachiana, Rajastão (Índia)	
Elementos Raros	LCT	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, B, P, F. Mineralização pobre a abundante, minerais industriais e de gemas	Baixa pressão, fácies xisto-verde alta a anfibolito (andaluzita-sillimanita)	Interior, marginal ou exterior	Semi-concordantes a transversais	<i>Black Hills</i> (EUA), <i>Lake-Winnipeg River Field</i> (Canadá)
	NYF	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F, mineralização pobre a abundante, minerais de cerâmica	Variável	Interior a marginal	<i>Pods</i> interiores, corpos exteriores concordantes a transversais	<i>Llano</i> no Texas, <i>South Platte district</i> no Colorado, <i>Wester Keivy</i> (URSS)
Mineralítico	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F. Mineralização pobre, gemas	Raso a sub-vulcânico	Interior a marginal	<i>Pods</i> interiores e diques transversais	<i>Pikes Peak</i> no Colorado, <i>Sawtooth batholiths</i> em Idaho	

Fonte: Černý 1991b.

3.2.2 Classificação de Zoneamento

As complexidades estruturais dos pegmatitos levaram vários pesquisadores a estabelecerem os conceitos fundamentais de zoneamento interno relacionado com os corpos pegmatíticos, de acordo com as suas fases minerais.

Segundo Cameron *et al.* (1949) os pegmatitos podem ser classificados em zonados e não zonados, de acordo com aspectos texturais e composição mineralógica. Pegmatitos não zonados tendem a ocorrer associados com rochas hospedeiras com alto grau metamórfico, a ausência de zoneamento, entretanto não significa uma composição primitiva. A estrutura interna dos pegmatitos zonados pode ser de três tipos: preenchimento de fratura, corpos de substituição ou zonas de cristalização primária.

Corpos de substituição são geralmente cavidades irregulares encontradas dentro do núcleo e/ou zonas intermediárias. São relativamente comuns em pegmatitos complexos. Podem também ocorrer corpos de substituição que são desenvolvidos por meio de uma nova assembleia mineralógica, que se forma a partir de líquidos residuais que substituem, parcial ou totalmente, minerais ou agregados preexistentes. A formação desses bolsões indica o estágio final da cristalização do pegmatito (GANDINI 1999). London (1986) estudando inclusões fluidas em espodumênio, quartzo, turmalina e berilo, em pegmatitos miarolíticos do Afeganistão caracterizou a formação desses bolsões com temperaturas entre 425 a 475 °C e pressões entre 2,4 a 2,8 kbars.

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

Segundo Moura (2002), as zonas de um pegmatito podem ser de modo geral, descritas como envoltórios concêntricos, completos ou não, que refletem em vários graus a forma ou estrutura do corpo. Quatro zonas principais, descritas a seguir (Zona de Borda, de Muro, Intermediária e Núcleo) podem ser reconhecidas na caracterização interna de pegmatitos zonados (Figura 8), sendo que a ocorrência destas em um corpo pode ser variável.

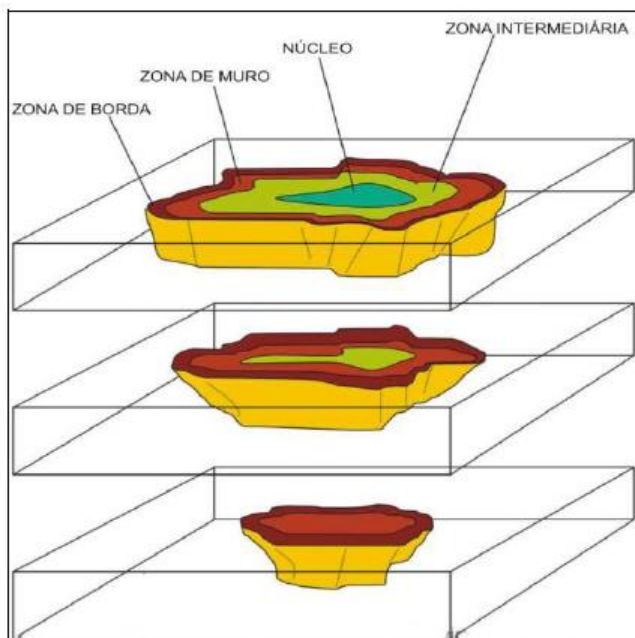
Zona de borda/Zona de contato/Border Zone: Em geral de fina espessura, de poucos centímetros, textura hipidiomórfica e está sempre em contato com a rocha encaixante. Os principais minerais são quartzo, feldspato e muscovita, mas pode conter minerais acessórios como turmalina, granada, berilo, apatita. As zonas de borda dos pegmatitos não representam sua composição total, como aparentemente possa parecer.

Zona de Muro/Wall Zone: Em muitos pegmatitos esta zona ocorre como uma camada espessa e de granulação grossa, com característico intercrescimento de quartzo e feldspato. Berilo, turmalina e micas também ocorrem comumente nesta zona.

Zona Intermediária/Intermediate Zone: Caracterizada pela composição predominante de feldspato potássico maciço, que freqüentemente apresenta dimensões métricas. Às vezes é subdividido em três outras zonas: externa, média e interna ou de margem do núcleo.

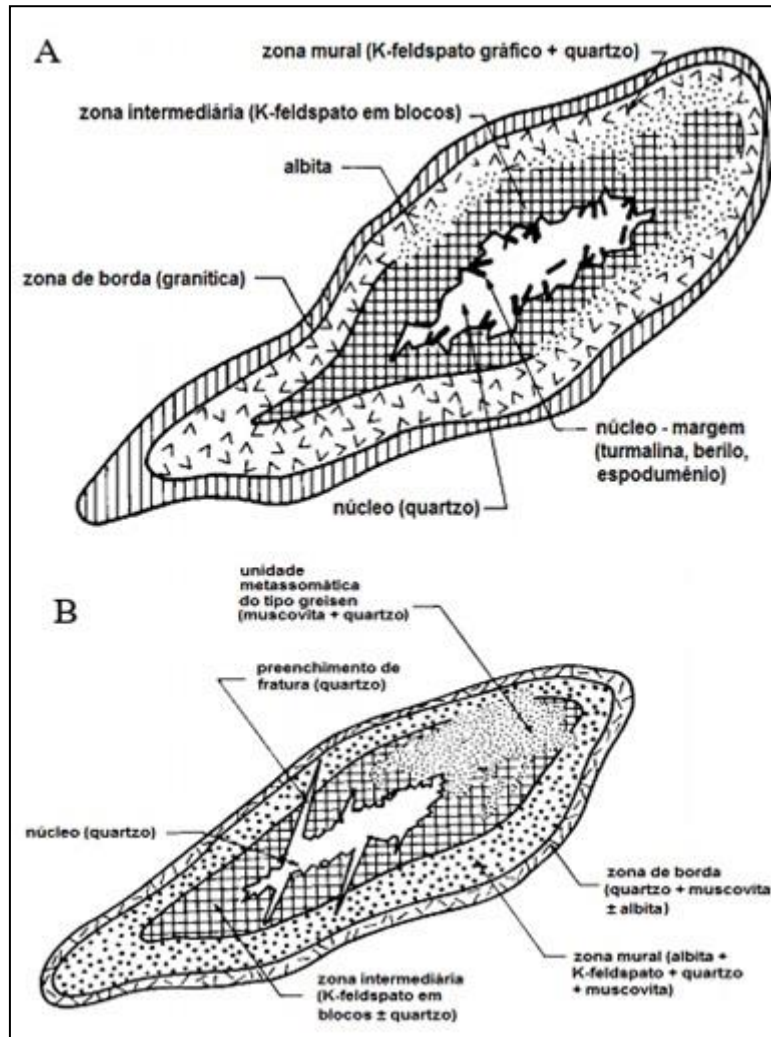
Zona de Núcleo/core: A zona de núcleo é predominantemente constituída de quartzo, no entanto, minerais ricos em elementos incompatíveis, como o berilo, são encontrados. O núcleo de quartzo pode aparecer de forma contínua ou mostrar-se segmentado.

Figura 8: Bloco diagrama de um pegmatito zoneado ideal. Modificado de London (2008).



A estrutura interna dos pegmatitos zonados pode ser subdividida em três partes principais (Figura 9 a e b): 1) zonas de cristalização primária (marginal/de borda, mural, intermediária – externa, média e interna) e núcleo; 2) Corpos de substituição/unidades metassomáticas; e 3) preenchimentos de fraturas (HEINRICH 1953; CAMERON *et al.* 1949; ČERNÝ 1991B).

Figura 9: Estrutura interna de pegmatitos zonados. a) Padrão concêntrico de zonas primárias com mineralização na margem do núcleo; b) Padrão concêntrico de zonas primárias cortadas por preenchimento de fraturas, com controle litológico e relacionado com fraturas e unidades metassomáticas (ČERNÝ1991b).



3.3 Províncias Pegmatíticas do Nordeste

A Província Pegmatítica Nordestina localiza-se na Faixa de Dobramentos Nordeste ou Faixa Caririana, Almeida *et al.* (1976). A região do Nordeste brasileiro desponta no cenário das mineralizações pegmatíticas, principalmente, nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Ceará.

Almeida *et al.* (1977) introduziram o conceito de Província Borborema para designar a porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, representada por uma entidade geotectônica que se estabilizou no Proterozoico Superior.

Na Província do Ceará, os pegmatitos encaixam-se, também, em formações do Pré-Cambriano Superior e associam-se, igualmente, a granitos da fase final da orogenia brasileira, Brito Neves *et al.* (1974). Os pegmatitos cortam os metamorfitos da série Ceará, os quais são representados pelos micaxistos, quartzitos, dolomitos e migmatitos, Guimarães (1965).

Sousa (1985) divide a Sub-Província Pegmatítica do Ceará em dois grandes distritos:

Distrito de Solonópole-Quixeramobim, englobando os municípios de Jaguaribe, Solonópole, Quixadá e Milhã;

Distrito de Cristais-Russas, englobando os pegmatitos de Cascavel, Aracoiaba Russas e Morada Nova.

Além destes, existem distritos menores, pouco conhecidos cujos estudos de caráter geológico são inexistentes, tais como os distritos de Parambu, Icó e Itapiúna. De maior importância econômica são os distritos de Solonópole-Quixeramobim e Cristais-Russas. Em geral, os pegmatitos dessa duas sub-províncias possuem composição granítica e encontram-se encaixados em gnaisses, migmatitos ou granitos, tendo dimensões sempre inferiores aos pegmatitos da parte oriental da Província Borborema.

3.3.1 *Pegmatito Mendonça e Pegmatito Auriverde*

Segundo Oliveira (1983), o quantitativo dos pegmatitos da região de Solonópole seria superior a 50, podendo alcançar até 100 corpos, cuja maioria apresenta extensões menores que 100 m e larguras inferiores a 10m. Nos dias atuais contabiliza-se um número bem maior, levando em consideração as dezenas de lavras clandestinas da região.

Dentre os corpos pegmatíticos encontrados na região, escolheu-se o pegmatito Auriverde por apresentar ocorrências de minerais de lítio e variação de turmalinas (verdes e azuis) e o pegmatito Mendonça por apresentar ocorrências de columbitas e schorlitas, utilizando nesta tese as turmalinas e columbita como minerais indicadores petrogenético.

Sousa (1985) divide o distrito pegmatítico Sólono póle-Quixeramobim em cinco campos, tomando a mineralogia acessória como critério para esta divisão (Tabela 5). O autor verificou que há uma zonação na mineralogia acessória de sul (Solono póle) para norte (Quixeramobim), da seguinte forma:

Ao sul as concentrações mineralógicas são: ambliogonita + tantalita + berilo; ambliogonita + espodumênio + tantalita + berilo ou berilo + mica + ambliogonita;

Ao Norte, são: mica + albita + berilo + turmalina, ocorrendo variedades gemológicas na turmalina e berilo.

Tabela 5: Campos pegmatíticos do distrito de Solono póle-Quixeramobim e seus minerais de importância econômica, segundo Souza (1985).

CAMPOS PEGMATÍTICOS	MUNICÍPIO	MINERAIS DE IMPORTÂNCIA ECONÔMICA
Campo 1: Nova Floresta – Feiticeiro	Jaguaribe	Cassiterita e tantalita
Campo 2: Nordeste de Solono póle	Solono póle	Ambliogonita, espodumênio, berilo, tantalita e fluorita
Campo 3: Oeste e Noroeste de Solono póle	Solono póle	Ambliogonita, espodumênio, berilo e tantalita
Campo 4: Berilândia – Caraubinha	Quixeramobim	Berilo e turmalinas gemológicas
Campo 5: Rinaré – Banabuiú	Quixeramobim – Quixadá	Berilo e turmalinas gemológicas

Fonte: Souza (1985).

3.3.1.1 Pegmatito Mendonça

O pegmatito Mendonça encontra-se inserido no distrito pegmatítico Solono póle - Quixeramobim, no distrito de Berilândia, município Quixeramobim. Segundo Souza (1985), a área pesquisada está inserida no campo 4 (Berilândia – Carnaubinha).

Marques Junior (1992), faz um estudo pormenorizado do Campo Pegmatítico de Berilândia-Carnaubinha destacando posicionamento, mineralizações, controle litológico, filiação genética e geoquímica dos corpos pegmatíticos daquela região. Segundo o citado autor,

no campo pegmatítico de Berilândia existem dois grupos de rochas pegmatíticas que são oriundas de gêneses magmáticas diferentes: os corpos homogêneos são estéreis e geneticamente filiados aos granitos, enquanto que os corpos complexos são zonados, metassomatizados e mineralizados em elementos raros, sendo típicos diretamente da anatexia dos litótipos do embasamento.

Quanto a mineralogia do pegmatito estudado, está de acordo com a descrita por Souza (1985): Berilo e turmalina geológica. Além desses minerais, encontramos como mineral acessório a tantalita. Em relação à sua dimensão pode ser classificado em muito grande (>50m).

Quanto à sua classificação mineralógica global o pegmatito Mendonça, se enquadra na categoria dos ácidos.

O pegmatito Mendonça é um pegmatito misto entre os tipos homogêneo e heterogêneo, não apresentando zoneamento completo visivelmente bem definido. É um pegmatito complexo, formando corpos de substituições (bolsões) de muscovita, quartzo e berilo, com cristais bem desenvolvidos. A formação de minerais em bolsões indica o estágio final de cristalização do pegmatito, segundo (LONDON, 1986b).

Quanto a classe dos pegmatitos, ele se enquadra na classe dos Elementos Terras Raras, da família LCT devido à presença de mineral metálico da família dos tantalatos/columbita com os elementos Ni e Ta e minerais gemas como berilo e turmalina, ratificados nas análises de microsonda eletrônica e espectroscopia micro-Raman.

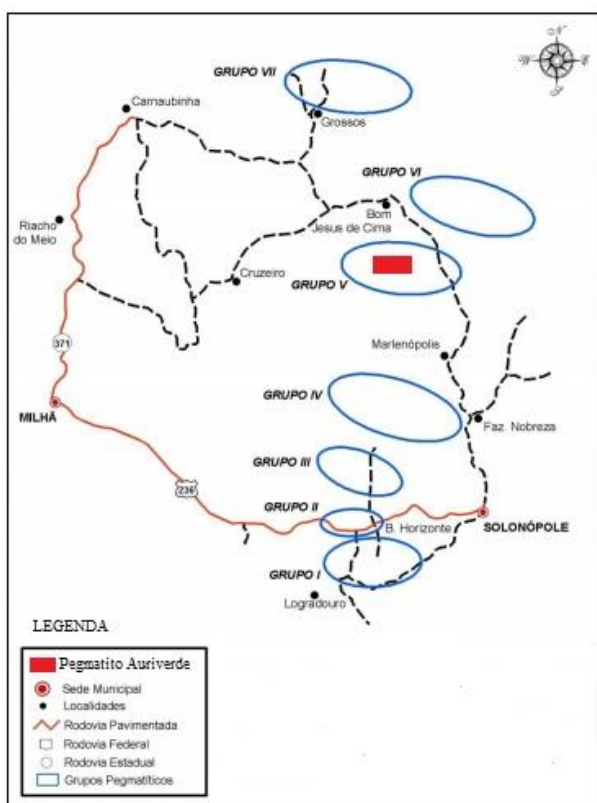
3.3.1.2 Pegmatito Auriverde

Os pegmatitos do campo W e NW de Solonópole (que concentram as principais ocorrências de pegmatitos litiníferos) foram subdivididos em sete grupos (Figura 10), descritos de Sul para Norte (SOUZA 1985):

- ✓ Grupo I: Logradouro - Belo-Horizonte;
- ✓ Grupo II: Algodão;
- ✓ Grupo III: Soledade;
- ✓ Grupo IV: Nobreza e Alto dos Cristais;
- ✓ Grupo V: Alto Mineiro;
- ✓ Grupo VI: Vargem Torta;
- ✓ Grupo VII: Pegmatitos Peba e Americano.

O pegmatito Auriverde está localizado no grupo V que compreende os pegmatitos Alto do Mineiro I e II, e o pegmatito Aroeira, NW de Solonópolis. Nestes, houve produção de amblygonita, berilo, espodumênio, localizados nos corpos de substituição (SOUZA, 1985). Quanto a classificação de Souza (1985), a área pesquisada está inserida no campo 3 (Oeste e noroeste de Solonópolis).

Figura 10: Grupos pegmatíticos no campo pegmatítico a oeste e noroeste de Solonópolis (SOUSA 1985). Adaptado pela autora.



O pegmatito Auriverde é um pegmatito misto entre os tipos homogêneo e heterogêneo, não apresentando zoneamento completo visivelmente bem definido. É um pegmatito complexo, formando corpos de substituição (bolsões) de muscovita com cristais bem desenvolvidos. Possivelmente pode ter corpos de substituições com outros minerais que não foi possível a visualização por se tratar de uma mina soterrada que foi reativada no início desta pesquisa, dificultando assim a identificação de algumas estruturas. A formação de minerais em bolsões indica o estágio final de cristalização do pegmatito, segundo (LONDON, 1986b).

É enquadrado na classe dos pegmatitos Elementos Terras Raras, da família LCT devido à presença de minerais de Li, como a mica rica em Li da série polytitionita-trilitionita e espodumênio, mineral metálico da família dos tantalatos/columbita e minerais gemas como

turmalina e berilo, ratificados nas análises de microsonda eletrônica e microscopia micro-Raman.

A mineralogia do pegmatito Auriverde difere do pegmatito Mendonça pela presença de minerais de lítio, indo de acordo com a divisão de Souza, 1985. A turmalina desta mina tem uma variação de verde para azul, fato esse que não ocorre na mina Mendonça.

Em relação à sua dimensão pode ser classificado em muito grande (>50m). Quanto à sua classificação mineralógica global o pegmatito Mendonça, se enquadra na categoria dos ácidos.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 A Província Borborema

A Província Borborema compreende a região nordeste do Brasil, resultante da convergência dos cratons: Amazônico, Oeste Africano – São Luís e São Francisco – Congo durante a formação do Gondwana (~600 Ma). Os modelos de compartimentação tectônica para a Província Borborema datam dos anos 70. Os primeiros modelos são os de Brito Neves (1983), seguidos de Santos & Brito Neves (1984) e Jardim de Sá (1994). Estes modelos propõem uma longa história Pré-cambriana para a Província Borborema.

A Província Borborema compreende um embasamento gnáissico – migmatítico de idade paleoproterozoica, com pequenos núcleos arqueanas, retrabalhadas durante a orogênese Riacciana (2.0 a 2.2 Ga), incluindo pequenos blocos de idade arqueana (DANTAS, 1997; SOUZA *et al.*, 2008). O embasamento é parcialmente coberto por rochas metassedimentares e metavulcânicas de idade Neoproterozoica (Toniano e Brasileiro). Em adição a orogênese Riacciana, a Província Borborema foi afetada pelos eventos Cariris Velhos (1000 Ma – 920 Ma) e Brasileiro (JARDIM DE SÁ, 1994; VAN SCHMUS *et al.* 1995; DANTAS *et al.*, 1998; FETTER, 1999; BRITO NEVES *et al.*, 2001; KOZUCH, 2003; VAN SCHMUS *et al.*, 2003, NEVES, 2003; GUIMARÃES *et al.* 2004; 2012; 2016; SILVA FILHO *et al.*, 2016; 2017; HOLLANDA *et al.*, 2010). O evento Brasileiro afetou toda a Província Borborema e foi responsável por intenso magmatismo granítico, desenvolvimento de zonas de cisalhamentos de escalas continentais e metamorfismo em condições de alta temperatura e baixa pressão.

O evento Cariris Velhos é caracterizado principalmente pela intrusão de granitos, hoje ortognaisses, de composição granítica, os quais formam uma faixa que se estende por mais de 700Km, desde a linha de costa até a Faixa a oeste, com idade U/Pb em zircão variando de 925Ma - 980Ma (KOZUCH *et al.* 1997, BRITO NEVES *et al.* 2001; GUIMARÃES *et al.*, 2012, 2016) e, o complexo Riacho Gravatá metassedimentar metavulcanoclástica com uma componente vulcânica predominantemente félsica (SANTOS, 1995). Os protólitos dos metassedimentos são pelitos/psamitos e grauvacas e, idade de 995 ± 12 Ma (KOZUCH, 2003; GUIMARÃES *et al.*, 2012) foi determinada pelo método U/Pb em zircão para a sedimentação do Complexo Riacho Gravatá, mostrando pequeno intervalo de tempo (50Ma) entre a idade destas intrusões e da sequência encaixante. Este evento foi restrito as subprovíncias Transversal e Sul da Província Borborema.

Alguns pesquisadores consideram o evento Cariris Velhos como sendo um ciclo orogênico completo com geração de rochas e metamorfismo (KOZUCH *et al.*, 1997; BRITO NEVES *et al.*, 2001; OLIVEIRA *et al.*, 2010) enquanto um outro grupo considera o ciclo Cariris Velhos apenas como gerador de magmatismo, sendo o metamorfismo de idade Brasileira (BITTAR, 1999; LEITE *et al.*, 2000; NEVES, 2003; VAN SCHMUS *et al.*, 2008; GUIMARÃES *et al.*, 2012; 2016).

Ebert (1970) definiu como zona Transversal, a região entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco com direção E-W e cinemática dextral. Posteriormente, Van Schmus *et al.* (1995), propôs uma compartimentação geotectônica para a Província Borborema, segundo a qual as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco dividem a Província Borborema em 03 domínios: Domínio Rio Grande do Norte, a norte da zona de cisalhamento Patos; Domínio Central ou da Zona Transversal entre as zonas de cisalhamentos Patos e Pernambuco e, o Domínio Sul, situado a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco (Figura 1). O termo domínio, foi modificado para subprovíncia por Van Schmus *et al.* (2011) e cada subprovíncia foi subdividida em domínios. Esta terminologia será adotada neste trabalho.

A subprovíncia Norte, onde está situada a área estudada, compreende os domínios Rio Grande do Norte, Ceará e Médio Coreauá. Esta subprovíncia compreende rochas de idade Paleoproterozoica (2,2 Ga – 2,1 Ga) constituído por ortogneisses e migmatitos. (DANTAS, 1997; SOUZA *et al.*, 2008; HOLLANDA *et al.*, 2011)

Além de núcleos Arqueanos (2,6Ga – 3,5 Ga; DANTAS *et al.*, 2004; FERREIRA *et al.*, 2019) e cedo paleoproterozoicos (2,3 - 2,4 Ga; SANTOS *et al.*, 2009) possivelmente resultantes de retrabalhamento de rochas arqueanas durante o Neoproterozoico. Alguns núcleos arqueanos são separados de rochas paleoproterozóicas por zonas de cisalhamentos. Exemplo é citado no domínio Ceará Central por Archanjo e Hollanda (2013) onde os complexos Algodão e Cruzeta (Paleoproterozoico e Arqueano respectivamente) fazem contatos através da zona de cisalhamento Tauá. A subprovíncia Norte também inclui rochas vulcânicas, plutônicas e metassedimentares com idades tardi paleoproterozoicas (1,6 Ga 1,8 Ga - Sá *et al.*, 1995),

Rochas metassedimentares e metavulcânicas com idades variando no intervalo 700-800 Ma, ocorrem predominantemente no domínio Ceará Central (FETTER, 1999), enquanto rochas metassedimentares mais jovens (~ 620 Ma) ocorrem predominantemente no domínio Rio Grande do Norte, correspondendo principalmente as rochas do Grupo Seridó (VAN SCHMUS *et al.*, 2003; HOLLANDA *et al.*, 2015).

