



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

MARCOS DA COSTA CÂMARA SALES

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, COMPOSIÇÃO QUÍMICA MINERAL E
ASPECTOS ESTRUTURAIS DO CAMPO PEGMATÍTICO MUFUMBO-TRIGUEIRO,
NORDESTE DE PARELHAS (RN)**

Recife

2023

MARCOS DA COSTA CÂMARA SALES

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, COMPOSIÇÃO QUÍMICA MINERAL E
ASPECTOS ESTRUTURAIS DO CAMPO PEGMATÍTICO MUFUMBO-TRIGUEIRO,
NORDESTE DE PARELHAS (RN)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Coorientador: Prof. Dr. Ricardo Guimarães Sallet.

Orientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.

Recife

2023

Catálogo na fonte:
Bibliotecária Sandra Maria Neri Santiago, CRB-4 / 1267

S163c Sales, Marcos da Costa Câmara.
Caracterização petrográfica, composição química mineral e aspectos estruturais do campo pegmatítico mufumbo-trigueiro, Nordeste de Parelhas (RN) / Marcos da Costa Câmara Sales. – 2023.
94 f.: il., fig. e tab.

Orientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.
Coorientador: Prof. Dr. Ricardo Guimarães Sallet.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2023.
Inclui referências.

1. Geociências. 2. Pegmatitos. 3. Química mineral. 4. Mapeamento.
I. Souza Neto, João Adauto de (Orientador). II. Sallet, Ricardo Guimarães (Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2022-136

MARCOS DA COSTA CÂMARA SALES

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, COMPOSIÇÃO QUÍMICA MINERAL E
ASPECTOS ESTRUTURAIS DO CAMPO PEGMATÍTICO MUFUMBO-TRIGUEIRO,
NORDESTE DE PARELHAS (RN)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geociências. Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Aprovada em: 31/03/2023.

BANCA EXAMINADORA

Participação por videoconferência
Prof. Dr. Lauro Cezar Montefalco de Lira Santos (Membro interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Participação por videoconferência
Prof. Dr. Vinicius Anselmo Carvalho Lisboa (Membro externo)
Instituto Federal da Paraíba

Participação por videoconferência
Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila (Membro externo)
Universidade Federal do Rio de Janeiro

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha mãe por todos os ensinamentos compartilhados. Você é gigante não só por ser “pãe” (pai e mãe), mas por ser esse incrível ser de luz que enxerga a vida com mais leveza e amor. Te amo!

Agradeço aos meus avós (Luisa, Luís e Tina). Saudade define.

Agradeço aos meus poucos amigos-irmãos (quem é, sabe). Vocês me dão energia para seguir em frente.

Agradeço ao meu amor, minha companheira de vida Clarissa. Força para superarmos cada adversidade da vida. Juntos somos muito mais, te amo!

Agradeço a FACEPE pelo financiamento da bolsa de estudos e por tornar esse projeto possível.

Por fim, e muito menos importante agradeço a todas as pessoas que me fizeram mal, sem saber vocês me ensinaram lições valiosas de qual caminho não seguir.

RESUMO

O Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro está inserido no contexto da Faixa Seridó numa área de aproximadamente 48 Km², e localizado a cerca de 10 Km a NE do centro urbano do município de Parelhas-RN. Este campo pegmatítico abriga corpos homogêneos e heterogêneos (zonados), estes responsáveis por hospedar as principais mineralizações de Nb-Ta, Be, Li, Sn e Cu. Os corpos são tabulares subverticais e intrudem, discordantemente, micaxistos e quartzitos do Grupo Seridó, ao longo das direções 045 e 070 NE. Buscou-se entender a partir de aspectos geoquímicos e estruturais, quais são as relações entre os corpos homogêneos e zonados e qual a relação destes com rochas calcissilicáticas que ocorrem na região e hospedam mineralizações de Cu e U. Os corpos homogêneos são hololeucocráticos e podem ser reconhecidas três fácies texturais: (i) pegmatítica grossa (> 3 cm), (ii) pegmatítica média (< 3 cm, tamanho médio dos cristais) e (iii) aplítica. Os corpos heterogêneos apresentam zoneamento interno típico: zona de borda, mural, intermediária e núcleo de quartzo. Foram utilizadas análises geoquímicas de concentrados minerais de muscovita e biotita para caracterizar o grau de fracionamento destes corpos. No geral, ambas as micas possuem elevado grau de fracionamento ($K/Rb < 100$) e são enriquecidas em Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Ga, Zn e Cu e empobrecidas em Sr e Ba. Estas composições são compatíveis com as mineralizações de apatita, berilo, columbita-tantalita, espodumênio, lepidolita, turmalina, monazita, gahnita e minerais do grupo dos fosfatos observadas em campo e suportadas pela literatura. As micas analisadas juntamente com análises compiladas da bibliografia (pegmatitos Boqueirão, Carnaubinha e Capoeira) apresentam a mesma tendência de fracionamento que indica um mesmo magma parental com os pegmatitos cima mencionados. As características estruturais, as tendências de evolução magmática e a afinidade geoquímica e mineralógica sugerem uma origem anatética para os corpos do Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro. Estes pegmatitos intrudem sequências de rochas calcissilicáticas portadoras de mineralizações (Cu e U) e os fluidos pegmatíticos (magmáticos) remobilizaram e concentraram estes metais para o interior dos pegmatitos.

Palavras-chave: pegmatitos; química mineral; mapeamento.

ABSTRACT

The Pegmatitic Field Mufumbo-Trigueiro is inserted in the context of the Seridó Belt in an area of approximately 48 km², located about 10 km NE of the urban center of the city of Parelhas (RN). This pegmatitic field hosts homogeneous and heterogeneous (zoned) bodies, which are responsible for hosting the main mineralizations of Nb-Ta, Be, Li, Sn and Cu. The bodies are subvertical tabular and discordantly intrude micashists and quartzites of the Seridó Group, along directions 045 and 070 NE. The present work seeks to understand, from geochemical and structural aspects, what are the relationships between the homogeneous and zoned bodies and what is their relationship with calcsilicate rocks that occur in the region that host Cu and U mineralizations. The homogeneous bodies are hololeucocratic and three textural facies can be recognized: (i) coarse-grained pegmatitic (> 3 cm), (ii) medium-grained pegmatitic (< 3 cm) and (iii) aplitic. The heterogeneous bodies present typical internal zoning: border zone, mural, intermediate and quartz core zone. Geochemical analyses of muscovite and biotite mineral concentrate were used to assess the degree of fractionation of these bodies. In general, both micas have high degree of fractionation ($K/Rb < 100$) and are enriched in Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Ga, Zn and Cu and depleted in Sr and Ba. These compositions are compatible with the mineralizations of apatite, beryl, columbite-tantalite, spodumene, lepidolite, tourmaline, monazite, gahnite and phosphate group minerals observed in the field and supported by the literature. The micas analyzed along with analyzes compiled from the bibliography (Boqueirão, Carnaubinha and Capoeira Pegmatites) present the same fractionation tendency that indicates the same parental magma. Furthermore, the structural characteristics, magma evolution trends and geochemical and mineralogy affinity suggest an anatectic origin for the Mufumbo-Trigueiro Pegmatitic Field bodies. These pegmatites intrude sequences of calcsilicate rocks bearing mineralizations (Cu, U) and the pegmatitic (magmatic) fluids remobilize and concentrate these metals into the pegmatites.

Keywords: pegmatite; mineral chemistry; mapping.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
1.1	JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	9
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	10
1.3	MATERIAIS E MÉTODOS	11
2	PEGMATITOS	15
2.1	DEFINIÇÃO DE PEGMATITOS	15
2.2	CLASSIFICAÇÃO DE PEGMATITOS	16
2.2.1	Famílias de pegmatitos	19
2.2.2	Estruturação interna	21
2.2.3	Gênese	24
2.3	PEGMATITOS DO SERIDÓ	25
2.3.1	Classificação	25
2.3.2	Alojamento e condições de cristalização	26
2.3.3	Geocronologia e aspectos genéticos	27
3	GEOLOGIA REGIONAL	30
3.1	DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	33
3.1.1	Subdomínio São José do Campestre	33
3.1.2	Subdomínio Rio Grande do Norte	34
3.1.1.1	Complexo Caicó	34
3.1.1.2	Grupo Seridó	35
3.1.1.3	Plutonismo Ediacarano-Cambriano	37
3.1.1.4	Evolução Tectônica	38
4	GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA	40
4.1	ASPECTOS GERAIS DA ÁREA	41
4.2	GRUPO SERIDÓ	42
4.2.1	Formação Equador	42
4.2.2	Formação Seridó	44
4.2.3	Rochas Calcissilicáticas	44
4.3	PEGMATITOS	48
4.3.1	Pegmatitos Homogêneos	48
4.3.2	Pegmatitos Heterogêneos (zonados)	55

5	GEOQUÍMICA	61
5.1	MUSCOVITA	62
5.2	BIOTITA	65
6	DISCUSSÕES	71
6.1	PEGMATITOS HOMOGÊNEOS	71
6.2	PEGMATITOS HETEROGÊNEOS (ZONADOS)	73
6.3	PEGMATITOS HETEROGÊNEOS VS. PEGMATITOS HETEROGÊNEOS	75
6.4	FONTES DOS PEGMATITOS DO CAMPO MUFUMBO- TRIGUEIRO	76
6.5	RELACÃO COM MINERALIZAÇÕES REGIONAIS	77
7	CONCLUSÕES	80
	REFERÊNCIAS	82

1 INTRODUÇÃO

A Província Pegmatítica do Seridó representa uma das maiores províncias pegmatíticas do continente sul-americano e uma das maiores fontes de tântalo e berílio do mundo (Johnston Jr., 1945; Putzer, 1976; Beurlen et al., 2014). Estão inseridos nesta província centenas de corpos que se dividem entre homogêneos e heterogêneos. Os corpos homogêneos apresentam texturas uniformes, não apresentam mineralizações significativas e diferem dos granitos pegmatíticos por ocorrerem como diques, ou seja, discordantes em relação as suas rochas encaixantes. Os granitos pegmatíticos são *stocks* e soleiras de afinidade peraluminosa que apresentam textura de granulação grossa a muito grossa (Sales, 2020). Os corpos heterogêneos possuem zoneamento textural interno (zona de borda, mural, intermediária e núcleo de quartzo), também ocorrem como diques e hospedam as principais mineralizações de Ta-Nb, Be, Sn e Li (Johnston Jr., 1945; Da Silva et al., 1995). O apogeu exploratório destes pegmatitos ocorreu durante a II Guerra Mundial com a corrida de elementos estratégicos (Beurlen et al., 2014).

O presente trabalho apresenta o estudo geológico do campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro, que hospeda pegmatitos homogêneos e heterogêneos mineralizados, localizados a NE do município de Parelhas-RN.

1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

Os pegmatitos são rochas magmáticas graníticas que experimentam processos de diferenciação, responsáveis pela concentração de metais raros (London, 2008). O interesse pelos pegmatitos tem aumentado nos últimos anos por serem fontes de elementos raros, minerais industriais e gemas, além de serem explorados como rochas ornamentais. Através do conhecimento das características químicas de minerais chaves (e.g. K-feldspato, mica, turmalina e granada) é possível inferir o grau de fracionamento de um corpo pegmatítico e o seu potencial de conter mineralizações importantes, independentemente de serem homogêneos ou zonados (Černý et al., 1985).

Constitui o objetivo principal desta dissertação o estudo detalhado dos pegmatitos que compõe o campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro. Através de aspectos petrográficos, texturais, geoquímicos e estruturais busca-se entender as

relações entre os pegmatitos homogêneos e heterogêneos, bem como estabelecer o seu potencial de mineralizações raras. Para isto, utilizou-se técnicas de mapeamento geológico, juntamente com análises sistemáticas de geoquímica de concentrado mineral de muscovita e biotita dos principais corpos que representam o campo pegmatítico estudado.

Além disso, combinou-se estes dados inéditos a análises compiladas da literatura dos principais corpos pegmatíticos que ocorrem na região e que apresentam características em comum. Os corpos selecionados foram Carnaubinha, Boqueirão, Trigueiro (inserido na área de estudo) e Capoeira (Baumgartner, 2001; Soares, 2004), que ocorrem a cerca de 10 Km a oeste da área de estudo.

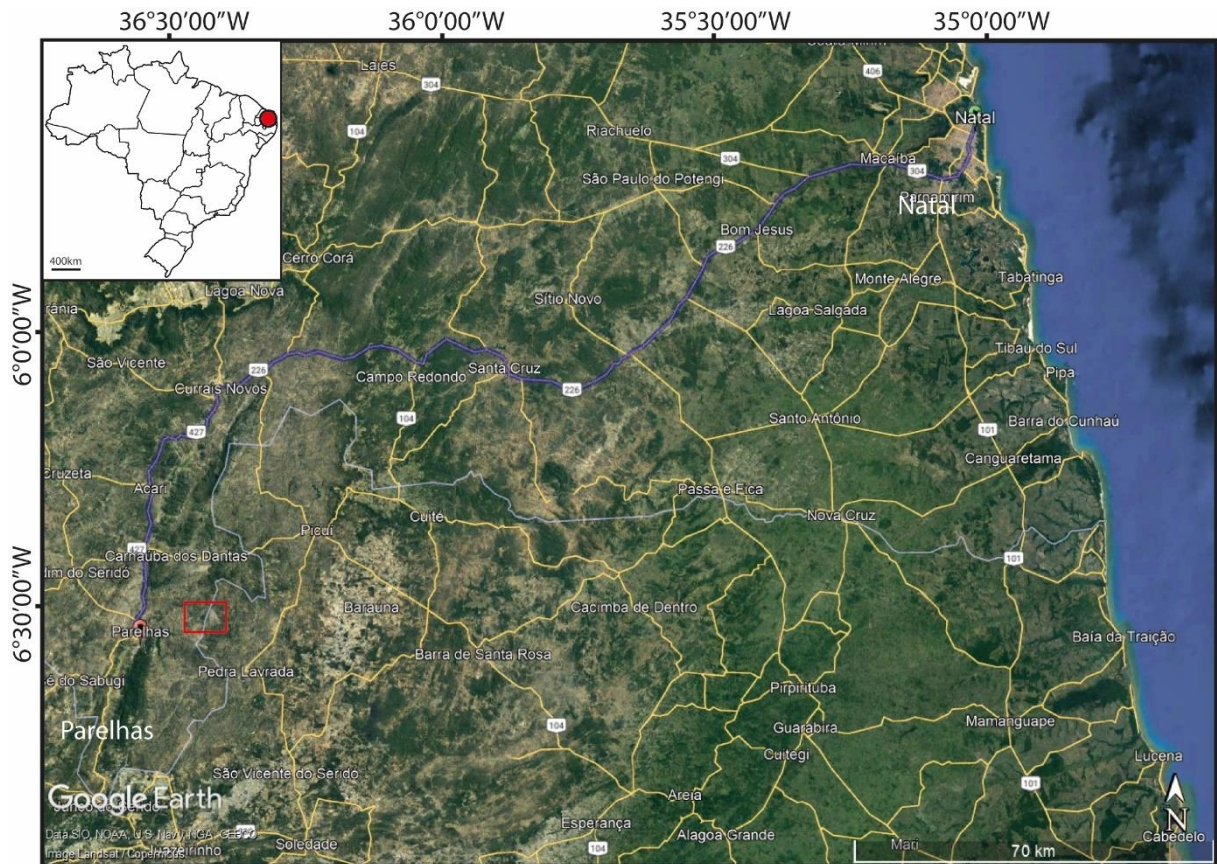
Secundariamente, buscou-se entender as relações entre os pegmatitos e as mineralizações regionais de *skarns* que apresentam composição mineralógica calcissilicática e hospedam mineralizações de cobre e urânio. Estes *skarns* (depósitos de Brejuí, Bonfim e Bodó) possuem idades Re-Os em molibdenita que se sobrepõe as idades dos pegmatitos do Seridó (~510 Ma) (Hollanda et al., 2017).

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área mapeada está inserida na região Nordeste do Brasil no estado do Rio Grande do Norte a 250 Km a oeste do município de Natal. Delimita-se pelos paralelos 6°38' e 6°42' de latitude sul e pelos meridianos 36°31' e 36°35' de longitude oeste de *Greenwich*. O melhor acesso a área, partindo de Natal, é através da Rodovia Federal BR-226 que liga Natal ao município de Currais Novos, seguindo-se pela BR-247 até o acesso da Rodovia Estadual RN-086 para o município de Parelhas (Fig. 1). Todas as estradas são pavimentadas e asfaltadas, em boas condições de trafegabilidade. A partir daí o acesso se dá pela estrada de terra que leva ao Açude Boqueirão, sentido nordeste, por onde se segue cerca de 10 km.

O Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro está localizado no município de Parelhas, próximo ao Açude Boqueirão (Fig. 2). Em geral, as condições de afloramento são excelentes devido a aridez da região e à diferença de resistência das rochas ao intemperismo. Os corpos pegmatíticos podem ser reconhecidos de longe por formarem “altos” na paisagem devido à sua elevada resistência a erosão.

Figura 1 – Mapa de localização e acessos à área de estudo (em azul). Área de estudo marcada pelo polígono vermelho.



Fonte: Google Earth® (2023)

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

A elaboração deste trabalho se deu em três etapas sistemáticas, envolvendo trabalhos de escritório, campo e laboratório. A primeira etapa teve início a partir de uma fase preparatória que incluiu desde a escolha da área a ser trabalhada até o levantamento bibliográfico dos pegmatitos do Seridó. Durante essa etapa, compilou-se dados geoquímicos de muscovita e biotita (Baumgartner 2001; Soares 2004) dos principais pegmatitos da região (Boqueirão, Trigueiro, Carnaubinha e Capoeira) para se comparar aos dados inéditos desta dissertação. O intuito é inferir e comparar o grau de fracionamento, bem como observar e discutir uma possível correlação genética a partir do mesmo magma parental. Devido às pequenas dimensões (até 20 m de largura e 700 m de comprimento) dos corpos que fazem parte da área estudada, inviabilizou-se a utilização da maioria dos recursos vetoriais do *Geobank* da CPRM dos dados aerogeofísicos, assim como os produtos de sensores remotos,

devido à falta de resolução espacial de tais ferramentas. Quando disponíveis, utilizou-se imagens do *Google Earth*® com alta resolução para a elaboração de mapas pré-campo em escala 1:15.000.

Na segunda etapa, foi realizada uma campanha de campo com duração de três dias visando, principalmente, o mapeamento geológico sistemático de toda a área de aproximadamente 48 Km² em escala 1:15.000. Paralelamente, buscou-se fazer uma amostragem representativa de micas (muscovita e biotita) dos principais corpos do campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro. Nos corpos homogêneos procurou-se as fácies pegmatíticas grossas e selecionou-se quatro amostras de muscovita (HOM-4, HOM-9, HOM-10 E HOM-11) e uma de biotita (HOM-11). Para os corpos heterogêneos, focou-se a zona III (intermediária), que apresenta granulação relativamente mais grossa que as demais zonas, e coletou-se seis amostras de muscovita (Trigueiro, Trigueiro-mourão, Verdugo, Quixaba/Cobra, Vazado e Tripa) e duas de biotita (Verdugo e Tripa). Estas amostras foram coletadas manualmente com auxílio de canivete e/ou talhadeiras e separadas em alíquotas de 10 a 15g. Na Tabela 1, tem-se um resumo dos corpos e respectivos minerais estudados.

