UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA CURSO DE GEOLOGIA

EDUARDO KASPER LUFT

PETROGÊNESE DE DIQUES PEGMATÍTICOS DA REGIÃO DO RIO CANOAS, TERRENO APIAÍ, VALE DO RIBEIRA, SE-BRASIL

CURITIBA 2024

EDUARDO KASPER LUFT

PETROGÊNESE DE DIQUES PEGMATÍTICOS DA REGIÃO DO RIO CANOAS, TERRENO APIAÍ, VALE DO RIBEIRA, SE-BRASIL

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Guilherme Sonntag Hoerlle Co-orientador: Prof. Dr. Matheus Ariel Battisti

CURITIBA 2024

AGRADECIMENTOS

Antes de tudo preciso agradecer à minha família por me proporcionar todo o apoio e encorajamento possível, desde a escolha de curso, e durante todo o período da graduação, fazendo com que eu pudesse me dedicar inteiramente aos estudos, pelo que serei eternamente grato. Também agradeço imensamente aos meus orientadores, professores Guilherme e Matheus, pelas inúmeras conversas e discussões sobre os pegmatitos e as rochas do Vale do Ribeira, que me fizeram aprender mais sobre geologia em um ano do que nunca, e que me fizeram gostar ainda mais dessa ciência. Além disso não posso deixar de citar meus companheiros de mapeamento, Atlética e Mirian, sem os quais esse trabalho não teria nem surgido, e que foram grandes amigos durante esses anos de graduação, tornando-os muito mais tranquilos e divertidos. Também sou grato à minha namorada, com quem sempre pude contar para qualquer coisa, que me aguentou todos esses anos falando sem parar sobre Geologia, e que sempre acreditou em mim. Por fim, agradeço à Universidade Federal do Paraná por toda sua estrutura, oferecendo um ensino de qualidade e experiências incríveis.

RESUMO

Durante trabalhos de campo vinculados à disciplina de Mapeamento Geológico da Universidade Federal do Paraná em maio de 2024, na região de Adrianópolis - PR, próximo ao Rio Canoas foram identificados diversos corpos pegmatíticos, na forma de diques e veios com espessuras centimétricas a métricas encaixados em rochas metamórficas da Formação Perau. A assembleia mineralógica dos pegmatitos é composta por quartzo, ortoclásio, albita, turmalina, muscovita, berilo, apatita, tantalita, columbita e zircão. Há um zoneamento mineralógico, tipicamente definido pela ocorrência e distribuição da turmalina e muscovita. A turmalina se concentra próxima as margens das intrusões, definindo a zona externa, onde na maioria das vezes ocorre de forma orientada, com hábito prismático alongado, muitas vezes radial, orientada perpendicularmente à direção de contato dos corpos com as encaixantes. Mais internamente, próximo ao centro dos corpos, tem-se a zona com muscovita, que forma agregados de cristais placoides, centimétricos. Já o restante dos minerais ocorre de forma maciça ou disseminada nos diques e veios, sem um padrão de zonação identificado. Os dois principais processos formadores de pegmatitos foram considerados para a origem dos corpos pegmatíticos da região do Rio Canoas: (i) cristalização a partir de fracionamento de magmas graníticos e (ii) fusão parcial (anatexia) de rochas crustais. A origem por anatexia se mostra provável, visto que (i) não foram encontrados corpos graníticos espacialmente associados aos pegmatitos; (ii) os corpos pegmatíticos estão orientados de acordo com fraturas conjugadas e trativas provavelmente geradas a partir da movimentação tardia da Zona de Cisalhamento Ribeira. Em profundidade, essa megaestrutura de cinemática dextral pode ter submetido as rochas da Fm. Perau, tipicamente ricas em voláteis, a um processo de anatexia, gerando os diques e veios pegmatíticos ricos em Na, K, B ± P ± Be ± Nb-Ta. Ademais, além de causar anatexia nas rochas da Fm. Perau, também seria responsável por gerar espaço para colocação dos corpos pegmatíticos.

Palavras-chave: Pegmatitos, Formação Perau, Terreno Apiaí.

ABSTRACT

During fieldwork associated with the Geological Mapping course at the Federal University of Paraná in May 2024, in the Adrianópolis region, Paraná State, near the Canoas River, several pegmatitic bodies were identified in the form of dikes and veins with thickness ranging from centimeters to meters, hosted in metamorphic rocks of the Perau Formation. The mineral assemblage of the pegmatites comprises quartz, orthoclase, albite, tourmaline, muscovite, beryl, apatite, tantalite, columbite, and zircon. A distinct mineralogical zoning was observed, primarily defined by the occurrence and distribution of tourmaline and muscovite. Tourmaline is concentrated near the intrusion margins, defining the external zone, where it typically occurs in an oriented manner, with elongated prismatic habits, often radial, oriented perpendicular to the contact direction between the pegmatites and the host rocks. Further inward, closer to the core of the bodies, the muscovite zone is found, characterized by aggregates of platy crystals measuring up to several centimeters. Other minerals occur either massive or disseminated within the dikes and veins, without any identified zoning pattern. Two main processes responsible for pegmatite formation were considered for the origin of the pegmatitic bodies in the Canoas River region: (i) crystallization through the fractionation of granitic magmas and (ii) partial melting (anatexis) of crustal rocks. Anatexis appears to be the more likely origin, given that (i) no granitic bodies spatially associated with the pegmatites have been identified, and (ii) the pegmatitic bodies are aligned with conjugate and tensile fractures likely generated by late movements along the Ribeira Shear Zone. At depth, this dextral shear megastructure may have subjected the volatile-rich rocks of the Perau Formation to anatexis, producing the pegmatitic dikes and veins enriched in Na, K, $B \pm P \pm Be \pm Nb$ -Ta. Furthermore, this structure not only facilitated the anatexis of the Perau Formation but also likely created the necessary space for the emplacement of the pegmatitic bodies.

Keywords: Pegmatites, Perau Formation, Apiaí Terrain.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.....2

Figura 2: Exemplos de pegmatitos encontrados durante o mapeamento geológico na região do Rio Canoas: A) Megacristais de berilo e B) dique métrico de pegmatito.

Figura 6: Afloramentos e amostras de mão característicos dos quartzitos da unidade MPQ. (A) Ponto ao lado de córrego, denotando o aspecto geral dos afloramentos da unidade. (B) Detalhe de afloramento de quartzito, mostrando planos retilíneos da foliação e feições em degraus, típicas dessas rochas. (C) Bandamento composicional marcado por bandas centimétricas acinzentadas. (D) Intercalação entre porções maciças e micáceas, próximo ao topo da unidade.

Figura 7: Afloramentos e amostras de mão representativas de rochas calciossilicáticas da unidade MPC. (A) Aspecto geral dos afloramentos da unidade MPC. (B) Aspecto geral das rochas calciossilicáticas, com porções de biotita (em branco) e de epidoto e anfibólios (em verde), denotando a heterogeneidade dos litotipos. (C) Rocha calciossilicática verde acinzentada, sem presença de variação composicional. (D) Afloramento com ocorrência de cristais de actinolita de até 1 centímetro. (E) Rocha calciossilicática com oxidações vermelhas acastanhadas dendríticas (indicado), características da unidade. (F) Mármore dolomítico bandado identificado na unidade.

Figura 9: Afloramentos e amostras com características distintivas da unidade MPXg. (A) Afloramento de biotita-muscovita-quartzo-xisto com veio de quartzo de direção oblíqua à foliação da rocha. (B) Detalhe de afloramento mostrando uma intercalação entre bandas centimétricas compostas predominantemente por quartzo, e bandas de biotita-muscovita-quartzo-xisto. (C) Amostra de biotita-quartzo-muscovita-xisto cinza prateado, representando a coloração característica das rochas da unidade quando não intemperizadas. (D) Veio de quartzo de espessura centimétrica subparalelo à foliação da rocha, junto ao qual se percebe desenvolvimento de muscovita, sem orientação preferencial, de granulação média. (E) Amostra de mão de biotita-quartzo-muscovita-xisto com muscovita sem orientação preferencial de tamanho centimétrico. (F) Detalhe de afloramento de notando a presença de diversos porfiroblastos de granada.

Figura 10: Afloramentos e amostras representativos da unidade MPXAf. (A) Afloramento de anfibolito fino, com aparência típica dos locais de exposição dessas rochas. (B) Afloramento de anfibolito fino cinza escuro em drenagem, bastante fraturado, gerando uma estruturação em degraus. (C) Amostra representativa da unidade, de anfibolito muito fino de cor cinza, sem bandamento composicional. (D) Detalhe de afloramento de anfibolito, denotando bandas milimétricas esbranquiçadas devido à concentração de plagioclásio.

Figura 11: Afloramentos e amostras representativos da unidade MPXb (A) Afloramento de biotita-quartzo-muscovita-xisto com granada, com aparência típica dos locais de exposição dessas rochas. (B) Afloramento de granada-biotita quartzo-muscovita-xisto com estaurolita com textura milonítica. (C) Amostra de biotita-quartzo-muscovita-xisto com granada, estando estas afetadas por intemperismo, e destacadas na imagem. (D) Amostra de quartzo-muscovita-xisto, com aspecto característico das rochas da unidade.

Figura 14: Estereograma com todas as medidas de todos os corpos pegmatíticos, e estereogramas individualizando três famílias com medidas de mesmo trend.

Figura 16: Principais feições dos pegmatitos do ponto EL-01. (A) Visão geral do afloramento. (B) Veio de composição pegmatítica com quartzo, feldspatos e turmalina nas bordas, com contato abrupto e relação oblígua com a foliação da rocha encaixante. (C) Dique composto de pegmatito, com contato dos diques destacado (linha tracejada branca), e contato abrupto com a encaixante (linha tracejada vermelha). Possui turmalinas centimétricas, perpendiculares à direção do digue, concentradas no contato entre as duas gerações. Também possui quartzo, feldspatos e muscovita. (D) Veio pegmatítico mostrando relação oblíqua com o bandamento da encaixante (linha branca), em contato abrupto, e com evidência de movimentação horizontal. (E) Veio pegmatítico em contato abrupto com а encaixante, sem ocorrência de

Figura 17: Principais feições dos pegmatitos dos pontos EL-02 e EL-03. (A) Visão geral do afloramento EL-03, representando o maior corpo pegmatoide da região. (B) Dique pegmatítico do ponto EL-02, no qual é possível observar as zonas com turmalina (linha tracejada azul), zona com quartzo e feldspatos e zona com muscovita (linha tracejada amarela). (C) Detalhe do ponto EL-03 mostrando megacristais de muscovita e K-feldspato. (D) Detalhe do ponto EL-02 mostrando o contato abrupto do dique pegmatítico com a rocha encaixante. (E) Detalhe do ponto EL-03 mostrando agregados de muscovita e megacristal de berilo. (F) Amostra de mão do ponto EL-03 com textura gráfica definida

por	intercrescimento	de	megacristais	de	quartzo	е	K-feldspato.