Os plutons de idade ediacarana na subprovincia Norte tem idade modelo Sm-Nd (TDM) variando de 2,0 a 2,6 Ga (VAN SCHMUS *et al.*, 1995, 2003; FETTER, 1999; DANTAS *et al.*, 2004; HOLLANDA *et al.*, NASCIMENTO *et al.*, ZINCONE, 2011; GUIMARAES *et al.*, 2017), indicando que os mesmos foram originados por retrabalhamento de crosta continental ou litosfera paleoproterozoica, com pouca ou nenhuma contribuição juvenil.

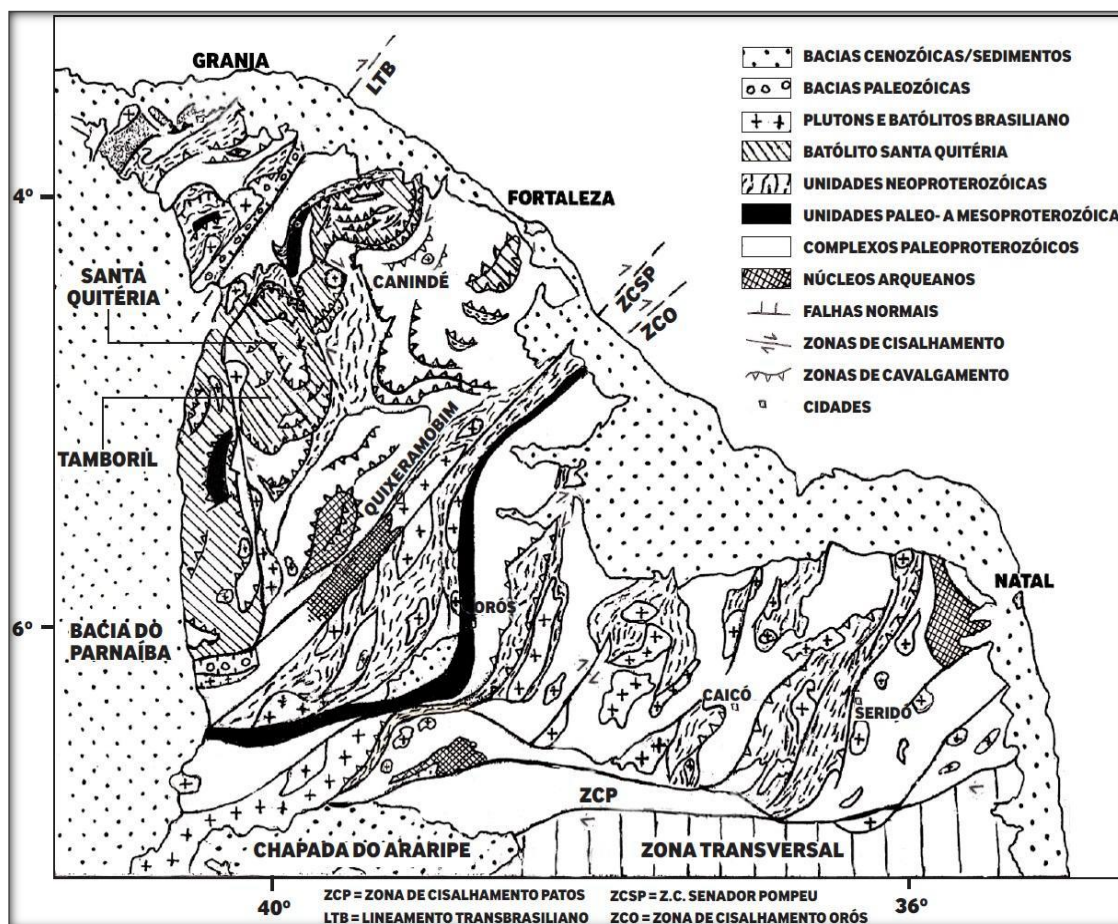
A principal exceção são alguns plutons do Complexo Santa Quitéria, no domínio Médio Coreaú, onde idades modelos Sm-Nd (TDM) variando de 1,0 a 1,6 Ga foram reportadas por Fetter *et al.* (2003).

Entre as principais feições geológicas do Domínio Ceará Central da Província Borborema destacam-se o Batólito Santa Quitéria e um cerrado cinturão de cavalgamento retalhado por expressivas zonas de falhas transcorrentes. Este cinturão de empurrão foi primeiramente reconhecido por Caby & Arthaud (1986) e denominado por Wernick *et al.* (2011) de Cinturão de Cavalgamento Ceará Central (CCCC).

O Complexo Tamboril Santa Quitéria é predominantemente constituído por rochas plutônicas félsicas de alto potássio com abundante quantidade de enclaves máficos. Possui bordas miloníticas e porções menos deformadas que coincidem com as injeções magmáticas mais novas (tardi-tectônicas). Em termos gerais, constitui-se por gabro, diorito, tonalito, granodiorito, monzogranito e diatexito com valores de $\epsilon_{Nd(T=600\text{ Ma})}$ que variam, predominantemente, de -1,3 a +3,5, e idades de cristalização entre 660 e 614 Ma, que são interpretadas como um complexo de arco magmático continental, denominado de Arco Magmático de Santa Quitéria (FETTER *et al.* 2003), relacionado ao ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

A Fase Magmática Santa Quitéria (FMSQ) corresponde ao estágio pré- a sin-empurrão relacionada ao principal período de espessamento crustal e crescimento do orógeno (Figura 11). Todos os litotipos que constituem esta fase magmática foram afetados por zonas de cavalgamento e são mais antigos que 605 Ma. Esta afirmação é sustentada por: i) datação U-Pb em zircão de clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito que representa, até o presente momento, a rocha ígnea mais nova afetada por zona de cavalgamento de baixo ângulo (Santos *et al. in prep.*) e; ii) datação U-Pb convencional e SHRIMP em monazita extraídas da unidade Independência e que representa o metamorfismo de fácies anfíbolito alto de baixa pressão ligado à descompressão e exumação das *nappes* metassedimentares. (CASTRO, 2004; ARTHAUD, 2007).

Figura 11: Mapa geológico simplificado da porção norte da Província Borborema. Modificado de Arthaud (2007)

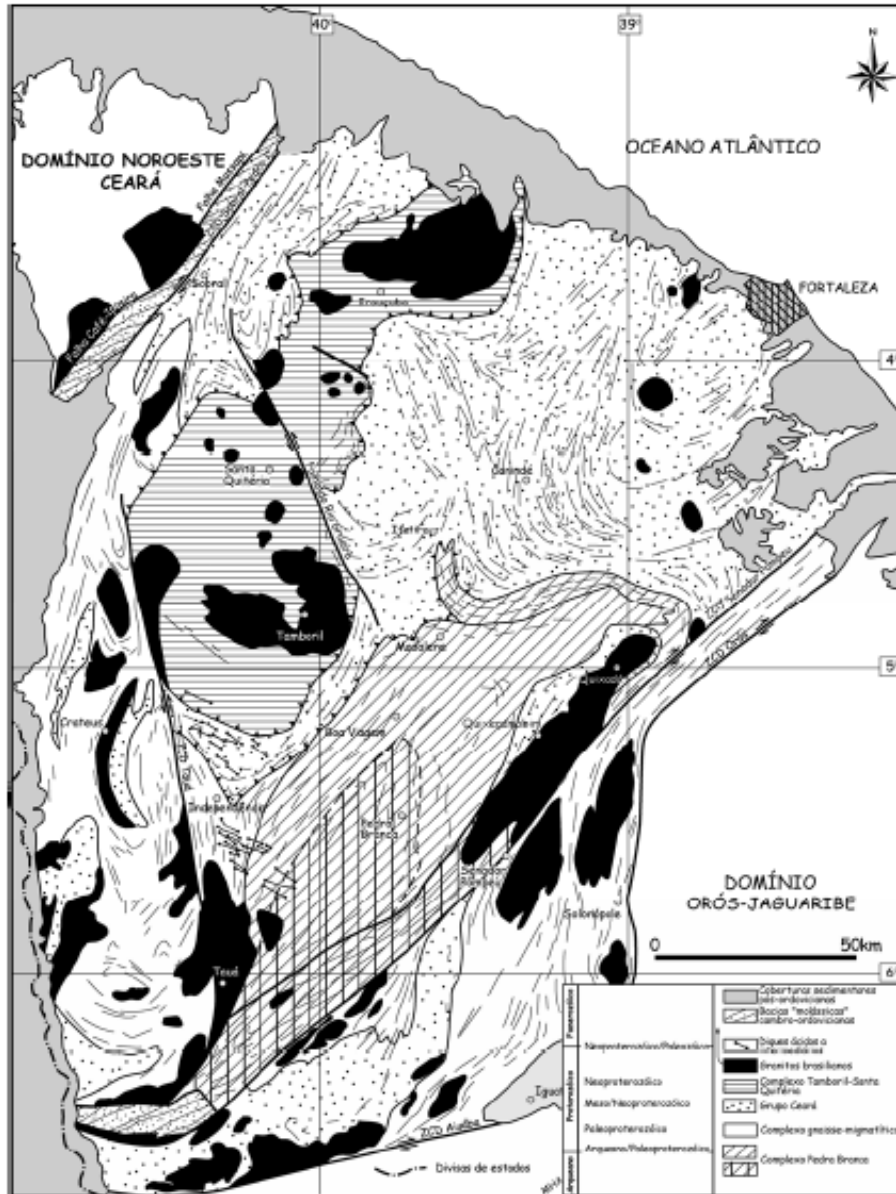


4.1.1 Domínio Ceará Central (DCC)

Domínio Ceará Central (Figura 12) compreende um arco magmático e cinturão dobrado metamorfisado em condições de alta pressão, com paragêneses que atingem a fácies eclogito, situado entre o Lineamento Transbrasiliano, a NW, e a zona de cisalhamento transcorrente Senador Pompeu, a SE (SANTOS *et al* 2014). Em termos tectono-estratigráficos apresenta a seguinte organização: i) sequência metassedimentar neoproterozoica do Complexo Ceará (CAVALCANTE *et al.*2003, CASTRO 2004, ARTHAUD 2008) com idades U-Pb convencionais entre 740 Ma e 634 Ma, interpretadas como depósitos de margem passiva e que posteriormente foram envolvidas em uma tectônica do tipo fore-arc (CASTRO, 2004); ii) o complexo granítico-migmatítico Neoproterozoico Tamboril- Santa Quitéria (CAMPOS *et al.*, 1979), datado pelo método U-Pb, com idades no intervalo entre 657 Ma – 591 Ma (FETTER *et al.*, 2003, CASTRO, 2004; ZICONE, 2011);iii) granitoides Neoproterozoicos/Cambrianos, com idades de cristalização variando de 523Ma a 460Ma (CASTRO *et al.*, 2008; ARCHANJO

et al., 2009); iv) molassas Paleozoicas associadas às mega transcorrências brasileiras; e v) magmatismo básico cretáceo representado pelo enxame de diques básicos Rio Ceará- Mirim, relacionado ao rifteamento em escala global e à atividade de hotspot durante a abertura do Atlântico Sul e Equatorial, com idades U-Pb em torno de 130 Ma (HOLLANDA *et al.* 2006).

Figura 12: Esboço geológico do Domínio Ceará Central (segundo Arthaud, 2005, baseado no mapa geológico do Ceará, escala 1:500.000 – Cavalcante *et al.*, 2003, simplificado e modificado).



O Domínio Ceará Central pode ser subdividido em quatro unidades geotectônicas: (i) Núcleo Arqueano Tróia – Pedra Branca – Mombaça; (ii) Embasamento Gnáissico Paleoproterozoico; (iii) Supracrustais Neoproterozoicas; (iv) Complexos Granito-Migmatíticos

e Granitoides Neoproterozoicos. Os pegmatitos estudados encontram-se dentro dos Complexos Granito-Migmatítico e Granitoides Neoproterozoicos de forma intrusiva (LIMA *et al.*, 2007).

Na subprovíncia Ceará Central ocorrem distritos pegmatíticos de menor expressão, seja associado no âmbito das supracrustais Ediacaranas, seja no domínio do embasamento Paleoproterozoico retrabalhado. Ao longo dessas estruturas, granitos, aplitos e pegmatitos penetraram durante episódios transtensionais, criando espaços que funcionaram como condutos de remobilização dos elementos mineralizantes (SANTOS *et al* 2014).

As ocorrências de pegmatitos no Brasil foram classificadas por Paiva (1946) em três províncias: Província Meridional: abrange os pegmatitos localizados na região de Paranapiacaba e alto do Vale do Paraíba; Província Oriental: abrange a região leste de Minas Gerais e sul da Bahia, sendo considerada a maior província pegmatítica brasileira; Província Borborema: abrange os estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Ceará, sendo atualmente dividida em: i) Sub-província Oriental (ou Seridó) composta pelos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco; ii) Sub-província do Ceará (ou Ocidental).

No Estado do Ceará distinguem-se três distritos pegmatíticos principais: (i) Solonópole-Quixeramobim; (ii) Cristais-Russas e (iii) Itapiúna. Além de minerais de emprego industrial, é comprovada a grande variedade de ocorrência de minerais-gemas nesses distritos, incluindo quartzo, feldspato, rubelita, afrisita, turmalinas verde e azul, fluorita, ametista, água-marinha, dentre outros (VIDAL e NOGUEIRA NETO 2000).

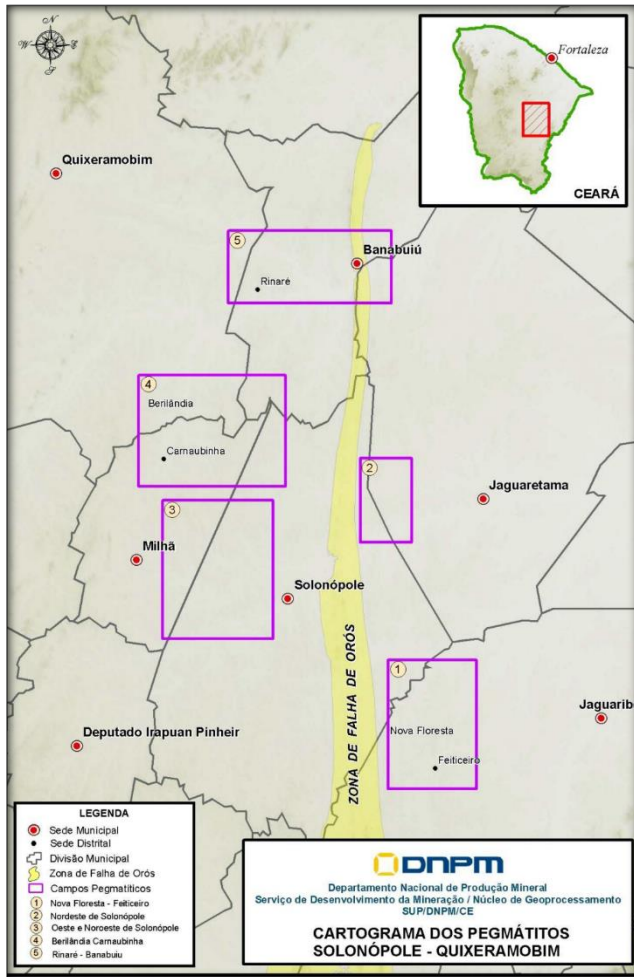
4.1.2 Província pegmatítica Solonópole-Quixeramobim (PPSQ)

O distrito pegmatítico de Solonópole-Quixeramobim é o de maior expressão econômica, abrangendo uma área de 2.375 km², envolvendo cinco campos pegmatíticos diferentes (Figura 13). O primeiro corresponde ao campo de Nova Floresta-Feiticeiro, depositário, principalmente, de cassiterita e tantalita. O segundo campo a NE de Solonópole é representado por pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos, com ocorrência de veios pegmatíticos com fluorita. O terceiro campo pegmatítico, a oeste e noroeste de Solonópole, é o maior detentor de pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos do distrito. O quarto, denominado de campo de Berilândia-Carnaubinha, detém principalmente pegmatitos portadores de berilo industrial. O quinto campo, chamado de Rinaré-Banabuiú, detém pegmatitos ricos em turmalina e berilo (SANTOS *et al* 2014).

Foram escolhidos dois corpos pegmatíticos para estudo deste projeto de tese que estão inseridos na Província pegmatítica Solonópole-Quixeramobim: pegmatito da mina

Auriverde, localizado no município de Solonópole e o pegmatito da mina Mendonça, uma mina desativada de extração de feldspato potássico e berilo pela empresa Armil Mineração do Nordeste localizado no município de Quixeramobim, distrito de Berilândia.

Figura 13 – Campos pegmatíticos do distrito de Solonópole-Quixeramobim (SOUZA, 1985). Adaptado por Moreira *et al* 2012.



Fonte:DNPM

Marques Junior (1992), faz um estudo pormenorizado do Campo Pegmatítico de Berilândia-Carnaubinha destacando posicionamento, mineralizações, controle litológico, filiação genética e geoquímica dos corpos pegmatíticos daquela região. Segundo o citado autor, no Campo Pegmatítico de Berilândia existem dois grupos de rochas pegmatíticas que são oriundas de gêneses magmáticas diferentes: os corpos homogêneos são estéreis e geneticamente filiados aos granitos, enquanto que os corpos complexos são zonados, metassomatizados e mineralizados em elementos raros, sendo típicos diretamente da anatexia dos litótipos do embasamento.

5 GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo foi apresentar-se a compilação dos dados geológicos e estruturais da área de pesquisa, obtendo estas informações através do acervo bibliográfico da região e as obtidas durante a concretização deste projeto.

Os dados na literatura sobre a geologia, gênese e idade dos pegmatitos da Província Pegmatítica Solonópole-Quixeramobim em sua maioria são antigos e suas metodologias são ultrapassadas, portanto, este estudo vem a fim de aprimorar esses dados com metodologias atualizadas para uma melhor investigação e resultados inéditos.

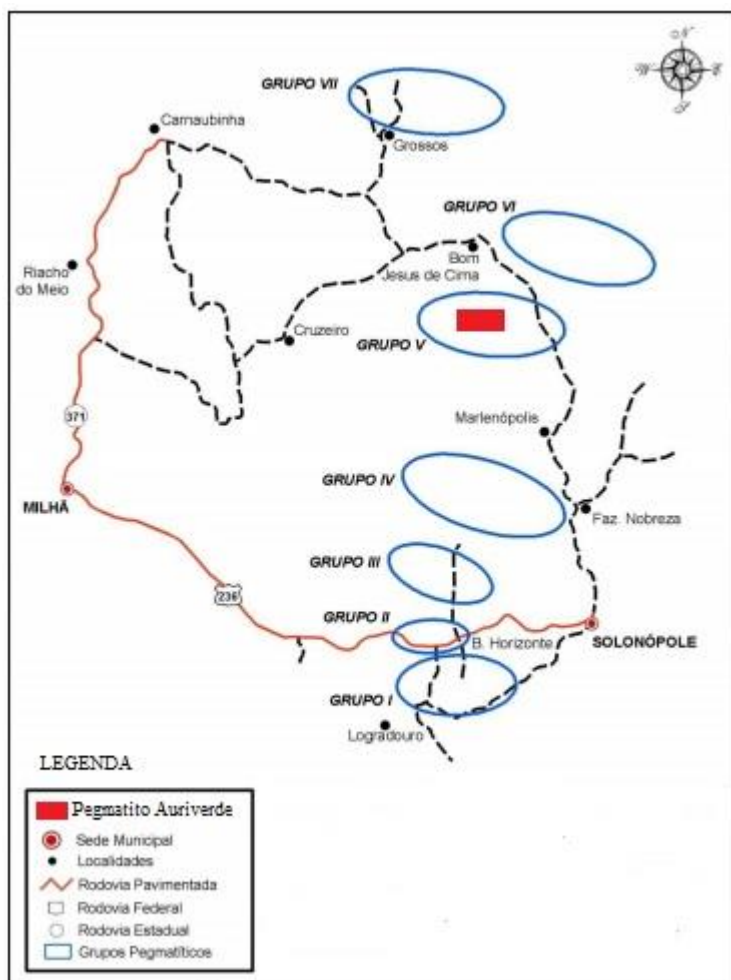
Os pegmatitos do campo W e NW de Solonópole (que concentram as principais ocorrências de pegmatitos litiníferos) foram subdivididos em sete grupos (Figura 14), descritos de Sul para Norte dispostos na tabela 5.1 (SOUZA 1985).

O pegmatito de Solonópole está inserido no grupo V - Alto Mineiro, que compreende os pegmatitos Alto do Mineiro I e II e o pegmatito Aroeira, localizado à NW de Solonópole. Nestes, houve produção de amblygonita, berilo, espodumênio, localizados nos corpos de substituição (SOUZA, 1985), extraído do DNPM - Estudo dos Pegmatitos Litiníferos da Região de Solonópole – CE (Tabela 6).

Tabela 6: Sub-divisão dos pegmatitos do campo W e NW de Solonópole. (SOUZA, 1985), extraído do DNPM - Estudo dos Pegmatitos Litiníferos da Região de Solonópole - CE.

Grupo	Produção
Grupo I: Logradouro	Produzem principalmente Amblygonita e secundariamente tantalita-columbita e berilo
Grupo II: Algodão	Quartzo, k-feldspato, cleavelandita, espodumênio, Mica rica em Li da série polytitionita-trilitionita, amblygonita, cassiterita, muscovita, tantalita, berilo e turmalina
Grupo III: Soledade	Amblygonita
Grupo IV: Nobreza e Alto dos Cristais	Amblygonita, tantalita-columbita e berilo
Grupo V: Alto Mineiro	Amblygonita, berilo, espodumênio
Grupo VI: Vargem Torta	Produção de Berilo, embora também sejam encontrados em sua associação mineralógica microclíneo, afrisita, apatita e outros fóstatos
Grupo VII: Pegmatitos Peba e Americano,	Berilo e mica e amblygonita

Figura 14: Grupos pegmatíticos no campo pegmatítico a oeste e noroeste de Solonópole (SOUZA, 1985) - Estudo dos Pegmatitos Litiníferos da Região de Solonópole – CE, modificado pela autora.



Fonte: DNPM

Segundo a proposta apresentada pela Moraes *et al.* (1973), os pegmatitos da área de Solonópole foram descritos com natureza granítica, discordantes no geral em relação às encaixantes e orientados preferencialmente segundo E-W, com mergulhos verticais a sub-verticais. Os pegmatitos a sudeste da área foram definidos simplifcamente como estano-tantalíferos, associados a granitos pegmatoides mineralizados em cassiterita e os pegmatitos do restante da área seriam lítio-berilotantalíferos, com freqüentes fenômenos de albitização e greisenificação.