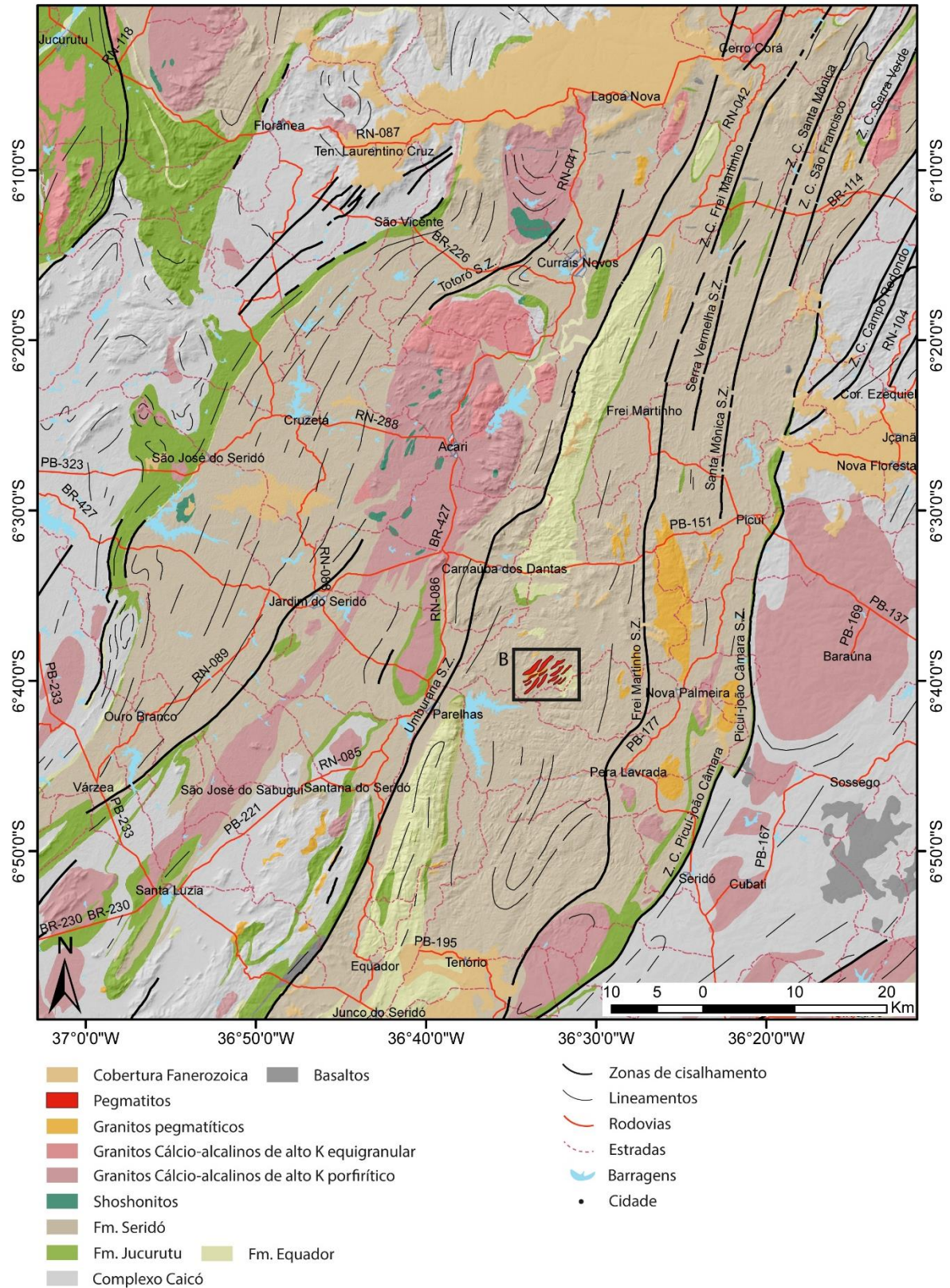
Na etapa de laboratório, utilizamos Laboratório de Processamento de amostras do NUPRAR, na UFRN. Triamos e escolhemos as micas mais puras, longe de inclusões e moemos em moinho de carbeto de tungstênio em frações entre 0,125 e 0,250 mm. Separamos alíquotas de 5g e enviamos para o laboratório Actlabs (Vancouver, Canadá) para ser analisado. Utilizamos o pacote “ultra traços 7” que funde as amostras via peróxido de sódio. Os elementos maiores foram analisados via ICP-OES e os elementos traço via ICP-MS.

Tabela 1 – Resumo dos corpos pegmatíticos com as respectivas amostras e minerais estudados.

Amostras	Tipo	Corpo	Muscovita	Biotita
HOM - 04	Homogêneo	-	X	
HOM - 09	Homogêneo	-	X	
HOM - 10	Homogêneo	-	X	
HOM - 11	Homogêneo	Fuji	X	X
ZND - 05	Zonado	Verdugo	X	X
ZND - 06	Zonado	Tripa	X	X
ZND - 07	Zonado	Trigueiro	X	
ZND - 11	Zonado	Vazado	X	
ZND - 13	Zonado	Quixaba/Cobra	X	

Fonte: O Autor (2023).

Figura 2 – Mapa geológico simplificado da Faixa Seridó sobre relevo MDT. Em B, polígono delimitando a área de estudo mapeada.



Fonte: Adaptado de Cabral Neto et al. (2018).

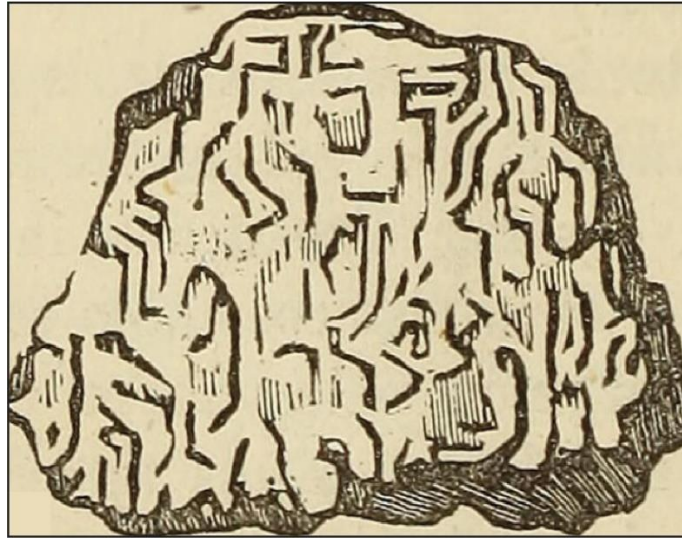
2 PEGMATITOS

Os pegmatitos são rochas, essencialmente, ígneas caracterizadas por seus cristais extremamente grandes. Entretanto, há um critério textural exclusivo dos pegmatitos: o intercrescimento gráfico de quartzo e feldspato alcalino (London, 2008). Os pegmatitos são rochas relevantes por hospedarem diversos metais raros, como: Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Sn, U, Th e ETR (London, 2008; Linnen et al., 2012). Por experimentarem diferentes processos ígneos na presença de fluido aquoso e elementos voláteis, os pegmatitos fornecem informações sobre o comportamento e concentração de elementos raros na crosta continental. Esses processos dão origem a zoneamentos internos e texturas complexas características dessas rochas. A seguir serão abordados os principais conceitos e modelos de classificação de pegmatitos (Simmons & Webber, 2008).

2.1 DEFINIÇÃO DE PEGMATITOS

O termo “pegmatito” tem origem no grego homérico *pegma* e significa “robusto, rígido ou unido em uma estrutura” (Autenrieth, 1958). O termo é empregado desde o século XVIII e foi, originalmente, cunhado para referenciar granitos com texturas de intercrescimento entre quartzo e feldspato alcalino, também chamado de “granitos gráficos” devido a sua similaridade com a escrita cuneiforme (Brongniart, 1813) (Fig. 3). Posteriormente, Haidinger (1845) ampliou o termo para englobar as rochas com granulação grossa a muito grossa. Atualmente, London (2008), define os pegmatitos como rochas, essencialmente ígneas, majoritariamente de composição granítica, distinguidas de outras rochas ígneas pelos cristais muito grossos, mas também de tamanho variável, ou ainda por uma abundância de cristais com hábitos esqueléticos, gráficos ou com forte crescimento direcional. Os pegmatitos ocorrem como corpos homogêneos a zonados nitidamente delimitados dentro de rochas hospedeiras ígneas ou metamórficas.

Figura 3 – *Sketch* de textura gráfica.



Fonte: Charles Lyell (1866).

2.2 CLASSIFICAÇÃO DE PEGMATITOS

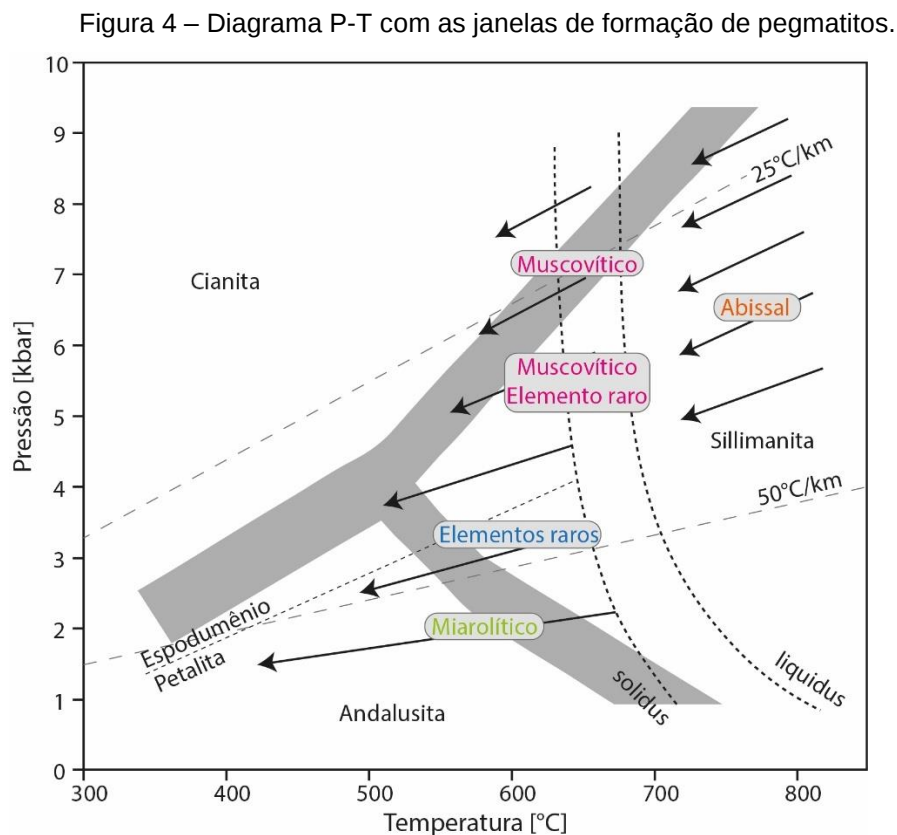
Devido à alta diversidade e variabilidade de texturas e formas a classificação de pegmatitos pode ser desafiadora. Há múltiplas maneiras de se classificar um pegmatito, levando em consideração diversos fatores, como: forma, tamanho, textura interna, mineralogia, geoquímica, gênese, relação com as rochas encaixantes, ou ainda, associando mais de uma dessas características. Ao longo das décadas surgiram diversas propostas de classificação de pegmatitos, como: Niggli (1920), Fersman (1930), Landes (1933), Bjørlykke (1937), Vlasov (1952, 1961), Ginsburg & Rodinov (1960), Ginsburg (1984), Černý (1991a), Wise (1999), Pezzotta (2001), Zagorsky et al. (2003), Černý & Ercit (2005), Dill (2016) e Wise et al. (2022). Abordaremos em detalhes as principais propostas e os sistemas de classificação mais utilizados na literatura.

Landes (1933) criou um dos primeiros esquemas de classificação de pegmatitos a se popularizar entre os pegmatologistas. Baseada em mineralogia, sua classificação agrupa os pegmatitos entre os tipos: ácidos, intermediários e básicos e os distingue entre simples e complexos. Aqueles que não sofreram alterações hidrotermais são classificados como simples, enquanto os pegmatitos do tipo complexo apresentam substituições hidrotermais. Além disso, os pegmatitos do tipo complexo podem hospedar quantidades significativas de metais raros.

Ginsburg (1984) propôs outro esquema de classificação comumente usados na literatura de pegmatitos baseado, principalmente, em mineralogia e em aspectos e critérios texturais, que se relacionam com a profundidade de colocação de corpos pegmatíticos. A proposta de classificação reconhece quatro “formações” ou classes de pegmatitos: abissal, muscovítica, elementos-raros e miarolíticos (Fig. 4).

- **Classe abissal:** os pegmatitos da classe abissal foram originalmente definidos em termos do alto grau metamórfico de suas rochas encaixantes, incluindo rochas de profundidades intermediárias. Estes pegmatitos são encontrados em domínios metamórficos de fácies anfibolito a granulito. Geralmente são peraluminosos, comumente associados a produtos de fusão parcial ou reequilíbrio metamórfico, com pouco ou nenhum processo de diferenciação magmática (Černý & Ercit, 2005).
- **Classe muscovítica:** os pegmatitos da classe muscovítica correspondem aos pegmatitos simples de Landes (1933). Estes pegmatitos apresentam baixo teor de elementos raros. Geralmente são derivados de granitos anatóticos e cristalizam-se próximo ao ponto da geração magmática, sob condições equivalentes a fácies anfibolito. Caracterizam-se por serem estéreis, podendo conter feldspato cerâmico, além de quartzo e mica de qualidade industrial (Černý & Ercit, 2005).
 - **Classe muscovítica-elemento raro:** esta subclasse foi criada por (Černý & Ercit, 2005) para englobar pegmatitos ricos em elementos raros da classe muscovítica. A principal diferença entre a classe muscovítica e a muscovítica-elemento raro é que a primeira é associada diretamente a fusão parcial *in situ* de suas rochas encaixantes. Estes pegmatitos ocorrem geralmente em ambientes metamórficos com condições intermediárias entre as classes muscovítica e a de elementos raros. Em algumas situações a associação geográfica e/ou geoquímica dos pegmatitos com o respectivo granito parental é reconhecida (Černý & Ercit, 2005).
- **Classe elemento raro:** os pegmatitos da classe dos elementos raros estão hospedados, principalmente, em rochas metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito. Esta classe é a mais diversa em composição e corresponde aos pegmatitos complexos de Landes (1933).

- **Classe miarolítica:** os pegmatitos da classe miarolítica são caracterizados pela presença de cavidades (miarolíticas). Estes pegmatitos ocorrem como pequenas segregações em profundidades mais rasas que preenchem as cavidades. Considera-se que essas cavidades são preenchidas por vapor aquoso ou carbônico a partir da desvolatilização de magmas silicáticos e ficam aprisionados como bolhas gasosas durante a intrusão do pegmatito (Černý et al., 1985; Černý & Ercit, 2005).



Mais recentemente, a partir de uma outra perspectiva, Wise et al. (2022) propuseram um novo sistema de classificação mineralógica de pegmatitos focado, principalmente, nos minerais acessórios (Tabela 2). A nova proposta utiliza um conjunto mais abrangente de minerais acessórios e define três grupos de pegmatitos que são geneticamente relacionados a magmas residuais de plútons graníticos ou a produtos anatéticos provenientes de rochas meta-ígneas ou metassedimentares. Os pegmatitos do Grupo 1 estão relacionados a magmas peraluminosos e são tipicamente enriquecidos em Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Ta > Nb, B e F, reconhecidos

em três tipos: (i) berilo $\pm$ fosfato, (ii) $\pm$ espodumênio $\pm$ petalita e (iii) $\pm$ lepidolita $\pm$ elbaíta. Os pegmatitos do Grupo 2 são compostos principalmente por quartzo e K-feldspato, além de conterem fluorita, helvita, magnetita, hyalita, epídoto, titanita e zircão. Microclina amazonítica é o feldspato mais comum e a biotita é a mica dominante. O enriquecimento em Fe é uma característica determinante dos minerais dos pegmatitos deste grupo. Por fim, os pegmatitos do Grupo 3, são fortemente peraluminosos e composto por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, além de muscovita, biotita, granada e/ou turmalina. Os pegmatitos deste grupo podem conter: (i) andalusita, sillimanita, cianita e/ou cordierita, (ii) crisoberilo, berilo e/ou phenakita e (iii) dumortierita, grandidierita, werdingita e boralsilita (Wise et al., 2022).

Tabela 2 – Sistema de classificação de grupos pegmatíticos de Wise et al. (2022).

Magma residuais de magmatismo granítico			
Grupo	1	2	1 e 2
Rocha fonte	Granito tipo S	Granito tipo A	Granito tipo I
Afinidade química	Peraluminoso	Peralcalino, meta a peraluminoso	Pera a metaluminoso
Assinatura química	Be, Nb, Ta, P, Sn, Li, Cs e B	ETR, Be, Nb e F	B, Be, ETR, Nb, Ti, Li e Ca
Produtos direto de anatexia			
Grupo	1	2	3
Assinatura química	Be, Nb, Ta, P, Li e B	ETR, U e Be	Al, Be e B
Rocha fonte	Rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito		

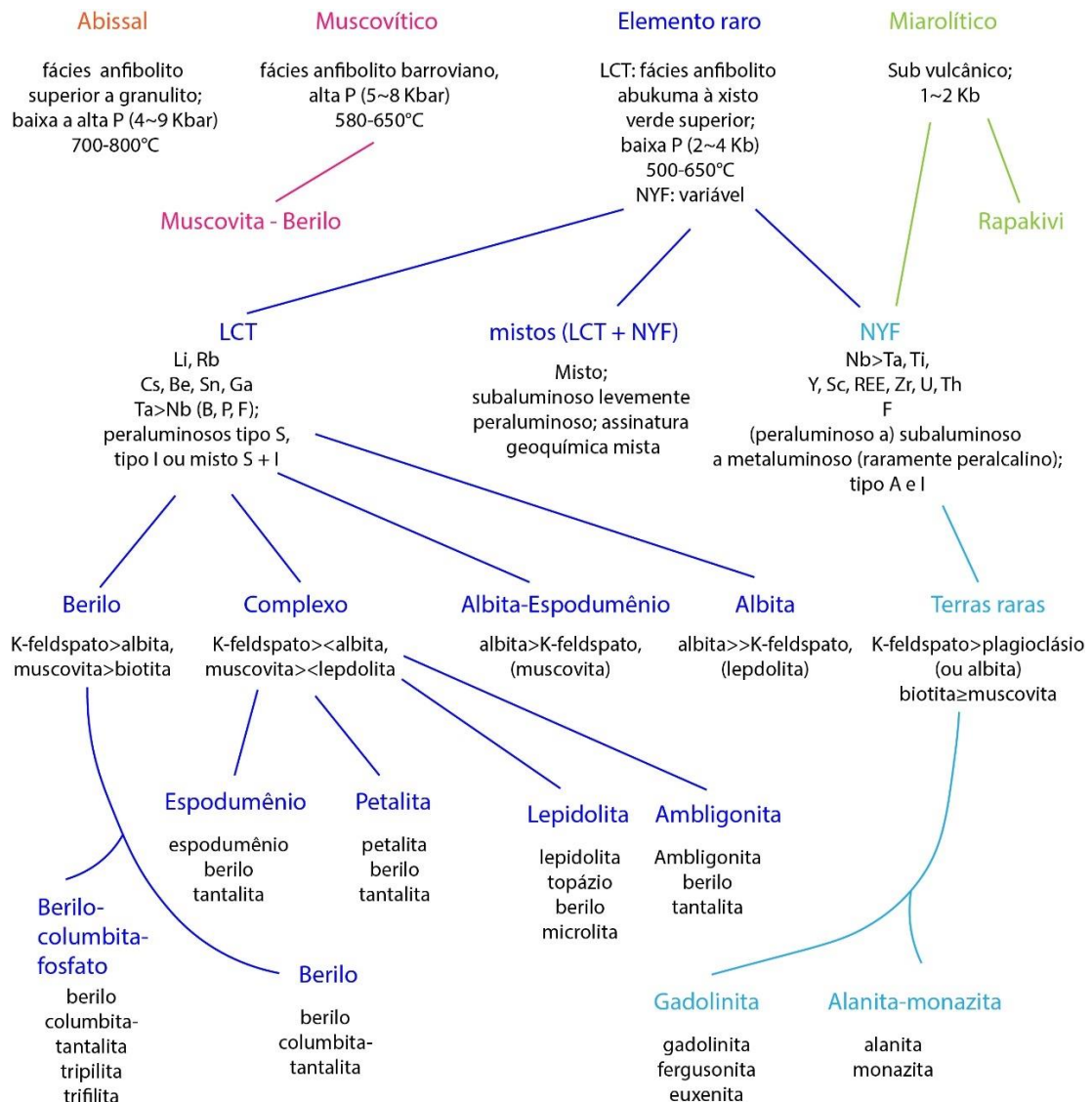
Fonte: Wise et al. (2022)

2.2.1 Famílias de pegmatitos

Černý (1991a), baseado em dados petrogenéticos e experimentais, propõe uma nova abordagem para o esquema de classes da classificação de Ginsburg (1984) (Fig. 5). A proposta de Černý (1991a) define duas principais famílias de pegmatitos, abreviadas como LCT (lítio, cério e tântalo) e NYF (nióbio, ítrio e flúor). As famílias de pegmatitos se distinguem de acordo com a concentração de elementos químicos e por sua fonte. Esta classificação se aplica, principalmente, para os pegmatitos das classes de elementos raros e miarolítica. Os pegmatitos da família LCT se caracterizam, principalmente, por serem mais peraluminosos. Enquanto os pegmatitos da família NYF apresentam afinidades químicas metaluminosas a alcalinas (London, 2008).