Figura 18: Principais feições das amostras do ponto EL-01. (A) Amostra denotando as zonas da turmalina (linha tracejada azul) e da muscovita. (B) Amostra denotando contato brusco com a rocha encaixante, e a mineralogia essencial dos pegmatitos. (C) Amostra EL-1-3B de veio pegmatítico com interação com a litologia encaixante. (D) Veio pegmatítico com zona da turmalina, e quartzo policristalino na porção central. (E) Detalhe da amostra EL-1-3B mostrando contato onde o veio pegmatítico "adentra" nos planos da foliação da rocha encaixante. (F) Cristal de apatita hexagonal em meio a cristais de quartzo em veio de composição pegmatítica.

Figura 20: Fotomicrografias obtidas com MEV. (A) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01, mostrando cristais de quartzo (Qtz), muscovita (Ms) e apatita (Ap). (B) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 com cristal de schorlita (Srl). (C) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01 com cristais de albita (Ab), quartzo (Qtz), ortoclásio (Or) e apatita (Ap). (D) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 destacando um cristal de columbita. (E) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 mostrando cristal de quartzo (Qtz) em meio a um cristal de schorlita (Srl). (F) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 com cristal de amostra do ponto EL-03 mostrando cristal do ponto EL-03 com cristal de zircão corroendo o cristal no qual está incluso.

Figura 21: Fotomicrografias obtidas com MEV das amostras EL-1-3B, EL-3-DC e EL-4. (A) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01 com cristais de apatita (Ap), tantalita (Tnt), quartzo (Qtz) e ortoclásio (Or). (B) Fotomicrografia de um cristal de berilo (Brl) do ponto EL-03 com inclusões de muscovita. (C) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01 mostrando cristais de quartzo (Qtz), apatita (Ap), berilo (Brl) e tantalita (Tnt). (D) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-04 destacando contato de cristais de quartzo (Qtz) e turmalina (Tur). (E) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01, na zona de contato entre veio pegmatítico e a rocha encaixante, com cristais de muscovita (Ms), quartzo (Qtz), ortoclásio (Or), biotita (Bt), apatita (Ap), dravita (Drv), e zircão (Zrn). (F) Fotomicrografia da porção central de um veio pegmatítico, com microcristais euédricos de (Qtz) preenchendo quartzo espaços. Figura 22: Modelo estrutural proposto para as estruturas da área

LISTA DE TABELAS

estudada......45

Tabela 1: Mi	neralogia ider	ntificada a partir da	as análise	es com Micro	scópio	Eletrônico de
Varredura	(MEV).	Abreviaturas	act.	Fettes	&	Desmons,
2014						43

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Caract	erísticas gerais	de pegmatito	s RMG e DF	PA (adaptado	de Wise e	t al.,
2022)						8

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. CONTEXTO E PROBLEMA	2
1.2. OBJETIVOS	3
2. REVISÃO TEÓRICA	3
2.1. A ORIGEM DOS PEGMATITOS	3
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DO RIO CANOAS	10
2.2.1. Núcleo Tigre: o embasamento do Terreno Apiaí	10
2.2.2. Formação Perau: as rochas hospedeiras dos diques pegmatíticos	13
3. MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
3.2. TRABALHOS DE CAMPO	15
3.3. PETROGRAFIA	16
3.4. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	16
4. RESULTADOS	17
4.1 LEVANTAMENTO DE CAMPO	17
4.1.1 Descrição das Litologias Encaixantes	17
4.1.2 Aspectos estruturais regionais	26
4.2 ASPECTOS DE CAMPO, GEOMETRIA E POSICIONAMENTO DOS CC PEGMATÍTICOS	RPOS
4.3 PETROGRAFIA	33
4.3.1 Caracterização macroscópica	33
4.3.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	
5. DISCUSSÃO	40
5.1. ASPECTOS MINERALÓGICOS E TEXTURAIS	40
5.2. MODELO DE GERAÇÃO E COLOCAÇÃO DOS CORPOS PEGMATÍTIC	COS41
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	42
REFERÊNCIAS	45
ANEXO I: Mapa geológico	48

ix

1. INTRODUÇÃO

Pegmatitos são rochas ígneas, que normalmente ocorrem como corpos relativamente pequenos, tipicamente associados a plútons graníticos, ou na forma de diques e veios associados a rochas metamórficas como xistos, anfibolitos, gnaisses, granulitos e migmatitos (Wise *et al.*, 2022). São caracterizados principalmente por conterem megacristais (> 6 cm), os quais são uma das principais feições distintivas destas rochas, mas a maioria dos cristais tem dimensões entre 1 e 5 centímetros (Gill, 2010). Outras feições características incluem zoneamento mineralógico das bordas para o centro, texturas anisotrópicas, e textura gráfica, a qual é praticamente exclusiva de pegmatitos (London e Kontak, 2012). Por fim, os pegmatitos comumente hospedam minerais de ocorrência rara, como berilo, espodumênio, topázio, entre outros (Gill, 2010).

Há dois modelos principais para a gênese de pegmatitos (cfe. Wise *et al.*, 2022): (i) fusões residuais de magmatismo granítico, no qual são originados por fracionamento de granitos peralcalinos, metaluminosos, e peraluminosos, de magmas graníticos dos tipos S, A e I e (ii) produtos diretos de anatexia, ou seja, o pegmatito se forma a partir da fusão parcial de metapelitos, anfibolitos, gnaisses e migmatitos de fácies anfibolito a granulito e, nesse caso, não há um granito diretamente relacionado ao pegmatito.

Embora a maioria dos corpos pegmatíticos tenha uma composição granítica, compostos basicamente por quartzo e feldspatos, alguns possuem minerais incomuns que carregam elementos como lítio, berílio e césio, e são chamados de pegmatitos de elementos raros (London e Kontak, 2012). Devido à presença desses minerais incomuns, pegmatitos são fonte de elementos como o lítio, césio, elementos terras-rara, entre outros para aplicações em indústrias como a eletrônica, aeroespacial, energia nuclear, entre outras. Tanto o lítio como os elementos terras-raras são considerados críticos para a transição energética, portanto os minerais portadores destes elementos são denominados minerais estratégicos (MCTI, 2022). Além disso, os pegmatitos são a fonte principal de feldspatos para a indústria cerâmica, e de pedras preciosas, como variedades de berilo (*e.g.,* água marinha, esmeralda), turmalina, topázio e espodumênio (Simmons *et al.,* 2012).

1.1. CONTEXTO E PROBLEMA

Durante trabalhos de campo vinculados à disciplina de Mapeamento Geológico da Universidade Federal do Paraná em maio de 2024 na região de Adrianópolis - PR (Figura 1), foram identificados diversos corpos pegmatíticos próximos ao Rio Canoas, com ocorrências de turmalina e berilo (Figura 2), na forma de diques e veios encaixados em rochas metamórficas do Terreno Apiaí.



Figura 1: Mapa de Localização da área de estudo.



Figura 2: Exemplos de pegmatitos encontrados durante o mapeamento geológico na região do Rio Canoas: A) Megacristais de berilo e B) dique métrico de pegmatito.

No entanto, essas ocorrências não foram descritas ou classificadas em trabalhos anteriores, tendo sido apenas identificadas e mencionadas por Daitx (1996), em sua tese de doutorado, ainda sem um estudo aprofundado ou descrições específicas dos pegmatitos. Desta forma, não há informações quanto à delimitação

exata da geometria e posicionamento destes corpos, sua origem, composição mineralógica e química, ou até mesmo o potencial econômico destes pegmatitos.

1.2. OBJETIVOS

O objetivo principal do trabalho é realizar uma classificação descritiva dos corpos pegmatíticos da região do Rio Canoas, propor uma possível origem dessas intrusões, e determinar seu possível potencial econômico.

Os objetivos específicos do projeto incluem realizar a classificação dos pegmatitos empregando a proposta de Wise *et al.* (2022), além de identificar e caracterizar minerais de importância econômica. Ademais, busca-se a identificação de possíveis zonações regionais ou locais das assembleias mineralógicas dos diques. Por fim, espera-se propor um modelo para o controle estrutural de colocação desses corpos pegmatíticos.

2. REVISÃO TEÓRICA

2.1. A ORIGEM DOS PEGMATITOS

O pegmatito é definido como uma rocha essencialmente ígnea, de composição geralmente granítica, com granulometria muito grossa, e extremamente variável, geralmente com abundância de cristais com textura esqueletal e gráfica (cfe. London, 2008). Ocorrem como corpos bem delimitados, homogêneos a zonados, hospedados em rochas ígneas ou metamórficas. Defini-los como rochas ígneas significa que são originados da cristalização de um magma. No entanto, sua origem não é restritamente ígnea, pois pode haver ação de fluidos hidrotermais em sua formação, e embora a maioria dos pegmatitos apresente composição granítica (quartzo-feldspática), também podem estar associados a rochas ultramáficas, máficas, sieníticas e carbonatíticas, o que irá influenciar na composição da rocha (London, 2008).

Tendo em vista que a composição dos pegmatitos é muito parecida com a de outras rochas ígneas (e.g., granitos), o que os difere destas são principalmente suas texturas. Com isso, se um litotipo ígneo conter uma ou mais das seguintes características, pode ser classificado como um pegmatito (London, 2008; London, 2009):

 Granulometria muito mais grossa quando comparada com rochas ígneas de mesma composição;

- Variação extrema no tamanho dos cristais, que aumentam de tamanho de acordo com a espessura do corpo pegmatítico, e das margens para o centro.
- Zoneamento mineralógico nitidamente delimitado;
- Intercrescimentos gráficos de quartzo e feldspato, e cristais de hábito esqueletal;
- Textura anisotrópica, contendo minerais inequigranulares, alinhados perpendicularmente em relação às margens do corpo, além de texturas radiais e em camadas.

Os pegmatitos de composição granítica, podem se tornar enriquecidos em elementos como Li, Be, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, ETR, B, P e F. Esses elementos podem chegar a compor uma porção significativa da composição da rocha, e gerar minerais que não ocorrem (em quantidades significativas) nos granitos, tais como o berilo, a turmalina, o topázio e o espodumênio (Gill, 2010; Simmons *et al.*, 2012).