Na região de Berilândia, os dados geoquímicos dos granitos, considerando a relação Rb-Ba-Sr, sugerem que nenhuma destas rochas pertença aos termos de granitos diferenciados, os quais são potencialmente geradores de pegmatitos mineralizados em elementos raros (MARQUES JR., 1992). Tais granitos foram classificados como peraluminosos devido aos elevados teores de Al_2O_3 e quando somados aos valores de Na_2O e K_2O , situam-se como ricos

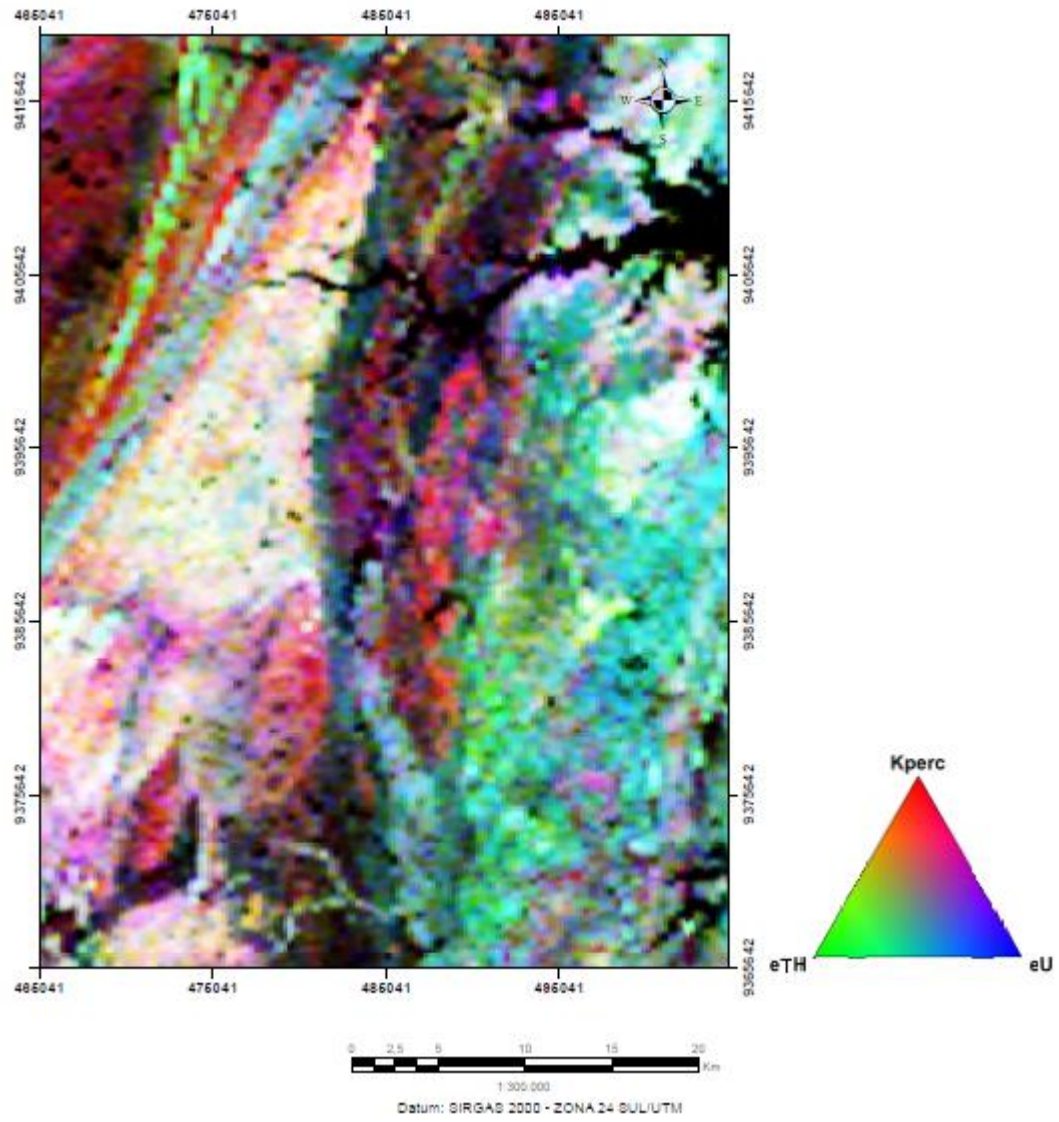
em sódio, sugerindo, assim, baixo grau de diferenciação. Os teores de Rb relacionados ao grau de diferenciação dos granitos são baixos e, adicionalmente, os elevados valores das relações $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e os baixíssimos conteúdos de Nb, Y, F, Sr e Zr indicam que os granitos do Campo Pegmatítico de Berilândia exibem alto grau de esterilidade metalogenética, e não poderiam corresponder a granitos a partir dos quais os pegmatitos seriam gerados. Dessa forma, os pegmatitos encontrados na citada região seriam provenientes da fusão de rochas do embasamento gnáissico (MARQUES JÚNIOR, 1992).

A maior parte dos pegmatitos ocorrem encaixados em rochas metamórficas e geralmente estão relacionados com batólitos graníticos, a partir dos quais parecem ter derivado, adquirindo assim a mesma assinatura geoquímica. Geralmente, os pegmatitos aparentam ser ligeiramente mais recentes do que o granito parental e são enriquecidos em certos minerais ou elementos, como o Li, Cs, Y, Nb, Ta ou B. Os pegmatitos tendem a concentrar-se em grupos e são distribuídos ao redor da intrusão granítica, sendo esta distribuição influenciada quer pela natureza e estrutura da rocha encaixante, quer pelo nível de erosão posteriormente atingido, assim como pelo grau de fracionamento atingido pelos magmas pegmatíticos. Este tipo de zoneamento é mais comum nos pegmatitos da família LCT (Li, Cs, Ta), salvo raras exceções (SIMMONS, et al., 2003).

Foram confeccionados dois mapas com imagens aerogeofísicas da área estudada para uma melhor compreensão composicional de U, TH e K, um deles sem pontos e o outro inserindo a localização das duas minas e os pontos do mapeamento do doutorado bem como pontos de mapeamentos anteriores feitos pela autora na área em questão (figuras 15 e 16).

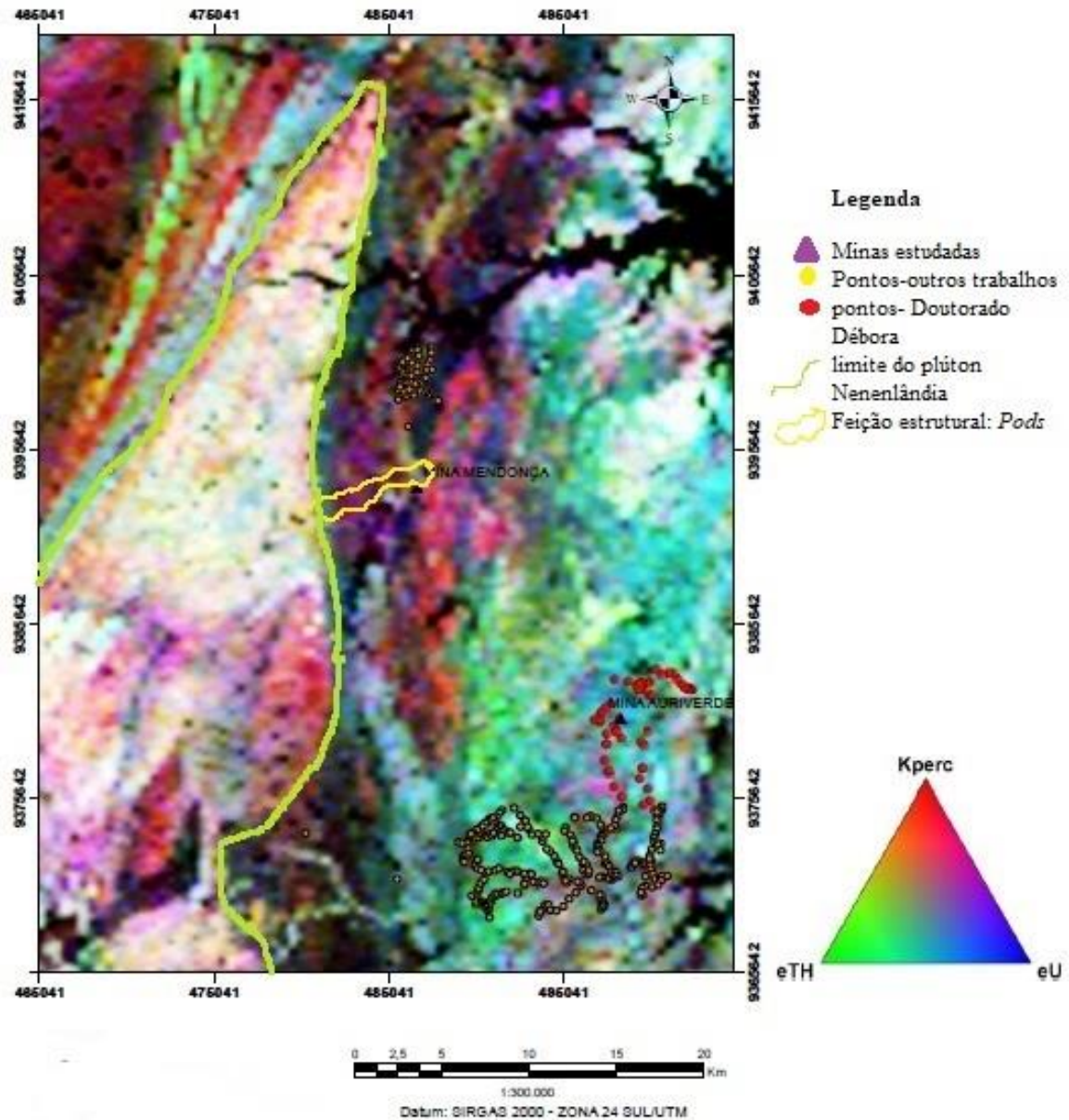
A figura 16 mostra as feições estruturais que contribuíram para a classificação da gênese dos pegmatitos: limite do plúton nenenlândia o qual os pegmatitos da mina Mendonça são associados e a delimitação de um *pod*s.

Figura 15: Imagem aerogamaespectrométrica (ternário-RGB/composição K-U-Th).



Fonte: CPRM (Dr. Roberto Gusmão).

Figura 16: Imagem aerogamaespectrométrica (ternário-RGB/composição K-U-Th) da área com os pontos coletados pela autora. Limite lateral direito do pluton granítico Nenelândia contornado (amarelo) e contorno fino em amarelo do *Pods* pegmatítico mostrando elevados teores de U (azul) e transversalidade em relação ao Pluton Nenelândia.



Fonte: CPRM.

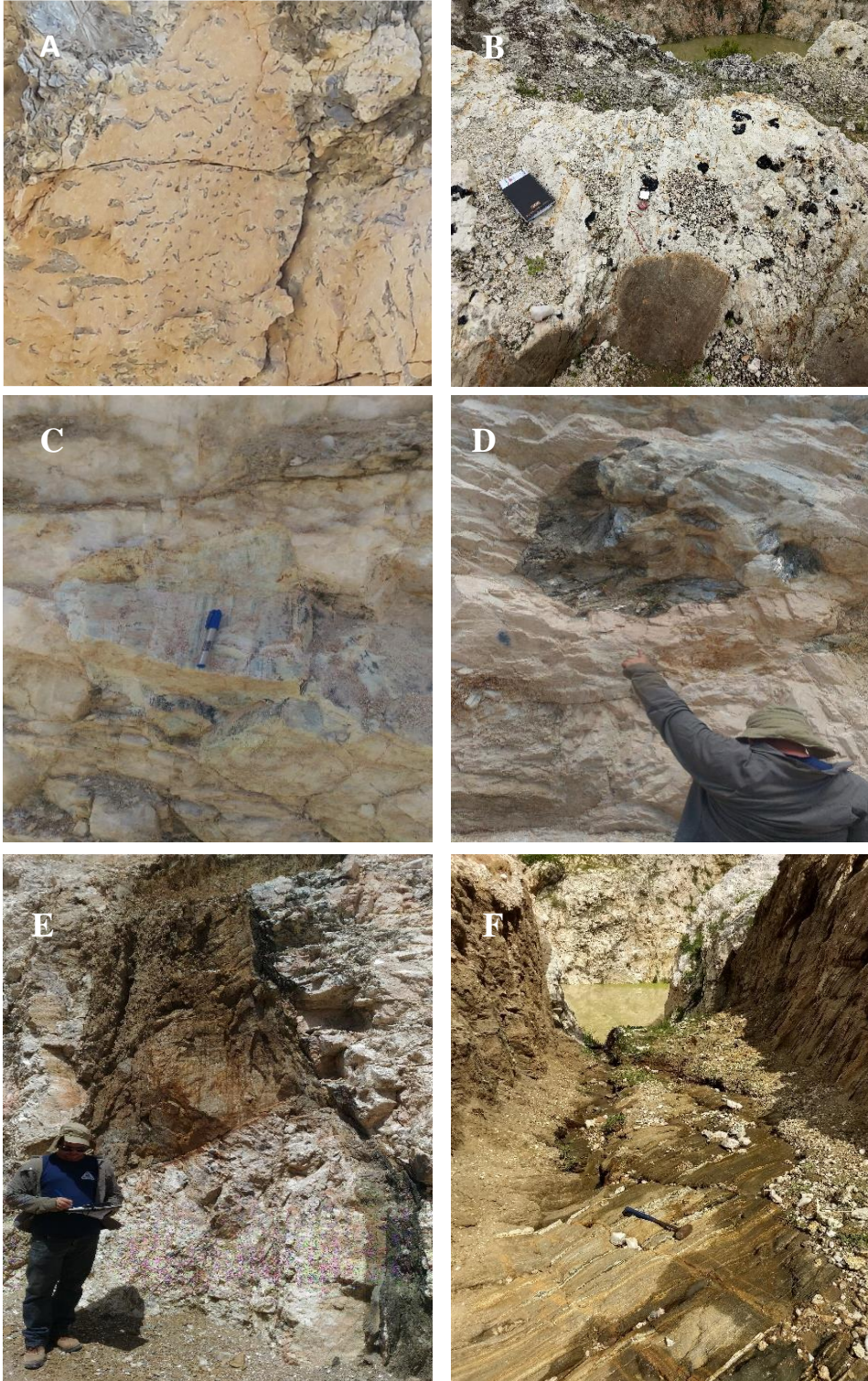
5.1 Aspectos de campo do Pegmatito Mendonça (Berilândia)

O pegmatito Mendonça, classificado em relação à sua dimensão na categoria de muito grande (>50m), é um pegmatito complexo, formando corpos de substituições (bolsões) de minerais como quartzo, muscovita e berilo, com cristais bem desenvolvidos. A formação de minerais em bolsões indica o estágio final de cristalização do pegmatito, segundo (LONDON, 1986b).

A mineralogia essencial encontrada é composta por quartzo, feldspato, plagioclásio e muscovita, sua mineralogia acessória consiste em schorlita, berilo, tantalita/columbita. O quartzo aparece nas variações branco, fumê e rosa em formas de bolsões e veios no feldspato, em algumas partes da frente de lavra, percebe-se uma textura gráfica do quartzo no feldspato (Figura 17A); o feldspato e plagioclásio são os minerais predominantes, o berilo aparece em formas de cristal hexagonal medindo aproximadamente 20 cm (Figura 17B), com coloração verde; a muscovita aparecem em formas de bolsões no feldspato (Figura 17C); a schorlita aparece associada ao plagioclásio e também nos contatos com a encaixante; a columbita está associada ao quartzo e aparece pontualmente onde está na coloração fumê.

O corpo pegmatítico encontra-se posicionado a 70Az, enquanto a encaixante tem uma atitude de 128 Az, havendo então uma discordância entre os dois corpos (Figura 17F). Na rocha encaixante (gnaisse migmatítico), encontra-se uma família de fraturas paralelas ao veio pegmatitos e outra família paralela a encaixante com atitudes de 257 Az, 270 Az, 240 Az e 320 Az (Figura 17B).

Figura 17: A – textura gráfica; B – schorlitas bordejando o pegmatito; C – Cristais de berilo; D – Bolsões de muscovita no feldspato; E - contato da rocha encaixante com pegmatito; F – Rocha encaixante posicionada à 128 Az e corpo pegmatítico posicionado a 70Az.



5.2 Petrografia do Pegmatito Mendonça (Berilândia)

O pegmatito Mendonça tem por mineralogia essencial quartzo, berilo, espodumênio, muscovita, turmalina e como mineral acessório o zircão e óxido (Figura 18).

Figura 18: Amostras coletadas para preparação de lâminas delgadas do pegmatito de berilândia.



O quartzo ocorre como megacristal com formato anedral, extinção ondulante, os contatos são retilíneos e serrilhados com muscovita e plagioclásio.

O berilo aparece como megacristais, representam a maior parte da lâmina, maiores que 2000 μm , com formato anedral, apresentam fraturas, umas cortando o cristal todo, outras menores, estão em contato com os plagioclásios, os contatos são retilíneos, côncavos e convexos.

O plagioclásio apresenta-se em sua maioria na forma retangular, com pleocroísmo alterando do cinza para o amarelo; grãos euédricos e subeuédricos; também se apresenta incluso

no berilo e constituindo um aglomerado de pequenos cristais imbicados. Os contatos são retilíneos e serrilhados; nas porções aglutinadas são preenchidos por óxidos. As fraturas ocorrem na forma inter-grãos, algumas com micro falhas.

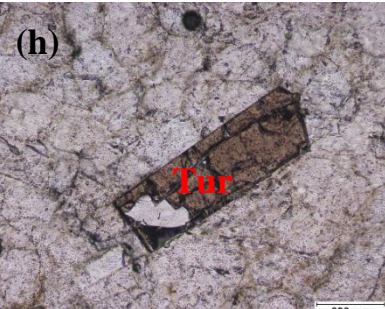
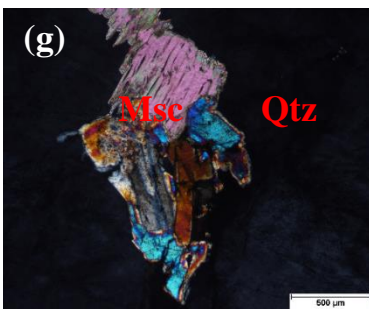
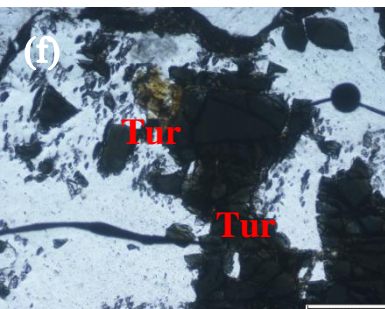
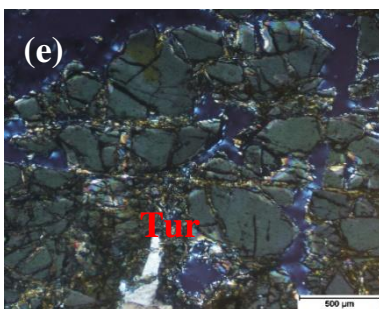
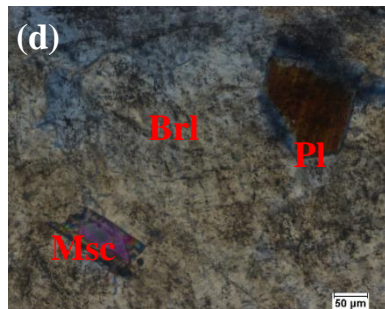
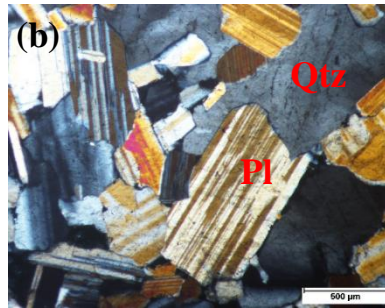
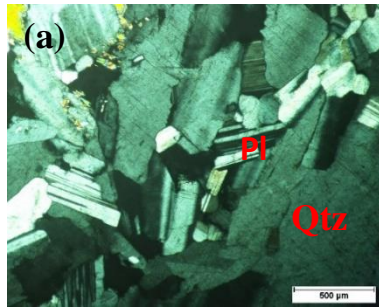
A muscovita apresenta contatos serrilhados; inclusões de óxidos, presença de óxidos nos contatos entre os minerais; dispõe-se em contato com berilo e plagioclásio, ocorre inclusa no berilo e plagioclásio.

A turmalina possui uma variação de pleocroísmo castanho a verde, em sua minoria apresenta pleocroísmo amarelo; possui forma euédrico e subeuédrico, encontra-se bastante fraturada, com preenchimentos nas fraturas de um material que possivelmente seja a turmalina com pleocroísmo amarelo.

O zircão aparece em pequena quantidade incluso na muscovitas e quartzo.

O óxido se faz presente nos contatos entre os plagioclásios e inclusos na muscovita.

Fotomicrografia 1: **(a)** Plagioclásio (Pl) imbricado em contato com quartzo (Qtz); **(b)** plagioclásio (Pl) com variação de pleocroísmo para amarelo; **(c)** cristal de quartzo (Qtz) fraturado em contato com muscovita (Msc) e inclusão de plagioclásio (Pl); **(d)** Berilo (Brl) com inclusões de plagioclásio (Pl) e muscovita (Msc); **(e)** cristal de turmalina (Tur) fraturado; **(f)** cristal de turmalina (Tur) com variações químicas, apresentando em sua maior parte um pleocroísmo verde e em uma porção menor pleocroísmo amarelo; **(g)** inclusão de muscovita (Msc) no quartzo (Qtz); **(h)** Cristal de turmalina (Tur) euédrico.



5.3 Aspectos de campo do Pegmatito Auriverde (Solonópole)

Não existem dados na literatura que representam este pegmatito, sua mineralogia é distinta do pegmatito Mendonça pela presença de minerais de lítio. A mineralogia essencial encontrada é quartzo feldspato, plagioclásio, espodumênio, muscovita e Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita sua mineralogia acessória consiste em turmalina verde, berilo, tantalita/columbita (Figura 19).

Figura 19: Amostras coletadas para preparação de lâminas delgadas do pegmatito de Solonópole.



5.4 Petrografia do Pegmatito Auriverde (Solonópole)

O pegmatito Auriverde tem por mineralogia essencial espodumênio, Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita, plagioclásio, berilo, quartzo, turmalina e como acessório tem-se o zircão e óxido (Fotomicrografia 2).

O espodumênio é o mineral mais abundante nas lâminas confeccionadas, possui um pleocroísmo variando do cinza para o amarelo, apresenta uma geminação geométrica, seus contatos são retilíneos e serrilhados, grãos euédrico e subeuédrico, inclusões de berilo, turmalinas e Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionitas.

A Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita tem uma variação de pleocroísmo de azul para rosa com cores bem intensas, aparecem em formas de megacristais, aglomeradas ou como inclusões, seus contatos são serrilhados e retilíneos, possuem formas anedrais e subeuédrico.

O plagioclásio presente na lâmina apresenta pequenos cristais aglomerados e imbricados; subeuédrico e anédrico; contatos retilíneos e serrilhados com cristais de quartzo e espodumênio.

O berilo encontra-se com uma textura gráfica, ausente no berilo da mina Mendonça; aparece incluso ou em contato com o espodumênio; contatos serrilhados, cristais anedrais.

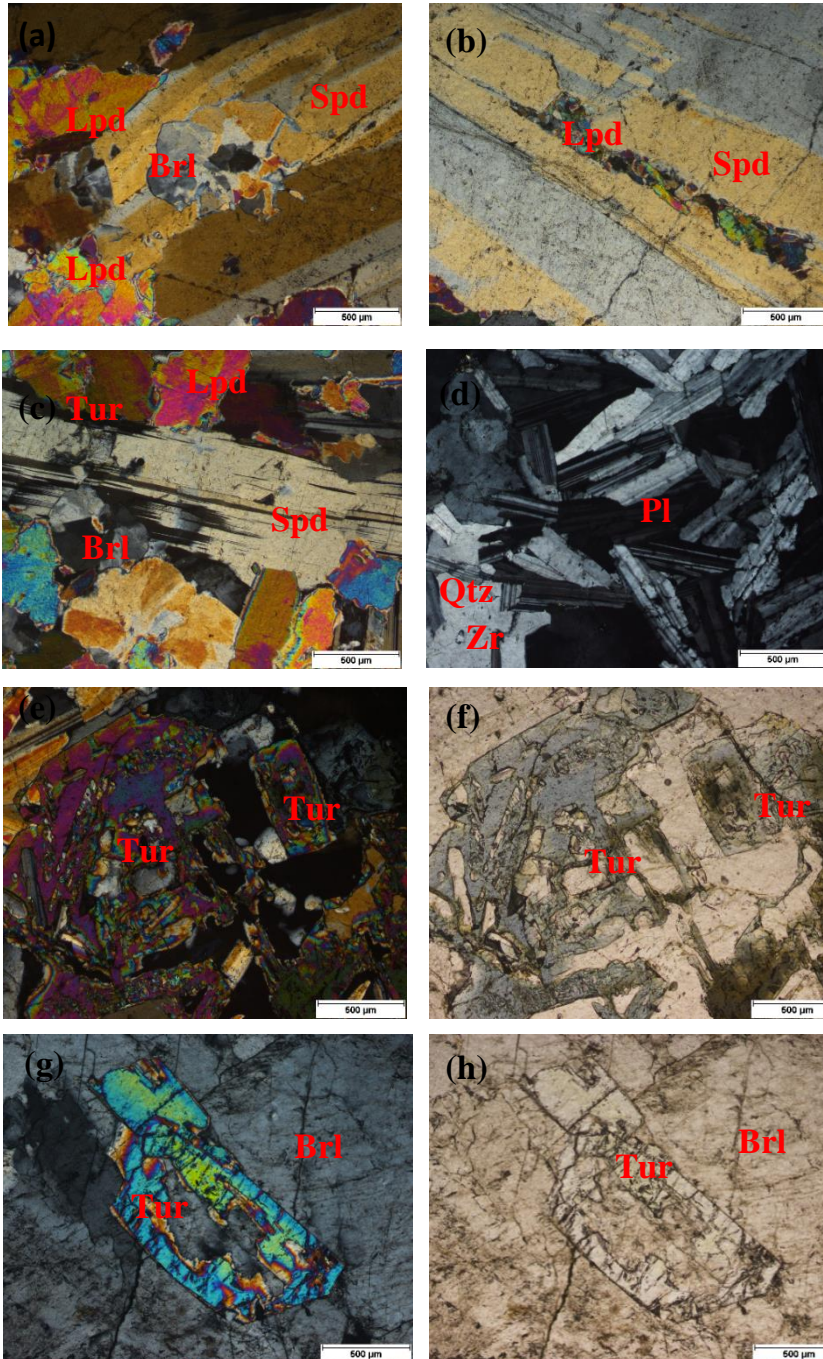
O quartzo apresenta forma anedral; extinção ondulante; seus contatos são retilíneos e serrilhados com plagioclásio e Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionitas.