- **Família LCT:** além de Li, Cs e Ta os pegmatitos desta família são enriquecidos em Be, B, F, P, Mn, Ga, Rb, Nb, Sn e Hf. Normalmente estão associados a magmas parentais peraluminosos originados a partir de anatexia de rochas metassedimentares ou pela baixa taxa de fusão parcial de rochas ígneas e/ou meta ígneas. O caráter peraluminoso destes pegmatitos é marcado na mineralogia pela presença de muscovita, turmalina, granada e mais raramente gahnita, topázio e andaluzita (Černý, 1991a; Černý & Ercit, 2005).
- **Família NYF:** além de Nb, Y e F os pegmatitos da família NYF são enriquecidos em Be, Ti, Sc e Zr, além de ETR pesados. Normalmente estão associados a magmas metaluminosos a alcalinos, originados em ambientes crustais profundos, frequentemente, contaminados por materiais mantélicos (Černý & Ercit, 2005).

Figura 5 – Fluxograma esquemático de correlação entre classes e as famílias de pegmatitos e suas respectivas características petrológicas e de formação.



Fonte: Černý et al. (1982); Černý (1991b).

2.2.2 Estruturação interna

Baseado em mineralogia e critérios texturais e estruturais é possível identificar, pelo menos, três unidades básicas que podem compor a estruturação interna de um corpo pegmatítico (Cameron et al., 1949). As unidades que preenchem fraturas, os corpos de substituição e as zonas de cristalização são definidas da seguinte forma:

- Em fraturas: as unidades que preenchem fraturas são geralmente discordantes e tabulares e preenchem fraturas em pegmatitos previamente

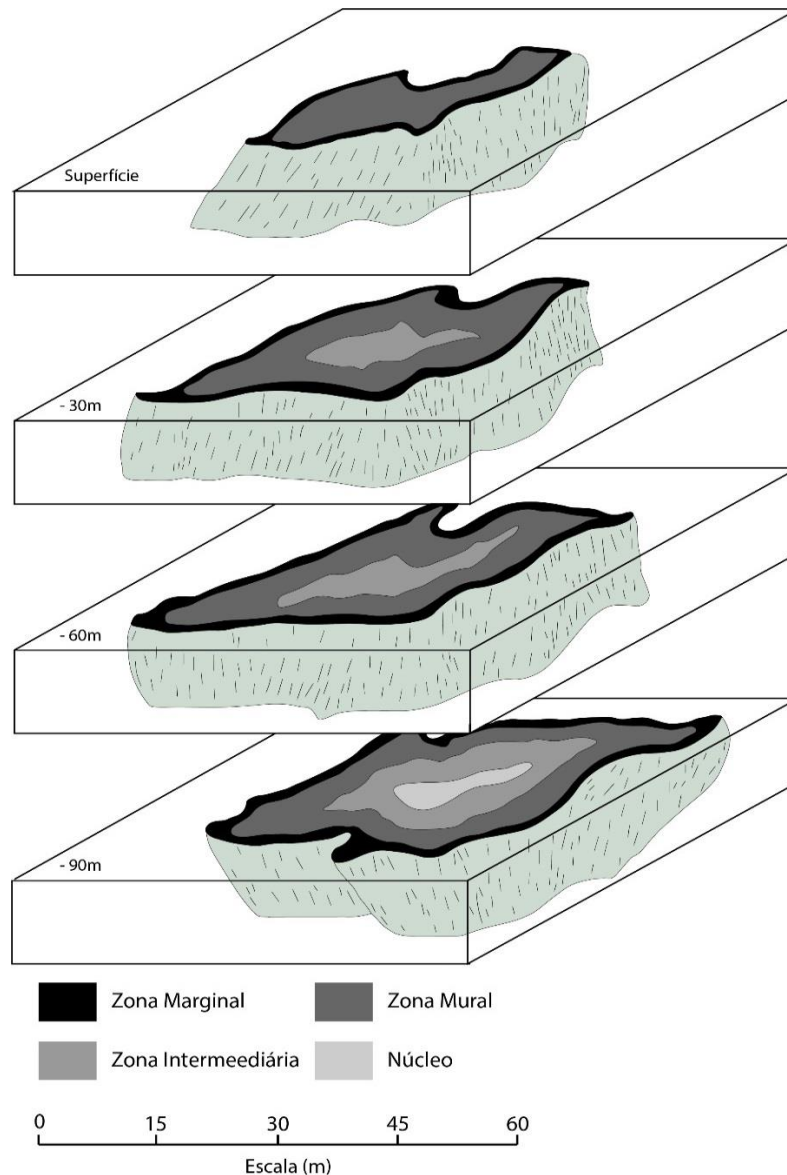
cristalizados. É uma unidade muito comum na maioria dos pegmatitos (Cameron et al., 1949).

- **Corpos de substituição:** são unidades formadas, principalmente, pela substituição de um pegmatito preexistente, com ou sem controle estrutural (Cameron et al., 1949). O pseudomorfismo é uma feição morfológica diagnóstica de substituição nos cristais de um pegmatito, apesar da alteração completa para um mineral de granulação fina ou assembleia mineral (London, 2008).
- **Zonas de cristalização:** são sucessivas camadas internas completas ou incompletas que refletem em diferentes graus a forma e/ou a estrutura de um corpo pegmatítico. Idealmente, se desenvolvem de maneira concêntrica em torno de uma zona ou um núcleo mais interno (Cameron et al., 1949) (Fig. 6). Johnston Jr. (1945) e Cameron et al. (1949) definem estas zonas como:
 - I. **Zona marginal (ou de borda):** é a zona mais delgada (~5 cm de espessura) e externa que envolve um corpo pegmatítico de suas rochas encaixantes. Apresenta granulação fina (2-5 mm) nas porções mais externas e, frequentemente, textura aplítica. Em muitos pegmatitos, esta zona se caracteriza pela orientação perpendicular de cristais em relação as rochas encaixantes. Os principais minerais desta zona são: quartzo, feldspato ± muscovita ± turmalina.
 - II. **Zona mural:** está presente na maioria dos corpos pegmatíticos e é semelhante a um pegmatito homogêneo. Apresenta granulação grossa (1~3 cm), além de ser mais espessa (~1 m) que a zona de marginal. A zona mural de alguns pegmatitos pode se desenvolver assimetricamente ou de forma descontínua. Os principais minerais desta zona são: quartzo, feldspato, muscovita, biotita, turmalina, granada e berilo.
 - III. **Zona intermediária:** inclui tudo que está entre a zona mural e o núcleo. Esta zona não se desenvolve em alguns pegmatitos, enquanto em outros pode ocorrer múltiplas vezes, de forma assimétrica e/ou descontínua. O tamanho da zona intermediária está diretamente relacionado com o tamanho do corpo pegmatítico e da espessura da zona mural. Esta zona é caracterizada pela predominância de cristais de feldspato alcalino peritéticos de dimensões métricas. Entretanto é nesta zona que se

cristalizam as principais fases minerais de interesse (e.g. columbita-tantalita, berilo, turmalina, espodumênio, amblygonita).

- IV. Núcleo de quartzo: em geral está localizado na porção central de um corpo pegmatítico e seu tamanho é proporcional ao tamanho da zona mural e intermediária do pegmatito. Os núcleos são constituídos, principalmente, por megacristais de quartzo, mas podem ocorrer feldspatos peritéticos, albita além de aluminossilicatos e minerais do grupo dos fosfatos.

Figura 6 – Bloco diagrama representando o zoneamento interno de um pegmatito idealizado mostrando suas quatro zonas diferentes (marginal, mural, intermediária e núcleo de quartzo), em diferentes proporções de erosão do afloramento.



Fonte: Cameron et al. (1949).

As unidades litológicas de um pegmatito variam de veios centimétricos que preenchem fraturas a corpos com centenas de metros de comprimento. Os limites entre essas unidades podem ser contatos abruptos ou gradacionais. Em geral, os contatos mais nítidos estão entre unidades que apresentam diferença composicional e textural, enquanto os limites gradacionais predominam entre unidades de granulação mais grossa e mineralogia semelhante. Entretanto a irregularidade textural é uma característica marcante na maioria das intrusões pegmatíticas, inclusive nos corpos mais homogêneos (Cameron et al., 1949).

2.2.3 Gênese

Um modelo universalmente aceito sobre gênese de pegmatitos e que descreva a diversidade de texturas e feições ainda não é consenso entre os pegmatologistas. Entretanto, o modelo mais aceito para a formação de pegmatitos propõe que esses corpos representam o produto de fracionamento de magmas graníticos com a concentração progressiva de elementos incompatíveis e raros. Estes magmas contêm componentes voláteis responsáveis por diminuir a temperatura de cristalização, a taxa de nucleação dos cristais e a viscosidade, bem como por aumentar as taxas de difusão e a solubilidade do magma. Estas condições são consideradas cruciais para o desenvolvimento de megacristais (Simmons & Webber, 2008).

Jahns (1955) e Jahns & Burnham (1969), pioneiros nos estudos sobre gênese de pegmatitos, consideram que as condições ideais para a formação de um pegmatito seriam a supersaturação de fluido aquoso em um magma silicático. Posteriormente, experimentos de London (1992; 2005) sugerem que a coexistência do magma com uma fase fluida não seria condição essencial para a formação de pegmatitos. Por outro lado, a presença de elementos voláteis, como: B, F, P e Li no magma, juntamente com água seriam as condições necessárias para a gênese de pegmatitos (Simmons & Webber, 2008). Neste modelo, o processo de cristalização fracionada é o principal mecanismo ativo. Os corpos menos diferenciados estariam em condições proximais, enquanto os mais diferenciados estariam distais em relação ao granito parental (Černý, 1991c).

Um outro modelo petrogenético para a origem dos pegmatitos, propõe que estas rochas se originam a partir da fusão parcial principalmente de rochas

metassedimentares (Černý, 1991c). Este modelo é de pouco consenso entre pegmatologistas, por acreditar-se que os líquidos produzidos por mecanismos anatéticos não seriam suficientemente enriquecidos em elementos raros. Entretanto, o modelo prevê uma origem para pegmatitos sem, necessariamente, uma ligação com um granito parental. Além disso, elucida casos em que não há padrões de zoneamento regional entre pegmatitos estéreis e/ou enriquecidos em elementos raros (Černý, 1991c).

2.3 PEGMATITOS DO SERIDÓ

Província Pegmatítica da Borborema foi a denominação sugerida por Scorza (1944) para definir a área de ocorrência de pegmatitos no Nordeste do Brasil, entre os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Posteriormente, designada de Província Pegmatítica do Seridó por se distribuir, principalmente, no contexto geológico da Faixa Seridó (Santos et al., 2014).

Os pegmatitos do Seridó são conhecidos desde o início do Século XX, quando foram explorados para mica durante o final da Primeira Guerra Mundial. Durante a Segunda Guerra Mundial com o aumento na procura por elementos estratégicos (Nb, Ta, Be) intensificou-se a exploração (Da Silva, 1993). Nesta época, chegou-se a explorar mais de 450 pegmatitos, responsáveis produzir 20% de tantalita e 10% de berilo da demanda mundial durante o período (Rolff, 1945). Nesta época diversos pesquisadores produziram trabalhos pioneiros na região, como Scorza (1944), Johnston Jr. (1945) e Rolff (1945).

2.3.1 Classificação

Baseado na mineralogia e estruturação interna dos pegmatitos do Seridó, Johnston Jr. (1945), os classificou entre homogêneos e heterogêneos análogo à classificação de Landes (1933) entre simples e complexos, respectivamente. Os pegmatitos homogêneos são, geralmente, tabulares, concordantes e estéreis. É possível reconhecer, ao menos, três fácies texturais que ocorrem nestes corpos. A fácies aplítica e as fácies pegmatítica média e grossa (Sales, 2020). Sallet et al. (2015) agruparam os granitos pegmatíticos em duas fácies mineralógicas mutualmente exclusivas em uma única intrusão: a fácies biotita + magnetita ±

granada e a fácies biotita + muscovita + granada. Os pegmatitos heterogêneos são mineralizados e se caracterizam pelo zoneamento interno (zonas I, II, III e IV), semelhante as zonas descritas por Cameron et al. (1949). Em geral, a zona I (borda) tem granulação fina e é composta por muscovita, biotita, turmalina, além de quartzo, K-feldspato e albita em textura gráfica e em pente. A zona II (mural) apresenta textura equigranular média, composta por quartzo, K-feldspato e albita, frequentemente, intercrescidos. A zona III (intermediária) é composta, predominantemente, por megacristais de K-feldspato com textura gráfica e hospedam as principais mineralizações do corpo pegmatítico. A zona IV (núcleo) composta pelo núcleo de quartzo (leitoso ou rosa), muito embora pode conter cristais de K-feldspato peritéticos e albita subordinados (Johnston Jr., 1945, Da Silva et al., 1995).

Baseado na geoquímica de elementos traço de feldspatos e micas, Da Silva et al. (1995) classificou os pegmatitos do Seridó, entre as famílias geoquímicas de Černý (1991b), como da família LCT, na classe dos elementos raros e do subtipo fosfato-columbita-berilo. Posteriormente, Soares (2004) identificou alguns corpos dos subtipos espodumênio e lepidolita. Baumgartner (2001), com base em mineralogia e geoquímica de pegmatitos heterogêneos, reforça as características de LCT, enriquecidos em Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga e Ta.

Mais recentemente, Muller et al. (2021) utilizaram a química de elementos traço de quartzo dos pegmatitos do Seridó para classificá-los, segundo a classificação de Wise et al. (2022) como do grupo 1 e do tipo PDA – Produto Direto de Anatexia.

2.3.2 Alojamento e condições de cristalização

Os pegmatitos do Seridó ocorrem, principalmente, como enxames de diques, diques individuais, soleiras e pequenos corpos, frequentemente, orientados em direções NE-SO, conforme a fábrica tectônica regional. Embora, ocorram pegmatitos com orientação L-O, subordinadamente. A orientação destes pegmatitos indica que os magmas pegmatíticos migraram em regime extensional ao longo de estruturas pré-existentes durante sua ascensão (Araújo et al., 2001). Mais de 90% dos pegmatitos mineralizados do Seridó estão encaixados em rochas do Grupo Seridó, como xistos, quartzitos e metaconglomerados. Enquanto os demais se encontram

alojados em granitos, gnaisses e paragnaisses, além de gnaisses e migmatitos do embasamento (Beurlen et al., 2014).

Araújo et al. (2001) ao investigar os estilos de colocação de pegmatitos na região de Parelhas-RN, propõe dois modos de alojamento para estes corpos. Os pegmatitos homogêneos são encaixados concordantemente ao longo dos planos de foliação regional S_3 , com os corpos tendendo à horizontalidade nos locais onde S_3 mergulha suavemente. Enquanto os heterogêneos são, geralmente, subverticais, discordantes e estão encaixados em estruturas dúcteis-rúpteis regionais. Durante a fase tectônica D_3 , os pegmatitos teriam se alojado em dois momentos. O primeiro, em uma etapa precoce, sin-tectônica, onde se encaixaram os pegmatitos homogêneos. E outra tardia, onde se alojaram os corpos heterogêneos, ao longo de juntas de distensão escalonadas, causadas pelas últimas acomodações tectônicas do evento D_3 , em contexto dúctil-frágil (Araújo et al., 2001).

Os resultados de inclusões fluidas obtidas por Beurlen et al. (2001) estimam temperaturas de cristalização entre 580°C (*liquidus*) e 420°C (*solidus*) e pressões da ordem de 3,5 Kbar, a partir de um magma saturado em H_2O e CO_2 com baixa salinidade.

2.3.3 Geocronologia e aspectos genéticos

A investigação geocronológica dos pegmatitos do Seridó ainda é escassa e carece de dados robustos para uma interpretação coerente. As primeiras datações apresentadas para estes corpos provêm de métodos ultrapassados com margem de erro elevada, além de contemplarem poucos corpos.

Araújo et al. (2005) apresentaram a primeira idade de resfriamento (Ar-Ar) de $523 \pm 1,1$ Ma em biotita para o pegmatito Boqueirão. Baumgartner et al. (2006) publicaram o primeiro trabalho sistemático com resultados geocronológicos de pegmatitos no Seridó. As idades U-Pb em minerais do grupo da columbita de pegmatitos heterogêneos (Capoeira, Mamões, Malhada Vermelha, Combi, Carnaubinha e Trigueiro) variam, consistentemente, entre: $509 \pm 2,9$ e $514 \pm 1,1$ Ma. Para os pegmatitos homogêneos, Baumgartner et al. (2006) obtiveram idade U-Pb em monazita de 528 ± 12 Ma para o granito pegmatítico Parelhas, enquanto, Beurlen et al. (2009b) obtiveram idade U-Pb em xenotima de 520 ± 10 Ma para o granito pegmatítico Picuí. Mais recentemente, Palinkas et al. (2019), Degen et al.

(2019) e Hollanda et al. (2019) apresentam idades de $502 \pm 5,8$ Ma (Ar-Ar - muscovita), 491 ± 26 Ma (U-Pb - zircão) e 485-508 Ma (Ar-Ar - muscovita e biotita), respectivamente, para pegmatitos heterogêneos. A Tabela 3 sumariza as datações publicadas dos corpos pegmatíticos e respectivas referências bibliográficas.

Tabela 3 – Datações dos pegmatitos do Seridó disponíveis na bibliografia.