Devido à variação das assembleias minerais, texturas, irregularidade do tamanho dos cristais, e à complexa gênese dos pegmatitos, é difícil estabelecer um sistema de classificação simples e aplicável utilizando apenas critérios mensuráveis. O primeiro sistema de classificação foi estabelecido em 1930 (Müller et al., 2022), e desde então houve diversas propostas, sendo que atualmente a de Černý (2005) é a mais empregada (Müller *et al.*, 2022). A seguir são listadas as principais propostas de classificação de pegmatitos em ordem cronológica conforme Müller *et al.* (2022):

- Classificação de Niglli (1920): Paul Niggli é considerado um dos pioneiros na pesquisa sobre pegmatitos e propôs uma classificação de dois níveis (tipos e subtipos) de pegmatitos com base em características químicas e mineralogia, destacando que o tipo e a quantidade de componentes voláteis são os principais responsáveis pela mineralogia e textura específicas dessas rochas. Ele introduziu 15 tipos de pegmatitos associados a magmas graníticos e sieníticos. Embora sua classificação fosse muito avançada para a época, baseada exclusivamente em critérios mensuráveis, ela nunca foi amplamente adotada.
- Classificação de Fersman (1930): foi a primeira classificação internacionalmente reconhecida, baseada na temperatura de cristalização variando de 700 °C a 200 °C, identificando três estágios térmicos principais: pegmatítico, pneumatolítico e hidrotermal, dividindo os pegmatitos em 10 tipos

principais, além de um tipo estrutural. Também considera três linhagens composicionais (pura, contaminada e migmatítica). Apesar de utilizar 250 minerais indicativos para avaliar as temperaturas, reconhece que apenas temperatura não seria suficiente para diferenciar os tipos de pegmatitos, devido à influência de outros fatores.

- Classificação de Landes (1933): classificação simples de pegmatitos em três grupos químicos: ácidos, intermediários e básicos, subdivididos em pegmatitos simples e complexos. Os pegmatitos simples são definidos como aqueles que supostamente não apresentam substituições hidrotermais. O grupo complexo é caracterizado por associações minerais hidrotermais e substituições. A classificação de Landes é simples, baseada em critérios mensuráveis de química e mineralogia, mas a distinção entre pegmatitos simples e complexos não é clara.
- Classificação de Bjørlykke (1937): classificação mineralógica de pegmatitos de elementos raros. Três classes distinguidas com base no teor de cálcio e na mineralogia magmática versus pneumatolítica/hidrotermal: pegmatitos magmáticos pobres em cálcio, pegmatitos magmáticos ricos em cálcio e pegmatitos hidrotermal-pneumatolíticos. Estes últimos ocorrem como diques e veios dentro de pegmatitos magmáticos. A classificação é aplicável a um número limitado de tipos de pegmatitos.
- Classificação de Vlasov (1952, 1961): é focada na avaliação do potencial econômico, e se baseia no grau e no tipo de zonamento dos pegmatitos e nas suas paragêneses minerais. São identificados quatro tipos estruturais de pegmatitos: gráfico, maciço, completamente diferenciado e substituído por pegmatitos de metais raros. Como a mineralogia dos pegmatitos não foi considerada de forma significativa nessa classificação, ela não foi amplamente utilizada.
- Classificação de Ginsburg & Rodionov (1960): distingue quatro classes de pegmatitos de acordo com a profundidade: (1) pegmatitos cerâmicos e de terras raras, cristalizados a mais de 10 km de profundidade, (2) pegmatitos abissais com mica, formados entre 7 e 10 km, (3) pegmatitos de metais raros, entre 4 e 8 km, e (4) pegmatitos com cristais ou miarolíticos, formados entre 2 e 3 km. A utilização da profundidade para classificar pegmatitos não é

amplamente aceita, pois ela geralmente não pode ser inferida apenas pela assembleia mineralógica.

- Classificação de Schneiderhöhn (1961): distingue em primeiro nível pegmatitos magmáticos e pseudomagmáticos, sendo os últimos formados pelo processo de granitização, em que rochas são transformadas em rochas de textura granítica sob condições metamórficas intensas, sem a formação de magma, modelo que hoje não é mais aceito.
- Classificação de Černý (1991a) e Černý & Ercit (2005): é a classificação mais amplamente utilizada atualmente, é uma versão modificada e ampliada da classificação de profundidade de Ginsburg e Rodionov de 1960. Define intervalos de pressão-temperatura para a formação de pegmatitos, correspondendo a cinco classes: pegmatitos abissais (4 a 9 kbar), pegmatitos com muscovita (5 a 8 kbar), pegmatitos com muscovita e elementos raros (3 a 7 kbar), pegmatitos de elementos raros (2 a 4 kbar) e pegmatitos miarolíticos (1,5 a 3 kbar). Além do critério de profundidade, os termos representam diferentes critérios, "elementos raros" como critério geoquímico, "muscovita" como critério mineralógico e "miarolítico" como critério estrutural. Também são introduzidas três famílias geoquímicas: NYF, LCT e NYF-LCT. A subdivisão NYF-LCT tornou-se mais utilizada do que a classificação de profundidade, tornando-se independente. Os pegmatitos LCT estão relacionados a magmas graníticos tipo S, enquanto os pegmatitos NYF derivam de granitos tipo A, mas muitas vezes o ambiente tectônico do granito parental é desconhecido.
- Classificação de Wise (1999): trata-se de uma classificação expandida dos pegmatitos da família NYF. O primeiro nível de divisão da classificação (tipo de pegmatito) é baseado em um mineral acessório proeminente que indica a alcalinidade. Este nível é seguido por subdivisões baseadas em assembleias de minerais acessórios.
- Classificação de Pezzota (2001): mantém grande parte da nomenclatura e estrutura dos esquemas de classificação relacionados à profundidade, mas adiciona a mineralogia dos pegmatitos e define novos tipos e subtipos para representar as composições de alguns pegmatitos de Madagascar. A Classe I, a Classe Abissal, corresponde a pegmatitos de condições de baixa a alta pressão e temperaturas elevadas, pouco mineralizados, mas podem conter materiais cerâmicos. A Classe II, a Classe de Elementos Raros, é a mais

mineralizada, e é subdividida com base na assembleia mineral característica. A Classe III, a Classe Miarolítica NYF, é baseada em um regime de baixa pressão, apresentando pegmatitos ricos em cavidades miarolíticas.

- Classificação de Zagorsky et al. (2003): baseada na pressão de formação como o critério principal, continuando as classificações de zona de profundidade de Ginsburg & Rodionov (1960) e Černý (1991). Os grupos são subdivididos em formações e subformações com base em critérios geoquímicos, mineralógicos e estruturais. Um ponto destacado é que cavidades miarolíticas podem ocorrer em todos os três grupos de profundidade.
- Classificação de Dill (2016): baseia-se na composição química, geologia estrutural e assembleia mineral. Focada principalmente nos aspectos econômicos e aplicados dos pegmatitos, a classificação é um sistema binário que aborda o "corpo do minério" e a "composição do minério". O "corpo do minério" é subdividido em tipos de pegmatitos e suas contrapartes aplíticas, enquanto a "composição do minério" é caracterizada por qualificadores químicos e mineralógicos. A classificação também considera transformações minerais devido ao metamorfismo.

No entanto, todas possuem pelo menos um critério inferido, o que não é o ideal para uma classificação baseada em critérios puramente descritivos. Wise *et al.* (2022) propõem uma nova classificação de pegmatitos apenas com critérios mensuráveis, baseada no conteúdo de minerais formadores de rochas e minerais de elementos raros. Foram definidos 3 grupos com base na mineralogia, que podem ser relacionados a dois tipos petrogenéticos, os RGM (fusão residual de magmatismo granítico) e DPA (produto direto de anatexia) (Quadro 1). Os grupos 1 e 2 são gerados por fusões residuais de granitos tipo S, A e I dos tipos RGM e DPA, e do grupo 3 apenas feitos por DPA.

O Grupo 1 pode apresentar três tipos: (i) contêm berilo ± fosfato; (ii) tipos dominados por espodumênio ou petalita ricos em Li e (iii) corpos com lepidolita ou elbaíta ricos em Li. No Grupo 2 os tipos são: (i) enriquecidos em minerais de Fe como biotita, fayalita ou anfibólios sódicos; (ii) corpos contendo magnetita, uraninita e óxidos e silicatos portadores de ETRs (Elementos Terras Rara). Por fim, o Grupo 3 pode apresentar: (i) andaluzita, sillimanita, cianita ou cordierita primárias; (ii) crisoberilo ou fenacita; (iii) mineralização de B (dumordierita, grandidierita e borasiltita).

RMG (Fusão Residual de Magmatismo Granítico)									
Rocha parental típica	Granito tipo S	Granitos tipo A	Granitos tipo I						
Química do granito	Peraluminoso	Peralcalino e metaluminoso a levemente peraluminoso	Peraluminoso a metaluminoso						
Relação do pegmatito com a fonte	Interior a marginal	Interior a marginal	Interior a marginal						
Tipo de pegmatito	Grupo 1	Grupo 2	Grupos 1 a 2						
Assinaturas geoquímicas típicas	Be, Nb, Ta, P, Sn, Li, Cs, B	ETR, Be, Nb, F	B, Be, ETR, Nb, Ti, Li, Ca						
DPA (Produto Direto de Anatexia)									
Rocha parental típica	Rochas metamórficas de fácies granulito a anfibolito	Rochas metamórficas de fácies granulito a anfibolito	Rochas metamórficas de fácies granulito a anfibolito						
Relação do pegmatito com a fonte	Segregações de fusões anatéticas	Segregações de fusões anatéticas	Segregações de fusões anatéticas						
Tipo de pegmatito	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3						
Assinaturas geoquímicas típicas	Be, Nb, Ta, P, Li, B	ETR, U, Be	Al, Be, B						

Quadro 1: Características gerais de pegmatitos RMG e DPA (adaptado de Wise et al., 2022).

Além das classificações baseadas na composição mineralógica, os pegmatitos também podem ser categorizados conforme a sua estruturação interna, tanto corpos com geometrias irregulares ou ovalares, quanto corpos de formato tabular ou de dique. As categorias principais são pegmatitos sem zonação, de zonação simples, e zonação complexa (Figura 3; Wise *et al.*, 2022).



Figura 3: Classificação anatômica de pegmatitos conforme a zonação interna. (Adaptado de Wise *et al.*, 2022).

Em relação à gênese de pegmatitos, não há um modelo universalmente aceito que explique todas as suas características, mas existem dois modelos principais (cfe. Wise *et al.*, 2022): (i) fusões residuais de magmatismo granítico, no qual são originados por fracionamento de granitos peralcalinos, metaluminosos, e peraluminosos, de magmas graníticos dos tipos S, A e I. Esta é a mais reconhecida pela maioria dos autores. Nessas fusões residuais elementos incompatíveis, voláteis e elementos raros são enriquecidos. A presença desses voláteis diminui a temperatura de cristalização, as taxas de nucleação, a polimerização da fusão e a viscosidade, e aumenta as taxas de difusão e solubilidade, e são considerados fundamentais para o

surgimento dos cristais de grandes dimensões (Simmons & Webber, 2008). Além disso, existem os pegmatitos gerados por (ii) produtos diretos de anatexia, ou seja, não possuem conexão com intrusões graníticas que possam ser consideradas parentais à população de pegmatitos, o pegmatito seria formado a partir da fusão parcial de rochas crustais e mantélicas, como metapelitos de fácies anfibolito a granulito, anfibolitos, gnaisses e migmatitos (Wise et al., 2022; Simmons e Webber, 2008).