A turmalina exhibe cristais zonados, com pleocroísmo bem intenso variando do verde ao roxo; subeuédrico e anédricos; incluso no espodumênio e berilo.

O zircão aparece incluso no quartzo, turmalina e Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita.

O óxido encontra-se nas fraturas do espodumênio, nos contatos das porções imbricadas do plagioclásio, incluso na Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita e turmalina.

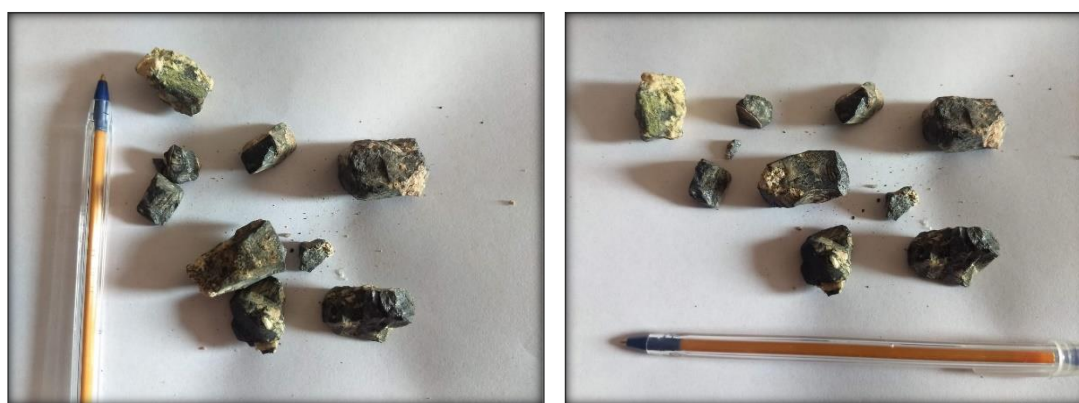
Fotomicrografia 2: (a) espodumênio (Spd) com inclusão de berilo (Brl) em contato retos e serrilhados com Mica rica em Li da série Polyilitonita-Trilitonita (Lpd); (b) espodumênio (Spd) com inclusão de Mica rica em Li da série Polyilitonita-Trilitonita (Lpd); (c) espodumênio (Spd) com inclusão de berilo (Brl) e turmalina (Tur) em contato retos e serrilhados com Mica rica em Li da série Polyilitonita-Trilitonita (Lpd); (d) Plagioclásio (Pl) imbricado, em contatos serrilhados com quartzo (Qtz), inclusão de zircão (Zr) no quartzo (Qtz); (e) cristal de turmalina (Tur) zonado no sistema ortoscópico; (f) cristal de turmalina (Tur) zonado em luz natural; (g) cristal de turmalina (Tur) zonado incluído em cristal e berilo (Brl) no sistema ortoscópico; (h) cristal de turmalina (Tur) zonado incluído em cristal e berilo (Brl) em luz natural.



6 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Foram realizadas análises de difração de Raios-X em pó em duas amostras (004 e 005) em um mineral metálico da família dos tantalatos/columbita “in natura” provenientes do pegmatito da mina Mendonça no distrito de Berilândia, Quixeramobim – Ceará. Este mineral ocorre em associação com o quartzo fumê, constituindo assembleia com o plagioclásio. Podemos dizer que a amostra coletada tem mais de 5% de Ni e Fe, por se tratar de um mineral metálico da família dos tantalatos/columbita de cor preta (Figura 20).

Figura 20: Amostra do mineral metálico da família dos tantalatos/columbita coletado para análise de DRX.



Utilizou-se amostras monominerálicas, separando o mineral metálico da família dos tantalatos/columbita dos pegmatitos coletados, para que não houvesse interferência nos resultados por contaminação ou mesmo pela presença de outros minerais. Após a separação, as amostras foram pulverizadas para leitura no difratômetro de Raios-X em pó.

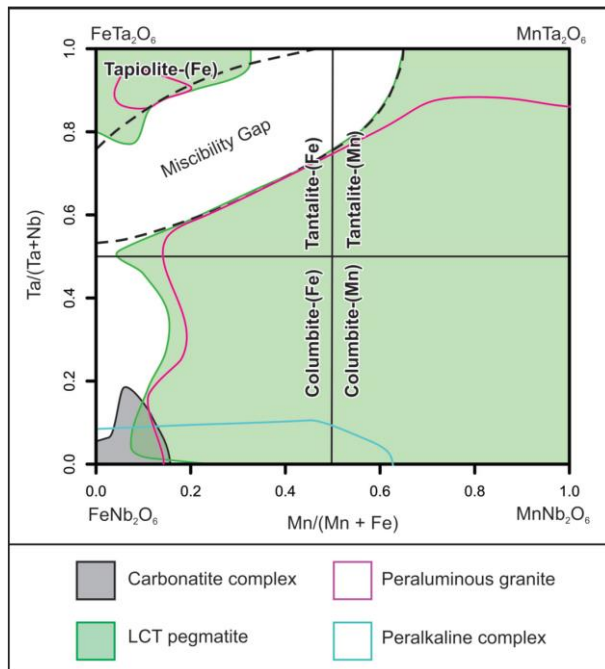
A interpretação do DRX em minerais pode ser feita através dos planos cristalinos ou por óxidos isolados. Por se tratar de uma amostra monominerálica, optou-se por fazer a interpretação desta análise pelos planos cristalinos considerando a sua exatidão, haja vista que na interpretação dos difratogramas através dos óxidos isolados cada pico pode ter mais de um grupo espacial. Quando os óxidos reagem e se organizam para formar outro composto, provavelmente eles vão se ligar quimicamente mudando as ligações que irão se formar, reorganizando os átomos em outras posições e mudando o grupo cristalino. Na interpretação pelos planos cristalinos em amostras monominerálicas os resultados das análises de DRX seguem regras e equações bem específicas e restritas, o difratograma tem os seus picos em determinadas posições referente ao plano sugerido.

Por se tratar de um mineral da série columbita/tantalita, utilizou-se o diagrama de variabilidade na composição de minerais da referida série (Figura 21), para escolha dos minerais

da base de dados que foram utilizados na interpretação da amostra analisada, almejando explicar eventuais picos diferentes da mostra analisada.

A ampla variação composicional de minerais pertencentes à série columbita-tantalita derivada dos pegmatitos é mostrado na Figura 21. O campo da columbita-tantalita minerais da série de pegmatitos cobre a maior parte do diagrama quadrilateral e quase coincide com o de granitos peraluminosos. Em contraste com os minerais da série columbita-tantalita derivados de pegmatitos, os derivados de carbonatitos são quimicamente restritos a um pequeno campo de composição adjacente ao ápice da columbita-(Fe) com baixo teor de Ta. Minerais da série columbita-tantalita derivados de intrusões peralcalinas também têm um baixo conteúdo de Ta; no entanto, a sua razão $Mn/(Mn + Fe)$ é menos restrita (Figura 20). (G.J. SIMAND *et al* 2018)

Figura 21: Diagrama quadrilateral mostrando a variabilidade na composição de minerais da série columbita-tantalita (ČERNÝ e ERCIT 1985). A diferença de miscibilidade tantalita-tapiolita empiricamente derivada por Černý *et al.* (1992). Composição campos para minerais da série columbita-tantalita de complexos carbonatíticos, granitos peraluminosos, pegmatitos de lítio-césio-tântalo (LCT) e complexos peralcalinos por de Mackay e Simandl (2015).



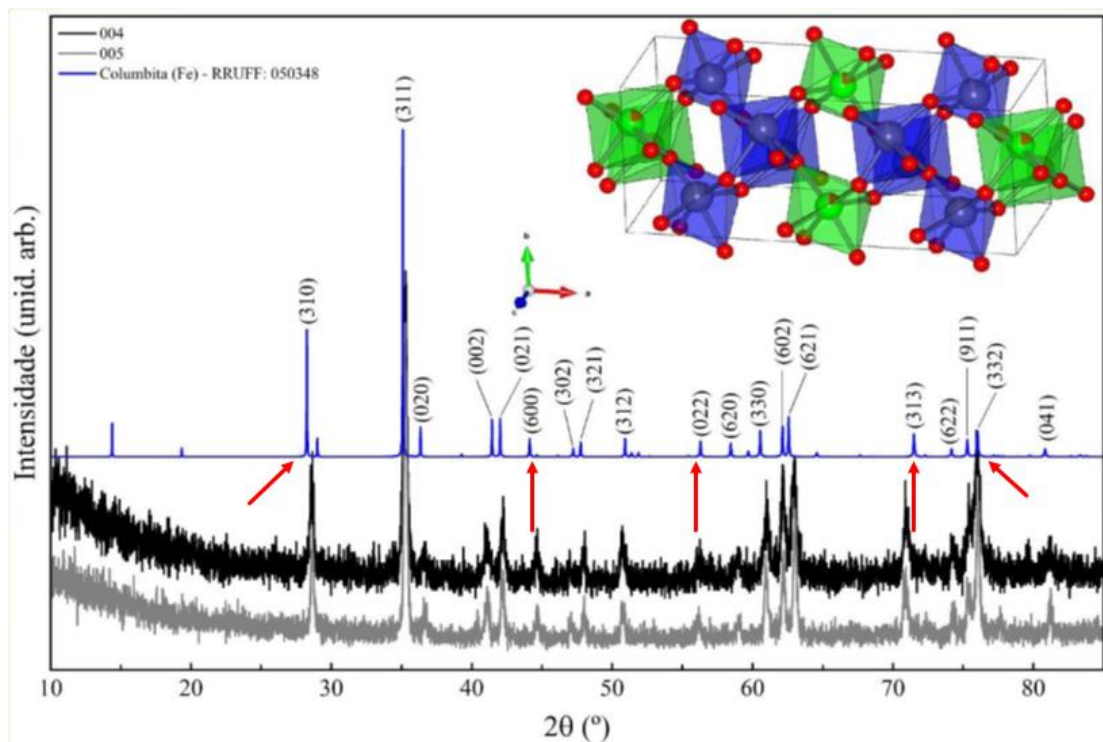
A base de dados utilizada nesta análise foi a RRUFF, que contém um banco de dados integrado de espectros Raman, difração de raios-X e dados químicos de minerais. Foram selecionados minerais da base RRUFF com as características mais semelhantes possível das amostras desta pesquisa, outro critério utilizado foi escolher uma amostra da base de dados que acoplassem os dados de Raman, DRX e química mineral, para uma interpretação com precisão.

A figura 21 mostra a disposição dos difratogramas das amostras 003 e 004 (pegmatito de Berilândia) e da amostra do banco de dados da columbita-(Fe) (R050348). O difratograma do RRUFF apresentado, foi simulado a partir da sua estrutura na base de dados utilizando o software VESTA.

Comparando o espectro da amostra analisada com o da base de dados RRUFF, observou-se que o espectro da columbita-(Fe) da base de dados (RRUFF ID: R050348) é compatível aos da amostras 004 e 005 correspondentes ao mineral metálico da família dos tantalatos/columbitas do pegmatito de Berilândia. Observando a figura 22, percebe-se que os planos cristalinos (310), (600), (002), (313) e (332) coincidem perfeitamente com as amostras analisadas, fato este que não ocorreu em nenhuma das amostras da base de dados, com isso, conclui-se que os planos cristalinos das amostras extraídas do pegmatito de Berilândia são planos compatíveis de uma columbita-(Fe), classificando assim a amostra estudada.

O difratograma da base de dado RRUFF (ID: R050348) da columbita-(Fe) e a figura da estrutura cristalina do mineral foi simulado a partir da sua estrutura na base de dados utilizando o software VESTA.

Figura 22: Difratograma de raios X das amostras 004 e 005, obtido com radiação Co-K α (1,78901 Å) comparado com o difratograma da base de dados RRUFF (ID: R050348) da columbita-(Fe); figura da estrutura cristalina da columbita-(Fe).



7 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X EM MONOCRISTAL

A difração de raios-X por monocristais é uma técnica importante para a caracterização cristalográfica de minerais. Neste contexto, propomos a referida análise para uma amostra de turmalina, no intuito de comparar os dados aqui obtidos com pesquisas anteriores.

Selecionou-se um cristal representativo de turmalina verde do pegmatido de Solonópole para análise de difração de raios-X em monocristal. Os resultados obtidos através do grupo espacial e cela unitária da turmalina analisada foram compatíveis com os dados de turmalina-(Fe). Tais resultados, foram obtidos em um difratômetro Bruker-AXS SMART-APEXII-CCD (graus de liberdade em θ , φ , ω e κ), utilizando radiação $\text{MoK}\alpha$ monocromática (0.71073 Å) em temperatura ambiente.

Ertl *et al.* (2012) estudaram turmalinas ricas em Fe^{2+} e Mn^{2+} para comprovar a substituição do Fe^{2+} e do Mn^{2+} no sítio Z em um grau detectável. As turmalinas ricas em Fe foram coletadas de um pegmatito da Baixa Áustria e as ricas em Mn de um pegmatito na Ilha de Elba, na Itália. Iremos utilizar os dados da turmalina rica em Fe para comparar os dados obtidos nesta tese, haja vista que as amostras de turmalina aqui estudadas possuem as mesmas características químicas.

A integração dos dados da amostra analisada foi feita através do software APEX. As informações sobre os dados do cristal de turmalina e a comparação com os dados da amostra de Ertl *et al.* (2012) estão dispostos na Tabela 7. As amostras de turmalinas rica em Fe (BLS1 / BLS2) escolhidas para comparação com os resultados desta tese foram coletadas de um pegmatito metamorfozido de Blocherleitengraben, Baixa Áustria (Ertl 1995) (WGS84 N 48 ° 23'42 '' / E 015 ° 24 ' 05 ').

Através dos dados obtidos na difração de raio-X em monocristal, concluiu-se que a estrutura do cristal estudado é romboedral, o grupo espacial é o R3m e os parâmetros da cela unitária são os seguintes: a : 15,90 Å, b : 15,90 Å e c :7,12 Å (Tabela 7).

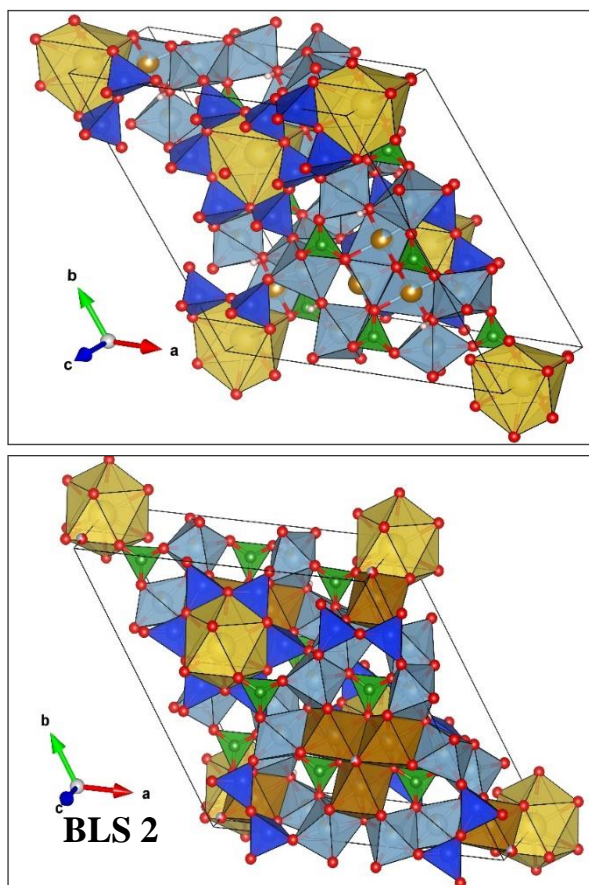
Os resultados obtidos através da difração de raios-X em de monocristal para amostra de turmalina do pegmatido de Solonópole foram comparados com os dados da literatura, chegando à conclusão que são considerados favoráveis para um cristal de turmalina rica em Fe.

O objetivo desta análise foi obter as informações sobre a estrutura do cristal, seu grupo espacial e cela unitária para comparar com os dados da literatura. Como não foi feito o refinamento da estrutura do cristal, não foi possível gerar dados para obter uma figura da estrutura cristalina da amostra, optou-se então, por pegar os dados da literatura e criar as figuras das redes cristalinas (Figura 23), haja vista que os parâmetros das mesmas são iguais aos da amostra estudada, não haveria muita diferença no resultado final da figura.

Tabela 7: dados do cristal de turmalina da mina Auriverde comparados com as turmalinas ricas em Fe de um pegmatito metamorfizado de Blocherleitengraben, Baixa Áustria. Fonte: ERTL *et al* (2012).

Amostra	Mina Auriverde	BLS1	BLS2
a, c (Å)	15,90; 7,12	16,04(1); 7,25(1)	16,04(2); 7,50(1)
Dimensões do cristal	0,22 x 0,27 x 0,34	0,15 x 0,15 x 0,15	0,08 x 0,10 x 0,12
Volume (Å ³)	1559,0	1612,8	1615,3
Total de reflexões medidas	449	1156	2087

Figura 23: Estrutura cristalina de turmalinas Fe de um pegmatito metamorfizado de Blocherleitengraben, Baixa Áustria.



Fonte: Ertl *et al* (2012).

8 ESPECTROSCOPIA MICRO-RAMAN

Optou-se pela Espectroscopia micro-Raman para melhor identificação das fases minerais e suas variações. Cavalcanti; D.E. 2017 estudou os berilos gemológicos da mina Mendonça realizando análises gemológicas e mineralógicas, dentre elas a Espectroscopia Raman. Para um maior entendimento da gênese dos corpos pegmatitos estudados, foram escolhidos minerais indicadores petrogenéticos a serem investigados.

Os minerais selecionados para análise de Espectroscopia micro-Raman foram:

- ✓ Pegmatido de Berilândia: Um mineral metálico da família dos tantalatos/columbita, turmalina e muscovita;
- ✓ Pegmatido de Solonópole: minerais de lítio (Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita e espodumênio) e turmalina.

A base de dados utilizada nesta análise foi a RRUFF, que contém um banco de dados integrado de espectros Raman, difração de raios-X e dados de química mineral. Procurou-se selecionar minerais com as características mais semelhantes possível das amostras desta pesquisa.

Em todas as medições utilizou-se o laser vermelho de 785 nm e como referência bibliográfica, empregamos a data base The RRUFF.

Para a classificação das turmalinas, se fez necessário acrescentar os dados da pesquisa de Watenphul *et al.* (2016), sobre a influência da ocupação do sítio catiônico octaédrico nas vibrações da estrutura das turmalinas livres de lítio, com implicações na estimativa da temperatura e fugacidade do oxigênio em rochas encaixantes.

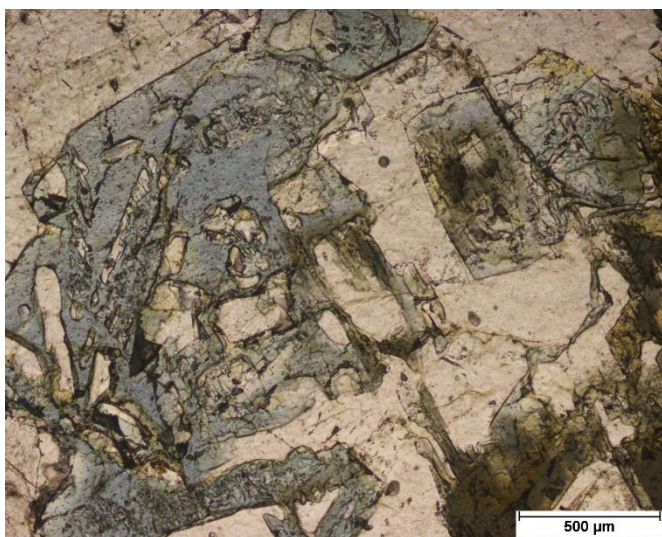
Os resultados obtidos nesta análise, contribuirão de forma inédita, para a caracterização da gênese dos pegmatitos estudados, utilizando a turmalina como mineral indicador petrogenético.

8.1 Mina Auriverde (Solonópole)

8.1.1 Turmalina

Observando a amostra de turmalina AS2 em lâmina na luz natural, percebe-se que se trata de um mineral de cor verde (mais escuro no centro do cristal e mais claro na borda), apresentando em algumas porções da lâmina, cristais de cor azul claro, sempre presente nas bordas dos cristais verdes (Figura 24).

Figura 24: Foto da lâmina AS2, destacando a variação química da turmalina.



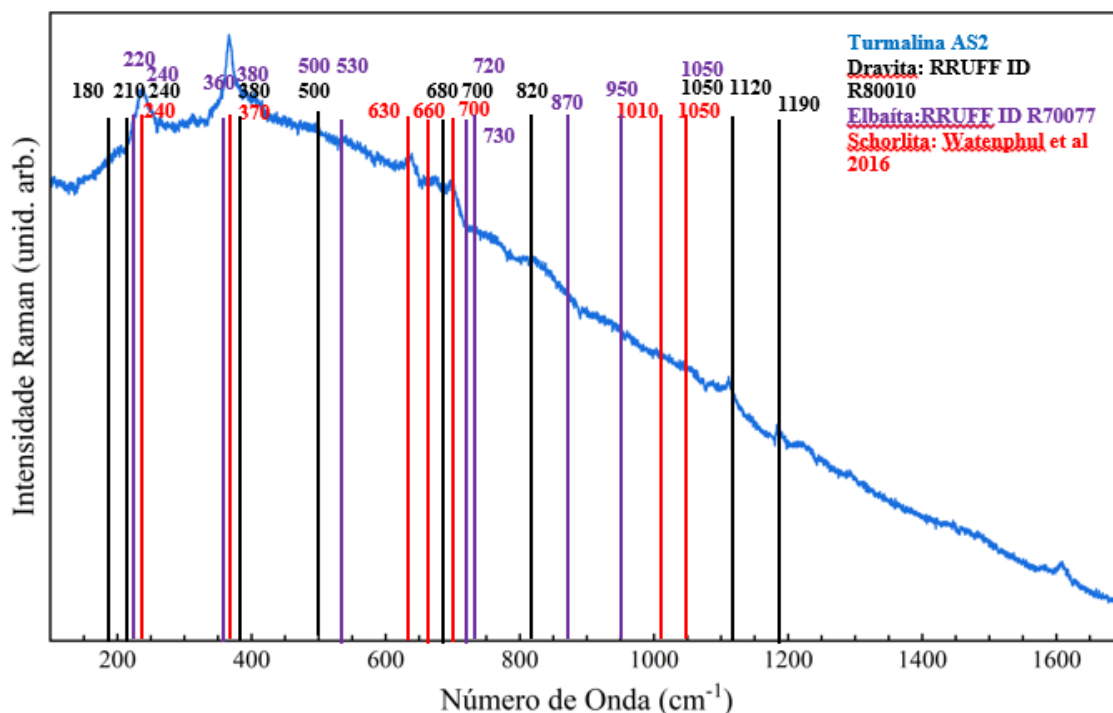
Para a comparação de dados foram utilizadas duas amostras da base de dados:

- ✓ RRUFF ID: R080010, dravita verde, localizada no leste da África, não foi feita a química mineral da amostra nem sugerida a química ideal pelo autor.
- ✓ RRUFF ID: R070077, elbaíta verde, localizada na mina de Canárias, área de Lundazi do leste da Zâmbia, não foi feita a química mineral portanto foi sugerida a química ideal: $\text{Na}(\text{Al}_{1.5}\text{Li}_{1.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$.

Considerando os resultados obtidos na microscopia Raman das amostras de elbaíta e dravita da base de dados RRUFF, observou-se que alguns picos ainda não coincidiam com a amostra estudada, portanto, para uma melhor interpretação, foram adicionados os dados de uma amostra de schorlita (Figura 25) do estudo do potencial da espectroscopia Raman para análises cristalógicas segundo Watenphul et al. (2016).