Autor	Mineral	Método	Idade	Corpos
Pegmatitos Homogêneos				
Baumgartner et al. (2006)	monazita	U-Pb	528 ± 12 Ma	Parelhas
Beurlen et al. (2009b)	xenotima	U-Pb	520 ± 10 Ma	Picuí
Pegmatitos Heterogêneos				
Florêncio (1948)	uraninita	U-Pb	460 Ma	Alto do Tibiri
	uraninita	U-Pb	500 Ma	Alto do Tibiri
	uraninita	U-Pb	480 Ma	Boqueirão
Marble (1949)	uraninita	U-Pb	510 Ma	Boqueirão
Dirac & Ebert (1967)	lepidolita	K-Ar	451 ± 10 Ma	Boqueirão
	lepidolita	K-Ar	450 ± 8 Ma	Boqueirão
	lepidolita	K-Ar	462 ± 14 Ma	Boqueirão
	muscovita	K-Ar	511 ± 11 Ma	Boqueirão
	muscovita	K-Ar	493 ± 10 Ma	Boqueirão
	muscovita	K-Ar	516 ± 25 Ma	E-Acari
	muscovita	K-Ar	550 ± 28 Ma	E-Acari
Almeida et al. (1968)	muscovita	K-Ar	476 ± 14 Ma	Seridozinho
	muscovita	K-Ar	465 ± 14 Ma	Seridozinho
	muscovita	Rb-Sr	514 ± 60 Ma	Seridozinho
	muscovita	Rb-Sr	483 ± 20 Ma	Seridozinho
Araújo et al. (2005)	biotita	Ar-Ar	$523 \pm 1,1$ Ma	Boqueirão
Baumgartner et al. (2006)	columbita-tantalita	U-Pb	$509 \pm 2,9$ Ma	Capoeira
	columbita-tantalita	U-Pb	$514 \pm 1,1$ Ma	Mamões
	columbita-tantalita	U-Pb	$510 \pm 0,4$ Ma	Malhada Vermelha
	columbita-tantalita	U-Pb	$513 \pm 1,5$ Ma	Combi
	columbita-tantalita	U-Pb	$514 \pm 1,1$ Ma	Carnaubinha
	columbita-tantalita	U-Pb	$511 \pm 2,6$ Ma	Trigueiro
Santiago (2017)	flogopita	Ar-Ar	$552 \pm 4,1$ Ma	Bonfim
Palinkas et al. (2019)	muscovita	Ar-Ar	$502 \pm 5,8$ Ma	Boqueirão
Degen et al. (2019)	zircão	U-Pb	491 ± 26 Ma	Boqueirão
Hollanda et al. (2019)	muscovita e biotita	Ar-Ar	508-485 Ma	Vários corpos

Fonte: O Autor (2023).

A questão dos aspectos genéticos dos pegmatitos do Seridó é outro tema de discussão. Ebert (1970) foi o primeiro a teorizar a origem destes corpos. Devido à ausência de relações diretas de campo, o autor atribui uma origem alóctone para os pegmatitos. Da Silva et al. (1995) propuseram a hipótese de que os granitos pegmatíticos poderiam ser os granitos parentais dos pegmatitos zonados. Após datações, Baumgartner et al. (2006) consideram que a diferença de idade de 11 Ma é muito elevada para serem cogenéticos. Sallet et al. (2015) em experimentos anatéticos fundiram em laboratório ortognaisses do embasamento (Complexo Caicó), quartzitos, paragnaisses e micaxistos do Grupo Seridó sob condições de pressão e temperatura equivalentes à fácies anfibolito superior, na presença e ausência de H₂O. Ao analisar os vidros anatéticos, juntamente com resultados de isótopos de Pb, concluíram que tanto o embasamento, quanto as rochas metassedimentares apresentam similaridades químicas e isotópicas para serem fontes dos pegmatitos do Seridó, especialmente, sob condições anidras e de alta temperatura. Apesar do estudo de Beurlen et al., (2001) com inclusões fluídas mostrar que seriam necessárias condições de saturação em H₂O para anatexia no Seridó.

3 GEOLOGIA REGIONAL

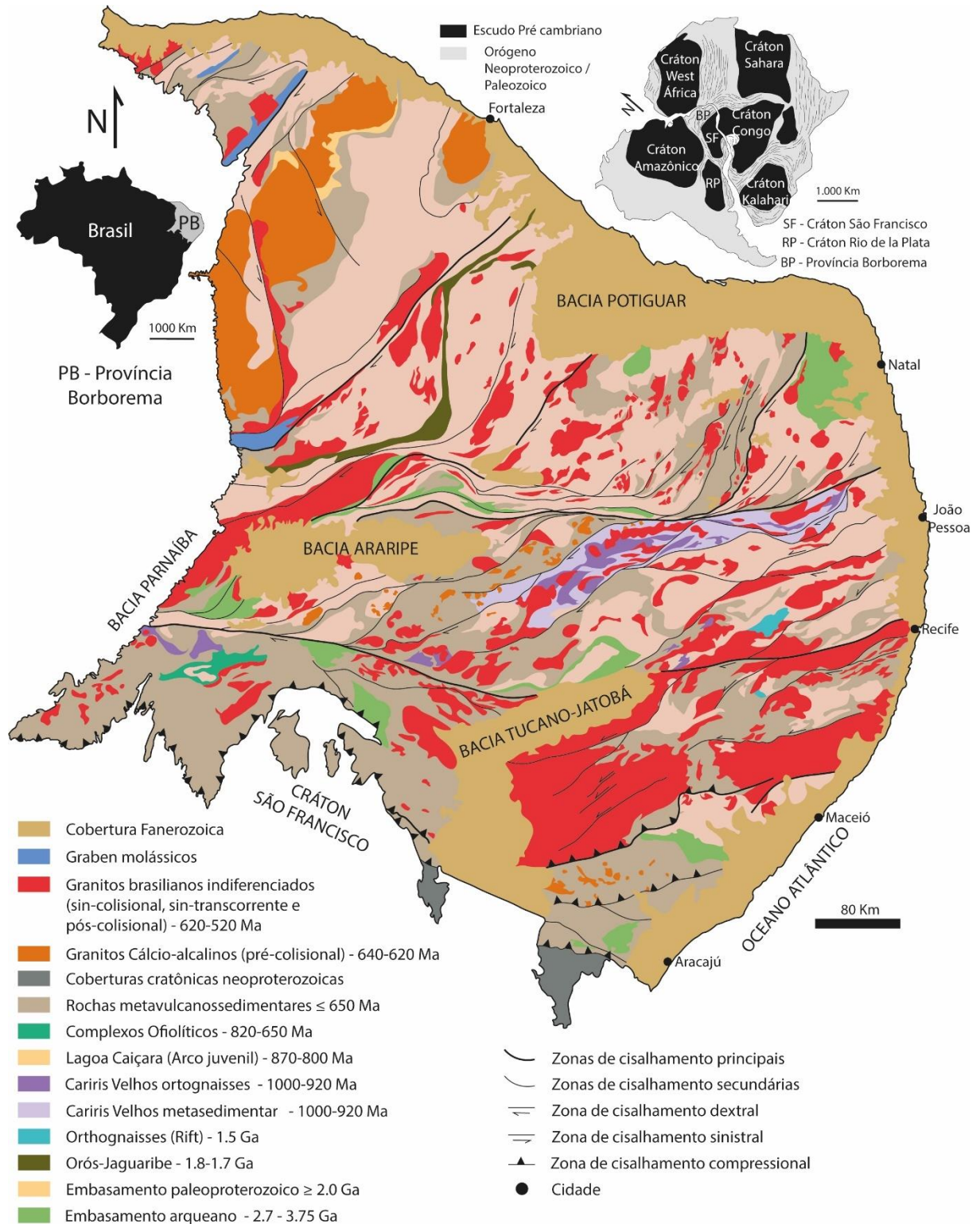
A Província Borborema foi inicialmente caracterizada por Almeida et al. (1977) como uma unidade geotectônica formada por um complexo mosaico de blocos crustais de idade arqueana à paleoproterozoica. Acima deste embasamento, ocorrem rochas metassupracrustais de idade proterozoica metamorфizadas em fácies xisto-verde a granulito (Caby et al., 1991) (Fig. 7). Nesta província, ocorreram ainda eventos tectônicos, termais e magmáticos durante o Neoproterozoico. A evolução geotectônica da Província Borborema culminou com a convergência dos Crátons da África Ocidental-São Luís e São Francisco-Congo, durante a colagem do Gondwana Ocidental há 600 Ma (Caby et al., 1991; Brito Neves et al., 2000; Ganade de Araújo et al., 2014).

A Província Borborema é delimitada ao norte e a leste pela Margem Continental Atlântica, ao sul faz contato com o Cráton São Francisco e a oeste é sobreposta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Almeida et al., 1981; Schobbenhaus et al., 1984). A trama litoestrutural e tectônica se configurou, principalmente, durante as orogenias Cariris Velhos e Brasiliana-Pan Africana, caracterizada pela geração de uma extensa rede de zonas de cisalhamento transcorrentes e de escala continental (Vauchez et al., 1995; Archanjo et al., 2013). Na porção ocidental, estas zonas de cisalhamento são, predominantemente, dextrais de direção NO. Enquanto a porção oriental são de geometria anastomosada e direção L-O com inflexões para NE-SO. Associado as zonas de cisalhamento, ocorrem intenso magmatismo de idade Ediacarana-Cambriana (Jardim de Sá, 1994).

A compartimentação geotectônica da Província Borborema recebeu diversas propostas ao longo das décadas, principalmente, baseada nos conceitos de terrenos alóctones, segundo a concepção de Coney et al. (1980), dentre eles: Jardim de Sá et al. (1992; 1997), Jardim de Sá (1994), Van Schmus et al. (1995), Santos (2000) e Medeiros et al. (2011). Muito autores propuseram a subdivisão da província entre faixas dobradas (faixas de dobramentos associadas à Orogênese Brasiliana-Pan Africana, com predominância de rochas metavulcanossedimentares neoproterozoicas) e maciços medianos (exposições do embasamento gnáissico-migmatítico de idade arqueana à paleoproterozoica), bem como em domínios estruturais (Brito Neves, 1975; Almeida et al., 1981; Schobbenhaus et al., 1984; Santos e Brito Neves, 1984; Caby et al. 1991).

Van Schmus et al. (2011) propuseram a divisão da Província Borborema em três subprovíncias principais. A subprovíncia norte, situada acima do Lineamento Patos, é composta pelo Domínio Médio Coreaú, Ceará Central e Domínio Rio Grande do Norte. Este último, é subdividido em Subdomínio Jaguaribeano, Subdomínio Rio Piranhas-Seridó e Subdomínio São José do Campestre (Medeiros et al., 2017). A Subprovíncia Central é composta pelo Domínio Zona Transversal. A Subprovíncia Sul é representada pelo Domínio Sergipano, Domínio Pernambuco-Alagoas e Domínio Riacho do Pontal.

Figura 7 – Mapa geológico da Província Borborema.

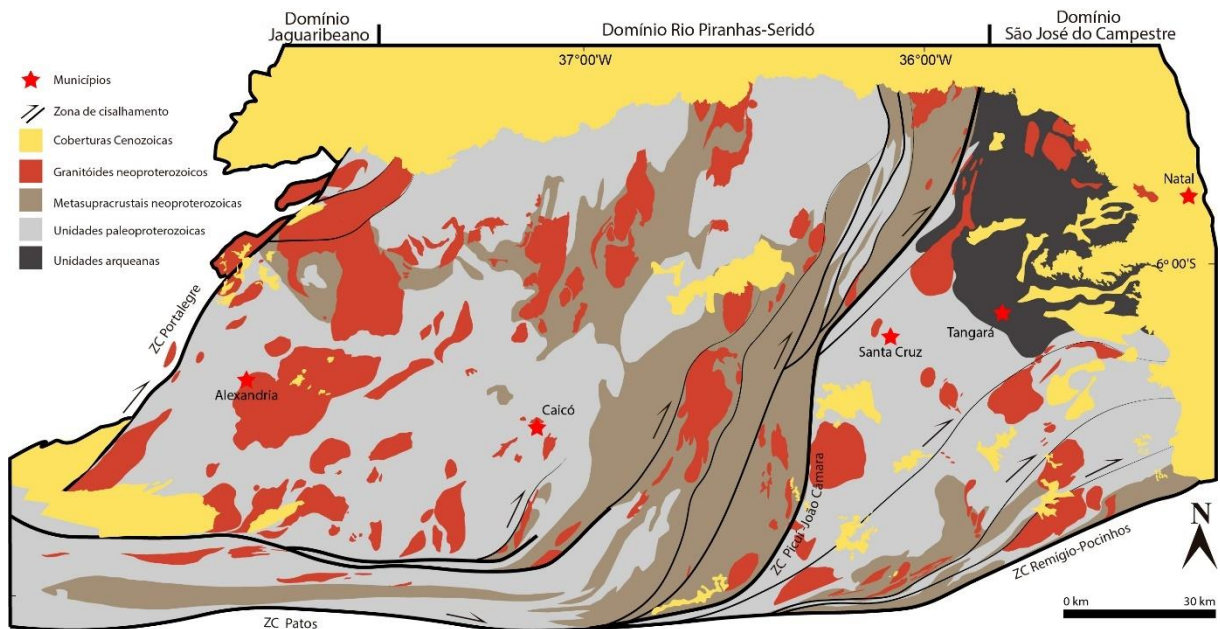


Fonte: Santos et al. (2021).

3.1 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

O Domínio Rio Grande do Norte é limitado a oeste pelo Lineamento Senador Pompeu (NE-SO), a sul pelo Lineamento Patos (E-O), e a norte e a leste pela Margem Continental Atlântica (Brito Neves et al., 2000) (Fig. 8). Neste domínio estão inseridos os subdomínios Jaguaribeano, São José do Campestre e Rio Piranhas-Seridó. A evolução destes subdomínios está relacionada ao rifteamento intracrustal pós-transamazônico e a deposição de sequências vulcanossedimentares, seguidas de intrusões diversas (Neves, 2003).

Figura 8 – Mapa geológico simplificado do Domínio Rio Grande do Norte.



Fonte: Nascimento et al. (2015).

3.1.1 Subdomínio São José do Campestre

O Subdomínio São José do Campestre limita-se a oeste pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, a sul pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos e a leste e a norte é sobreposto por rochas sedimentares fanerozoicas. Souza & Dantas (2008) definem este subdomínio como uma sequência composta por dois grupos de unidades. Uma ortoderivada, representada pelos Complexos Bom Jesus, Serra Caiada, Brejinho, Senador Elói de Souza e São José do Campestre. Estas rochas apresentam idades U-Pb em zircão entre 2,70 e 3,45 Ga

(Dantas, 1997; Dantas et al., 2004). A unidade paraderivada é composta por rochas de alto grau contendo cordierita-sillimanita-granada-biotita paragneisses, podendo conter lentes de mármore, anfibolitos e gnaisses calcissilicáticos (Souza & Dantas 2008; Dantas et al., 2013).

3.1.2 Subdomínio Rio Piranhas-Seridó

O Subdomínio Rio Piranhas-Seridó está inserido na porção central do Domínio Rio Grande do Norte e limita-se tectonicamente a oeste com a Zona de Cisalhamento Portalegre, a sul com o Lineamento Patos, a Leste com a Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara e a norte com as rochas sedimentares da Bacia Potiguar. Este subdomínio é composto por um embasamento gnáissico-migmatítico de idade paleoproterozoica com possíveis remanescentes arqueanos, o Complexo Caicó, e por *augen* gnaisses graníticos de idade riaciana a estateriana, a Suíte Poço da Cruz. Sobreposto a este embasamento ocorre a sequência de rochas metassupracrustais do Grupo Seridó de idade neoproterozoica. O Grupo Seridó é compreendido, da base para o topo pelas formações: Equador, Jucurutu e Seridó. Intrudindo toda a sequência, ocorrem os batólitos, *stocks* e diques associados a uma volumosa e intensa atividade granítica decorrente do Ciclo Brasileiro-Pan Africano (Jardim de Sá, 1994; Jardim de Sá & Salim, 1980; Van Schmus et al., 2003; Hollanda et al., 2015).

3.1.1.1 Complexo Caicó

O Complexo Caicó foi definido inicialmente por Meunier (1964) e Ferreira & Albuquerque (1969) como uma sequência de alto grau. É composto por ortognaisses bandados, ortognaisses dioríticos a graníticos e migmatitos associados a intercalações de rochas máficas (Santos, 2000). Essas rochas, geralmente, apresentam granulação média a grossa e podem incluir *augen* gnaisses porfiríticos de afinidade cálcio alcalina de alto potássio (Souza et al., 2007). Hollanda et al. (2011) definem estas rochas como gnaisses bandados de composição gabro-dioríticas e granodioríticas-tonalíticas. Estas unidades do Complexo Caicó são cortadas por *sheets* de *augen* gnaisses médios a grossos, além de diques máficos a ultramáficos, incluindo metaleucogabros da Suíte Poço da Cruz (Ferreira, 1998).

Estas rochas correspondem aos saudosos granitóides do tipo G2 de Jardim de Sá et al. (1981). Souza et al. (2007) apresentaram idades U-Pb entre 2,15 e 2,25 Ga. Hollanda et al. (2011) obtiveram idades riacianas entre 2,17 e 2,25 Ga para os corpos São José do Seridó, Santana dos Matos e Antônio Martins, respectivamente, assim como para os metagabros (2,21 Ga), intrusivos na sequência supracrustal de Santa Luzia (2,40 Ga) e os *augen* gnaisses de Serra Negra, estes com idades U-Pb de 1,74 Ga. Medeiros et al. (2012) obtiveram idades U-Pb semelhantes para os *augen* gnaisses Serra da Formiga (2,17 Ga) e Florânia (2,25 Ga). Portanto, os *augen* gnaisses da Suíte Poço da Cruz representam unidades tardias do Complexo Caicó (Dantas, 1992; Legrand et al., 1991; Souza et al., 2007).

A leste da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, ocorrem os ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Santa Cruz. Esta unidade é composta por biotita-hornblenda ortognaisses granodioríticos, biotita *augen* gnaisses granodioríticos e biotita-hornblenda ortognaisses tonalíticos (Santos et al., 2002). Dantas (1997) obteve idade U-Pb de 2,18 Ga, 2,23 Ga e 2,06 Ga para ortognaisses tonalíticos, *augen* gnaisses e leucognaisses graníticos, respectivamente. Jardim de Sá et al. (1998) interpretam o Complexo Santa Cruz como uma unidade correlata ao Complexo Caicó.