Pegmatitos gerados a partir de fusões residuais de magmatismo granítico são mais comuns que os gerados por anatexia, e costumam ocorrer próximos das margens e da cúpula da intrusão, podendo se estender como veios e diques nas rochas encaixantes. A fusão pegmatítica residual gerada pode então ser modificada por cristalização fracionada, assimilação de rochas encaixantes, e outros processos tardios (Wise et al., 2022). Por outro lado, os pegmatitos considerados como produtos de anatexia ocorrem como bolsões, lentes e diques em terrenos metamórficos de alto grau (Wise et al., 2022; Simmons e Webber, 2008).

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DO RIO CANOAS

A área de estudo se insere no Terreno Apiaí, um fragmento litosférico que compõe parte do sistema orogênico denominado Cinturão Ribeira (Figura 4; Hasui *et al.*, 1975), inserido no segmento central da Província Mantiqueira, formado durante a Orogenia Brasiliano-Pan Africana. O Terreno Apiaí é formado devido à colisão entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental (Heilbron *et al.*, 2004; Faleiros *et al.*, 2011). O Terreno Apiaí é limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Lancinha, que o coloca em contato com a Microplaca Curitiba, e a norte pela Bacia do Paraná. No segmento estudado predominam rochas de grau metamórfico baixo a médio, incluindo quartzitos, filitos, xistos, rochas calciossilicáticas, mármores e metamargas, além de rochas ígneas básicas, intermediárias e ácidas (Figura 5; Siga Jr *et al.*, 2011).

2.2.1. Núcleo Tigre: o embasamento do Terreno Apiaí

O embasamento do Terreno Apiaí é constituído pelo Núcleo Tigre, rochas granitoides alcalinas, deformadas, com formas elipsoidais, de orientação NE-SW, em contato tectônico com a Formação Perau (Cury *et al.*, 2002). As rochas do Núcleo Tigre são predominantemente sienogranitos, monozogranitos e granodioritos protomilonitizados a ultramilonitizados. A idade de cristalização é de 1,75 Ga, do

Estateriano (U-Pb em zircão; Cury *et al.*, 2002). Essas rochas alcalinas possuem características de granitos anarogênicos, intraplaca, relacionados a processos extensionais (Kalfuss, 2001).



Figura 4: Mapa geológico regional simplificado do Cinturão Ribeira, Província Mantiqueira, em relação ao Continente Africano no Neoproterozoico: A) Crátons: África Oeste (WA), Congo (C), Kalahari (K), Paranapanema (P), São Francisco (SF), Amazônico (A), Faixas móveis: Damara (DB), Kaoko (KB), Gariep (GB), Dom Feliciano (DFB), Araçuaí (AB), Brasília (BB); B) Cinturão Ribeira Meridional. Modificado de Faleiros *et al.* 2011.



Figura 5: A) Mapa das principais unidade do Terreno Apiaí (modificado de Faleiros *et al.*, 2012). B) Mapa geológico simplificado, ressaltando o terreno Apiaí e suas unidades internas, com a área de estudo destacada em vermelho (Faleiros *et al.*, 2012).

2.2.2. Formação Perau: as rochas hospedeiras dos diques pegmatíticos

A Formação Perau corresponde à base da sequência metavulcano-sedimentar do Terreno Apiaí, formadas em um contexto marinho com influência exalativa (Daitx, 1996; Heilbron *et al.*, 2004). Daitx (1996) propõe uma divisão em três sequências por meio de análise de sondagens, estudos petrográficos e litogeoquímicos: i) Sequência inferior, formada majoritariamente por quartzitos; ii) Sequência intermediária, com rochas calciossilicáticas e carbonáticas; e iii) Sequência superior, constituída por xistos e rochas metabásicas (anfibolitos). Além das três sequências, há uma unidade abaixo dos quartzitos da Sequência inferior, denominada Paragnaisses Canoas.

Fm. Perau - sequência inferior

A sequência inferior apresenta espessura total de 200 metros e é constituída por dois níveis de quartzitos separados por um pacote de rochas ricas em anfibólio. Os quartzitos inferiores são maciços a foliados, finos a médios, e de cor branca a branca acinzentada (Fedalto, 2018). Sua textura é granoblástica, com grãos alongados e/ou achatados. Já nas porções ricas em muscovita e/ou tremolita (foliados), a textura passa a ser granolepidoblástica a granonematoblástica. Na base e no topo desses quartzitos podem ocorrer estratos de rochas carbonáticas com espessura de vários metros (Daitx, 1996). O pacote de rochas ricas em anfibólio, anfibolitos e biotita-anfibólio xistos com mobilizados turmaliníticos, são considerados como possíveis *sills* ou derrames de rochas basálticas toleíticas. O pacote superior de quartzitos apresenta contato gradacional com as rochas da sequência intermediária, e nele predominam quartzitos finos, bandados, com algumas porções ricas em tremolita, diopsídio ou carbonato, ou em sericita (Daitx, 1996).

Fm. Perau - sequência intermediária

A sequência intermediária tem espessura máxima é estimada em 35 metros, e é representada por rochas carbonáticas e calciossilicáticas ricas em diopsídio, tremolita, flogopita e carbonatos (Fedalto, 2018). Nas porções mais espessas predominam mármores dolomíticos com intercalações de flogopita-tremolitacarbonato xistos (Daitx, 1996). Em adição, outra litologia representativa é biotitaanfibólio xisto com magnetita, mostrando leitos alternados de mica e/ou anfibólio xistos, milimétricos a decimétricos, por vezes com intercalações ricas em magnetita disseminadas na rocha ou formando níveis de formação ferrífera bandada. Seu contato com a unidade sobreposta é abrupto, por vezes com deformação e hidrotermalismo (Daitx, 1996).

Fm. Perau - sequência superior

Composta por sete níveis de quartzo-mica xistos intercalados pelo mesmo número de corpos de anfibolitos (Daitx, 1996; Fedalto, 2018). Os xistos representam uma seguência pelítico-aluminosa metamorfizada em grau médio, formando guartzobiotita-muscovita xistos com granada, estaurolita e magnetita localmente, de granulometria fina a média. Alguns níveis possuem cianita e sillimanita, indicando um gradiente metamórfico dentro da sequência. Há uma concordância estrutural entre os mica xistos e anfibolitos, e os contatos são marcados por silicificação dos xistos e por veios de quartzo (Daitx, 1996). Juntos aos anfibolitos ocorrem faixas centimétricas de turmalinitos bandados juntos aos anfibolitos. Estes, possuem geometria lenticular, homogeneidade composicional, médios a grossos e mineralogia composta principalmente por plagioclásio e hornblenda. Alguns corpos são bandados e ricos em biotita. Apenas um dos corpos anfibolíticos aparenta ser de origem sedimentar, por ter uma espessura pouco variável. O restante é admitido como sills de rochas básicas intrusivos nos sedimentos pelíticos-aluminosos. Ainda nesta sequência Daitx (1996) destaca um número expressivo de veios de guartzo de espessura centimétrica a métrica, concordantes e discordantes com a estruturação das encaixantes. Podem conter proporções variáveis de turmalina e muscovita quando encaixados nos mica xistos, e clorita, anfibólio, granada, pirrotita e pirita quando associados a anfibolitos.

Ademais, verificam-se turmalinitos que ocorrem nas bordas de veios de quartzo, interpretados como formados por turmalinização das rochas encaixantes (Daitx *et al.*, 1992). Por fim, intrusivos nessas unidades há mais de uma centena de diques de rochas básicas, incluindo lamprófiros, interpretados pelos autores como associados ao magmatismo basáltico da Bacia do Paraná (Daitx & Zanardo, 1992).

Já o topo da sequência metavulcano-sedimentar corresponde à Formação Votuverava (Heilbron *et al.*, 2004), composta por metarenitos, metassiltitos, metaritmitos e metaconglomerados com contatos gradacionais entre si. Possuem estruturas sedimentares preservadas e sucessões estratigráficas compatíveis com turbiditos (Fiori, 1992). Intercalados a estes, ocorrem metabasitos lenticulares, concordantes com as estruturas primárias, de natureza toleítica (Basei *et al.*, 2013;

Faleiros *et al.*, 2011). Subordinam-se anfibolitos, turmalinitos e formações ferríferas bandadas (Heilbron *et al.*, 2008).

À cerca de 4 km a sudoeste da área de ocorrência dos pegmatitos, há um corpo granítico mapeado pela CPRM (2012), atribuído ao magmatismo Neoproterozoico, encaixado nas rochas da Formação Votuverava. Na porção estudada do Terreno Apiaí ocorrem dois corpos ígneos, e estes incluem microtrondjemito e microgranito, os quais são isótropos, e de textura equigranular fina. Em lâminas delgadas apresentam feições deformacionais, tais como, fraturas preenchidas por clorita, sericita e carbonato, e extinção ondulante (Faleiros *et al.,* 2012).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Com o intuito de atingir os objetivos propostos neste trabalho, optou-se por adotar os métodos descritos a seguir.

3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O levantamento bibliográfico foi realizado através do estudo de artigos e trabalhos relacionado aos temas: i) pegmatitos, principalmente sobre sua gênese, sistemas de classificação, e características descritivas; e ii) geologia regional, envolvendo artigos, relatórios e teses e dissertações com informações pertinentes ao entendimento do contexto geológico da área de estudo.

3.2. TRABALHOS DE CAMPO

Os levantamentos de campo tiveram início a partir das duas etapas de campo da disciplina de Mapeamento Geológico do curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná, realizadas nos meses de abril e maio. Durante esses trabalhos foram encontrados diversos veios e diques de aspecto pegmatítico, que permitiram realizar as primeiras descrições de aforamentos e coleta de amostras, focadas no entendimento das relações de contato das intrusões com as rochas encaixantes, além da assembleia mineralógica.

Em agosto, uma terceira etapa de campo foi realizada visando visitar os afloramentos já descritos e buscar ocorrências adicionais de corpos pegmatíticos. Nessa etapa, foram obtidas fotografias das feições de interesse, descrições com foco nas estruturas, composição e zonações mineralógicas, e descrição das litologias encaixantes. Em adição, obtiveram-se medidas estruturais (orientação dos corpos,

fraturas, foliações), e foram coletadas amostras para posterior descrição petrográfica detalhada, fotografias, e análise com Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

3.3. PETROGRAFIA

A análise petrográfica inicialmente visava a descrição de lâminas delgadas em microscópio óptico de luz transmitida, no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) da UFPR. No entanto, devido a problemas técnicos com equipamento de confecção de lâminas delgadas, estas não puderam ser finalizadas. Como alternativa, as amostras que estavam parcialmente preparadas, ainda na forma de tabletes, foram analisadas com emprego de estereomicroscópio (lupa) e posteriormente Microscópio Eletrônica de Varredura (MEV). A descrição petrográfica objetivou identificar texturas, estruturas e paragêneses minerais das intrusões pegmatíticas e encaixantes. Ao todo foram descritos, em lupa de mesa, 13 tabletes.