A amostra AS2 apresentou picos mais expressivos nas posições 240 cm^{-1} e 360 cm^{-1} . Comparando o espectro medido com os da base de dados, percebe-se uma semelhança com a schorlita (Figura 25).

Figura 25: Espectro Raman da turmalina do pegmatito de Solonópole, comparado com Mica rica em Li da série Polyilitonita-Trilitonita da base de dado RRUFF ID: R80010 (dravita), R070077 (elbaita) e Watenphul *et al.* (2016) (schorlita). Condições experimentais: linha de excitação do laser 785 nm, objetiva de 10x.



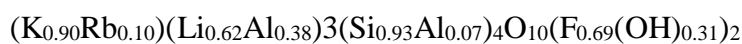
8.1.2 Mica rica em Li da série Polyilitonita-Trilitonita

A Mica rica em Li da série Polyilitonita-Trilitonita pertence ao grupo de micas trioctaédricas cátions bivalentes (Fe^{2+} , Mg^{2+}), da série Polilitonita-Trilitonita; sistema cristalino monoclinico. Apresentam uma variação de cores: rosa, roxo claro, vermelho rosa claro, outras cores possíveis, mas são raras, a amostra analisada é da variação roxo clara.

Para interpretação deste mineral, foram analisados na base RRUFF todos os minerais da série que apresenta Li na sua composição, os dois espectros mais próximos da amostra pesquisada foram os dispostos a seguir:

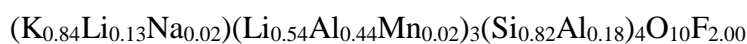
- ✓ RRUFF ID: R050132 – Polyilitonita, localizada no Colorado – USA.

Química medida:



- ✓ RRUFF ID: R040101 – Trilitonita: Localização Zambezi, Moçambique.

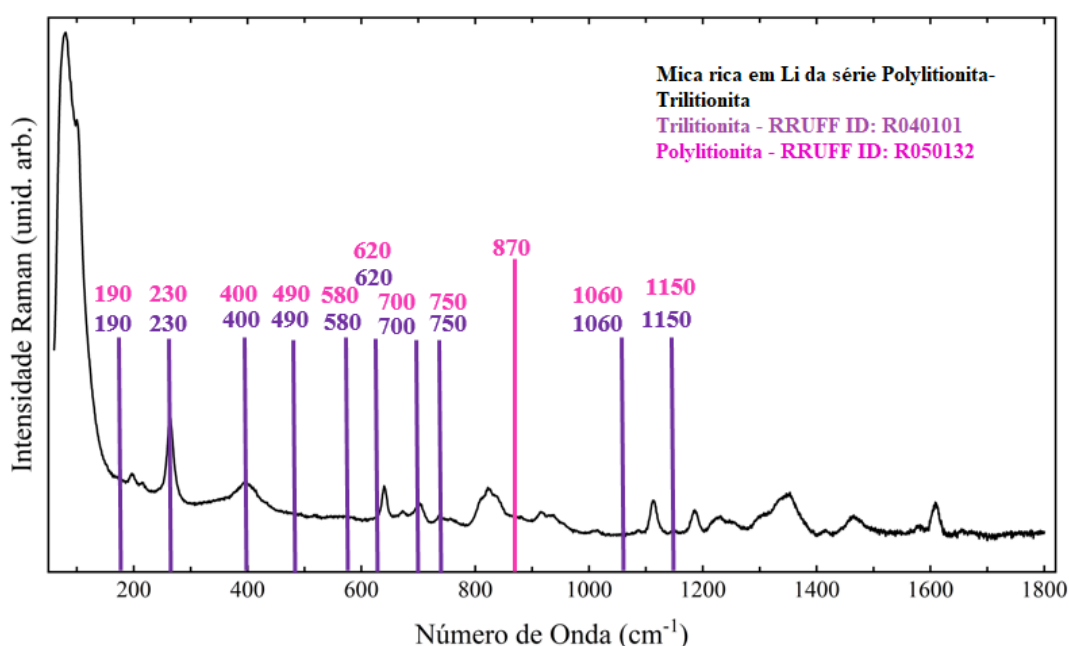
Química medida:



Pode-se observar através do espectro resultante da amostra analisada em comparação com a base de dados que se trata de uma Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita. Como os espectros dos minerais da base de dados são semelhantes, para uma classificação precisa, faz-se necessário adicionar os dados da química mineral (Figura 26).

Com a junção das informações da espectroscopia micro-Raman e química mineral, podemos classificar a amostra analisada como trilitionita pela presença de Na e Mn (apresentadas na amostra de Solonópole) e na química mineral da base de dados.

Figura 26: Espectro Raman da mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita do pegmatito de Solonópole, comparado com polyolithionita-RRUFF ID: R050132 e trilitionita-RRUFF ID: R040101 -. Condições experimentais: linha de excitação do laser 785 nm, objetiva de 10x.



8.1.3 Espodumênio

Analisando a petrografia deste mineral, nota-se que nele está ocorrendo substituição do espodumênio pela albita, em alguns campos da lâmina apresentam uma textura gráfica envolvendo os dois minerais. Para um resultado seguro, optou-se por comparar o espectro resultante da amostra estudada com espectros de espodumênio e albita da base de dados.

Na compilação de dados observou-se uma dificuldade na obtenção dos resultados da microscopia Raman devido à forte fluorescência deste mineral possivelmente apresentada como decorrência da incidência do laser. Encontrou-se uma variedade de lasers utilizados nas

leituras de micro Raman da base de dados, provavelmente pela dificuldade das medidas nas amostras com mais fluorescência.

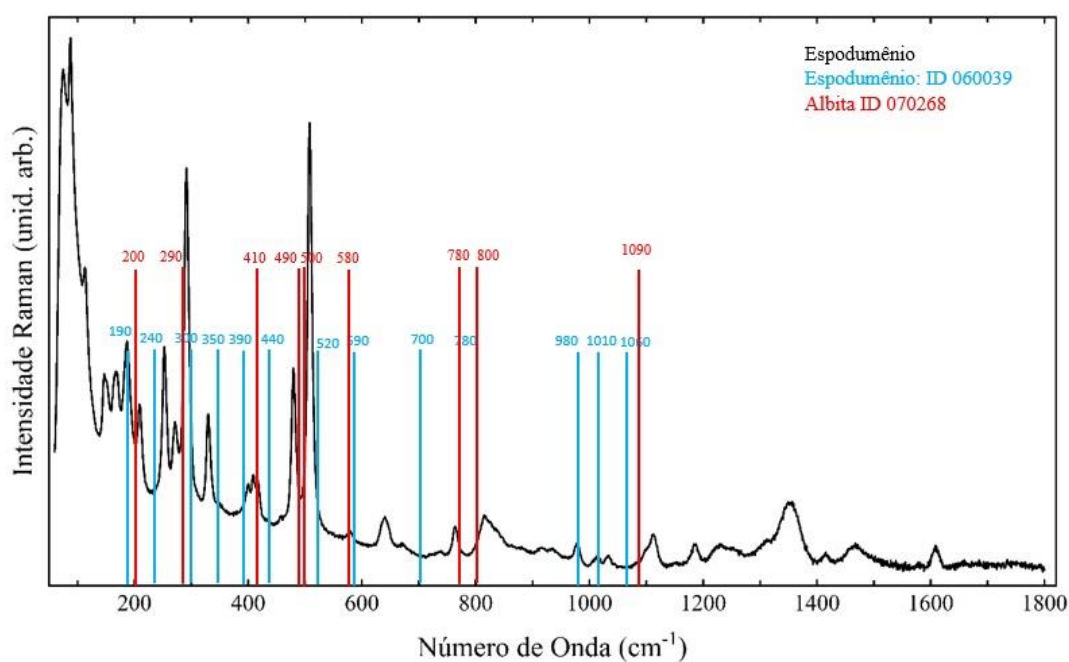
Foram selecionadas as seguintes amostras da base de dados:

- ✓ RRUFF ID: 060039, amostra de espodumênio localizada em Black Hills, Dakota do Sul, USA, composição química $\text{Li}_{1.00}(\text{Al}_{0.99}\text{Fe}^{3+}_{0.01})\text{Si}_{2.00}\text{O}_6$;
- ✓ RRUFF ID: 070268 albita, localizada em Kitty Hawk, Carolina do Norte, USA, composição química $\text{Na}_{0.77}\text{Ca}_{0.22}\text{Al}_{1.22}\text{Si}_{2.78}\text{O}_8$.

O espectro obtido pelo mineral analisado, em alguns campos foram compatíveis com o espectro do espodumênio da base de dados e em outros campos, foram compatíveis com o da albita (Figura 27).

Analisando os dois espectros da base de dados (espodumênio e albita) percebeu-se uma semelhança de ambos com o da amostra analisada, corroborando com o que foi visto em lâmina, destacando que os espectros que mais se assemelharam foram os do espodumênio. Este fato provavelmente pode acontecer devido a uma sutil mudança da composição química do mineral sugerindo assim a substituição do espodumênio pela albita em algumas porções da amostra.

Figura 27: Espectro Raman do espodumênio do pegmatito de Solonópole, comparado com espodumênio da base de dados RRUFF ID: 060039 e albita RRUFF ID: 070268. Condições experimentais: linha de excitação do laser 785nm, objetiva de 10x.



8.2 Mina Mendonça (Berilândia)

8.2.1 Turmalinas

A olho nú esta a turmalina do pegmatito de Berilândia apresenta cor preta, em lâmina, percebe-se uma coloração verde, apresentando fraturas preenchidas por um material amarelo que possivelmente é uma variação química da turmalina. Em uma das bordas, o cristal de turmalina aparece na cor amarela. Devido a variação de cor presente no cristal, foram realizadas duas medidas, na porção verde (AB2-1) e amarela (AB2-2).

Para a comparação de dados foram utilizadas três amostras:

- ✓ RRUFF ID: R080010, dravita verde, localizada no leste da África, não foi feita a química mineral da amostra nem sugerida a química ideal pelo autor;
- ✓ RRUFF ID: R070077, elbaíta verde, localizada na mina de Canárias, área de Lundazi do leste da Zâmbia, não foi feita a química mineral portanto foi sugerida a química ideal: $\text{Na}(\text{Al}_{1.5}\text{Li}_{1.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$.
- ✓ Schorlita (Figura 27) do estudo do potencial da espectroscopia Raman para análises cristal químicas segundo Watenphul et al. (2016).

Os critérios para a escolha das amostras da base de dados foram:

- ✓ O espectro: Foi selecionado o de melhor qualidade com o laser vermelho de 785 nm (o mesmo laser utilizado nas amostras desta pesquisa) ;
- ✓ A cor: Procurou-se escolher uma amostra que apresentasse as mesmas características da amostra coletada no pegmatito de Berilândia.
- ✓ Química mineral: Houve o cuidado em escolher uma amostra que apresentasse todas as características da amostra estudada e fornecesse como informação adicional a química mineral, objetivando interligar as informações cristal químicas e cristalofísicas da base de dados com os resultados obtidos nesta pesquisa.

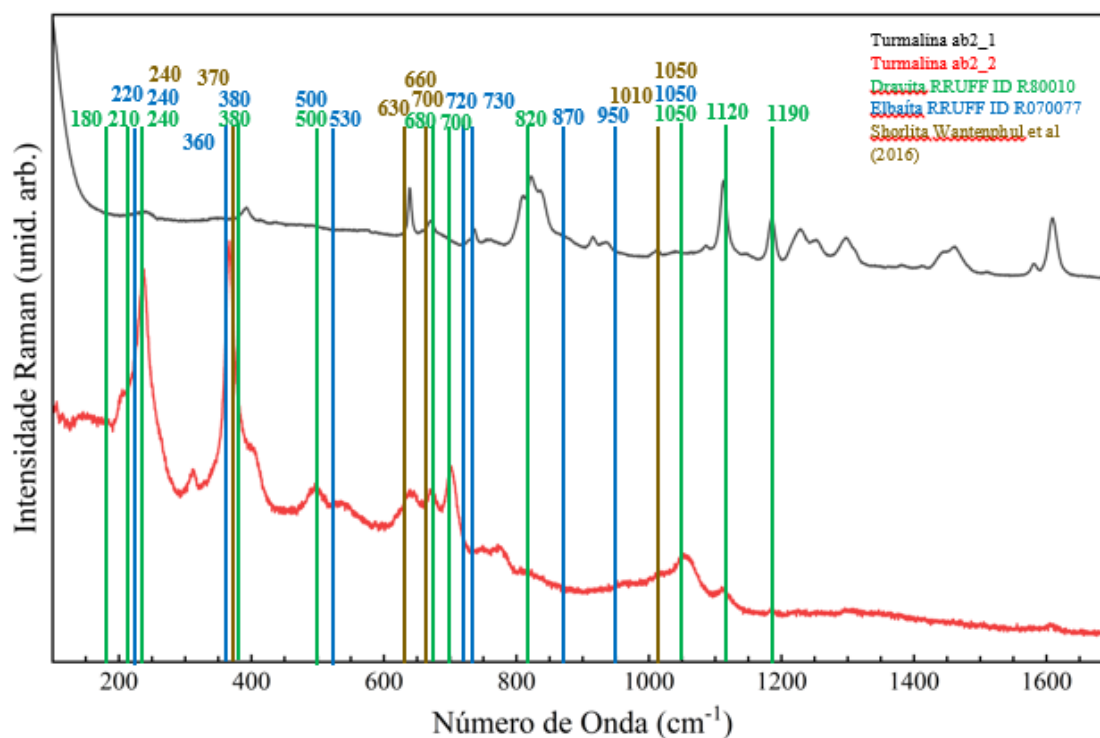
A amostra AB2-1 (verde) apresentou picos mais expressivos nas posições 630 cm^{-1} , 820 cm^{-1} , 1120 cm^{-1} e 1190 cm^{-1} (figura 28). Comparando o espectro medido com os da base de dados, percebe-se uma semelhança com a schorlita.

Os picos na posição 680 cm^{-1} , 910 cm^{-1} e 1010 cm^{-1} não coincidiram com nenhum dos picos presentes nos espectros da base de dados. Após a posição 1200 cm^{-1} a amostra apresentou mais 6 picos, nenhum deles foi possível comparar com os resultados da base de dados, pois tanto o espectro da dravita quanto o da elbaíta terminava na posição 1200 cm^{-1} .

A amostra AB2-2 (amarela) apresenta 2 picos bem significativos nas posições 240 cm^{-1} e 370 cm^{-1} (Figura 28). A maior parte dos picos da amostra coincidem com os da schorlita da base de dados. O pico na posição 300 cm^{-1} não coincide com nenhum dos espectros da base de dados.

Embora exista uma notória diferença na intensidade dos picos entre os dois espectros medidos, nota-se que a maioria dos picos se encontram na mesma posição ou com um suave deslocamento. No geral, os espectros das duas amostras se assemelham ao da schorlita da base de dados, alguma incompatibilidade existente, pode se dar pela variação química da turmalina encontrada na amostra analisada (Figura 28).

Figura 28: Espectro Raman da turmalina do pegmatito de Berilândia, comparado com dravita da base de dado RRUFF ID: R80010 (dravita), R070077 (elbaita) e Watenphul et al. (2016) (schorlita). Condições experimentais: linha de excitação do laser 785 nm, objetiva de 10x.

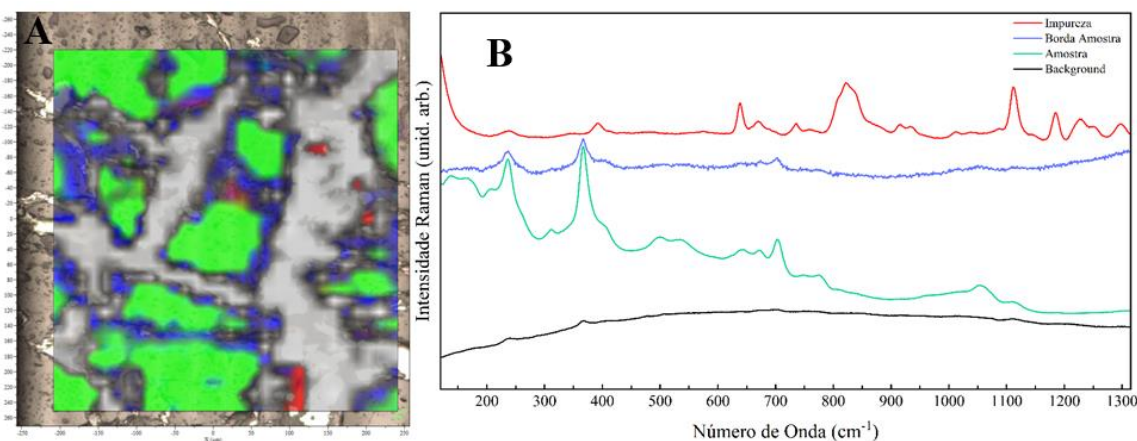


Devido a turmalina ter apresentado em lâmina uma variação composicional, identificada na microscopia pela mudança de cor que variou do verde para o amarelo, optou-se por fazer o mapeamento da Espectroscopia micro-Raman neste mineral para obter resultados precisos, contribuindo assim para a comunidade científica com dados pioneiros para a região.

Para a confecção do mapa, foi utilizado o programa labSpec, em um tempo total de 10 horas de medições, que gerou uma quantidade de 900 pontos, foi utilizado-se uma linha de excitação do laser 633nm, objetiva de 10x.

A figura resultante do mapeamento (Figura 29A) mostra 3 variações composicionais da turmalina (verde, azul e vermelha). Através do mapeamento observou-se que a amostra apresenta fraturas espaçadas (banda cinza do mapa).

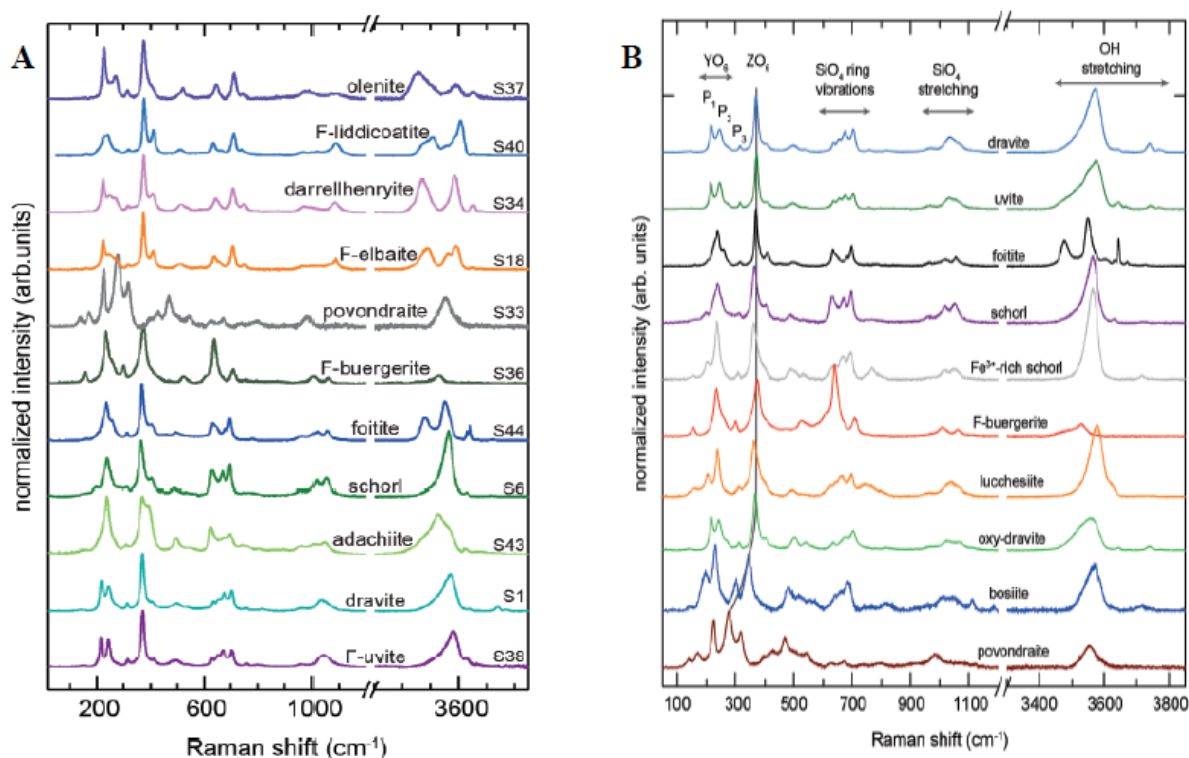
Figura 29: (A): Mapa da secção da amostra de turmalina do pegmatito de Berilândia, mostrando a variação composicional do mineral (bandas verdes, azuis e vermelhas). Condições experimentais: linha de excitação do laser 633nm, objetiva de 10x; (B): Espectro Raman resultante do mapeamento da amostra AB2 de turmalina do pegmatito de Berilândia, destacando as diferenças de intensidades dos picos do centro, borda e impureza da amostra analisada.



Observando os espectros da amostra de turmalina da espectrometria micro-Raman (Figura 28) e o espectro gerado pelo mapeamento da mesma (figura 29B), nota-se uma diferença na intensidade dos picos, isso acontece devido ao ajuste manual que se faz em uma medida normal, onde se mede em condições ideais de foco e tempo de exposição, já no mapeamento otimizam-se esses parâmetros. Os principais picos dos espectros verde e azul gerados no mapeamento, assemelham-se com os da schorlita da base de dados.

Os resultados obtidos na Espectroscopia micro-Raman deste trabalho resultam em uma composição rica em Fe para o fluido/magma pegmatítico gerador das turmalinas do pegmatito de Berilândia, onde posteriormente ao estágio de cristalização das schorlitas ocorreu o influxo de fluido rico em F sob controle tardi-magmático hidrotermal. As variações texturais observadas na petrografia (núcleo de elbaíta e bordas de schorlita) e imagem BSE (intercrescimento) pode levar ao resultado de composições heterogêneas com a cristalização heterogênea da turmalina do Pegmatito de Solonópole. Isto sugere uma mistura de fluidos ricos em Fe e fluxantes (F, Li) contemporaneamente em baixas temperaturas.

Figura 30: A - Espectros Raman polarizados representativo dos tipos de turmalina. Watenphul *et al.* (2016); B - Espectros Raman polarizados representativo dos tipos de turmalina, indicando a vibração dos anéis de SiO₄, posição de estiramento de OH. Watenphul *et al.* (2016 - 1)



Fonte: Watenphul *et al.* (2016 - 1)

A pesquisa realizada por Watenphul *et al.* (2016), contribuiu de forma significativa para esta pesquisa, com toda a informação coletada através dos dados da autora, concluiu-se que as características cristal químicas contribuem com excelência para a classificação da gênese dos pegmatitos (Figura 30).

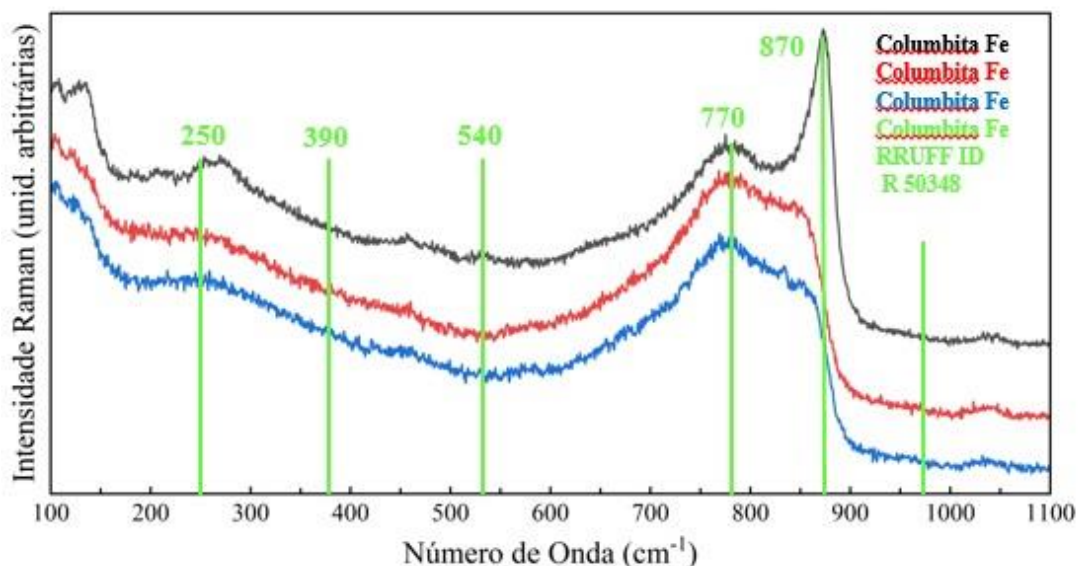
8.2.2 Mineral metálico da família dos tantalatos/columbitas

A amostra do mineral metálico da família dos tantalatos/columbita foi a única que a medida não foi feita em lâmina delgada, foi confeccionada uma pastilha de resina com fragmentos do mineral para realizar a análise. Visando garantir resultados precisos, foram feitas várias medidas na resina e no mineral para obtermos um espectro padrão e descartar possíveis contaminações na amostra. Comparando os espectros obtidos, concluiu-se que não houve interferência da resina no material.