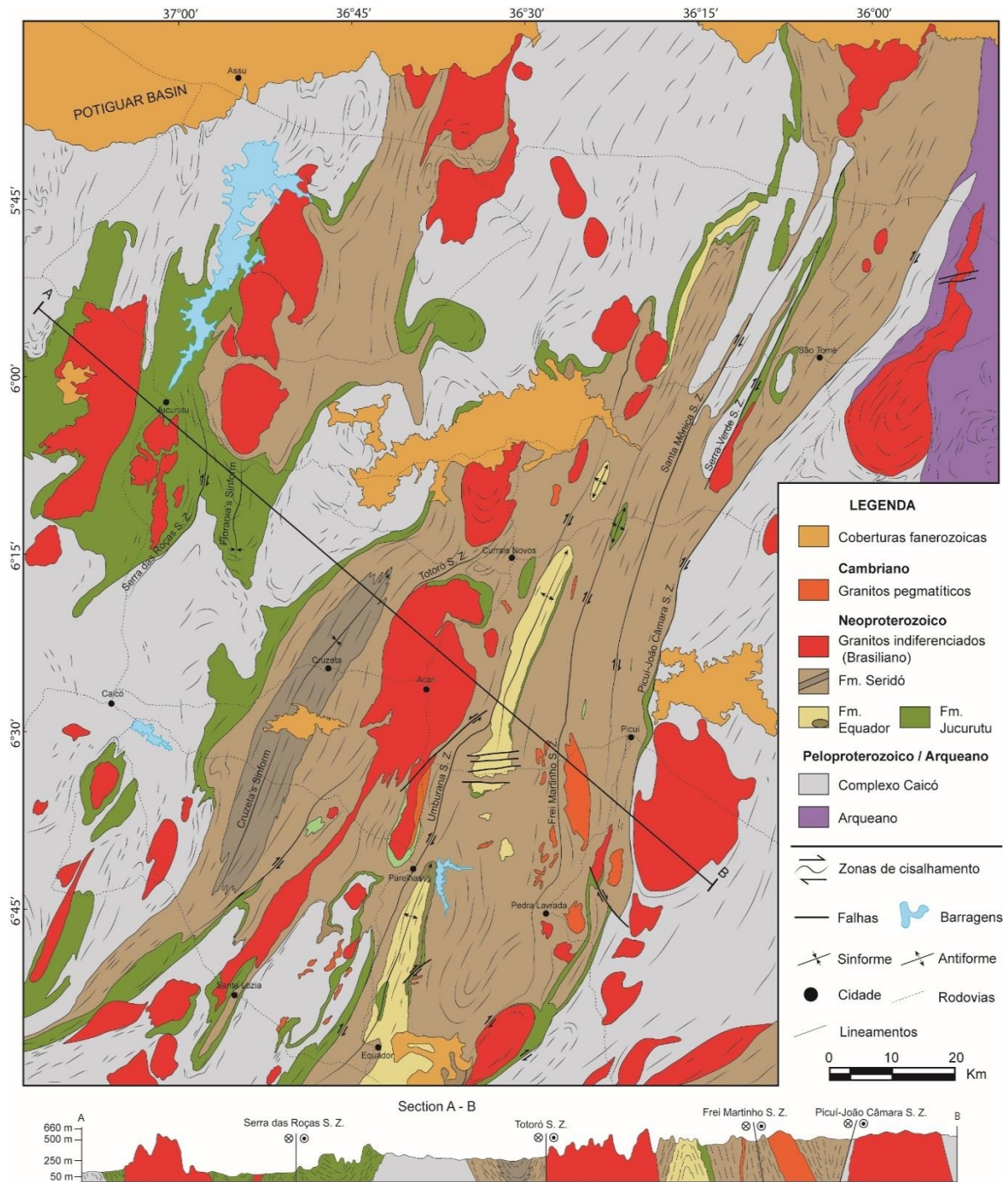
3.1.1.2 Grupo Seridó

Grupo Seridó foi o termo utilizado por Ferreira Albuquerque (1969), Jardim de Sá & Salim (1980) e Jardim de Sá (1994) para englobar as rochas metamórficas das formações Equador, Jucurutu e Seridó (Fig. 9). Jardim de Sá & Salim (1980) propuseram um modelo de subdivisão tríplice para o empilhamento estratigráfico do Grupo Seridó, composto por: Formação Equador, na base, formada por quartzitos com intercalações de metaconglomerados; Formação Jucurutu, intermediária, formada por ($\pm$ anfibólio) biotita paragneisses com intercalações de mármore, quartzitos, micaxisto, rochas calcissilicáticas, formações ferríferas e anfibolitos; e Formação Seridó, no topo, composta por micaxistos arcoseanos e aluminosos de fácies de médio a alto grau metamórfico (granada $\pm$ estaurolita $\pm$ andalusita $\pm$ cordierita $\pm$ sillimanita), com porções restritas de baixo grau (sericita-clorita-biotita xistos, podendo conter sericita-clorita xistos, filitos e metassiltitos). O micaxisto

Seridó apresenta características turbidíticas e possui, subordinadamente, intercalações de anfibolitos e rochas calcissilicáticas (Jardim de Sá, 1994).

A bacia do Seridó originou-se em um curto ciclo tectônico extensional e contracional entre 700 e 600 Ma. A deposição sedimentar, possivelmente, ocorreu em um ambiente extensional do tipo *back-arc*, associado a uma margem continental ativa (Van Schmus et al., 2003). Datações U-Pb de cristais de zircão detríticos das formações Jucurutu e Seridó indicam que o Grupo Seridó é mais novo que 650 Ma, depositado entre 640 e 620 Ma com deformação e metamorfismo entre 575 e 600 Ma (Van Schmus et al., 2003; Archanjo et al., 2013). Hollanda et al. (2015) obtiveram idades U-Pb equivalentes para cristais de zircão detríticos das formações Jucurutu e Seridó. Entretanto, os quartzitos da Formação Equador apresentaram apenas cristais arqueanos e paleoproterozoicos, interpretado como uma mudança de proveniência durante a etapa de sedimentação da bacia (Hollanda et al., 2015).

Figura 9 – Mapa geológico da Faixa Seridó. Entre A e B, seção geológica esquemática da Faixa Seridó.



Fonte: Adaptado de Cabral Neto et al. (2018).

3.1.1.3 Plutonismo Ediacarano-Cambriano

A intensa atividade plutônica ocorrida durante o Neoproterozoico é um dos eventos tectônicos mais marcantes durante a Orogênese Brasileira-Pan Africana na

Província Borborema. Em especial, o Domínio Rio Grande do Norte é intrudido por diversos corpos graníticos de idade ediacarana-cambriana com idades U-Pb entre 628 e 520 Ma (Nascimento et al., 2015). Estas rochas são representadas por batólitos, *stocks* e diques contendo características petrográficas, texturais, geoquímicas e geocronológicas distintas (Nascimento et al., 2015).

Nascimento et al. (2015) agruparam estas intrusões, conforme suas afinidades texturais e geoquímicas em seis suítes distintas, sendo: (1) A Suíte Shoshonítica (São João do Sabugi) é composta por rochas máficas a intermediárias de composição gabrótica, gabro-noritos, dioritos, quartzo-dioritos, monzodioritos, monzonitos, quartzo monzonitos, tonalitos e granodioritos; (2) A Suíte Cálcio-alcálica de alto K Porfírica (Itaporanga) é caracterizada por fácies porfíricas grossas a muito grossas de monzogranitos e granodioritos com quartzo monzonitos subordinados; (3) A Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular (Dona Inês) é composta por monzo e sienogranitos equigranulares de granulação fina; (4) A Suíte Cálcio-alcálica é compreendida por granodioritos a tonalitos; (5) A Suíte Alcalina (Catingueira) é constituída por álcali-feldspato granitos com álcali-feldspato quartzo sienitos e sienitos subordinados e, (6) Suíte Alcalina Charnoquítica (Umarizal) é representada por quartzo mangeritos e charnoquitos.

Por fim, ocorrem os pegmatitos de idade cambriana relacionados aos últimos estágios magmáticos da Orogênese Brasileira-Pan Africana no Seridó (Baumgartner et al., 2006), e que constituem o alvo desta pesquisa.

3.1.1.4 Evolução Tectônica

A evolução tectônica do Subdomínio Rio Piranhas-Seridó compreende três fases deformacionais principais D₁, D₂ e D₃ (Jardim de Sá, 1994). O evento D₁ ocorreu entre 2,0 e 2,2 Ga e produziu uma foliação e/ou bandamento gnáissico (S₁) restrito ao embasamento (Souza et al., 2007). Durante o evento D₂, a trama S₁ do Complexo Caicó e o acamamento S₀ das rochas metassupracrustais do Grupo Seridó são afetadas pela tectônica de empurrão responsáveis pela geração de dobras isoclinais recumbentes (F₂), com foliação plano axial S₂ (Jardim de Sá et al., 1995). Segundo Araújo et al. (2001), este evento é associado a zonas de cisalhamento de baixo ângulo iniciadas em níveis crustais mais profundos, em condições de fácies xisto verde a anfibolito superior (600 a 650°C).

Por outro lado, a síntese de Dada (2008) sobre tectônica das faixas metassupracrustais do noroeste da África relaciona as fases deformacionais D_2 e D_3 a orogênese Brasiliana-Pan Africana. O evento D_3 é caracterizado pelo retrabalhamento crustal e geração de sinformes e antiformes quilométricos (F_3) com eixos de dobras paralelos a orientação NNE de zonas de cisalhamento transcorrentes regionais.

Este evento apresenta diferentes taxas de deformação, expressas em mudanças de estilo estrutural ao longo da Faixa Seridó. Na porção central, predomina, o regime transpressivo (Vauchez et al., 1995; Souza et al., 2007). Enquanto nas porções leste e oeste, a deformação se desenvolve em estilo distensional/transtensional (Jardim de Sá et al., 1997).

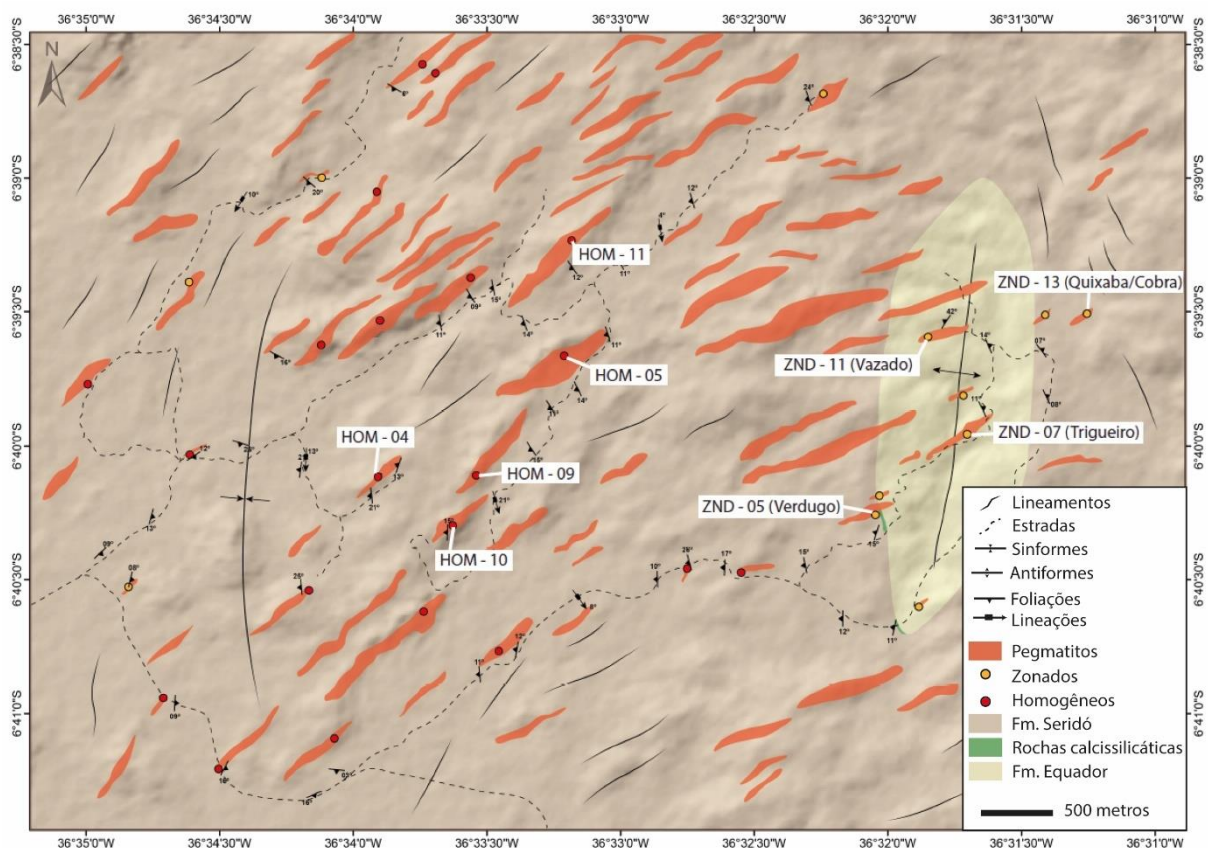
O plutonismo contemporâneo a este evento foi uma importante fonte de calor para o aumento do grau metamórfico dos micaxistos do Grupo Seridó (Souza et al., 2007). A dissipação de calor promoveu o desenvolvimento de fácies anfibolito em faixas miloníticas. O soerguimento e resfriamento subsequente induziram as zonas de cisalhamento D_3 a atuarem em regime dúctil-rúptil, marcado pelo fraturamento e desenvolvimento de faixas pouco espessas de milonitos em fácies xisto verde (Araújo et al., 2001).

O plutonismo ediacarano-cambriano, associado as zonas de cisalhamento, desenvolveu papel chave para a evolução geodinâmica da região do Seridó, sobretudo o último evento metamórfico (M_3) relacionado ao D_3 , foi responsável pela formação de importantes jazimentos minerais. Dentre os quais, destacam-se as mineralizações scheelitíferas em rochas calcissilicáticas (Salim, 1993).

4 GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA

Este capítulo tem por objetivo apresentar os resultados do mapeamento geológico realizado na área de estudo, descrevendo as unidades litoestratigráficas identificadas, com ênfase nas rochas pegmatíticas, sendo tanto os corpos homogêneos, quanto os corpos heterogêneos (zonados), além das rochas metassedimentares do Grupo Seridó. Finalmente, por meio da integração entre trabalhos de campo e mapas geológicos regionais disponíveis na literatura foi possível confeccionar o mapa geológico da área de estudo (48 km²) na escala 1:15.000 (Fig. 10). Os círculos no mapa indicam os pontos de coleta de amostras de micas para análise geoquímica.

Figura 10 – Mapa geológico do campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro com a distribuição dos pegmatitos homogêneos e zonados (1:15.000).



Fonte: O Autor (2023).

4.1 ASPECTOS GERAIS DA ÁREA

O Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro contém pegmatitos homogêneos e zonados em uma área de aproximadamente 48 Km². É constituído por enxames de diques pegmatíticos de direção NE-SO que intrudem de maneira discordante as rochas do Grupo Seridó, ao longo de fendas de tensão escalonadas. Na Figura 11 é possível se perceber como os corpos pegmatíticos se destacam topograficamente em relação às rochas encaixantes.

A trama estrutural da área mapeada é representada por uma foliação com mergulho de médio a baixo ângulo com direção NNE que marca uma sequência de sinformes e antiformes abertos de escala regional. A leste ocorre o pequeno antiforme do Domo da Coruja expondo quartzitos bordejados por rochas calcissilicáticas e por micaxistos e a oeste o antiforme da Serra das Queimadas.

Figura 11 – Visão geral da área de estudo no campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro. Visada para norte.



Fonte: O Autor (2023).

De forma geral, há uma maior concentração de corpos homogêneos na porção centro-oeste da área, que estão encaixados, predominantemente, no micaxisto Seridó. Estes corpos apresentam orientação NE 45°. Os pegmatitos mineralizados zonados ocorrem, preferencialmente, na porção leste da área e estão encaixados no quartzito Equador do Domo da Coruja com orientação NE 70°.

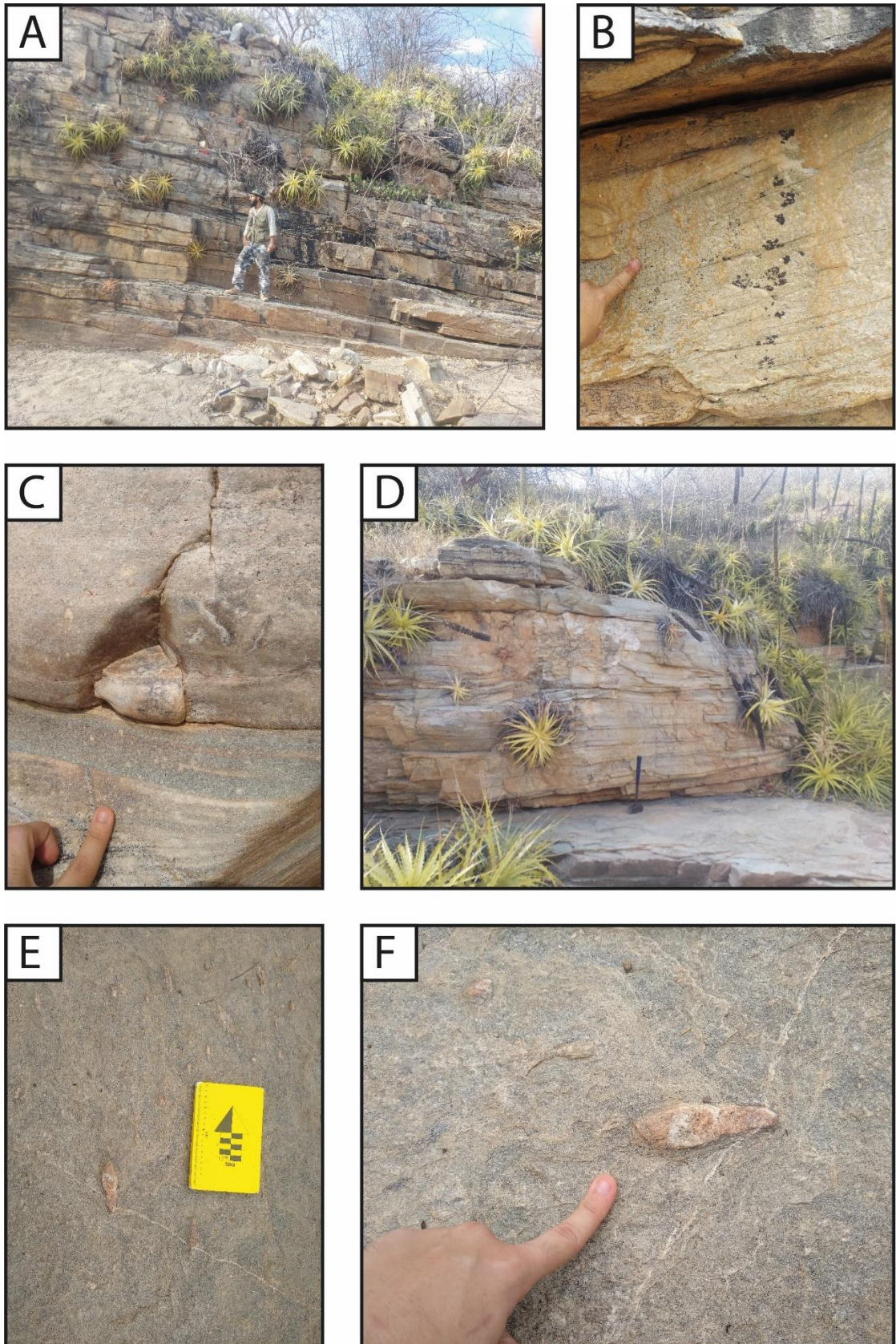
4.2 GRUPO SERIDÓ

As unidades do Grupo Seridó são dominantes na área de estudo. São representadas pelas Formações Equador e Seridó. A Formação Equador é composta por quartzitos e metaconglomerados ocorrendo na porção leste da área mapeada no centro do anticlinal do Domo da Coruja. A Formação Seridó é composta por granada-biotita xistos e ocorre em quase toda área mapeada. Entre o quartzito e o xisto ocorre sequência de rochas calcissilicáticas com ocorrências de cobre e urânio.