A preparação das amostras abrangeu as seguintes etapas: I) definição dos planos de corte nas amostras de mão; II) corte das amostras no Laboratório de Laminação (LAMIN); III) definição da posição da lâmina delgada no plano serrado; IV) corte adicional para encaixe das amostras em moldes para obtenção das dimensões adequadas para lâmina delgada; V) polimento dos tabletes com emprego de politriz do Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (ILAMIR).

3.4. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Visando a aquisição de resultados semiquantitativos da composição química das rochas, e observação de detalhe da textura e mineralogia, quatro amostras foram analisadas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) *FEI Quanta 450 FEG*, do Centro de Microscopia Eletrônica (CME) da UFPR, em duas sessões. Com isso, obtiveram-se imagens com magnificações de 50 a 1500 X, e análises químicas elementares por Espectroscopia por Energia Dispersiva (EDS) com resolução de 125 eV em diversas áreas para cada amostra.

A preparação das amostras para análise no MEV seguiu as mesmas etapas daquelas realizadas para as amostras analisadas com estereomicroscópio. Em adição a elas, alguns fragmentos menores necessitaram embutimento para facilitar o processo de polimento com pasta diamantada e otimizar as análises com MEV. O processo de embutimento segue os seguintes procedimentos: I) molde é colado em uma base de vidro com fita dupla-face; II) colagem das amostras no molde com face

polida virada para baixo; III) mistura de 70 % de resina Schneider e 30% endurecedor esquentada e colocada no dissecador com bomba de vácuo; IV) preenchimento do molde com a resina; V) moldes são colocados no banho ultrassônico; VI) secagem da resina dos moldes em uma estufa a 50°C por 24 horas; VII) lixamento e polimento final da face com amostras com pasta diamantada de granulometria de 3, 1 e ¹/₄ de micrômetro. Todos os procedimentos foram realizados no ILAMIR. Por fim, os tabletes necessitaram de metalização, a qual é feita com o recobrimento das amostras por uma fina camada de carbono pulverizado.

4. RESULTADOS

4.1 LEVANTAMENTO DE CAMPO

A partir dos levantamentos de campo foram identificadas ocorrências de diques e veios pegmatíticos em rochas metavulcanossedimentares das sequências inferior e intermediária da Formação Perau (Figura 13). A composição mineralógica, zonação interna, geometria e posicionamento dos pegmatitos será abordada em detalhe nos capítulos subsequentes. A seguir serão descritas primeiramente as características das litologias encaixantes nas quais foram mapeados os corpos pegmatíticos. As siglas adotadas para as unidades encaixantes são as mesmas utilizadas no mapeamento de graduação, no qual, o mapa completo se encontra no anexo I.

4.1.1 Descrição das Litologias Encaixantes

Fm. Perau - sequência inferior

MPQ – Quartzitos: corresponde a uma unidade de quartzitos esbranquiçados (Figuras 6a-d) com estrutura maciça à foliada (S₁), compostos predominantemente por quartzo (80%), muscovita (15%) e por minerais detríticos escuros (possivelmente turmalina e zircão; 5%). De maneira geral, essa unidade apresenta bandamento composicional milimétrico a centimétrico (Figura 6c) marcado por bandas esbranquiçadas com cristais de dimensões milimétricas, bastante cristalinos, e distinguíveis entre si, e bandas acinzentadas com quartzo microcristalino, não sendo possível distinguir cristais individuais. Em direção ao topo da unidade, a rocha apresenta uma textura lepidoblástica bem marcada devido ao aumento de proporção de muscovita (Figura 6d). Veios de quartzo centimétricos acompanham a foliação principal.



Figura 6: Afloramentos e amostras de mão característicos dos quartzitos da unidade MPQ. (A) Ponto ao lado de córrego, denotando o aspecto geral dos afloramentos da unidade. (B) Detalhe de afloramento de quartzito, mostrando planos retilíneos da foliação e feições em degraus, típicas dessas rochas. (C) Bandamento composicional marcado por bandas centimétricas acinzentadas. (D) Intercalação entre porções maciças e micáceas, próximo ao topo da unidade.

Fm. Perau - sequência intermediária

MPC - Rocha Calciossilicática: Esta unidade corresponde a rochas calciossilicáticas intercaladas com anfibolitos e muscovita-quartzo-xistos (Figuras 7a-f). A rocha calciossilicática possui granulação fina e consiste em tremolita (25%), epidoto (10 - 25%), biotita (20%), quartzo (10 - 20%), muscovita (15%), plagioclásio (5%), actinolita (5%), e titanita (<5%). A estrutura desta rocha é um bandamento composicional milimétrico a centimétrico definido por bandas verdes (epidoto e anfibólio) intercaladas com bandas brancas (quartzo e plagioclásio) (Figura 7b). O anfibolito possui granulação fina, cor cinza esverdeada e é composto por hornblenda (30 - 45%), actinolita (20 - 25%), plagioclásio (25%), biotita (10%) e quartzo (5%). Por sua vez, o xisto possui granulação fina e coloração cinza prateada, contendo muscovita (20 - 30%), quartzo (25 - 40%), biotita (10%) e granada (5%). A unidade apresenta foliação

bem desenvolvida (S₂), marcada pela textura nematoblástica na rocha calciossilicática e no anfibolito, e lepidoblástica no xisto. A foliação é, em geral, contínua, porém quando espaçada preserva micrólitos da foliação S₁.



Figura 7: Afloramentos e amostras de mão representativas de rochas calciossilicáticas da unidade MPC. (A) Aspecto geral dos afloramentos da unidade MPC. (B) Aspecto geral das rochas calciossilicáticas, com porções de biotita (em branco) e de epidoto e anfibólios (em verde), denotando a heterogeneidade dos litotipos. (C) Rocha calciossilicática verde acinzentada, sem presença de variação composicional. (D) Afloramento com ocorrência de cristais de actinolita de até 1 centímetro.

(E) Rocha calciossilicática com oxidações vermelhas acastanhadas dendríticas (indicado), características da unidade. (F) Mármore dolomítico bandado identificado na unidade.

MPAm - Anfibolito médio: Esta unidade apresenta anfibolitos de textura média e cor verde a cinza-escuros (Figuras 8b e 8c), composto por hornblenda (30 - 45%), actinolita (20 - 25%), plagioclásio (20 - 30%), biotita (5 - 10%) e quartzo (5%). Localmente apresenta bandamento composicional marcado pela variação na proporção entre minerais máficos e félsicos (Figura 8c-d). Pontualmente, observa-se intercalações milimétricas a centimétricas com camadas de muscovita-quartzo-xisto e rocha calciossilicática. Na unidade é possível observar a foliação (S₂) nematoblástica, espaçada, com micrólitos milimétricos.



Figura 8: Afloramentos e amostras representativas dos anfibolitos da unidade MPAm. (A) Aspecto geral dos afloramentos da unidade MPAm. (B) Anfibolito verde-escuro, de textura média, com níveis milimétricos de plagioclásio pouco marcados. (C) Anfibolito de textura média, cinza esverdeado, com bandamento composicional. (D) A mesma amostra de (C), mas denotando os planos de foliação, nos quais há maior concentração de micas, de coloração acastanhada.

MPXg - **Granada-biotita-quartzo-muscovita-xisto:** Granada-biotita-quartzomuscovita-xisto de cor cinza prateada, composto por muscovita (20 - 35%), quartzo (25 - 40%), biotita (10 - 35%), granada (0 - 10%) e estaurolita (<5%), com textura lepidoblástica predominante (Figuras 9a-f). Localmente, dentro desta unidade, encontra-se níveis de quartzito com textura granoblástica (Figura 9b) e planos ricos em muscovita centimétricas, sem orientação preferencial (Figura 9d). Ainda, ocorrem abundantes veios de quartzo de espessura decimétricos, subparalelos a oblíquos à orientação geral da foliação (Figura 9a). A unidade apresenta duas foliações. A principal é uma foliação espaçada (S₂), marcada por planos de biotita e muscovita. A foliação (S₁) se encontra preservada nos micrólitos de S₂ e corresponde a uma foliação contínua e crenulada, caracterizada pelo desenvolvimento de filossilicatos e quartzo.



Figura 9: Afloramentos e amostras com características distintivas da unidade MPXg. (A) Afloramento de biotita-muscovita-quartzo-xisto com veio de quartzo de direção oblíqua à foliação da rocha. (B) Detalhe de afloramento mostrando uma intercalação entre bandas centimétricas compostas predominantemente por quartzo, e bandas de biotita-muscovita-quartzo-xisto. (C) Amostra de biotita-quartzo-muscovita-xisto cinza prateado, representando a coloração característica das rochas da unidade quando não intemperizadas. (D) Veio de quartzo de espessura centimétrica subparalelo à foliação da rocha, junto ao qual se percebe desenvolvimento de muscovita, sem orientação preferencial, de granulação média. (E) Amostra de mão de biotita-quartzo-muscovita-xisto com muscovita sem orientação preferencial de tamanho centimétrico. (F) Detalhe de afloramento denotando a presença de diversos porfiroblastos de granada.

MPAf - Anfibolito fino: Anfibolito de textura nematoblástica fina e cor verde a cinza (Figuras 10a-d), composto por hornblenda (40%), actinolita, (25%), plagioclásio (20 - 30%), biotita (0 - 10%), granada (0 - 5%), goethita (0 - 5%) e titanita (<5%). Comumente apresenta bandamento, milimétrico a centimétrico, marcado em geral por níveis lenticulares com concentração de plagioclásio (Figura 10d), e pontualmente, por planos de espessura milimétrica com biotitas orientadas. A foliação principal (S₂) observada nessa unidade é espaçada, caracterizada por planos de actinolita e plagioclásio orientados, com micrólitos milimétricos, onde é possível observar a foliação S₁. S₁ é contínua, marcada pelos planos de hornblenda e oblíqua (20-30°) a S₂.



Figura 10: Afloramentos e amostras representativos da unidade MPXAf. (A) Afloramento de anfibolito fino, com aparência típica dos locais de exposição dessas rochas. (B) Afloramento de anfibolito fino cinza escuro em drenagem, bastante fraturado, gerando uma estruturação em degraus. (C) Amostra representativa da unidade, de anfibolito muito fino de cor cinza, sem bandamento composicional. (D) Detalhe de afloramento de anfibolito, denotando bandas milimétricas esbranquiçadas devido à concentração de plagioclásio.