A amostra escolhida na base de dados para comparação dos resultados foi a Columbita-(Fe) - RRUFF ID: R050348: localizada na mina Lord Hill, Stoneham, Oxford County, Maine, USA California. Química medida $(\text{Fe}^{2+}_{0.69}\text{Mn}^{2+}_{0.30}\text{Ti}_{0.01})(\text{Nb}_{0.89}\text{Ta}_{0.10}\text{Ti}_{0.01})_2\text{O}_6$ (Figura 31).

Após uma minuciosa interpretação dos dados, correlacionando as características cristaloquímicas e cristalofísicas dos minerais da base de dados e do mineral metálico da família dos tantalatos/columbita do pegmatito de Berilândia, concluiu-se que a amostra estudada é classificada como uma Columbita-(Fe).

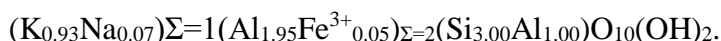
Figura 31: Espectro Raman da columbita do pegmatito de Berilândia, comparado com RRUFF ID: R050348 - Columbita-(Fe) Condições experimentais: linha de excitação do laser 785nm, objetiva de 10x.



8.2.3 Muscovitas

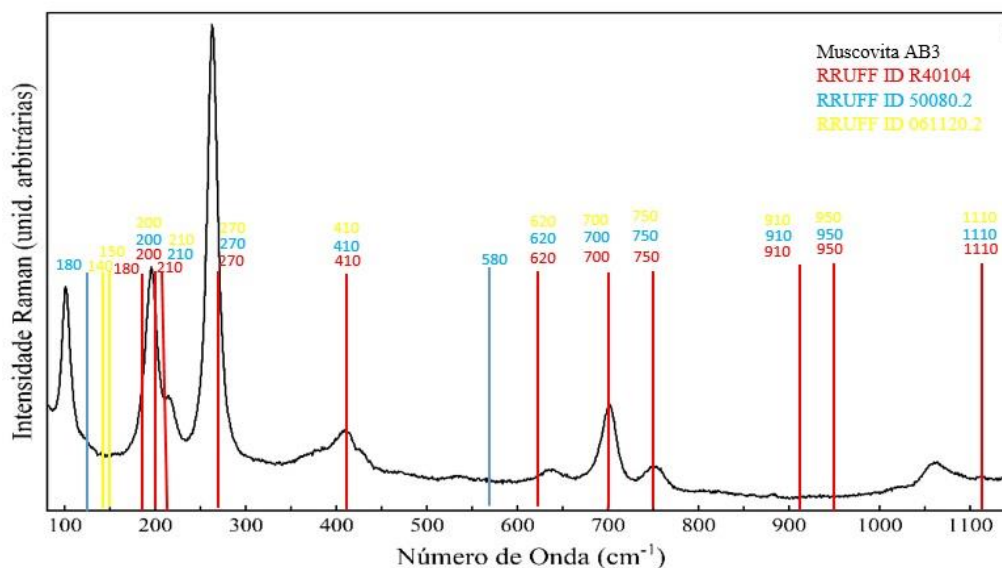
O resultado desta análise foi comparado com 3 amostras da base de dados:

- ✓ RRUFF ID: R040104: (amostra com mais OH), localização indeterminada, Fonte: Museu Mineral da Universidade do Arizona; química mineral $(K_{0.91}Na_{0.09})_{\Sigma=1}(Al_{1.70}Fe^{3+}_{0.14}Mg_{0.08}Fe^{2+}_{0.06}Ti_{0.02})_{\Sigma=2}(Si_{3.12}Al_{0.88})_{\Sigma=4}O_{10}(OH)_2$;
- ✓ RRUFF ID: 50080: (amostra menos mais OH) , localizada no Brasil; química mineral $(K_{0.93}Na_{0.07})(Al_{0.99}Fe^{3+}_{0.01})_2(Si_{3.00}Al_{1.00})O_{10}((OH)_{0.97}F_{0.03})_2$
- ✓ RRUFF ID: 061120 (amostra com mais Al) , localizada em Araçuaí, Minas Gerais, Brasil, química mineral:



Observando os resultados da base de dados, percebe-se algumas variações nos espectros das 3 amostras escolhidas, a amostra com mais OH é a mais compatível com a da pesquisa, amostra com menos OH apresenta dois picos que se diferenciam das demais nas posições 140 cm^{-1} e 150 cm^{-1} , a amostra com mais alumínio se diferencia por apresentar 2 picos distintos nas posições 180 cm^{-1} e 580 cm^{-1} . A amostra da mina de Berilândia apresenta dois picos distintos das demais nas posições 100 cm^{-1} e 1060 cm^{-1} (Figura 32).

Figura 32: Espectro Raman da muscovita do pegmatito de Berilândia, comparado com uma amostra de muscovita da base de dados que com mais água RRUFF ID: 040104, uma amostra com menos água RRUFF ID: 50080.2 e uma amostra com amis alumínio RRUFF ID: 061120.2. Condições experimentais: linha de excitação do laser 785nm, objetiva de 10x.



Com os resultados obtidos na comparação dos espectros das amostras de muscovitas escolhidas na base de dados com a amostra da mina de Berilândia, podemos concluir que pequenas mudanças na composição química do mineral podem modificar a intensidade e posições de alguns picos da amostra.

A Espectroscopia micro-Raman proporcionou as mais significativas respostas desta tese, sendo as amostras de turmalina as mais exploradas nesta técnica. Na interpretação dos dados deste mineral, surgiram descobertas interessantes ligadas à petrogênese e evolução dos pegmatitos hospedeiros da turmalina, concluindo que os dados cristalquímicos baseados nos espectros Raman nos apontam importantes informações que podem ser ambíguas e/ou mascaradas utilizando apenas análises de química mineral.

As vibrações dos anéis de SiO_4 têm um papel fundamental para interpretação dos dados da turmalina na Espectroscopia micro-Raman, com estas vibrações podemos comprovar se na amostra analisada tem F. Por sua vez, o estiramento de SiO_4 fornece informações sobre a oxidação, enquanto que os posicionamentos dos picos em YO_6 revelam a presença de Fe e/ou Mg, e o pico em ZO_6 é caracterizado pelo conteúdo de Al.

A troca Fe-Mg-Al nestas posições espectrais pode ocorrer com a variação de temperatura, como mostram os estudos sobre redistribuição catiônica nas turmalinas-(Fe) induzida termalmente (BOSI *et al.* 2018).

Os espectros Raman da turmalina do pegmatito de Berilândia (mina Mendonça) são principalmente nas composições de schorlita. Sendo os detalhamentos correspondentes as seguintes composições: F-buergerita com perda de Fe^{2+} (AB2-1/verde), schorlita rica em Fe^{3+} (AB2-2/amarela), e no mapeamento da amostra AB2 - schorlita rica em Fe^{3+} /schorlita rica em Fe^{3+} com perda de Fe^{2+} / F-buergerita com perda de Fe^{2+} .

A presença de um fluxante como o F rebaixa a temperatura do fluido/magma pegmatítico e leva a perda de Fe^{2+} . Com o mapeamento da turmalina podemos comprovar que ocorreu uma quebra do mineral (desestabilização + decomposição da turmalina) pela presença de fluidos ricos em F. Apenas um espectro Raman foi lido da turmalina do pegmatito de Solonópole (mina Auriverde), sendo principalmente nas composições de Bosiíta-(Fe).

Os resultados das composições químicas em conjunto com a espectroscopia Raman indicam que os minerais presentes no pegmatito de Berilândia são muscovita primária, albita, óxido de Fe, e schorlita da hidroxí-espécie tendendo à flúor-espécie. Enquanto que no pegmatito de Solonópole ocorrem trilitonita, espodumênio com substituições de albita, berilo, e schorlita e oxi-schorlita com tendência a elbaíta.

Flúor-elbaíta rica em Fe mostra redistribuição de Fe no sítio Al induzida termicamente (BOSI *et al.* 2018). Como o nome da turmalina é dependente da ocupação de íons em cada sítio estrutural (HENRY *et al.* 2011, 2013), o nome associado com esta composição pode efetivamente ser uma função da história térmica da amostra, correspondendo à schorlita em temperaturas relativamente baixas pela possível fórmula estrutural: $\text{Na}^Y(\text{Fe}^{2+}_{1,2}\text{Mg}_{1,1}\text{Al}_{0,4}\text{Fe}^{3+}_{0,3})_{\Sigma 3,0}^Z(\text{Al}_{5,6}\text{Mg}_{0,4})_{\Sigma 6,0}(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3[(\text{OH})_{0,7}\text{O}_{0,3}]_{\Sigma 1,0}$

Sobre os problemas na classificação de oxi-turmalinas portadoras de Fe, a comparação entre a fórmula empírica e a calculada mostra que elas não convergem para o mesmo nome da espécie: oxi-schorlita pode ser oxi-dravita, esta pode ser ainda bosííta o problema e nomear oxi-turmalinas portadoras de Fe também é evidente para amostras da literatura tais como a oxi-schorlita (BACÍK *et al.*, 2013, BOSI *et al.*, 2017).

Para a amostra de oxi-schorlita, a fórmula empírica corresponde a uma espécie sem nome, enquanto que a fórmula calculada é consistente com oxi-schorlita. Evidentemente, o Fe tem um impacto significativo na nomenclatura da turmalina. Em adição, o Fe tem sido colocado com uma função crucial nos processos de ordem-desordem controlados termalmente. A temperatura parece não afetar a ordem-desordem Al-Mg sobre Y e Z nas turmalinas livres de Fe (BOSI *et al.*, 2016b), enquanto isto parece afetar os sítios de distribuições de Fe^{2+} e Fe^{3+} tanto quanto de Mg e Al nas turmalinas portadoras de Fe (BOSI *et al.*, 2016a): com o aumento da temperatura, Fe^{2+} e Fe^{3+} se movem para Z, enquanto Mg e Al se movem para Y.

Segundo Bosi *et al.* (2017) como proposta de classificação, deveria ser melhor tratada todas as turmalinas iguais, que é, seguir recomendações baseadas na suposição se um conjunto de dados estrutural e espectroscópico é ou não disponível para determinar o verdadeiro sítio de ocupação.

9 QUÍMICA MINERAL

Foram selecionados dois pegmatitos do distrito pegmatítico Solonópole - Quixeramobim (DPSQ) para análise das amostras através do referido método. No pegmatito de Berilândia, foram analisadas amostras de plagioclásios e muscovitas, comuns a todos os corpos pegmatíticos, bem como as turmalinas e óxidos (Figura 33), no pegmatito de Solonópole, procurou-se ressaltar a presença de minerais de Li na região, examinando amostras de mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita e espodumênio, bem como amostras de berilo, turmalina e quartzo incluso na turmalina (Figura 34).

Figura 33: Fotos obtidas em microsonda eletrônica para as amostras do pegmatito Mendonça (Berilândia): (A) plagioclásio, (B) óxidos, (C) turmalina, (D) muscovita

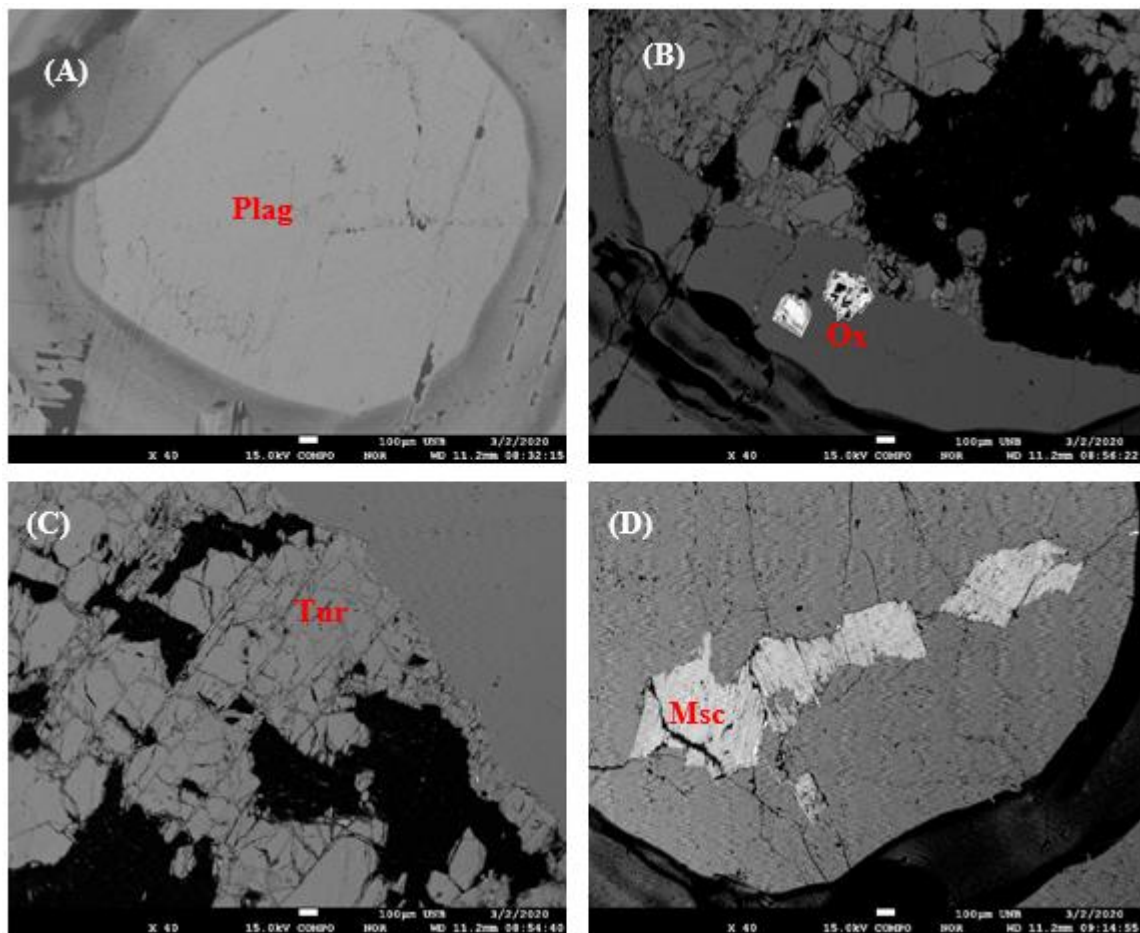
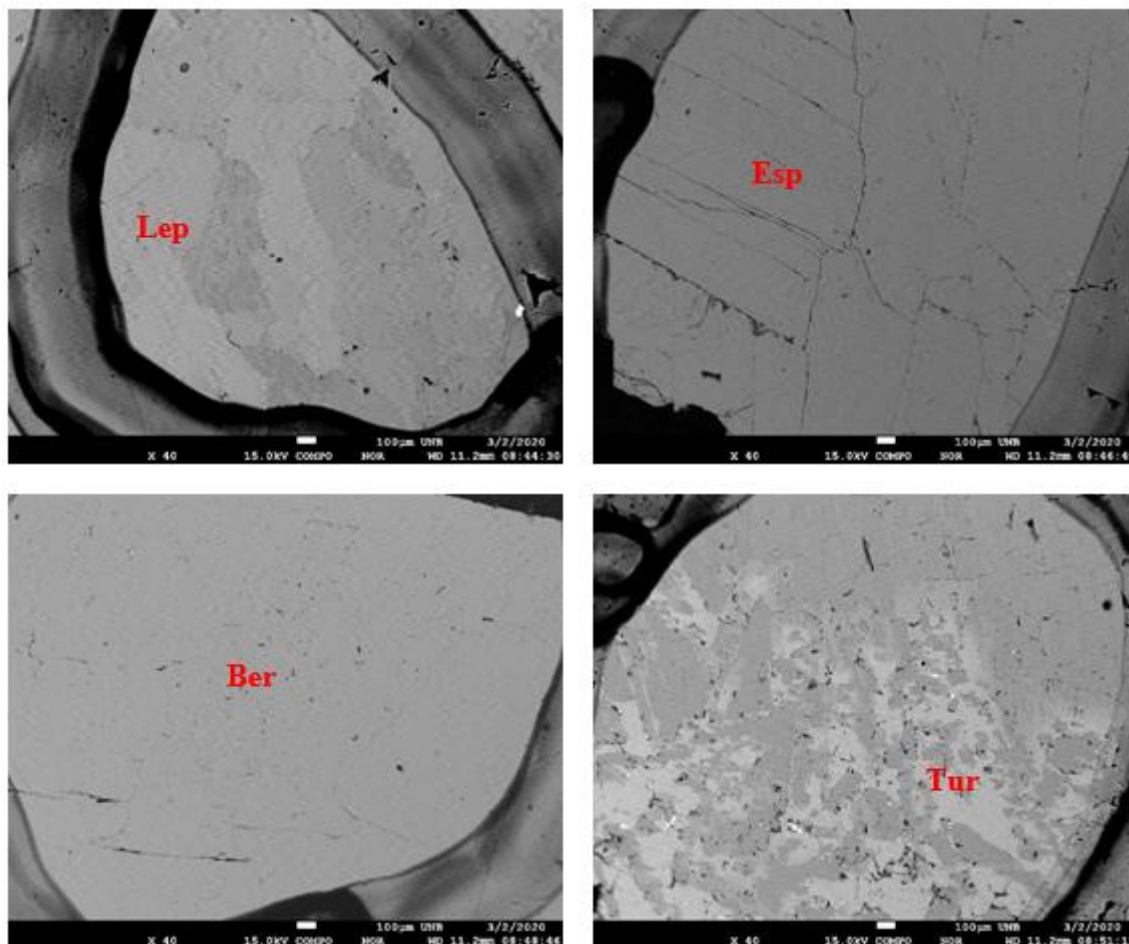


Figura 34: Fotos obtidas em microsonda eletrônica para as amostras do pegmatito de Solonópole: (A) Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita, (B) espodumênio, (C) berilo e (D) turmalina/quartzo inclusão.



9.1 Micas

As micas representam uns dos minerais mais adequados para uma análise do comportamento geoquímico e potencial econômico dos pegmatitos em escala regional ou local devido à sua grande variabilidade química e ocorrência em zonas e fases específicas durante a evolução do pegmatito (ČERNÝ *et al.* 1985; TISCHENDORF *et al.* 1997; MARCHAL 2014). O conteúdo de elementos como Li, Rb, Cs, Sn e Ta nas micas indicam o fracionamento do magma e podem ser usados para investigar a origem, evolução e enriquecimento de elementos raros (COCKER 1992; MORTEANI *et al.* 2000; SELWAY *et al.* 2005; AKOH *et al.* 2015).

De acordo com Deer *et al.* (1981) nas muscovitas podem entrar até 3,3% de Li_2O sem modificar de modo substancial a sua estrutura. A partir desse valor há uma transição de muscovita para Mica rica em Li da série Polyolithionita-Trilitionita, onde quantidades apreciáveis

de F podem substituir OH parecendo haver uma serie contínua entre muscovita (dioctaédrica) e Mica rica em Li da série Polyktionita-Trilitionita (trioctaédrica).

As razões K/Rb das micas, junto com o conteúdo de Li e alguns elementos traço como Cs, F, Sn e Zn, têm sido usados frequentemente como indicadores petrogenéticos para o grau de evolução atingido pelos pegmatitos. As razões K/Rb diminuem com o aumento do conteúdo de Li, Cs e F. A evolução composicional das micas dos pegmatitos estudados nesta tese reflete diminuição da temperatura, alcalinidade e atividade-(Fe) simultaneamente com o aumento na atividade (Li, F). Esta ideia está em acordo com a evolução química e mineralógica mostrada por outras fases minerais do pegmatito, como a turmalina.

9.1.1 *Muscovita*

No pegmatito de Berilândia, a mica encontrada e coletada para análise foi a muscovita, foram analisados quatro pontos diferentes (Tabela 9.1). Os elementos maiores do mineral deram em média Al_2O_3 36,06% em peso, SiO_2 44,56% em peso, K_2O 10,57% em peso e FeO 2,27% em peso.

Pela maior quantidade de Al presente na amostra, subentende-se que as muscovitas do pegmatito de Berilândia são de origem primária.

9.1.2 *Mica rica em Li da série Polyktionita-Trilitionita*

A Mica rica em Li da série Polyktionita-Trilitionita pertence ao grupo de micas trioctaédricas cátions bivalentes (Fe^{2+} , Mg^{2+}), da série polilitionita-trilitionita; sistema cristalino monoclinico. Apresentam uma variação de cores: rosa, roxo claro, vermelho rosa claro, outras cores possíveis, mas são raras, a amostra analisada é da variação roxo clara.

No pegmatito de Solonópole, a mica encontrada e coletada para análise foi a Mica rica em Li da série polyktionita-trilitionita, foram analisados cinco pontos diferentes na amostra (Tabela 8). Os elementos maiores do mineral deram em média Al_2O_3 28,08% em peso, SiO_2 48,62% em peso, K_2O 10,16% em peso.

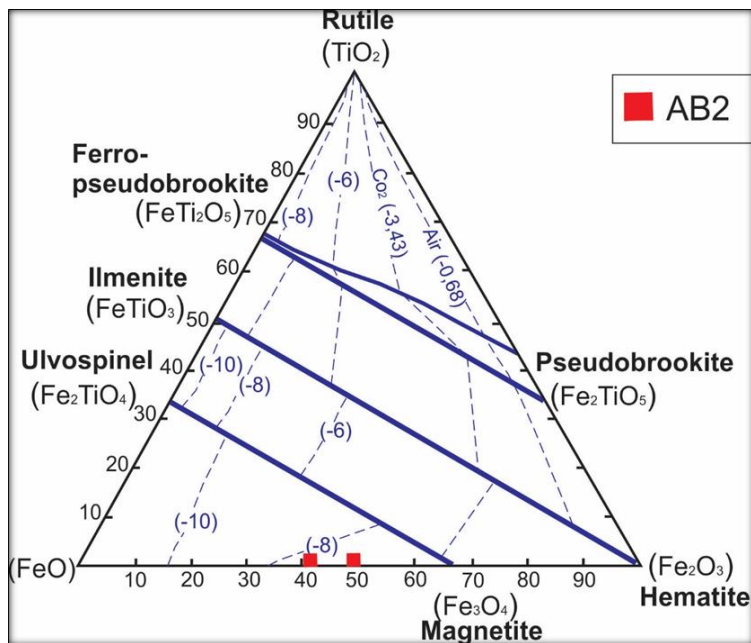
Vinculando os resultados obtidos na química mineral, com os da Espectroscopia micro-Raman e as informações da base de dados, pode-se classificar a mica rica em Li como trilitionita pela presença de Na e Mg na composição química.

Dados utilizados da base: RRUFF ID: R040101, com química medida:
 $(\text{K}_{0,84}\text{Li}_{0,13}\text{Na}_{0,02})(\text{Li}_{0,54}\text{Al}_{0,44}\text{Mn}_{0,02})_3(\text{Si}_{0,82}\text{Al}_{0,18})_4\text{O}_{10}\text{F}_{2,00}$

9.2 Óxidos

Os óxidos ocorrem associados às turmalinas na lâmina AB2 (Berilândia) localizados nas bordas da mesma (Figura 33). O óxido 01 AB2 encontra se zonado, contendo 80,19% de FeO (Figura 35). O óxido 02 AB2 não tem um zoneamento definido, apresenta inclusões contendo 70,97% de FeO (tabela 9.1).

Figura 35: Diagrama TiO₂-FeO-Fe₂O₃ para definição da terminologia dos óxidos de Fe-Ti.



9.3 Turmalinas

A turmalina é tipicamente um mineral de pegmatitos graníticos, filões pneumatolíticos e de alguns granitos, mas também ocorre em rochas metamórficas como produto do metassomatismo do boro ou como resultado da recristalização de grãos detríticos, a partir do sedimento original (Deer *et al.*, 2000).