4.2.1 Formação Equador

As rochas da Formação Equador afloram na parte leste da área mapeada. Estas rochas ocorrem, pelo menos, em duas fácies. Na porção central do domo, predominam quartzitos muscovíticos. Enquanto nas porções distais, há transições para fácies feldspáticas. Os quartzitos muscovíticos são puros e têm como mineralogia dominante quartzo e muscovita, além de que frequentemente exibem aspecto laminado (Fig. 12A). Nos quartzitos muscovíticos foi possível identificar estruturas sedimentares preservadas da deformação, como marcas onduladas e estratificações cruzadas (Fig. 12B). As marcas onduladas são assimétricas e de barra sinuosa. As estratificações cruzadas são acanaladas de pequeno a médio porte. Os quartzitos feldspáticos (Fig. 12C) são impuros e apresentam como mineralogia principal quartzo, feldspato alcalino, muscovita e biotita. Ambos os quartzitos podem conter turmalina nas variedades schorlita e/ou rubelita. Em afloramentos distais, na parte central do Domo da Coruja os quartzitos feldspáticos ocorrem alternados com os muscovíticos (Fig. 12D). Os metaconglomerados ocorrem nas porções mais distais do domo, próximo ao contato com micaxistos da Formação Seridó. É um metaconglomerado dimítico, polimodal e matriz-suportado, composto por uma matriz fina rica em biotita. Os seixos são centimétricos de quartzo e feldspato (Fig. 12 E e F). Os pegmatitos que intrudem unidades da Formação Equador apresentam contatos retos e discordantes.

Figura 12 – Aspectos gerais da Formação Equador: (A) Quartzitos muscovíticos laminados; (B) Estratificação Cruzada; (C) Quartzitos feldspáticos; (D) Alternância entre quartzitos muscovíticos e feldspáticos; (E) Metaconglomerados e (F) Destaque do seixo do metaconglomerado.



Fonte: O Autor (2023).

4.2.2 Formação Seridó

As rochas da Formação Seridó são as unidades mais expressivas na área mapeada. Exibem duas fácies, uma que ocorre por toda a área mapeada, mais aluminosa composta por granada-biotita xistos a granada-cordierita-biotita xistos ($\pm$ sillimanita) e a outra fácies que se restringe às proximidades do Domo da Coruja. Esta, sendo mais arcoseana e composta por biotita xistos quartzo-feldspáticos, que marcam a transição do contato gradacional com os quartzitos da Formação Equador.

Os micaxistos apresentam foliações de médio a baixo ângulo (Fig. 13A). Em afloramentos chaves, é possível se identificar uma alternância cíclica não ordenada entre horizontes ou camadas com exsudados de quartzo e horizontes ricos em cordierita (Fig. 13B), ambos alternados com horizontes de granulação mais fina, onde predominam a paragênese mineral dominante na região com biotita e granada. Os cristais de cordierita observados são hipidioblásticos e não apresentam orientação preferencial ao longo dos planos de foliação. Frequentemente, exibem texturas reliquiares fantasmas decorrentes do retrometamorfismo (Fig. 13C). Também ocorre fibrolita, variedade com hábito fibroso da sillimanita. Estes horizontes de mais alto grau também apresentam feições de fusão parcial (Fig. 13D e E) e são caracterizados pela geração de líquidos quartzo-feldspáticos e pela recristalização de cristais de biotita.

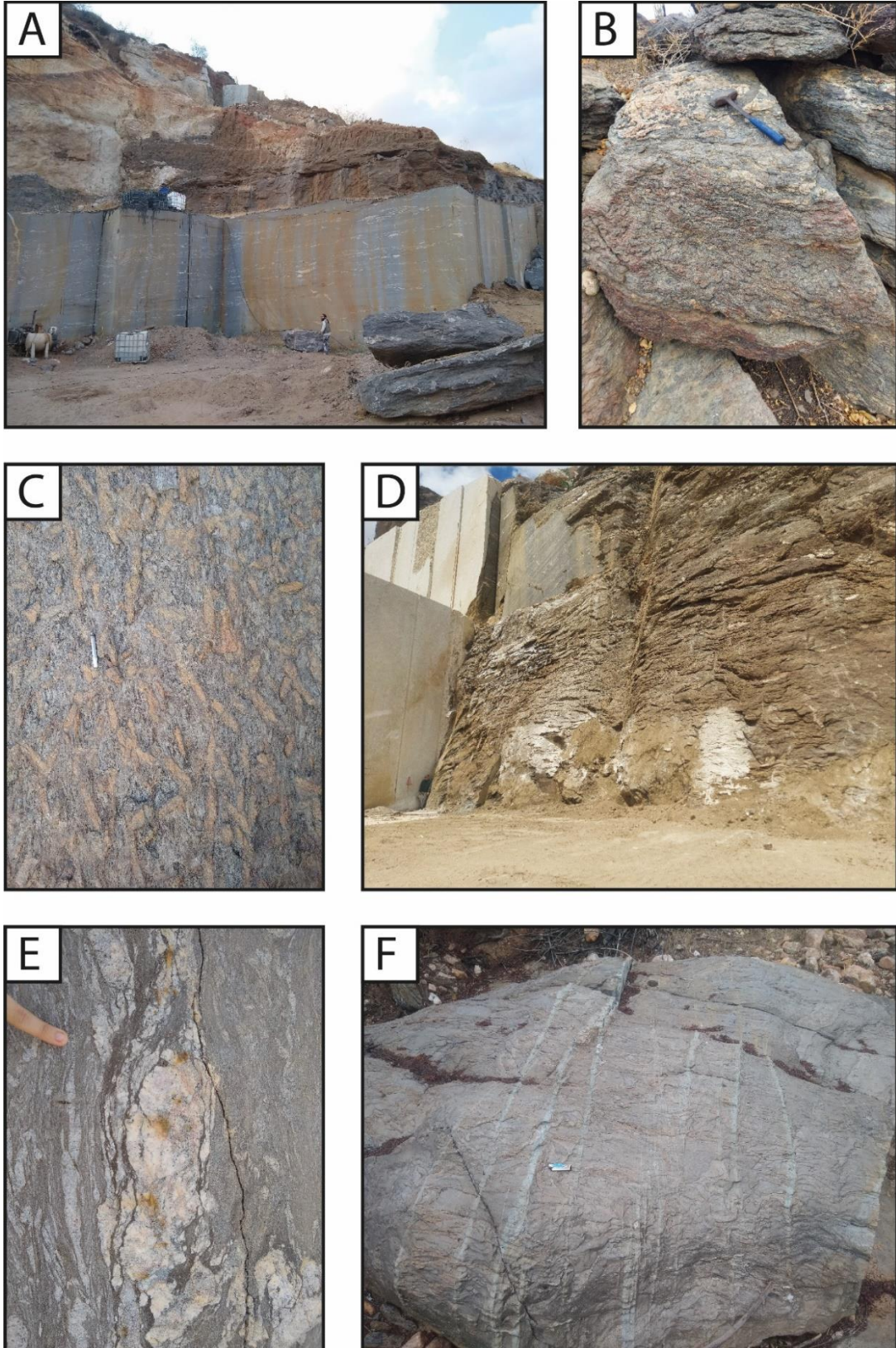
O contato dos micaxistos com os pegmatitos é discordante (Fig. 13D). Próximo a regiões de contato é possível observar veios e diques de pegmatitos que cortam os micaxistos. Veios de rocha calcissilicática com actinolita, diopsídio, plagioclásio e $\pm$ granada são comuns (Fig. 13F). Também ocorrem turmalinizações, provocadas pelos pegmatitos que remobilizam o B do interior do corpo pegmatítico, e cristalizam turmalina ao longo de fraturas e planos de foliação das rochas encaixantes.

4.2.3 Rochas calcissilicáticas

Intercalada entre os quartzitos da Formação Equador e os micaxistos da Formação Seridó ocorre uma sequência de rochas calcissilicática de dimensões métricas (Fig. 14A). Estas rochas possuem coloração verde escura e exibem

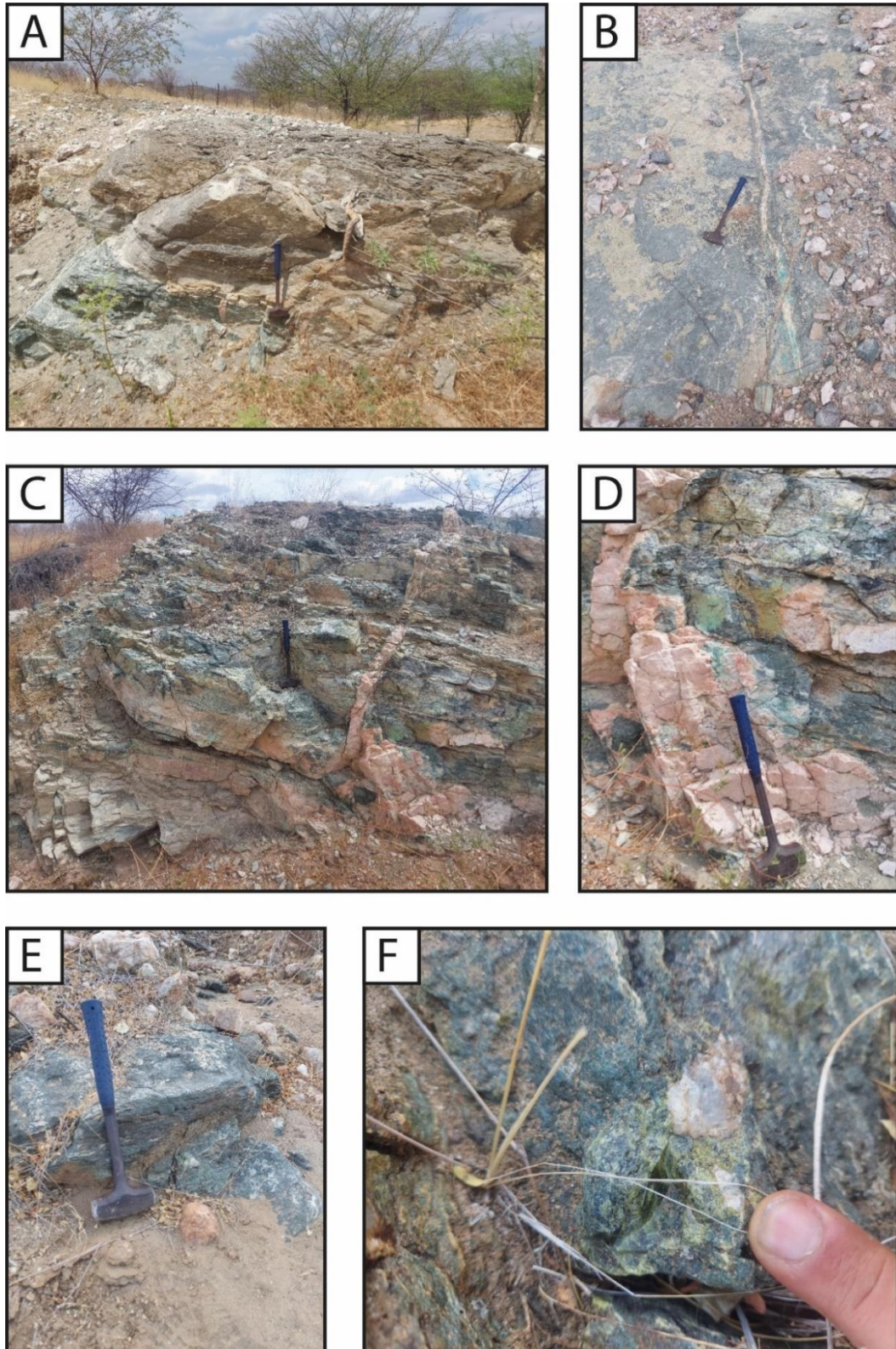
mineralogia típica de rochas calcissilicáticas, representadas por actinolita, quartzo, diopsídio, plagioclásio e epídoto com granulação média a grossa. Minerais secundários de cobre e urânio (malaquita e uraninita, respectivamente) comumente estão associados a estas rochas, além de ocorrências de ouro (Araújo, 1998). As rochas calcissilicáticas são concordantes com as rochas do Grupo Seridó e afloram melhor na porção sul do Domo da Coruja e ocorrem como pequenos lajedos e blocos rolados. Na porção sudoeste do Domo da Coruja, estas rochas são intrudidas por pegmatitos zonados (ZND 05 - Verdugo) (Fig. 14B, 14C e 14D). Os fluidos pegmatíticos são responsáveis por remobilizar os elementos (Cu e U) das rochas calcissilicáticas para o interior do corpo pegmatítico. Essa remobilização é marcada pela precipitação de malaquita e uraninita. A mesma relação é observada em veios pegmatíticos que cortam estas rochas.

Figura 13 – Aspectos gerais da Formação Seridó na área de estudo no campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro: (A) Micaxisto Seridó de baixo ângulo; (B) Horizonte de micaxisto rico em cordierita; (C) Grãos de cordierita reliquiares (fantasma); (D) Contato discordante entre micaxisto e pegmatito; (E) Feições anatéticas do micaxisto e (F) Veios de rochas calcissilicáticas cortando micaxisto.



Fonte: O Autor (2023).

Figura 14 – Aspectos gerais das rochas calcissilicáticas na área de estudo no campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro: (A) Contato da rocha calcissilicática com micaxistos (topo); (B) Dique pegmatítico; (C) Pegmatito cortando sequência de calcissilicáticas; (D) Detalhe da foto anterior; (E) rocha calcissilicática (F) Detalhe da foto anterior, exibindo a mineralogia composta por actinolita, diopsídio e epídoto.



Fonte: O Autor (2023).

4.3 PEGMATITOS

A área mapeada engloba o Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro. Trata-se de um campo pegmatítico que hospeda enxames de diques entre pegmatitos homogêneos e heterogêneos (zonados) numa área com cerca de 48 Km². A maioria dos enxames pegmatíticos estão encaixados nos micaxistos da Formação Seridó, embora tenham intrusões nos quartzitos da Formação Equador mais a leste da área. Estes tipos de pegmatitos que ocorrem na área foram descritos regionalmente por Johnston Jr. (1945) e, posteriormente, por Da Silva (1993) e Araújo et al. (2001). Os pegmatitos homogêneos possuem bandamento aplito-pegmatito e mineralogia principal com quartzo, feldspatos, micas, granada e turmalina em quantidades variadas. Os pegmatitos heterogêneos apresentam estruturação interna com zonação mineralógica e hospedam as mineralizações de valor econômico (e.g. columbita-tantalita, berilo, turmalina, espodumênio e fosfatos) (Johnston Jr., 1945; Da Silva, 1993). Feldspato e muscovita são atualmente explorados para a indústria cerâmica e cosmética.

4.3.1 Pegmatitos Homogêneos

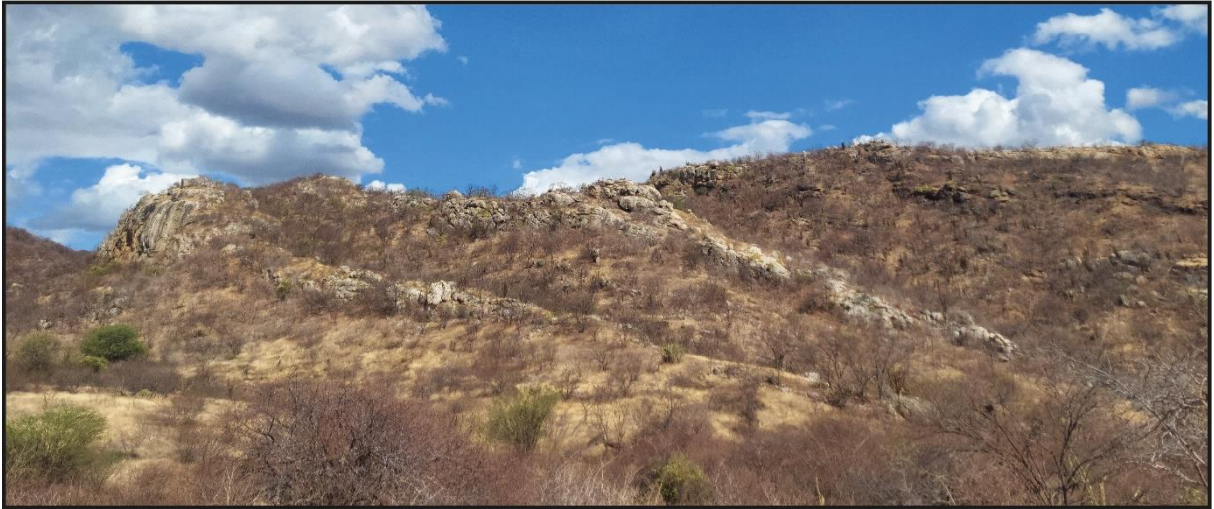
Durante a etapa de campo visitou-se mais de vinte corpos de pegmatitos homogêneos na área de estudo e observou-se características petrográficas, texturais e estruturais em comum entre eles.

Os pegmatitos homogêneos predominam na porção centro-oeste da área mapeada. Estes corpos apresentam composição granítica, granulação grossa a muito grossa e são hololeucocráticos. Intrudem, em sua maioria, os micaxistos da Formação Seridó ao longo da direção preferencial 045Az (Fig. 15).

A mineralogia essencial é composta por K-feldspato, plagioclásio e quartzo, embora algumas fácies possam conter quantidades significativas de muscovita e biotita, além de granada e turmalina subordinada. Esta mineralogia corresponde a classificação da fácies pegmatítica cinza com muscovita > biotita + granada + turmalina de Sallet et al. (2015).

Texturalmente é possível identificar, pelo menos, três fácies (fácies pegmatíticas grossa, média e aplítica), conforme a proposta de classificação de Sales (2020).

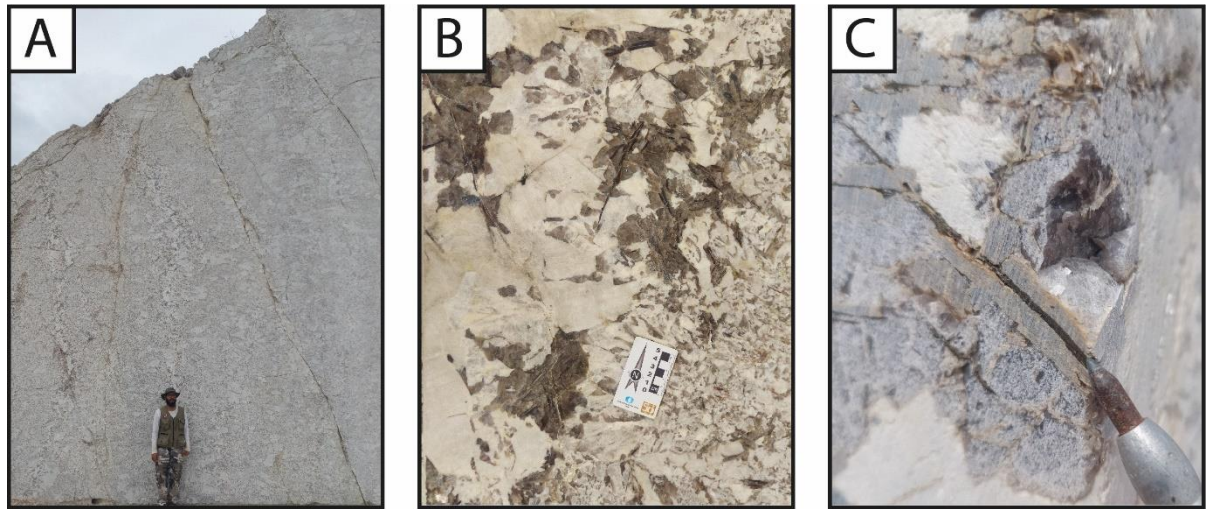
Figura 15 – Modo de ocorrência dos pegmatitos homogêneos. Na foto, pegmatitos cuja rocha encaixante é o micaxisto da Formação Seridó. Visada para leste.