Fm. Perau - sequência superior

MPXb - **Biotita-quartzo-muscovita-xisto:** A rocha desta unidade é um biotitaquartzo-muscovita-xisto de cor cinza (Figuras 11a-d), composto por quartzo (20 -45%), biotita (15 - 30%), muscovita (20 - 35%), minerais opacos (10%), granada (0 -5%) e estaurolita (0 - 5%). O bandamento metamórfico é caracterizado por bandas mais claras e mais escuras (Figura 11b) e localmente encontra-se milonitizado. A unidade apresenta três foliações, todas com textura lepidoblástica, sendo a principal S₂. A foliação S₁ é contínua, marcada por planos de muscovita e biotita, localmente crenulada. A foliação S₂ é espaçada, marcada pelos por planos de biotita e muscovita, com micrólitos milimétricos dominados pela S1, que é oblíqua (45 - 60°) a S₂. A foliação S₃ é uma foliação milonítica restrita às proximidades da Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande (Figura 11).



Figura 11: Afloramentos e amostras representativos da unidade MPXb (A) Afloramento de biotitaquartzo-muscovita-xisto com granada, com aparência típica dos locais de exposição dessas rochas. (B) Afloramento de granada-biotita quartzo-muscovita-xisto com estaurolita com textura milonítica. (C) Amostra de biotita-quartzo-muscovita-xisto com granada, estando estas afetadas por intemperismo, e destacadas na imagem. (D) Amostra de quartzo-muscovita-xisto, com aspecto característico das rochas da unidade.

MPXc - **Xisto carbonático**: O xisto carbonático desta unidade é composto por carbonato (30 - 50%), biotita (20 - 25%), quartzo (10 - 15%), epidoto (10%), com ocorrências localizadas de estaurolita (<5%) e granada (5%). A textura varia de lepidoblástica (Figura 12b), em bandas ricas em biotita, a granoblástica, em bandas ricas em quartzo e carbonato (Figuras 12a e 12c). Apresenta duas foliações, sendo a principal, S₂, caracterizada pela textura lepidoblástica dos filossilicatos, é predominante, espaçada e com presença de micrólitos milimétricos. A foliação S₁ ocorre nos micrólitos da S₂, oblíqua a ela (45-50°), contínua, crenulada, caracterizada pela textura granolepidoblástica condicionada pela biotita e quartzo. Em adição, notase nesta unidade ocorrência restrita de mármore calcítico impuro (Figura 12d)



Figura 12: Amostras representativas da unidade MPXc. (A) e (C) Amostras de biotita-quartzocarbonato-xisto com tremolita com bandamento composicional bem marcado, definido por bandas milimétricas a centimétricas granoblásticas (quartzo+carbonato) e bandas lepidoblásticas, com maior concentração de biotita. (B) Amostra destacando a textura lepidoblástica da rocha. (D) Amostra de mármore calcítico impuro, com coloração cinza a esbranguiçada.

4.1.2 Aspectos estruturais regionais

As litologias encaixantes dos corpos pegmatíticos apresentam três famílias de foliações metamórficas — S_1 , S_2 e S_3 — interpretadas como resultado de diferentes eventos de deformação associados, presentes em todas as unidades. De maneira geral, a foliação S_1 se encontra preservada apenas em micrólitos de S_2 , é contínua, crenulada, com textura lepidoblástica a granolepidoblástica, e possui plano médio de direção N30E e mergulho de 65 graus para NW.

A foliação S₂ é a mais marcante e penetrativa da área estudada (Figura 13) e é caracterizada como espaçada devido à presença comum de micrólitos milimétricos. S₂ é, no geral, anastomosada a crenulada, com textura lepidoblástica a nematoblástica, e ocorre de forma oblíqua a subparalela à S₁, tendo plano médio de direção N46E e mergulho de 60 graus para NW.

A foliação S₃, por sua vez, é uma foliação milonítica que ocorre de forma bastante localizada, especialmente nas proximidades da Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande. S₃ é espaçada, com micrólitos milimétricos e sua direção geral é N80E e possui mergulho de 58 graus para NW.

A área é influenciada por, pelo menos, duas gerações de falhas regionais. A mais antiga está relaciona à Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande (ZCRG), uma estrutura de cisalhamento dúctil de direção NE com componente transpressivo e cinemática sinistral (Figura 13). A movimentação dessa zona está associada à formação de *biotitas-fish* e à milonitização nas rochas afetadas, aqui denominada de S₃. Segundo Daitx *et al.*, 1996 essa zona poderia estar relacionada à Zona de Cisalhamento Ribeira, localizada ao NE da área de estudo. Além disso, foi observado uma família de falhas e fraturas com direção geral NW, caracterizadas como estruturas de cisalhamento rúptil-dúctil, com cinemática sinistral predominante.



Figura 13: Mapa geológico simplificado da área de estudo, com estereogramas da foliação S₂, mais marcante e penetrativa da área.

4.2 ASPECTOS DE CAMPO, GEOMETRIA E POSICIONAMENTO DOS CORPOS PEGMATÍTICOS

Durante as etapas de campo, foram mapeados, ao todo, quatro pontos (EL-01, EL-02, EL-03 e EL-04) com ocorrências de corpos de aspecto pegmatítico *in situ* na forma de veios e diques, além de cinco pontos de blocos caídos (Figuras 13 e 15), estes últimos não permitindo realizar um controle estrutural do posicionamento dos corpos.

Para sistematização, corpos *in situ* com espessura de até 25 cm foram classificados como veios, enquanto aqueles com espessura superior a esse valor foram denominados diques. Os veios apresentam espessura variável entre 1 e 25 cm, enquanto o maior dique identificado possui espessura métrica e continuidade lateral que pode alcançar dezenas de metros (não sendo possível observar seus limites). A composição mineralógica observada em campo inclui quartzo, K-feldspato, plagioclásio, turmalina, muscovita e berilo. Outros aspectos importantes observados em campo foram: i) a granulometria extremamente heterogênea, com cristais que variam de dimensões milimétricas a decimétricas (até 10 cm) em um mesmo corpo; e ii) a ocorrência de textura gráfica, caracterizada pelo intercrescimento de megacristais de quartzo e feldspato alcalino (Figura 16).

A maioria dos corpos exibe zonação interna. De forma geral, quartzo e feldspato ocorrem ao longo de todos os corpos (Figuras 16 e 17). No entanto, as bordas dos pegmatitos são comumente compostas por uma zona com cristais de turmalina de crescimento radial, orientadas perpendicularmente à intrusão (Figuras 16 e 17). Em zonas centrais, são encontrados agregados de muscovita euédrica. Ainda, importante destacar a presença de alguns diques compostos.

Quanto ao posicionamento, os contatos dos pegmatitos com as rochas encaixantes são intrusivos e, na maioria dos casos, abruptos. Apenas um veio apresenta evidências de interação entre o pegmatito e a encaixante (Figura 18e). De modo geral, os diques e veios interceptam as foliações e bandamentos das rochas encaixantes de forma oblíqua, uma vez que os diques e veios são subverticais e as foliações metamórficas possuem mergulhos baixos a moderados. Em alguns casos, observou-se deslocamento em planos horizontais de veios (Figura 16d).

Em relação às atitudes dos corpos, eles representam planos retilíneos (Figuras 15 e 16), e se posicionam paralelos a três famílias de estruturas (Figura 14), uma principal, a Família I, representando os diques e veios mais espessos, com trend predominantemente NW e plano médio de 206/78° (*dip direction/dip*), e outra duas, subordinadas, Famílias II e III com trend NW e NE abrangendo os veios de menor espessura, de plano médio 250/75° e 107/87°, respectivamente.



Figura 14: Estereograma com todas as medidas de todos os corpos pegmatíticos, e estereogramas individualizando três famílias com medidas de mesmo *trend* (cada cor representa um corpo pegmatítico diferente).



Figura 15: Mapa geológico simplificado da área de estudo, com estereogramas das atitudes dos corpos pegmatíticos.



Figura 16: Principais feições dos pegmatitos do ponto EL-01. (A) Visão geral do afloramento. (B) Veio de composição pegmatítica com quartzo, feldspatos (KF + plagioclásio) e turmalina nas bordas, com contato abrupto e relação oblíqua com a foliação da rocha encaixante. (C) Dique composto de pegmatito, com contato dos diques destacado (linha tracejada branca), e contato abrupto com a

encaixante (linha tracejada vermelha). Possui turmalinas centimétricas, perpendiculares à direção do dique, concentradas no contato entre as duas gerações. Também possui quartzo, feldspato (K-feldspato e plagioclásio) e muscovita. (D) Veio pegmatítico mostrando relação oblíqua com o bandamento da encaixante (linha branca), em contato abrupto, e com evidência de movimentação horizontal. (E) Veio pegmatítico em contato abrupto com a encaixante, sem ocorrência de turmalina.



Figura 17: Principais feições dos pegmatitos dos pontos EL-02 e EL-03. (A) Visão geral do afloramento EL-03, representando o maior corpo pegmatoide da região. (B) Dique pegmatítico do ponto EL-02, no qual é possível observar as zonas com turmalina (linha tracejada azul), zona com quartzo e feldspatos e zona com muscovita (linha tracejada amarela). (C) Detalhe do ponto EL-03 mostrando megacristais

de berilo, muscovita e K-feldspato. (D) Detalhe do ponto EL-02 mostrando o contato abrupto do dique pegmatítico com a rocha encaixante. (E) Detalhe do ponto EL-03 mostrando agregados de muscovita e megacristal de berilo. (F) Amostra de mão do ponto EL-03 com textura gráfica definida por intercrescimento de megacristais de quartzo e K-feldspato.

4.3 PETROGRAFIA

4.3.1 Caracterização macroscópica

A assembleia mineralógica identificada em campo e através da descrição com auxílio de lupa de mesa é constituída por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, turmalina, muscovita, berilo e apatita. A granulometria é bastante variável, havendo cristais de tamanho milimétrico a decimétrico (até 10 centímetros). A proporção dos minerais também apresenta grande variação, mas de forma geral todos os corpos possuem quartzo (35 a 60%) e K-feldspato (30 a 50%) perfazendo a maior parte da assembleia mineralógica. Na sequência, o plagioclásio (10 a 30%), a muscovita (5 a 10%) e a turmalina (<5 a 20%) também ocorrem em abundância. Os veios de menor espessura na maioria das vezes possuem apenas quartzo e feldspato, e ocasionalmente também possuem turmalina. Em adição, o berilo foi descrito apenas em um ponto (EL-03), no maior corpo pegmatítico mapeado, com cristais chegando a mais de 15 cm de comprimento.