Henry & Guidotti (1985) entendendo que a turmalina é um mineral que pode ser útil como minera indicador do seu ambiente de formação devido a sua estabilidade química e mecânica, apesar do grande número de substituições químicas possíveis e de seu forte zoneamento, propuseram um diagrama ternário com vértices representados por Al – Fe – Mg, obtidos a partir de turmalinas provenientes de diversas litologias, conforme mostrado na (Figura 9.8).

Foram analisadas turmalinas dos dois pegmatitos com as características a seguir:

✓ Turmalina do pegmatito de Berilândia: Macroscopicamente a turmalina analisada apresenta coloração preta, característica da schorlita (Figura 36A), microscopicamente, apresenta uma coloração verde escura, com uma porção alterada de cor amarela (Figura 36B).

✓ Turmalina do pegmatito de Solonópole: Macroscopicamente a turmalina analisada apresenta coloração verde, (Figura 37A), microscopicamente, apresenta uma coloração verde e azul (Figura 37B).

Figura 36: A – amostra coletada para confecção de lâmina delgada apresentando turmalinas na cor preta; B – Amostra observada através do microscópio petrográfico, apresentando a variação composicional da turmalina (verde e mararela).

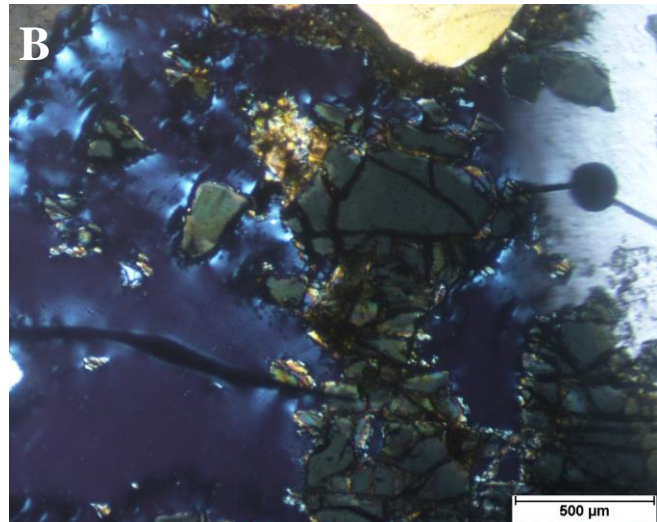
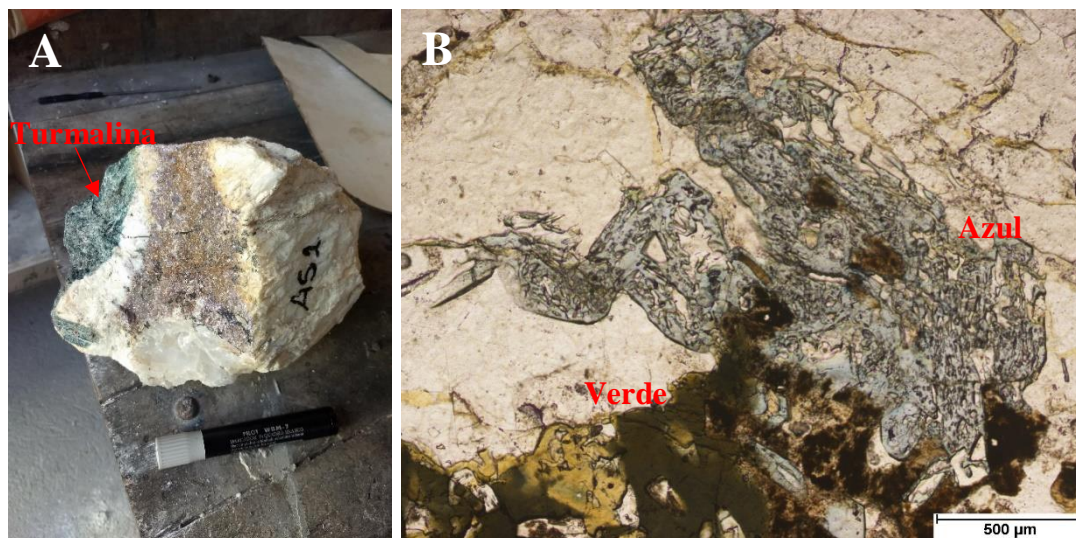


Figura 37: A – amostra coletada para confecção de lâmina delgada apresentando turmalinas na cor verde; B – Amostra observada através do microscópio petrografico, exibindo a variação composicional da turmalina (verde e azul).



Os elementos maiores da turmalina e Berilândia e Solonópole estão dispostoa na tabela a seguir:

Tabela 8: Resultado da química mineral das trumalinas de Berilândia e Solonópole

<i>Amostra</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>MgO</i>	<i>FeO</i>
<i>Berilândia (verde)</i>	33,49	2,23	11,44
<i>Berilândia (amarela)</i>	33,65	2,24	11,23
<i>Solonópole</i>	34,18	1,10	11,44

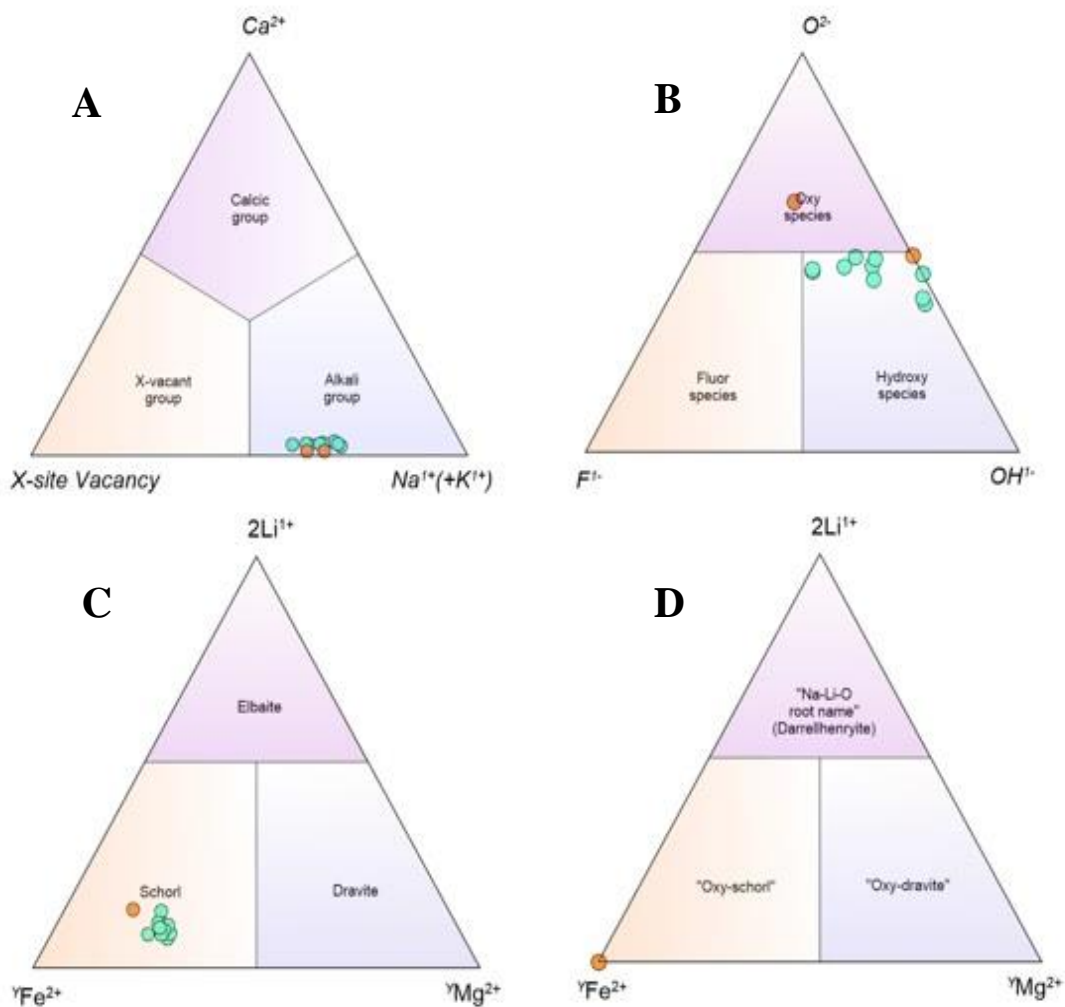
Para interpretação dos dados, foi utilizado o software do Yavos (2014). No sistema ternário Ca^{2+} - Vacância sítio-X - $Na^{1+}(K^{1+})$ de classificação dos grupos das turmalinas, as amostras das duas minas estão situadas no grupo alcalino (Figura 38 A).

No sistema ternário O^{2-} — F^{1-} — OH^{1-} de espécies de turmalinas, as amostras do pegmatito de Berilândia se dispõem no campo das hidroxí-espécies, formando um trend, tendendo para turmalinas com flúor, resultados confirmados no mapeamento da Espectroscopiamicro-Raman, que exibiu um fluido fluxante de F, as amostras do pegmatito de Solonópole encontram-se no campo das oxi-espécies (Figura 38 B).

No sistema ternário Fe^{2+} - Li^{1+} - Mg^{2+} as amostras dos dois pegmatitos estão dispostas no campo das schorlitas. No sistema ternário Fe^{2+} - Li^{1+} - Mg^{2+} de classificação das

oxi-espécies, a amostra do pegmatito de Solonópole localizou-se no campo das oxi-schorlitas. A amostra do pegmatito de Berilândia não se enquadra neste diagrama (Figura 38 C e D).

Figura 38: (a) Classificação dos grupos de turmalinas primárias no sistema ternário Ca^{2+} - Vacância sítio-X - $\text{Na}^{1+}(\text{K}^{1+})$ baseado na ocupação dominante no sítio-X. (b) Plotagem de espécies turmalinas no sistema ternário O^{2-} - F^{1-} - OH^{1-} baseado em ocupação aniônica do sítio-W. Classificação das espécies de turmalinas dos grupos alcalinos no subsistema ternário 2Li^{1+} - YFe^{2+} - YMg^{2+} . (c) Dominância de OH^{1-} no sítio-W. (d) Dominância de O^{2-} no sítio-W. (HENRY *et al.*, 2011). Amostras laranjas referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia.



No subsistema ternário V^{3+} - Cr^{3+} - Al^{3+} (baixo F^{3+}) usado para explicar a ocupação dominante do sítio-Z, as amostras do pegmatito de Berilândia se enquadram no campo do Al-dominante (Figura 39 A).

No diagrama de espécies generalizadas de turmalinas ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$) vs. $x_{\square}/(x_{\square} + \text{Na}^{1+} + \text{K}^{1+})$, as amostras do pegmatito de Berilândia formam um trend no campo turmalinas-schorlíticas (Figura 39 B).

No diagrama de espécies generalizadas de turmalinas ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$) vs. $x_{\square}/(x_{\square} + \text{Na}^{1+} + \text{K}^{1+})$, as turmalinas dos dois pegmatitos localizam-se no campo turmalina-schorlítica, as

amostras do pegmatito de Berilândia formam um trend em uma posição diferente da amostra do pegmatito de Solonópole (Figura 40 A).

No diagrama sítio-Y vs. Sítio-X as turmalinas do pegmatito de Berilândia localizam-se no campo das schorlitas, as turmalinas do pegmatito de Solonópole posiciona-se no limite do campo Elbaíta-flúor/elbaita (Figura 40 B).

Figura 39: (a) Plotagem de turmalinas no subsistema ternário $V^{3+}-Cr^{3+}-Al^{3+}$ (baixo F^{3+}) usado para explicar a ocupação dominante do sítio-Z. (b) Plotagem de espécies generalizadas de turmalinas no diagrama $(Mg/Mg+Fe)$ vs. $x_{\square} / (x_{\square} + Na^{1+} + K^{1+})$. (HENRY *et al.*, 2011).

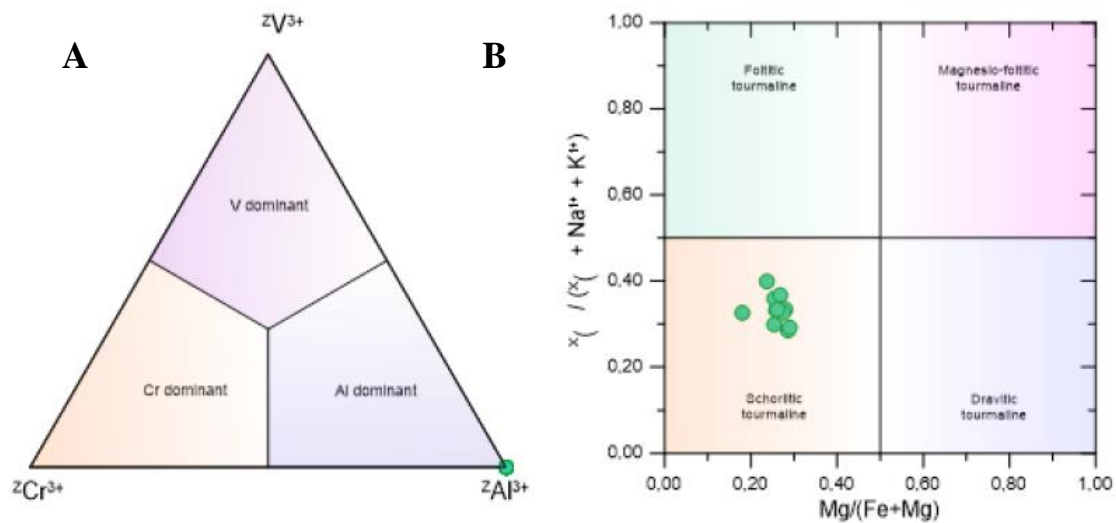
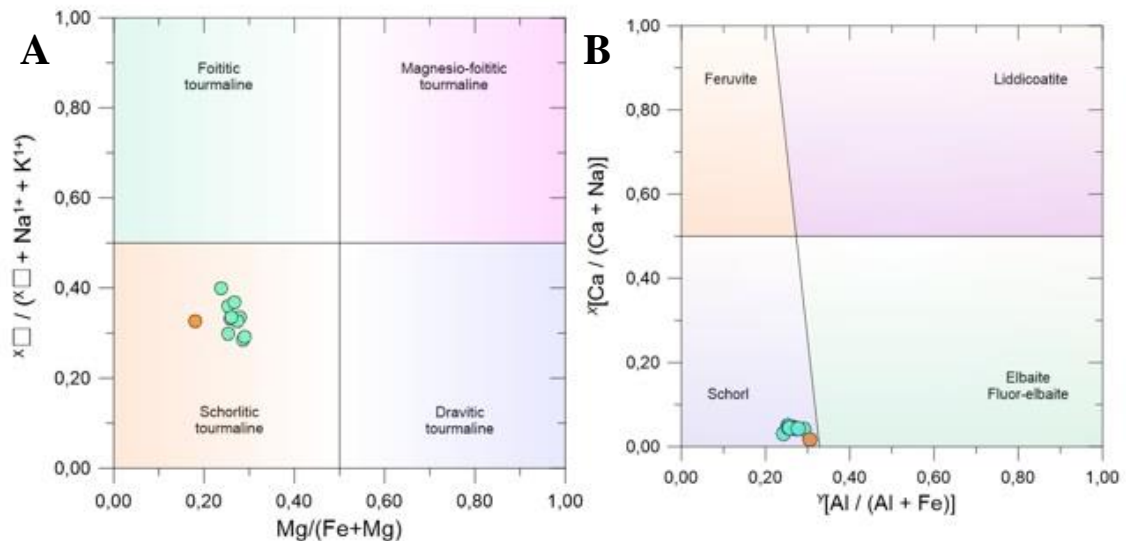


Figura 40: (a) Plotagem de espécies generalizadas de turmalinas no diagrama $(Mg/Mg+Fe)$ vs. $x_{\square} / (x_{\square} + Na^{1+} + K^{1+})$. (b) Diagrama sítio-Y vs. Sítio-X. (HENRY *et al.*, 2011). Amostra laranja referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia.



No diagrama de Li (apfu) vs. Mg (apfu), as amostras do pegmatito de Berilândia formam um trend no campo da shorlita em direção ao campo da elbaita e as turmlinas da mina de Solonópole estão situadas no campo da elbaíta (Figura 41).

No diagrama ternário Al-Fe-Mg as amostras do pegmatito de Berilândia estão localizadas no campo da shorlita e as turmlinas da mina de Solonópole estão situadas no campo da oxi-schorlita (Figura 42).

Figura 41: Diagrama de Li (apfu) vs. Mg (apfu). Amostras laranjas referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia.

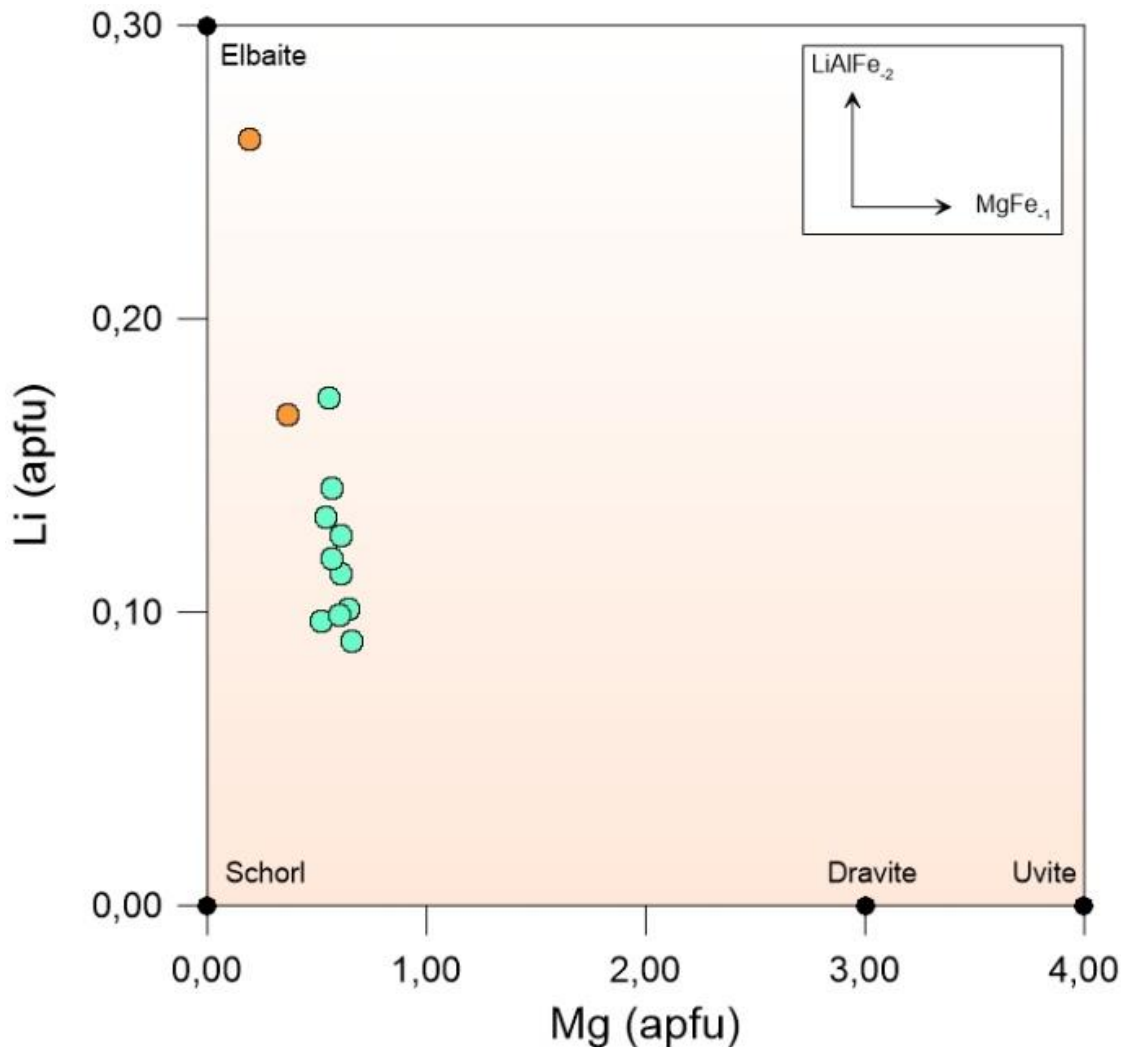
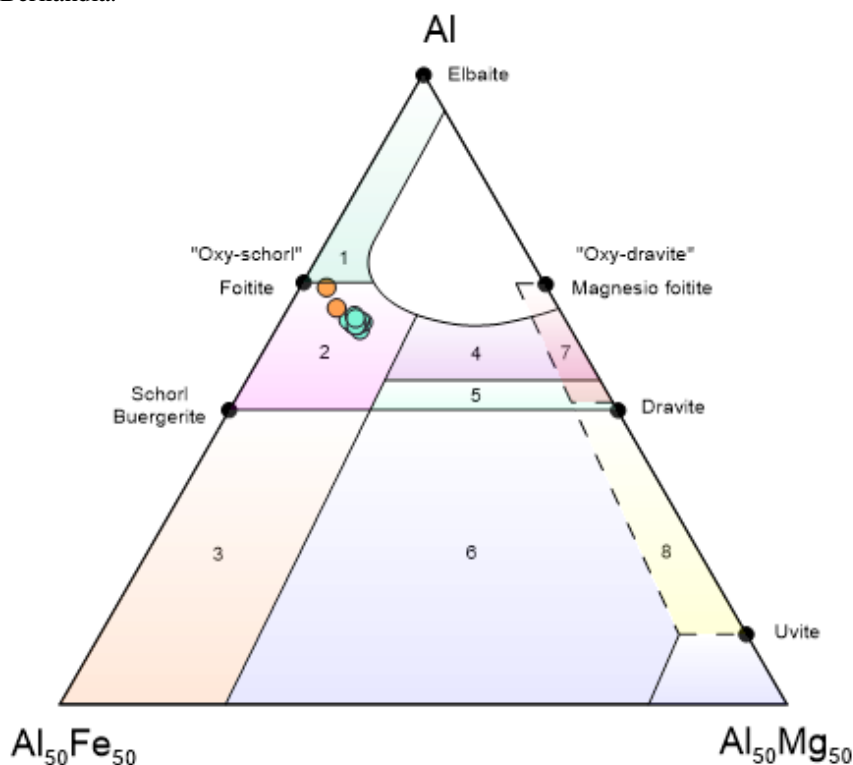
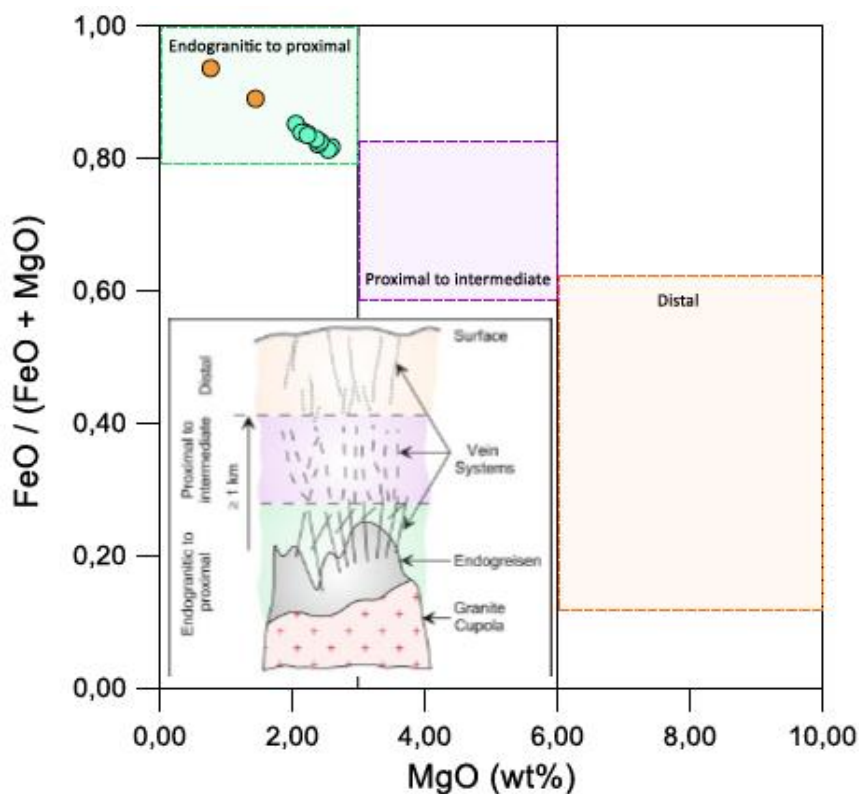


Figura 42: Diagrama ternário Al-Fe-Mg (Henry & Guidotti, 1985), em proporções moleculares para as turmalinas estudadas. Os campos numerados referem-se a: (1) Aplitos e pegmatitos graníticos ricos em Li, (2) Granitoides pobre em Li e pegmatitos a eles associados, (3) Rochas quartzo-turmaliníferas ricas em Fe^{3+} , (4) metapelitos e metapsamitos associados com fases saturadas em Al, (5) metapelitos e metapsamitos não saturados em Al, (6) Rochas metapelíticas e calciossilicáticas pobres em Ca e metassedimentares ricas em Cr e V, (8) metapiroxenitos e metacarbonatos. Amostras laranjas referente ao pegmatito de Solonópole e verdes referentes ao pegmatito Berilândia.