Fonte: O Autor (2023).

A fácies pegmatítica grossa é a predominante no interior dos corpos homogêneos (Fig. 16A). Esta fácies é inequigranular e apresenta contatos difusos com as outras fácies (Fig. 16B). É marcada, principalmente, por megacristais de K-feldspato perítico e pela presença de intercrescimento gráfico com dimensões desde dezenas de centímetros a até um metro, que ocorrem dispersos em uma matriz com quartzo, feldspato e muscovita $\pm$ biotita $\pm$ turmalina $\pm$ granada. Os megacristais frequentemente se encontram orientados internamente, compondo uma foliação interna do pegmatito. A matriz apresenta granulação média maior que 3 cm. As micas comumente estão associadas numa relação intercrescimento dos cristais de muscovita e biotita (Fig. 16C).

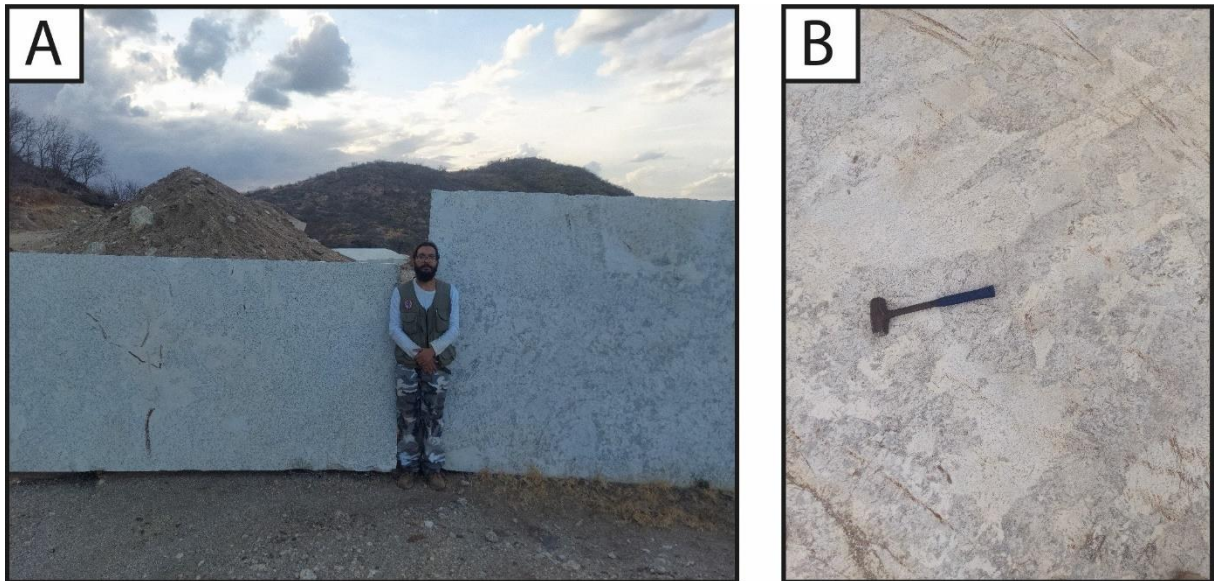
Figura 16 – Aspectos gerais das fácies pegmatíticas grossa dos pegmatitos do Campo Mufumbo-Trigueiro: (A) Modo de ocorrência da fácies pegmatítica grossa; (B) Contato difuso com a fácies pegmatítica média; (C) Intercrescimento de muscovita e biotita.



Fonte: O Autor (2023).

A fácies pegmatítica média tende a ser subordinada à fácies pegmatítica grossa, embora possa predominar em determinadas porções (Fig. 17A). Em geral, é inequi a equigranular e tem como mineralogia K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita > biotita, turmalina e granada. Exibe granulação média inferior a 3 cm e podem apresentar contatos gradacionais para a fácies grossa. Pode exibir megacristais de K-feldspato dispersos em meio a esta fácies, apesar de não ser comum (Fig. 17B).

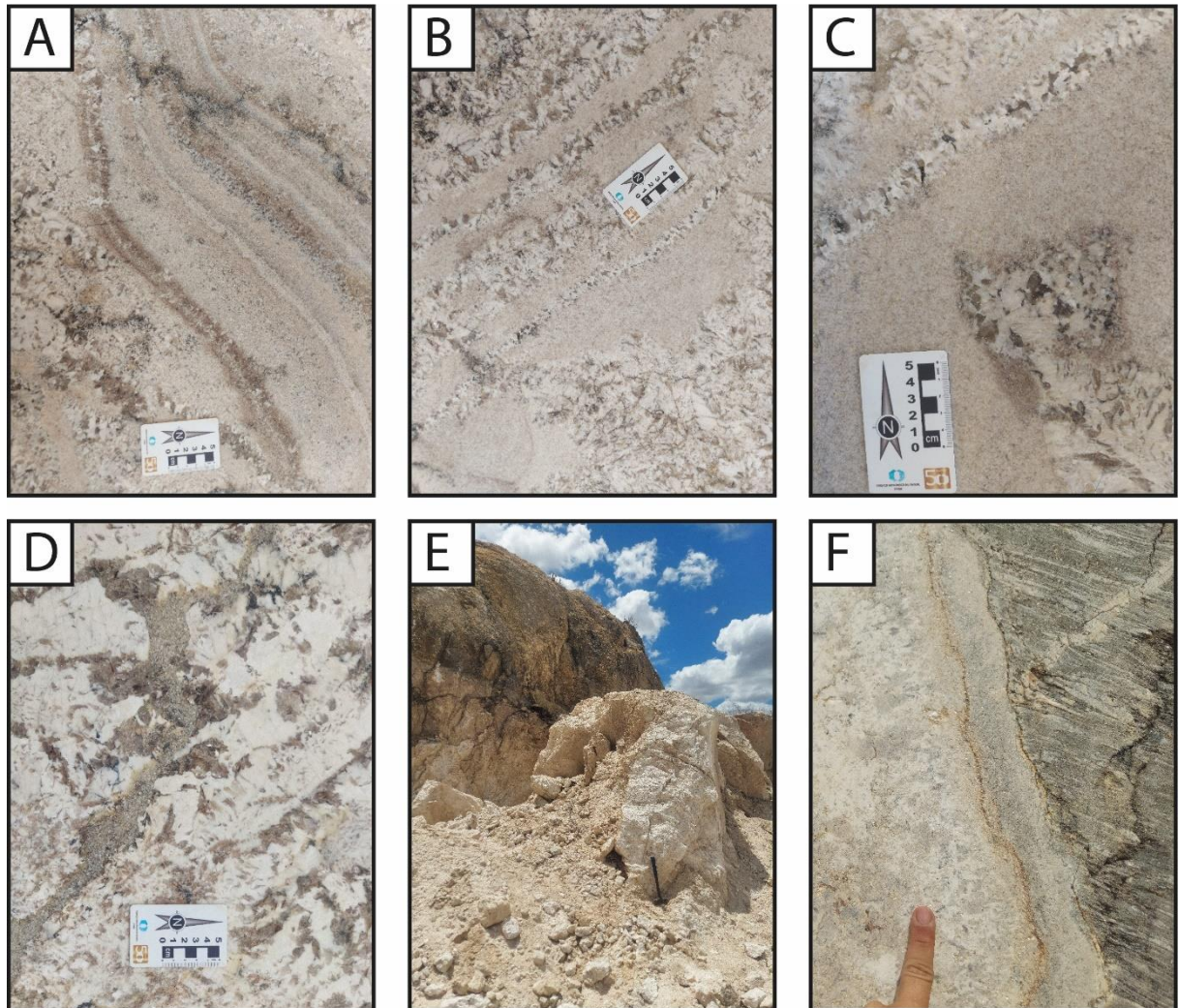
Figura 17 – Aspectos gerais das fácies pegmatíticas média: (A) O bloco a esquerda corresponde a fácies pegmatítica média enquanto o bloco a direita corresponde a fácies pegmatítica grossa; (B) Megacristais de K-feldspato.



Fonte: O Autor (2023).

A fácies aplítica é a menos expressiva ao longo dos corpos homogêneos. É composta por K-feldspato, plagioclásio, quartzo $\pm$ muscovita $\pm$ granada $\pm$ turmalina. Apresenta textura equigranular fina com cristais em dimensões milimétricas a poucos centímetros e frequentemente ocorrem com alternância entre faixas mais quartzo-feldspáticas e faixas ricas em granada (Fig. 18A). Em geral, a fácies aplítica é cortada pelas fácies médias e grossas (Fig. 18B e 18C), embora localmente os aplitos ocorram intersticialmente (Fig 18D). Em uma única situação observou-se um dique aplítico cortando fácies mais grossas (Fig. 18E). Além disso, os aplitos podem ocorrer intercalados entre outras fácies e no contato da intrusão pegmatítica com o micaxisto (Fig 18F).

Figura 18 – Aspectos gerais das fácies aplíticas: (A) Aplitos com alternância entre faixas quartzo-feldspáticas e faixas granadíferas; (B) e (C) Aplitos cortados por fácies grossas; (D) Aplitos intersticiais; (E) Dique de aplito; (F) Aplitos associados ao contato das encaixantes.

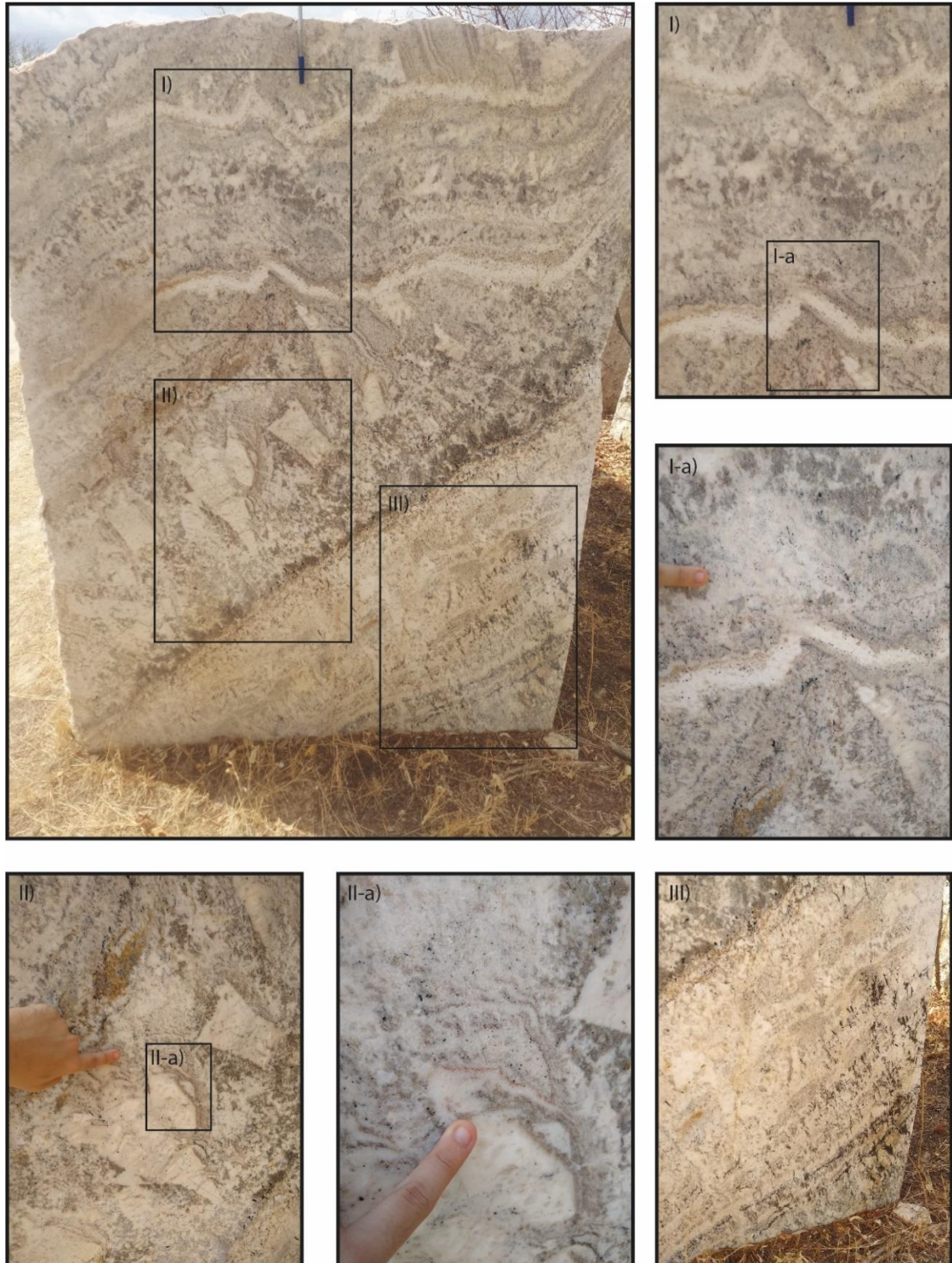


Fonte: O Autor (2023).

Devido à exploração de algumas dessas intrusões como rocha ornamental é possível ter acesso e observar sua estruturação interna em diversas seções. Uma estrutura bastante comum nos corpos homogêneos corresponde aos bandamentos aplito-pegmatíticos (Fig. 19). Esses bandamentos ocorrem nas porções mais internas das intrusões pegmatíticas e se caracterizam pela repetição cíclica alternada de bandas aplíticas com bandas pegmatíticas. As bandas mais grossas são marcadas por megacristais de K-feldspato orientados perpendicularmente as faixas de bandamentos. As bandas mais finas se caracterizam por aplitos que exibem alternância entre faixas mais quartzo-feldspáticas e bandas granadíferas (Fig. 19-I e

I-a). Os bandamentos são paralelos ao plano de contato com a rocha encaixante e, geralmente subverticais, e podem alcançar dimensões métricas.

Figura 19 – Caracterização do bandamento aplito-pegmatito, onde é possível ver a alternância das camadas aplíticas na parte de cima do bloco, passando para uma camada mais grossa e na parte de baixo do bloco, novamente faixas de aplitos. (I) Alternância de porções mais quartzo-feldspáticas (mais clara e cinza) e outras mais granadíferas (minerais mais avermelhados, detalhe em I-a); (II) Megacristal de K-feldspato; (II-a) Detalhe das faixas milimétricas com maior concentração de granada adentrando o megacristal. (III) Bandamento aplito-pegmatito voltando a camadas aplíticas.



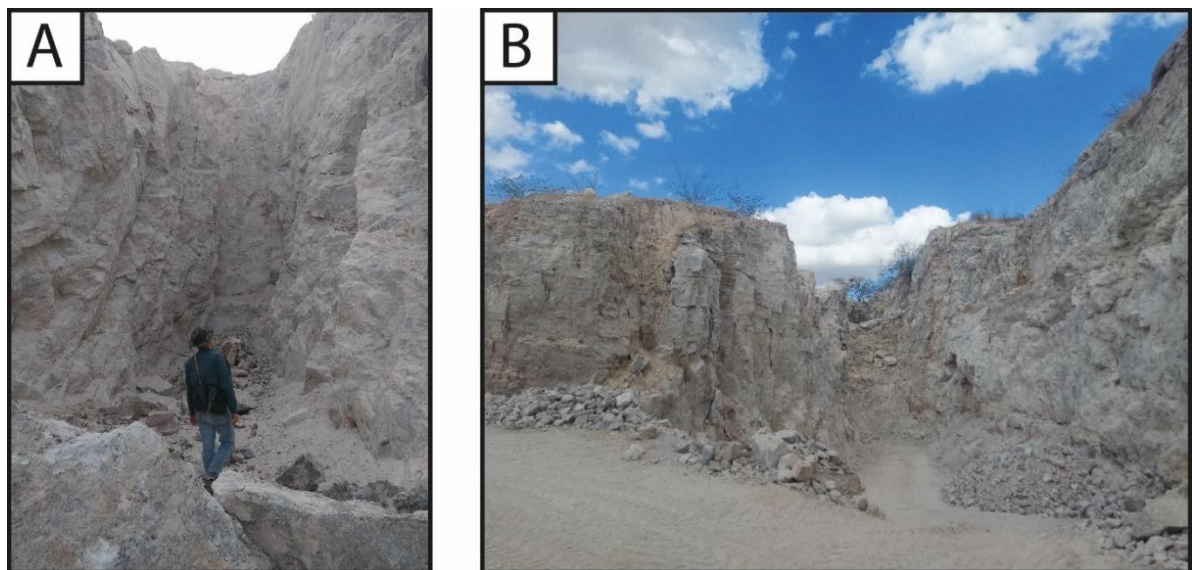
Fonte: O Autor (2023).

4.3.2 Pegmatitos Heterogêneos (zonados)

Durante as etapas de campo, visitou-se doze corpos de pegmatitos zonados (Fig. 20A e 20B). Este tipo de pegmatito ocorre, preferencialmente, a leste da área mapeada, sendo a maioria encaixado nos quartzitos da Formação Equador em direções NE 70° com alguns corpos orientados segundo direção L-O. Os corpos exibem formas alongadas em dimensões da ordem de 20 m de largura por 700 m de comprimento. Os corpos encaixados nos micaxistos, ocorrem mais a oeste da área. Priorizou-se neste trabalho corpos encaixados nos quartzitos por serem explorados e com grandes exposições.

Estes corpos apresentam grande complexidade textural em suas zonas internas, corpos de substituição e bolsões pegmatíticos, conforme a classificação clássica de Johnston Jr. (1945) e Cameron et al. (1949). Além disso, hospedam as principais mineralizações de columbita-tantalita, berilo, turmalina e minerais do grupo dos fosfatos (e.g. pegmatito Trigueiro, principal corpo da área mapeada). Fraturas e veios turmalinizados e efeitos de turmalinização nas rochas encaixantes também são observados junto aos contatos dos pegmatitos.

Figura 20 – Aspectos gerais dos pegmatitos zonados: (A) Interior do pegmatito Vazado; (B) Interior do pegmatito Trigueiro.

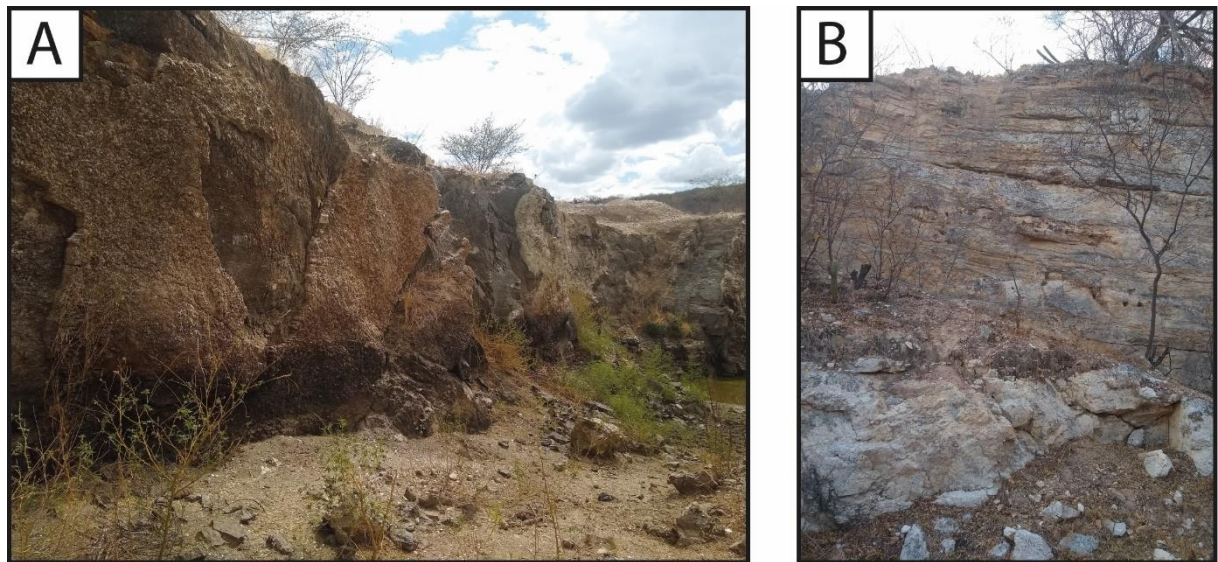


Fonte: O Autor (2023).