O quartzo, o K-feldspato e o plagioclásio ocorrem distribuídos de forma quase uniforme ao longo dos corpos, intercrescidos, por vezes com quartzo intersticial nos feldspatos, definindo uma textura gráfica. No entanto, há um zoneamento mineralógico definido pelos outros minerais da assembleia, sendo eles a turmalina e a muscovita.

O quartzo ocorre com granulometria fina a muito grossa, normalmente sem hábito definido, mas pontualmente com hábito *blocky* (*e.g.*, ponto EL-01), com brilho vítreo a fosco, e coloração esbranquiçada a acinzentada. Por diversas vezes apresenta-se policristalino formando cristais de dimensões até métricas (*e.g.*, ponto EL-03). Tanto o K-feldspato quanto o plagioclásio mostram coloração esbranquiçada, dificultando a distinção entre as fases minerais. Ambos apresentam granulometria fina a muito grossa, com hábito normalmente anédrico, e localizadamente euédrico (nas porções mais grossas, como no ponto EL-03).

Quanto a distribuição dos demais minerais ao longo dos corpos zonados, é possível observar que a zona externa dos diques e veios é caracterizada pela

presença de turmalina preta, de granulometria média a grossa (até 5 centímetros), com hábito prismático alongado e seção basal triangular. Normalmente ocorre orientada, muitas vezes de forma radial, em posição perpendicular à direção do dique ou veio (Figuras 18 e 19). Pontualmente há cristais que não seguem essa orientação (Figura 18 e 19), estando subparalelos à direção do corpo. Mais internamente, próximo ao centro dos corpos, nos diques e veios mais espessos, tem-se presença de muscovita. Esta apresenta-se com granulometria média a grossa, com hábito placoide, e formando agregados de cristais de dimensão centimétrica (Figura 19).

Disseminado na rocha, junto com o quartzo e K-feldspato, o berilo não forma uma zona mineralógica. Este possui cor verde, com hábito subédrico a euédrico, de formato prismático alongado de seção basal hexagonal. Ocorre como cristais grossos, de até 10 centímetros de tamanho e sem orientação preferencial. Por fim, a apatita foi identificada macroscopicamente apenas com auxílio de estereomicroscópio (lupa), em uma amostra de veio pegmatítico do ponto EL-01. Ocorre em meio a cristais de quartzo e K-feldspato. Apresenta tamanho submilimétrico, coloração amarelada, e hábito euédrico hexagonal (Figura 18).

Em relação ao contato dos corpos pegmatíticos com as rochas encaixantes, predominam contatos retilíneos e abruptos, sem interação entre as litologias. No entanto, localmente observa-se interação entre as litologias, onde os minerais do pegmatito cristalizaram nos planos da foliação da rocha encaixante (Figura 18). Em adição, também foi registrado evidências de alteração por fluidos na rocha encaixante, denotada por uma mudança de coloração próxima ao contato com pegmatito com a rocha encaixante, mesmo se tratando de um contato abrupto (Figura 19).



Figura 18: Principais feições das amostras do ponto EL-01. (A) Amostra denotando as zonas da turmalina e da muscovita (separadas por linha tracejada azul). (B) Amostra denotando contato brusco com a rocha encaixante, e a mineralogia essencial dos pegmatitos. (C) Amostra EL-1-3B de veio pegmatítico com interação com a litologia encaixante. (D) Veio pegmatítico com zona da turmalina, e quartzo policristalino na porção central. (E) Detalhe da amostra EL-1-3B mostrando contato onde o veio pegmatítico "adentra" nos planos da foliação da rocha encaixante. (F) Cristal de apatita de hábito hexagonal em meio a cristais de quartzo em veio de composição pegmatítica.



Figura 19: Principais feições das amostras dos pontos EL-02 e EL-03. (A) Amostra do ponto EL-03 composta por quartzo e K-feldspato intercrescidos, e agregado de cristais centimétricos de muscovita. (B) Amostra do ponto EL-02, destacando a zona com turmalinas pretas orientadas de forma perpendicular ao corpo pegmatítico, e os agregados de muscovita na porção mais central. (C) amostra do ponto EL-03 destacando cristais centimétricos de quartzo, berilo e agregados de muscovita. (D) Detalhe da amostra do ponto EL-02 denotando a ocorrência de cristais de turmalina com orientação tanto perpendicular como subparalelas ao corpo. Além disso é possível observar o contato abrupto com a rocha encaixante, e uma mudança de coloração nesta, evidenciando uma alteração por fluidos. (E) Amostra do ponto EL-03 com cristais de turmalina prismática alongada sem uma orientação preferencial. (F) Detalhe de amostra do ponto EL-02 com cristais radiais de turmalina acicular em meio a cristais de quartzo.

4.3.2 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

A análise por Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) permitiu definir em maior detalhe a assembleia mineralógica dos corpos pegmatíticos. Além dos minerais quartzo, muscovita, turmalina, apatita e berilo, cuja identificação foi confirmada, foram reconhecidos cristais de tantalita, columbita e zircão (Figuras 20 e 21). Também foi possível determinar que os feldspatos presentes são ortoclásio (K-feldspato) e albita (plagioclásio) (Figuras 20 e 21), e que a composição das turmalinas apresenta variações na proporção entre Mg e Fe.

Os cristais de apatita, tantalita e columbita foram frequentemente encontrados entre os cristais de quartzo e feldspato, ou inclusos nestes cristais (Figuras 20 e 21). Foi também registrado zircão como inclusão em cristal de albita, que apresenta corrosão atribuída ao decaimento radioativo do U presente no zircão (Figura 20), além de inclusões de muscovita em cristais de berilo (amostra EL-3DC; Figura 21).

Quanto as turmalinas, na amostra EL-1-3B (ponto EL-01), observou-se uma concentração de Mg > Fe ou Mg = Fe, sendo predominantemente dravita. Já na amostra EL-3-DB, do ponto EL-03, a composição apresenta Mg < Fe, caracterizando uma schorlita. Por sua vez, na amostra EL-4, do ponto EL-04, observa-se uma variação composicional maior, incluindo Mg > Fe, Mg = Fe e Mg < Fe, abrangendo desde dravita até schorlita.



Figura 20: Fotomicrografias obtidas com MEV. (A) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01, mostrando cristais de quartzo (Qtz), muscovita (Ms) e apatita (Ap). (B) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 com cristal de schorlita (Srl). (C) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01 com cristais de albita (Ab), quartzo (Qtz), ortoclásio (Or) e apatita (Ap). (D) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 destacando um cristal de columbita. (E) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 mostrando cristal de quartzo (Qtz) em meio a um cristal de schorlita (Srl). (F) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-03 com cristal de zircão corroendo o cristal no qual está incluso.



Figura 21: Fotomicrografias obtidas com MEV das amostras EL-1-3B, EL-3-DC e EL-4. (A) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01 com cristais de apatita (Ap), tantalita (Tnt), quartzo (Qtz) e ortoclásio (Or). (B) Fotomicrografia de um cristal de berilo (Brl) do ponto EL-03 com inclusões de muscovita. (C) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01 mostrando cristais de quartzo (Qtz), apatita (Ap), berilo (Brl) e tantalita (Tnt). (D) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-04 destacando contato de cristais de quartzo (Qtz) e turmalina (Tur). (E) Fotomicrografia de amostra do ponto EL-01, na zona de contato entre veio pegmatítico e a rocha encaixante, com cristais de muscovita (Ms), quartzo (Qtz), ortoclásio (Or), biotita (Bt), apatita (Ap), dravita (Drv), e zircão (Zrn). (F) Fotomicrografia da porção central de um veio pegmatítico, com microcristais euédricos de quartzo (Qtz) preenchendo espaços.

Com o intuito de resumir os dados observados, a Tabela 1, apresentada a seguir, lista as assembleias mineralógicas identificadas em cada amostra analisada.

Amostra	Mineralogia									
	Qtz	Or	Ab	Ms	Tur	Ар	Brl	Ttl	Clt	Zrn
EL - 1 - V2B	Х	Х	Х	Х		Х				
EL - 3DB	Х	х	х		х				х	Х
EL - 1 - 3B	х	Х	х			Х	х	х		
EL - 3DC				Х			Х			
EL - 4	х				х					

Tabela 1: Mineralogia identificada a partir das análises com Microscópio Eletrônico de Varredura(MEV). Abreviaturas act. Fettes & Desmons, 2014.

5. DISCUSSÃO

5.1. ASPECTOS MINERALÓGICOS E TEXTURAIS

Os pegmatitos apresentam composição predominantemente quartzofeldspática, que perfazem a maior parte da composição mineralógica de todos os corpos. Levando em consideração que os cristais de quartzo e feldspato (ortoclásio e albita) estão dispostos de forma intercrescida, infere-se que seu crescimento tenha ocorrido simultaneamente. Além disso, a formação das turmalinas também aparenta ter se desenvolvido de forma concomitante, visto que a orientação dos cristais indica um crescimento das bordas para o centro das intrusões, e seus cristais mostram tamanhos semelhantes aos de quartzo e feldspato. Por outro lado, por estar localizada exclusivamente nas partes mais internas do que as zonas com turmalina, a muscovita parece ter formação posterior. Por fim, o berilo, a apatita, a columbita, a tantalita e o zircão podem ter sido os últimos a cristalizarem, levando em conta seu posicionamento nos interstícios dos cristais de quartzo e feldspato.

A partir da assembleia mineralógica identificada nas etapas de petrografia, é possível aplicar a classificação de pegmatitos de Wise *et al.*, 2022. Os corpos pegmatíticos podem ser enquadrados no Grupo 1, especificamente no tipo (i) berilo ± fosfato, devido à presença de berilo e apatita, e em adição, a presença de muscovita, columbita, apatita e schorlita, reforçam a classificação no Grupo 1. No entanto, a partir

dos resultados obtidos não foi possível associar com precisão os pegmatitos estudados a um dos tipos petrogenéticos (RMG ou DPA - Quadro 1), pois a mineralogia e assinatura química identificada nas amostras são compatíveis com ambos. No entanto, sugere-se que uma origem por anatexia seja mais provável, visto que os corpos pegmatíticos mapeados ocorrem na forma de diques e veios em rochas metamórficas, e não se observou uma intrusão granítica com a qual pode-se estabelecer uma relação parental provável.

Em adição à classificação mineralógica, com base no zoneamento mineralógico descrito, definido principalmente pelas zonas de turmalina e os pegmatitos identificados no presente estudo também podem ser classificados como pertencentes ao tipo com zonação simples (Figura 2; Wise *et al.*, 2022), já que não possuem cavidades miarolíticas ou zonas de substituição.