Observando o diagrama de composição de turmalinas dos depósitos hidrotermais relacionados a granitos no diagrama MgO (peso%) vs. $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, compreende-se que as amostras de Berilândia estão situadas mais próximas do campo de sistema de veios, no limite do campo proximal com o campo intermediário. Esses sistemas de veios ocorrem perpendicular à intrusão, ratificando a interpretação feita através dos dados estruturais observados nas imagens aerogamaespectrométricas, onde percebe-se a mesma disposição dos diques de Berilândia na condição de *pods* transversais ao pluton Nenenlândia (Figura 43).

Figura 43: Plotagem da composição de turmalinas dos depósitos hidrotermais relacionados a granitos no diagrama MgO (peso%) vs. FeO/(FeO+MgO). (PIRAJNO & SMITHIES, 1992).



9.4 Feldspato

A amostra de feldspato analisada coletada do pegmatito de Berilândia, foi classificada como albita, onde os teores de SiO₂, Al₂O₃ e Na₂O são satisfatórios de acordo com composição ideal (67,68% SiO₂, 10,80% Na₂O e 20,51% Al₂O₃). (Tabela 9).

9.5 Espodumênio

O espodumênio é um piroxênio de sistema cristalino monoclinico que apresenta fórmula química representada por LiAlSi₂O₆, em que 8% é de Li₂O, 27,4% de Al₂O₃ e 64,60% de SiO₂. Eventualmente pequenas quantidades de sódio podem substituir o lítio.

A amostra de espodumênio analisada foi coletada do pegmatito de Solonópole (Tabela 9), apresentando baixos teores de Al₂O₃ 20,35% e elevados teores de SiO₂ 67,37%, que podem ser interpretados pela interação do espodumênio e albita observada em lâmina. Em algumas áreas o espodumênio intercalava-se com a albita e em outras, havia uma substituição da albita no espodumênio. O teor de lítio, não é analisado na microsonda.

9.6 Berilo

Com base nas concentrações dos álcalis K, Na, Cs e Li, Černý (1975) propôs a classificação do grupo do berilo em cinco categorias:

Tipo 1: Somatória de álcalis de K e Na < 0,1%.

Tipo 2: Pobre em álcalis de K e Na, teor de K varia de 0,2 a 0,5%.

Tipo 3: Berilo sódico, teor de Na varia de 0,5 a 1%.

Tipo 4: Berilo Na-Li, típicos de pegmatitos a Li e Na, o Na pode chegar até 2%, Li >0,6% e baixo teor de Cs.

Tipo 5: Berilo Li-Cs, típicos de pegmatitos enriquecidos em lítio extremamente diferenciados, freqüentemente com pollucita, altos teores de Na, Li e Cs > 0,5%.

A amostra de berilo analisada foi coletada do pegmatito de Solonópole (Tabela 10), apresentando teores de 20,35% Al_2O_3 abaixo do ideal e 67,37% SiO_2 ficando acima do valor ideal. O teor de lítio, não é analisado na microsonda. Essa discrepância pode se dar devido a interação do espodumênio e albita observada em lâmina. Em algumas áreas o espodumênio intercalava-se com a albita e em outras, havia uma substituição da albita no espodumênio.

9.7 Quartzo

O quartzo analisado aparece incluso na turmalina da mina de Solonópole na lâmina AS2, apresentando teores de 99,46% SiO_2 (Tabela 10).

Tabela 9: Análises com microsonda eletrônica em amostras de óxido, turmalina, muscovita e plagioclásio do pegmatito Mendonça (Berilândia).

<i>Amostra</i>	<i>Oxido 01</i> <i>AB2</i>	<i>Oxido 02</i> <i>AB2</i>	<i>Turmalina P1</i> <i>AB2</i>	<i>Turmalina P2</i> <i>AB2</i>	<i>Muscovita</i> <i>AB3</i>	<i>Feldspato</i> <i>AB1</i>
<i>Na₂O</i>	0,10	0,21	1,92	1,93	0,41	10,81
<i>MgO</i>	0,48	0,278	2,23	2,39	0,47	0,00
<i>Al₂O₃</i>	0,33	1,53	33,49	33,65	36,06	20,51
<i>SiO₂</i>	3,63	7,37	34,27	33,97	44,56	67,68
<i>P₂O₅</i>	0,61	1,06	0,00	0,00	0,01	0,01
<i>K₂O</i>	0,02	0,06	0,05	0,05	10,57	0,17
<i>CaO</i>	0,06	0,11	0,15	0,16	0,01	0,05
<i>TiO₂</i>	0,00	0,05	0,48	0,49	0,19	0,01
<i>V₂O₃</i>	0,23	0,22	0,01	0,01	0,02	0,02
<i>Cr₂O₃</i>	0,05	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
<i>MnO</i>	0,00	0,03	0,18	0,18	0,11	0,01
<i>FeO</i>	80,19	70,97	11,45	11,23	2,27	0,01
<i>NiO</i>	0,04	0,04	0,02	0,02	0,00	0,02
<i>Cl</i>	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02
<i>F</i>	0,00	0,00	0,19	0,24	0,54	0,08
<i>TOTAL</i>	85,80	81,97	84,46	84,32	95,24	99,40

Tabela 10: Análises com microsonda eletrônica em amostras de Mica rica em Li da série Polylitionita-Trilitionita, espodumênio, berilo, turmalina e quartzo do pegmatito Auriverde (Solonópole).

<i>Amostra</i>	<i>Mica rica em Li</i> <i>ASI</i>	<i>Espodumênio</i> <i>ASI</i>	<i>Berilo</i> <i>ASI</i>	<i>Turmalina</i> <i>AS2</i>	<i>Quartzo</i> <i>(Inclusão)</i> <i>AS2</i>
<i>Na₂O</i>	0,20	10,52	10,85	1,90	0,01
<i>MgO</i>	0,01	0,01	0,02	1,10	0,00
<i>Al₂O₃</i>	28,08	20,35	20,81	34,18	0,05
<i>SiO₂</i>	48,62	67,37	67,57	34,33	99,46
<i>P₂O₅</i>	0,014	0,14	0,12	0,03	0
<i>K₂O</i>	10,16	0,44	0,23	0,06	0,01
<i>CaO</i>	0,02	0,09	0,12	0,06	0,03
<i>TiO₂</i>	0,01	0,01	0,03	0,22	0,05
<i>V₂O₃</i>	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
<i>Cr₂O₃</i>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02
<i>MnO</i>	0,14	0,00	0,00	0,08	0,00
<i>FeO</i>	0,02	0,01	0,01	11,43	0,08
<i>NiO</i>	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00
<i>Cl</i>	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00
<i>F</i>	5,12	0,04	0,00	0,19	0,13
<i>TOTAL</i>	92,46	99,05	99,80	83,64	99,78

10 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A turmalina foi o fenômeno desta tese, sendo considerada como um potente mineral para petrogênese.

A Espectroscopia micro-Raman proporcionou as mais significativas respostas desta tese, sendo as amostras de turmalina as mais exploradas nesta técnica. Na interpretação dos dados deste mineral, surgiram descobertas interessantes ligadas à petrogênese e evolução dos pegmatitos hospedeiros da turmalina, concluindo que os dados cristalquímicos baseados nos espectros Raman nos apontam importantes informações que podem ser ambíguas e/ou mascaradas utilizando apenas análises de química mineral.

As vibrações dos anéis de SiO_4 têm um papel fundamental para interpretação dos dados na Espectroscopia micro-Raman, sem a correta interpretação destes picos, pode se chegar a uma classificação imprecisa da turmalina.

A presença de um ambiente redutor e indicativos de fuxantes foram detectados pela correta interpretação da Espectroscopia micro-Raman, através das informações fornecidas pelo estiramento de SiO_4 .

O mapeamento da turmalina na espectroscopia Raman forneceu resultados importantes que não seria possível obter na caracterização cristalquímica ou até mesmo com a leitura do espectro do mineral sem o mapa. Foi comprovado que ocorreu uma quebra do mineral (desestabilização + decomposição da turmalina) pela presença de fluidos ricos em F.

Os resultados obtidos neste trabalho suportam uma composição rica em Fe para o fluido/magma pegmatítico gerador das turmalinas do Pegmatito de Berilândia, onde posteriormente ao estágio de cristalização das schorlitas ocorreu o influxo de fluido rico em F sob controle tardi-magmático hidrotermal. As variações texturais observadas na petrografia (núcleo de elbaíta e bordas de schorlita) e imagem BSE (intercrescimento) pode levar ao resultado de composições heterogêneas com a cristalização heterogênea da turmalina do Pegmatito de Solonópole. Isto sugere uma mistura de fluidos ricos em Fe e fluxantes (F, Li) contemporaneamente em baixas temperaturas.

Através dos resultados obtidos pela química mineral na interpretação do diagrama da composição de turmalinas dos depósitos hidrotermais relacionados a granitos no diagrama MgO (peso%) vs. $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, compreende-se que as amostras de Berilândia estão situadas mais próximas do campo de sistema de veios, no limite do campo proximal com o campo intermediário. Esses sistemas de veios ocorrem perpendicular à intrusão granítica.

Vinculando os dados químicos com os dados estruturais observados nas imagens aerogamaespectrométricas do pegmatito de Berilândia, onde percebe-se a mesma disposição dos diques na condição de pods transversais, ligando o pluton Nenenlândia como fonte originária dos pegmatitos da região.

11 CONCLUSÕES

Através resultados obtidos pela difração de raios-X no mineral metálico da série columbita/tantalita, classificou-se o mineral como columbita-(Fe).

A Espectroscopia micro-Raman mostrou-se essencial nos estudos petrogenéticos, fornecendo resultados extraordinários na classificação mineralógica e petrogenética dos minerais analisados.

Por ser um excelente indicador petrogenético, escolhemos analisar meticulosamente as turmalinas da região, que através dos espectros obtidos conclui-se serem schorlita e schorlita-(F). Com o resultado gerado pelo mapeamento da turmalina, caracterizando schorlita e oxi-schorlita sugere-se uma variação no estado de oxidação do magma pegmatítico com possível presença de F que como um fluxante atua rebaixando a temperatura do magma.

Quanto à gênese dos pegmatitos mineralizados que foram abordados nesta tese, o somatório das avaliações das imagens gamaespectrométrica, identificando a individualização de pods pegmatíticos marginais aos granitos da região e alto teor de U, com dados petrográficos, cristaloquímicos e cristalofísicos, classificando o Pegmatito da mina Mendonça (Berilândia) como Família Mista (LCT e NYF), onde a fonte granítica seria o Pluton Nenelândia.

O distrito pegmatítico Solonópole-Quixeramobim é dotado de fases minerais muito poderosa petrogeneticamente, se mostrando fundamentais para futuros trabalhos de caracterizações cristalofísicas e cristaloquímicas que poderão contribuir com um melhor entendimento da gênese dos pegmatitos mineralizados da região.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M., – 1967 – Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. **DNPM/DGM. 36 p. (Boletim 241).**
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A., 1977. Províncias estruturais brasileiras.. 8º Simpósio de Geologia do Nordeste. **Anais**, p. 363-391.
- ARTHAUD, M., 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão brasileira, s.n.
- ARTHAUD, M.H., CABY, R., FUCK, R.A., DANTAS, E.L. AND PARENTE, C.V., 2008. Geology of the Northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *In: West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlantic Region* (R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves and M.J. De Wit, ed). **Geol. Soc. London Spec. Publ.**, 294, 49–67.
- BRITO NEVES, B. B. de, - 1983 – **O Mapa Geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1:1.000.000.** USP/IG. Tese de Livre Docência., 177p.
- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., 2001A. O “Sistema Pajeú-Paraíba” e o “maciço” São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências** 31, 173 e 184.
- BEURLIN, H., MOURA, O.J.M., SOARES, D.R., DA SILVA, M.R.R., RHEDE, D. 2011. Geochemical and geological controls on the genesis of gem-quality “Paraíba tourmaline” in granitic pegmatites from Northeastern Brazil. **Canadian Mineralogist**, 49:277- 300.
- BEURLIN, H., THOMAS, R., DA SILVA, M.R.R., MÜLLER, A., RHEDE, D., SOARES, D.R. 2014. Perspectives for Li- and Ta-mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE Brazil: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, 56:110-127.
- CABY, R. & ARTHAUD, M., 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt Ceará, **Northeast Brazil. Geology**, Volume 14, pp. 871-874.
- CASTRO, N. A., 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema), São Paulo: s.n.
- CAMERON, E. N.; JANHS, R. H.; MCNAIR, A.; PACE, L. K. – 1949 – Internal Structure of Granitic Pegmatites. **Econ. Geol. Monogr.** 2. 115 p.
- CAVALCANTI; D.E. 2017. **Caracterização cristaloquímica, mineralógica e gemológica do berilo do pegmatito mendonça, distrito de berilândia, quixeramobim/ce.** Dissertação de mestrado.136 p.
- CAVALCANTE, J. C. *et al.* Mapa geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. **Serviço Geológico do Brasil MME/CPRM.** 2003.
- ČERNÝ, P., 1975. Alkali variations in pegmatitic beryls and their petrogenetic implications. **Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen**, Volume 123 (2), pp. 198-212.
- CERNY, P.; MEINTZER, R. E.; ANDERSON, A. J. – 1985 – Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. **Can. Mineral.** V. 23. p. 381-421.

- CERNÝ, P – 1991 b – Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. **Geosci. Can.** 18 (2): 68 - 81.
- ČERNÝ P. 1991c. Rare-element granitic pegmatites. II. Regional to global environments and petrogenesis. **Geoscience Canada**, 18(2): 68-81.
- ČERNÝ, P., 1993a. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits.. *In: Ore Deposit Models*. 6 ed. s.l.:**Geoscience Canada** reprint series 6, pp. 29-47.
- ČERNÝ P. 2000. Constitution, petrology, affiliations and categories of miarolitic pegmatites. Mineralogy and petrology of shallow depth pegmatites In: Pezzotta F. (ed.). Papers from **the First International Workshop. Memorie Soc. It. Sci. Nat. Museo Civico Storia Nat. Milano**, 30: 5-12.
- ČERNÝ, P. & ERCIT, T. S., 2005. The classification of granitic pegmatites revisited.. **The Canadian mineralogist**, Volume 43 n° 6, pp. 21: 2005-2026.
- COCKER M.D. 1992. **Geochemistry and economic potential of pegmatite in the Thomaston-Barnesville District, Georgia**. Atlanta, Georgia Department of Natural Resources, 90 p.
- DEER, W., HOWIE, R. & ZUSSMAN, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals. s.l.:Longman Group Limited.
- DEER. W. A, HOWIE. R. A., ZUSSMAN. J. 1981. **Minerais Constituintes das Rochas - Uma Introdução**. Editora Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa, Portugal. 558p
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (2000). **Minerais constituintes das rochas**. 2^a ed. Carlos António Regêncio Macedo (trad.) Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 727pp.
- EBERT H. 1970. The Precambrian geology of the “Borborema” belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte) and the origin of its mineral provinces. **Geol. Rund.**, 59:1294-1327.
- ERTL, A. (1995) Elbait, Olenit, Dravit-Buergerit-Mischkristalle, Dravit, Uvit und ein neuer Al-Turmalin (?) von österreichischen Fundstellen. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 140, 55–72.
- FERSMAN, A. E., 1931. **Les Pegmatites**. s.l.:Louvain.
- FETTER, A., 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: **implications for the assembly of Gondwana, Kansas**: s.n.
- FETTER, A. et al., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: **implications for the assembly of West Gondwana**. *Gondwana Research*, Volume 6.
- FOSTER, M.D. (1960). Interpretation of trioctahedral micas. **U. S. Geol. Surv. Prof. Paper**, 354-B, p.1-49.
- GANDINI, A. L., 1999. Aspectos da mineralogia, geoquímica, gêneses e potencialidade econômica do Campo Pegmatítico de Marilac, Minas Gerais, São Paulo: s.n.
- GINZBURG, A. I.; TIMOFEYEN, I. N.; FELDMAN, L. G. – 1979 – Principles of Geology of the Granitic Pegmatites. **Nedramoscou**. 266 p. In Russian.

- GORDIENKO, V.V., 1971. Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for accessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. **Int. Geol. Rev.** 13, 134e142.
- GUIMARAES, I.P., DA SILVA FILHO, A.F., ALMEIDA, C.N., VAN SCHMUS, W.R., ARAUJO, J.M.M, MELO, S.C., MELO, E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. **Precambrian Res.**,135: 23-53.
- HARRISON, T.N. (1990). Chemical variation in micas from Cairngorm pluton, Scotland. **Mineral. Mag.**, 54: 355-366.
- HAWTHORNE, F.C. & HENRY, D.J. (1999). Classification of the minerals of the tourmaline group. **Eur. J. Mineral.**, 11: 201-215.
- HEINRICH E.W. 1953. Zoning in pegmatite districts. **American Mineralogist**, 38: 68-87.
- HENRY, D. & GUIDOTTI, C. (1985).Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. **American Mineralogist**, 70:1-15.
- HOLLANDA, M.H.B.M., ARCHANJO, C.J., SOUZA, L.C., ARMSTRONG, R., VASCONCELOS, P.M., 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. **Precambrian Research** 178, 1e14.
- JAHNS, R. H., 1955. The study of pegmatites. In: **Economic Geology**, 50th. Anniversary. Volume 2, pp.1025-1130.
- JAKSON, S.E., PEARSON, N. J. GRIFFIN, W. L., BELOUSOVA, E. A. 2004. The application of lase ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. **Chemical geology**. 211 (1-2), 47-69.
- JARDIM DE SÁ, E. F., - 1994 – **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu Significado Geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. UNB, Tese de Doutorado, 803 p.
- JOHNSTON JR., W., 1945. Os pegmatitos berilo-tantalíferos da Paraíba e Rio Grande do Norte, no Nordeste do Brasil, Rio de Janeiro: s.n.
- JOLLIFF B.L., PAPIKE J.J., SHEARER C.K. 1986. Tourmaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota. **American Mineralogist**, 71: 472-500.
- KOZUCH, M. 2003: **Isotopic and trace elemento geochemistry of early neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and theis bearing on tectonic setting**. Ph.D. Thesis, University of Kansas, Lawrence, KS. USA.
- KOZUCH, M., BITTAR, S.M.B., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B.1997: Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of Borborema Province, N.E. Brasil. 17 **Simposio de Geologia do Nordeste**, Fortaleza, Brasil, Extended Abstracts, 15, 47-49.
- LANDES, K. K., 1933. Origin and classification of pegmatites. **American Mineralogist**, pp. 18 (33-56): 95-103.

LIMA, M.N., NOGUEIRA NETO, J.A., AZEVEDO, M.R.M.A., GARCIA, M.G.M., 2007. Sm-Nd TDM Ages in Pegmatites from the Quixeramobim-Solonópole Pegmatitic District, Banabuiú Region, Northeastern Brazil. In: **Granitic Pegmatites: the state of the arts. International Symposium, Porto**, 54-55.

LONDON D. (1986). Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-elements pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. **American Mineralogist**, 71, . 376-395.

LONDON, D., 1986b. Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites. **American Mineralogist**, Volume 71, pp. 396-405.

LONDON, D., 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. **Canadian Mineralogist**, pp. 499-540.

LONDON D., MORGAN G.B., WOLF M.B. 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Grew E.S. & Anovitz L.M. (ed.). Boron - Mineralogy, petrology and geochemistry. **Mineralogical Society of America**, 33(1): 299-330.

LONDON, D., 2005. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *In:s.n.*, pp. 281-303.

LONDON, D., 2008. Pegmatites. **Can. Mineral. Spec. Publ.** 10, 347.

MARQUES JUNIOR, F. – 1992 - **Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia-CE**. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação de Mestrado. 152 p.

MORAES, J. F. S DE., FEITOSA, E. C., MEDEIROS, G. C. DE. 1973. Projeto Levantamento dos Recursos Minerais do Estado do Ceará - Relatório Final. V.1. Recife. **SOSP/CPRM**. 105 p.

NEVES, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, 22(4), doi: 10.1029.

PAIVA, G., 1946. Províncias Pegmatíticas do Brasil, Rio de Janeiro: s.n.

SANTOS E.J. & BRITO NEVES B.B 1984. Província Borborema. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (Eds.) O Pré-cambriano do Brasil, Edgard Blücher, São Paulo, pp. 123– 186.

SANTOS, E. J. dos, - 1995 – **O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: Acresção e Colisão na Região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. USP/IG, Tese de Doutorado, 219 p.

SANTOS, T. ET AL., 2004. Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. **Anais Digitais do 42º Congresso Brasileira de Geologia**, Volume trabalho 1175.

SANTOS, L.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; FARIAS, D. J. S.; LIMA, J. V.; ANTUNES, J. V. Magmatismo ediacarano extensional na Província Borborema, NE Brasil: Pluton Serra Branca. **Comunicações Geológicas**, 101, Especial I, 199-203, 2014.

SCORZA, E.P. 1944. Província Pegmatítica da Borborema (Nordeste do Brasil). **DNPM/DGM** (Boletim n. 112). Rio de Janeiro, 55p.

SHEARER, C., PAPIKE, J. & JOLLIFF, B., 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak Rare-Element granite-pegmatite system. **Canadian Mineralogist**, Volume 30, pp. 785-809.

SHIGLEY, J. & KAMPF, A., 1984. Gem-Bearing Pegmatites: A Review. In: Gems & Gemology. s.l.: **Gemological Institute of America GIA**.

SIMMONS, W., WEBBER, K., FALSTER, A. & NIZAMOFF, J., 2003. Pegmatology – pegmatite mineralogy, petrology and petrogenesis. Nova Orleans, EUA: **Rubellite Press**.

SIMMONS W.B. & WEBBER K.L. 2008. Pegmatite genesis: state of the art. **European Journal of Mineralogy**, 20: 421-438.

SLÁMA, J.; KOSLER, J.; CONDON, D.J.; CROWLEY, J.L.; GERDES, A.; HANCHAR, J.M.; HORSTWOOD, M.S.; MORRIS, G.A.; NASDALA, L.; NORBERG, N.; et al. Plesovice zircon—A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. **Chem. Geol.** 2008, 249, 1–35.

SOUZA, J., 1985. Geologia dos Pegmatitos de Metais Raros da Região W e NW de Solonópole – CE (Brasil), Fortaleza: s.n.

TISCHENDORF G., GOTTESMANN B., FOSTER H.J., TRUMBULL R.B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. **Mineralogical Magazine**, 61: 809-834.

TRUEMAN, D.L. & CERNÝ, P., 1982. Exploration for rare-element granitic pegmatites. In: Cerný (ed.). Granitic pegmatites in science and industry. **Miner. Ass. Can. Short Course Handbook**, Volume 8: pp. 463-493.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. de; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M., - 1995 – U/Pb and Sm/Nd Geochronologic Studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 8:267-288.

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B., WILLIAMS, I. S., HACKSPACHER, P., FETTER, A. H., DANTAS, E. L., BABINSKI, M., The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. **Precambrian Research** 127. 287–327. 2003.

VELHO J., GOMES C, ROMARIZ C. (1998). Minerais industriais: Geologia, Propriedades, Tratamentos, Aplicações, Especificações, Produções e Mercados.

WINKLER, H. G. F. - 1967 – Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 1 Ed. **New York, Springer-Verlag**. p. 334.

YAVUZ, F. AND ÖZTAS, T. (1997) BIOTERM-A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites. **Computers & Geosciences** 23, 897–907.