Também é possível definir que as intrusões pegmatíticas são mais jovens que os eventos metamórficos que afetaram o empilhamento da Formação Perau, visto que os diques e veios cortam essas rochas, atravessando os planos de foliações de forma oblíqua. Há cristalização de minerais dos pegmatitos nos planos da foliação, excepcionalmente, em um dos veios (Figura 17e), no ponto EL-01 que poderia indicar uma interação fluido-encaixante em um cenário pós-tectônico. No entanto, de modo geral os contatos dos pegmatitos com as rochas encaixantes são bastante abruptos (Figuras 17 e 18), e foi registrado apenas interação por fluidos, com efeito metassomático, caracterizado por uma mudança de coloração na rocha encaixante.

5.2. MODELO DE GERAÇÃO E COLOCAÇÃO DOS CORPOS PEGMATÍTICOS

A partir da análise estrutural se observou que os corpos pegmatíticos possuem três famílias de orientações principais (Famílias I, II e III; Figura 14), com *trends* para NW, NNW e NNE. Ao comparar a orientação desses corpos com as estruturas em escala de mapa (figura 15), é possível observar um paralelismo com as principais falhas da região. Dessa forma, é possível sugerir que a intrusão dos corpos poderia estar alinhada com fraturas secundárias geradas em contextos cisalhantes (Riedel, 1929), sob os tensores calculados a partir dos dados de campo (Figura 22). Além do mais, com tais tensores, seria possível associar o processo de geração de espaço para a intrusão dos corpos pegmatíticos e a origem da Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande à megaestrutura da Zona de Cisalhamento Ribeira, de orientação E-W, localizada a NE da área de estudo (Figura 5). Esse cisalhamento, de cinemática

dextral principal, define o contexto cisalhante regional (Fiori, 1991) enquanto a Zona de Cisalhamento Ribeirão Grande (ZCRG), de cinemática sinistral, representaria uma estrutura R' (Figura 22). A ela também pode ser associada a colocação dos corpos pegmatíticos, visto que as Famílias I e III alinham-se com as fraturas conjugadas e cisalhantes R e R', e a Família II sugeriria a abertura de uma a fratura trativa T (Figura 22).

O metamorfismo associado à ZCRG pode ter causado a fusão parcial de rochas da Fm Perau em porções mais profundas que as aflorantes na superfície. Ainda que não tenham sido identificadas rochas metamórficas de alto grau aflorantes na área, a ocorrência de estaurolita + granada +- cianita sugere metamorfismo na fácies anfibolito (Bucher & Grapes, 2010). A percolação de fluidos associado à ZCRG e os protólitos ricos em voláteis da Fm Perau (e.g., xistos (K, AI, P?), turmalinitos (B), rochas calciossilicáticas (P?) pode ter facilitado a fusão parcial em porções localizadas de maior temperatura dessas rochas durante o metamorfismo. Além disso, é possível que os corpos pegmatíticos tenham sido formados a partir de fluidos hidrotermais metamórficos, gerados por reações de desvolatização, uma vez que o pico de liberação de fluidos no metamorfismo ocorre entre 450 e 650°C (Bucher & Grapes, 2010).



Figura 22: Modelo estrutural proposto para as estruturas da área estudada.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com base nos resultados obtidos conclui-se que os pegmatitos identificados na região de Adrianópolis ocorrem na forma de veios e diques com espessuras

centimétricas a métricas, intrudidos em quartzitos, xistos e anfibolitos, rochas das sequências inferior, e intermediária da Formação Perau. A assembleia mineralógica dos pegmatitos é composta por quartzo, ortoclásio, albita, turmalina, muscovita, berilo, apatita, tantalita, columbita e zircão. Além disso, há um zoneamento mineralógico no interior dos corpos pegmatíticos. De forma geral o quartzo, o ortoclásio e a albita ocorrem distribuídos em todos os corpos, por vezes de forma intercrescida. Já a turmalina se concentra próxima as margens das intrusões, definindo a zona externa, onde na maioria das vezes ocorre de forma orientada, com hábito prismático alongado, muitas vezes radial, perpendicularmente à direção dos corpos. Mais internamente, próximo ao centro dos corpos, tem-se a zona com muscovita, que forma agregados de cristais placoides, centimétricos. Já o restante dos minerais (berilo, apatita, tantalita, columbita e zircão) ocorre disseminada nos diques e veios, e não formam zonas mineralógicas adicionais.

A ocorrência de minerais como columbita, tantalita, além de berilo, pode indicar a presença de porções mineralizadas com gemas, ou até mesmo mineralizações de Nb-Ta. No entanto, estudos de prospecção detalhada ainda são necessários na região para confirmar essas possíveis mineralizações nos pegmatitos.

Os pegmatitos foram classificados segundo Wise *et al.*, 2022 como pertencentes ao Grupo 1, tipo (i) berilo ± fosfato, mas não foi possível determinar o qual tipo petrogenético (Quadro 1). No entanto, uma origem por anatexia se mostra mais provável, visto que os corpos pegmatíticos são mais tardios que as rochas da Formação Perau, e que as Famílias de estruturas I, II e III, podem ser associadas a fraturas conjugadas e trativas (Figura 21) geradas a partir da Zona de Cisalhamento Ribeira. Essa megaestrutura de cinemática dextral pode ter submetido as rochas da Fm. Perau a um processo de anatexia, gerando os diques e veios pegmatíticos ricos em B, P e Be (i.e., turmalina, berilo, apatita). Ademais, além de causar anatexia nas rochas da Fm. Perau, também seria responsável por gerar espaço para colocação dos corpos pegmatíticos.

Estudos futuros são necessários para avaliar a possibilidade de existência de um possível corpo ígneo não identificado que poderia estar relacionado à origem dos pegmatitos. Além disso, análises de geocronologia poderiam ser aplicadas para elucidar a relação temporal dos pegmatitos em relação às rochas encaixantes, com datação de minerais de zircão, columbita-tantalita e apatita. Outra sugestão é análise de isótopos estáveis de B das turmalinas dos veios e diques para identificar a fonte do B que formou a turmalina e comparar às composições das turmalinas de turmalinitos da Formação Perau.

REFERÊNCIAS

- Basei M. A. S., Siga Jr, O., Kaulfuss G. A., Cordeiro H., Nutman A., Sato K., Cury L.
 F., Prazeres Filho, H. J., Passarelli C. R., Harara O. M., Reis Neto J. M., Weber
 W. 2003. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau
 Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. *Short Papers IV South American Symposium on Isotope Geology*, CBPM/IRD, Salvador, **4**:501-504.
- Bucher, K. & Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 8 ed. 428 pp.
- Cury L. F., Kaulfuss A., SIGA Jr. O., Basei. M. A., Harara O. M., Sato K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1.75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, São Paulo, **2**: 95-108. DOI: 10.5327/s1519-874x2002000100009.
- Daitx E. C., Oliveira M. A. F., Garcia L. R. A., Silva V. R. 1992. Rochas Turmaliníferas na Área das Jazidas Perau e Canoas (Vale Do Ribeira, Pr), e Suas Relações com os Corpos Mineralizados (Pb-Zn-Ag-Ba). *Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, 37: 256-257.
- Daitx, E. C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag), se nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, 848 pp.
- Daitx E. C., Zanardo A. 1992. O Enxame de Diques Básicos da Mina Canoas (Vale do Ribeira, pr): Características Gerais e Dados Petrográficos. *Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, **37**: 514-515.
- Faleiros F. M., Ferrari V. C., Costa V. C., Campanha G. A. da C. 2011. Geoquímica e Petrogênese de Metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): Evidências de uma Bacia Retroarco Calimiana. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, São Paulo, **11**:135-155.
- Faleiros, F. M., Morais S. M., Costa V. S. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000. CPRM, São Paulo, 107 p.
- Fedalto, G. 2018. Caracterização petrotectônica da formação perau: implicações para as mineralizações de Pb-Zn (Cu-Ba). Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 138 pp.

- Fettes D., Desmons J. 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms.* Cambridge University Press, Cambridge, 244 pp.
- Fiori, A. P. 1991. Tectônica e estratigrafia do grupo Açungui PR. *Boletim IG-USP. Série Científica,* São Paulo, **23**:55-74.
- Gill R. 2010. Granitic rocks. In: Gill, R. (Org) *Igneous rocks and processes: a practical guide*. Wiley-Blackwell, Londres, p. 241-290.
- Hasui Y., Carneiro C. D. R., Coimbra A. M. 1975. The Ribeira Fold. *Revista Brasileira de Geociências*. **5**: 257-266. DOI: 10.25249/0375-7536.1975257266.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, A. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R. & Brito Neves, B. B. de (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca. p. 203-234.
- Kaulfuss, G. A. 2001. Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115 pp.
- Linnen R. L., Lichtervelde M. V., Cerný P. 2012. Granitic Pegmatites as Sources of Strategic Metals. *Elements*, **8**: 275-80. DOI: 10.2113/gselements.8.4.275.
- London D. 2008. *Pegmatites*. Mineralogical Association of Canada, Québec, 347 pp.
- London D. 2009. The Origin of Primary Textures in Granitic Pegmatites. *The Canadian Mineralogist,* **47**:697-724 p DOI: 10.3749/canmin.47.4.697.
- London D., Kontak D. J. 2012. Granitic Pegmatites: Scientific Wonders and Economic Bonanzas. *Elements*, **8**: 257-261. DOI: 10.2113/gselements.8.4.257.
- Müller A., Simmons W., Beurlen H., Thomas R., Ihlen P. M., Wise M., Roda-robles E., Neiva A. M. R., Zagorosky V. 2022. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites – part I: history and the need for a new classification. *The Canadian Minerologist*, **60**:229-248. DOI: 10.3749/canmin.1700088.
- Riedel W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten. *Zentbl. Miner. Geol. Paliiont.* Abt: 354-368.
- Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Sato, K.; Passarelli, C. R., Nutman, A.; McReath, I.; Prazeres Filho, H. J. 2011. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and

Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*. Elsevier, **32:**301-308.

- Simmons W. B., Pezzota F., Shigley J. E., Beurlen H. 2012. Granitic Pegmatites as Sources of Colored Gemstones. Elements, 8: 281-287. DOI: 10.2113/gselements.8.4.281.
- Simmons W. B., Weber K. L. 2008. Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, 20: 421-438. DOI: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1833.
- Wise M. A., Müller A., Simmons W. B. 2022. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, DOI: 60:229-248. 10.3749/canmin.1800006.

ANEXO I: Mapa geológico da Região de Adrianópolis, em escala 1:10.000.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE EPITÁCIO PESSOA - ADRIANÓPOLIS (PR) | 1:10.000



0%), granada (0 - 5%), goethita (0 - 5%) e titanita (<5%). Comumente apresenta bandamentos, milimétricos a centimétricos, marcados por nívei

nento composicional causado por variação na proporção entre

- 45%), actinolita (20 - 25%), plagioclásio (25%), biotita (10%) e quartzo (5%). Também ocorrem xistos de granulação fina e coloração cinza prateada,