A zona I ou zona de borda dos pegmatitos visitados nem sempre é existente ou observável. Quando identificada, apresenta espessura média de poucos

centímetros (~ 5 cm) e é caracterizada por conter quantidades relativamente altas de muscovita, associado com quartzo e K-feldspato (Fig. 21A). Estes minerais apresentam textura equigranular fina com exceção dos cristais de muscovita, que em alguns casos, pode ter cristais com granulação mais grossa. Esta zona tende a se desenvolver melhor quando o corpo pegmatítico está intrudido em micaxisto. Quando o pegmatito está encaixado nos quartzitos esta zona se desenvolve de maneira incipiente, descontínua ou pode ser até inexistente (Fig. 21B).

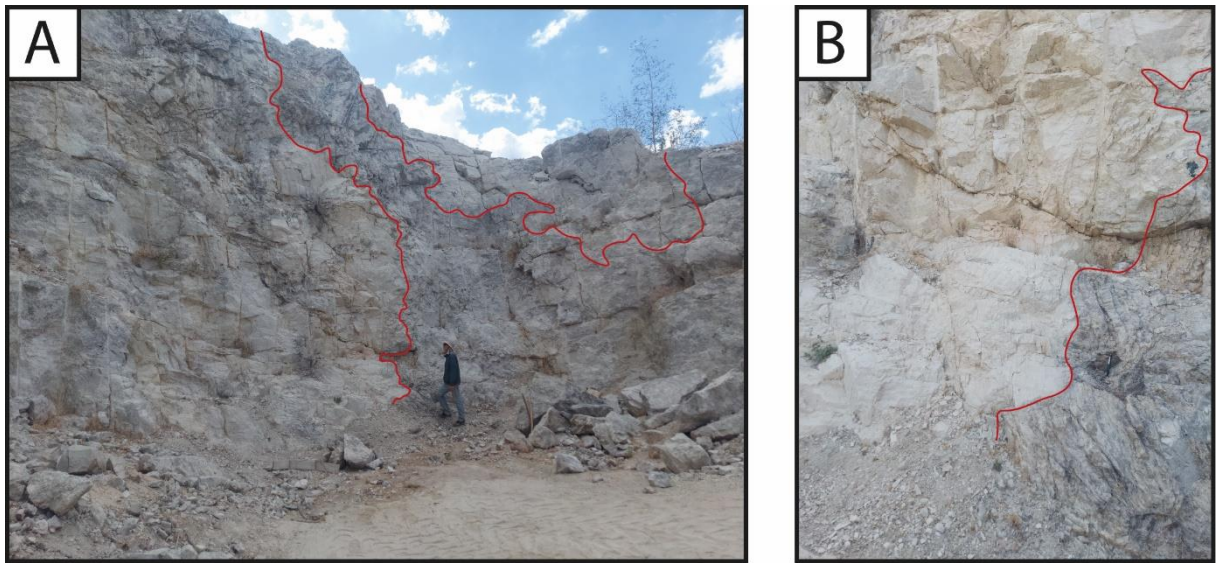
Figura 21 – (A) Zona de borda do pegmatito Cobra/Quixaba. Espessura de 5cm, aproximadamente; (B) Contato do pegmatito Tripa.



Fonte: O Autor (2023).

A zona II ou zona mural contém a mesma mineralogia da zona I. Entretanto, exibe textura pegmatítica mais grossa e o intercrescimento entre quartzo e K-feldspato é frequente. Em alguns corpos essa zona representa a maior parte do pegmatito. A granulação dessa zona tende a crescer em direção ao interior do corpo, acompanhado pelo aumento da quantidade de K-feldspato. Frequentemente apresenta contatos difusos com as zonas adjacentes, seja a zona intermediária ou a de borda. (Figura 22A e 22B).

Figura 22 – Contatos entre as zonas II e III: (A) e (B) Contatos difusos da zona intermediária com a zona de muro do pegmatito Trigueiro. A linha vermelha delimita o contato entre estas zonas.

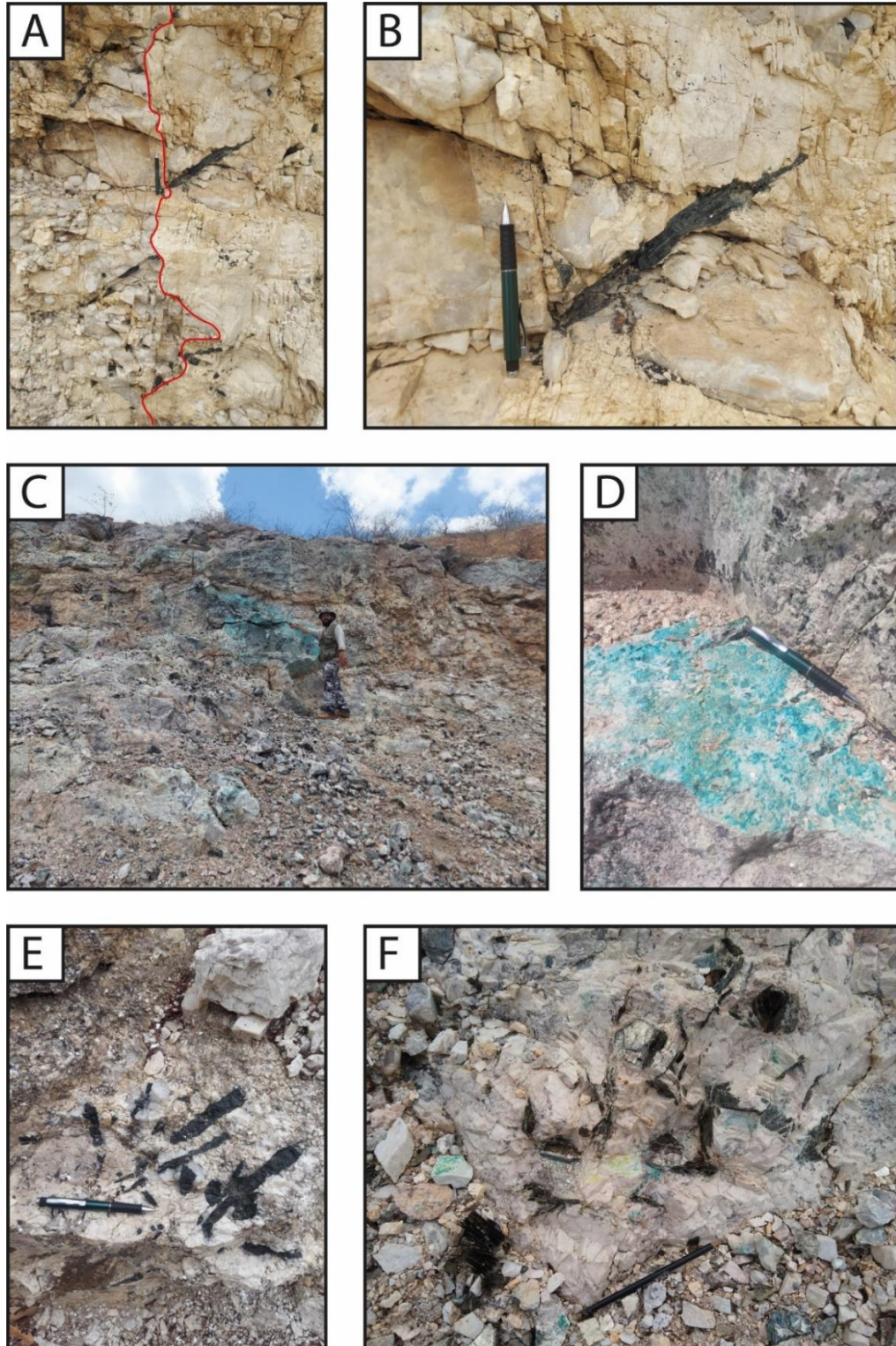


Fonte O Autor (2023).

A zona III ou zona intermediária é constituída, majoritariamente, por megacristais de K-feldspato gráficos e pertíticos (Fig. 23A e 23B). Quartzo e muscovita $\pm$ biotita ocorrem subordinadamente com granulação grossa. Além da presença de apatita, schorlita, monazita e minerais do grupo dos fosfatos que podem ser observados localmente. Malaquita e uraninita (Fig. 23C e 23D) ocorrem dispersas ao longa desta zona ou podem estar associadas a grãos de muscovita com granulação finas, semelhantes às que ocorrem nos corpos de substituição. Berilo e columbita-tantalita são encontrados nesta zona, entretanto devido as atividades garimpeiras estes minerais dificilmente são encontrados *in situ* (Araújo, 1998). Estas atividades atuam diretamente na extração das zonas intermediárias por serem, conhecidamente, as porções mais mineralizadas de um pegmatito.

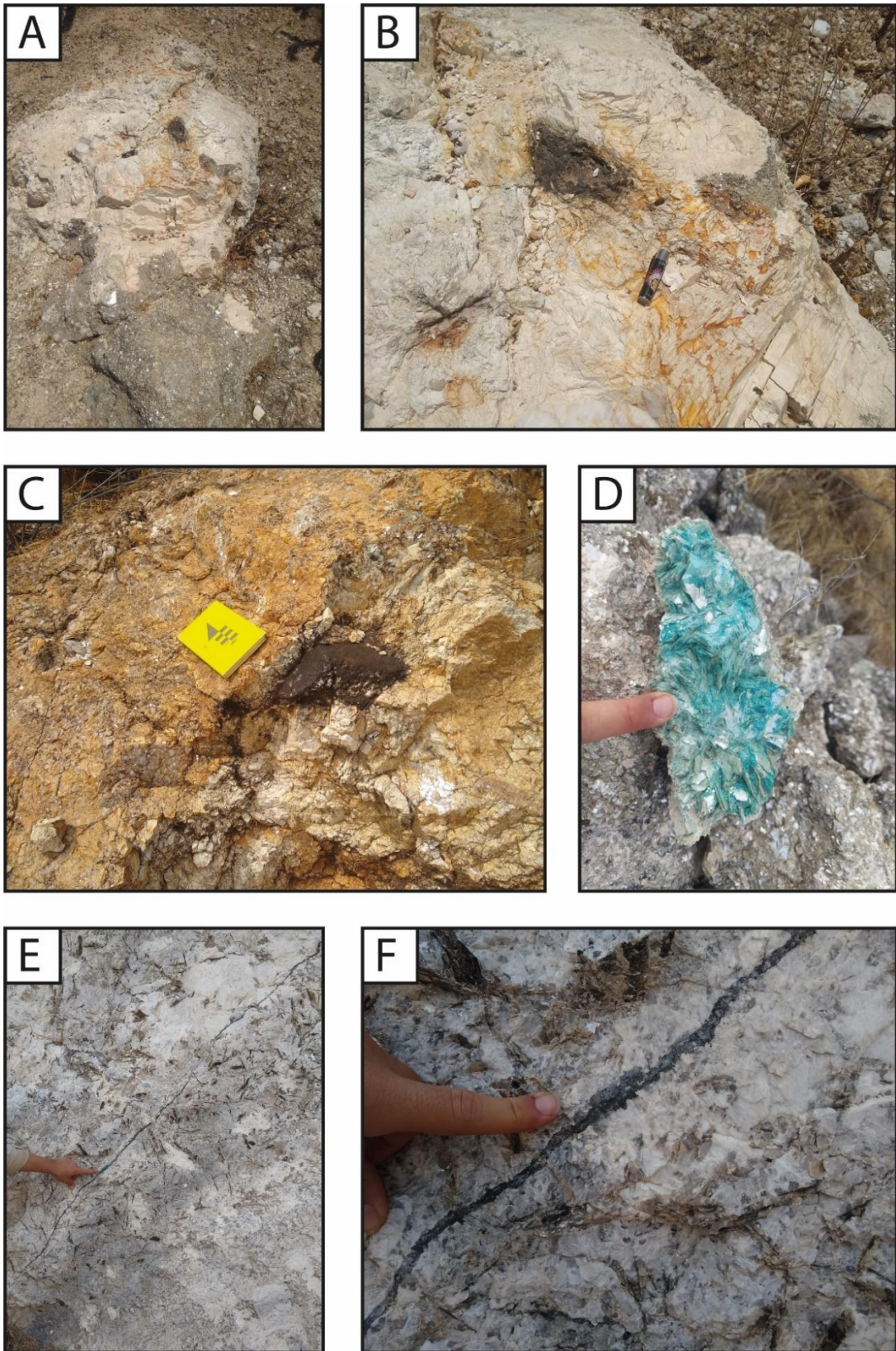
Corpos/texturas de substituição e bolsões pegmatíticos são comumente observados no interior da zona intermediária (Fig. 23E e 23F). Caracterizam-se pela substituição do K-feldspato por agregados de muscovita com granulação variando de muito fina a muito grossa (Fig. 24A e 24B). Os agregados de muscovita podem assumir uma grande variedade de formas, desde simples agregados até estruturas radiais com grande variedade de granulação. Os bolsões pegmatíticos são cavidades irregulares que hospedam fenocristais de quartzo, K-feldspato $\pm$ muscovita $\pm$ biotita $\pm$ turmalina $\pm$ monazita $\pm$ apatita $\pm$ malaquita $\pm$ uraninita (Fig. 24C, 24D, 25A e 25B).

Figura 23 – Características da zona III: (A) e (B) Contatos da zona intermediária, constituída de K-feldspato perfiticos, com o núcleo de quartzo do pegmatito Trigueiro, em (A) núcleo a esquerda e zona intermediária a direita; em (B) o núcleo de quartzo no centro da imagem. A linha vermelha delimita os contatos; (C) Aspecto geral do pegmatito Verdugo, em verde, como ocorrem malaquita e uraninita; em (D), detalhe do modo de ocorrência de malaquita e uraninita; (E) e (F) Bolsões pegmatíticos com malaquita.



Fonte: O Autor (2023).

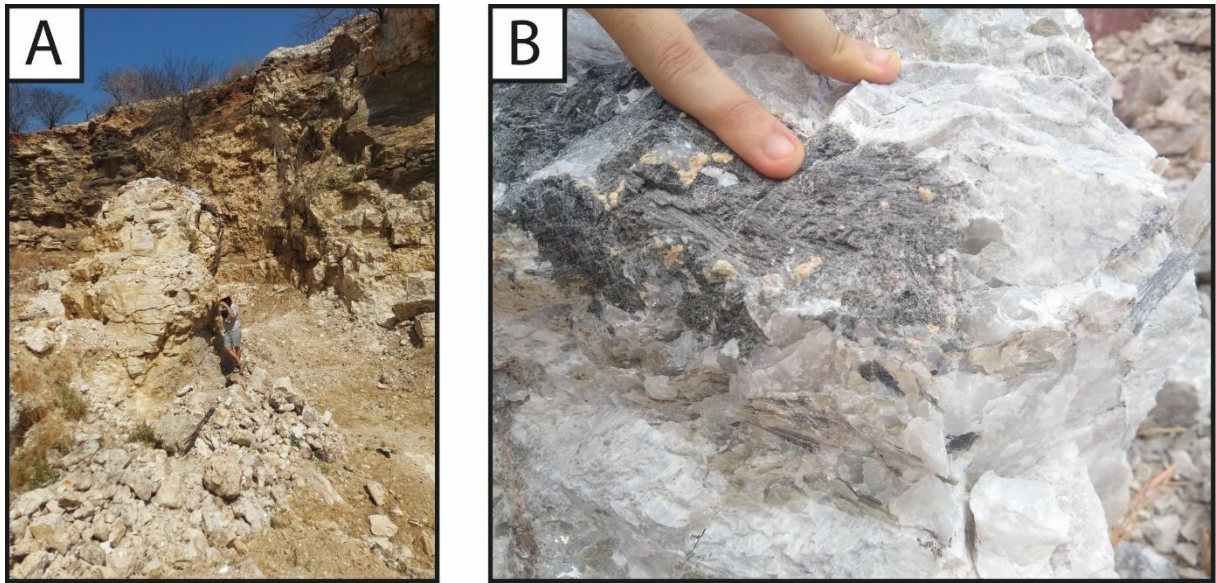
Figura 24 – (A) e (B) Corpos de substituição marcado pelos cristais de muscovita; (C) Modo de ocorrência dos minerais do grupo dos fosfatos; (D) Muscovita encrustada por malaquita; (E) e (F) Veio de turmalina.



Fonte: O Autor (2023).

A zona IV ou núcleo de quartzo está localizada na porção central do corpo pegmatítico (Fig. 25A). Alguns corpos pegmatíticos podem exibir múltiplos núcleos (e.g. pegmatito Trigueiro). O núcleo é composto, essencialmente, por quartzo leitoso ou rosa, embora possa conter outros minerais subordinados como K-feldspato, muscovita e turmalina (Fig. 25B).

Figura 25 – (A) Núcleo de quartzo remanescente do pegmatito Quixaba/Cobra; (B) Bolsão pegmatítico da zona IV contendo turmalina, muscovita e monazita.



Fonte: O Autor (2023).

5 GEOQUÍMICA

Este capítulo tem por objetivo apresentar os resultados de química mineral de muscovita e biotita dos pegmatitos presentes na área mapeada.

Foram coletadas dez amostras de muscovita e três de biotita entre nove corpos amostrados. Buscamos coletar amostras representativas de todo o campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro. Foram selecionados para análise quatro amostras de muscovita (HOM-4, HOM-9, HOM-10 E HOM-11) e uma de biotita (HOM-11) da fácies pegmatítica grossa dos corpos homogêneos. Para os heterogêneos, separamos seis amostras de muscovita (Trigueiro, Trigueiro-mourão, Verdugo, Quixaba/Cobra, Vazado e Tripa) e duas de biotita (Verdugo e Tripa) da zona III (intermediária).

Foram compilados os resultados de análise de química mineral de muscovita e biotita de outros corpos da província visando compará-los com os corpos estudados no intuito de ampliar o entendimento no contexto regional do campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro. As análises compiladas dos pegmatitos são: 9 do conjunto Capoeira, 2 do Boqueirão (Soares, 2004), 2 do Carnaubinha e 5 do Trigueiro (Baumgartner, 2001), sendo este último, na área de estudo deste trabalho. Estes pegmatitos foram selecionados por: i) estarem inseridos num contexto semelhante ao do campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro; ii) por compartilharem o mesmo estilo de colocação; iii) apresentarem as mesmas características geoquímicas e mineralógicas; iv) por serem corpos extremamente diferenciados; e v) por estarem localizados a cerca de 10 Km a oeste da área estudada.

Micas são minerais comuns na maioria dos pegmatitos e das rochas graníticas e normalmente, são considerados minerais acessórios. Entretanto em pegmatitos peraluminosos, geralmente, da família LCT a muscovita e a biotita podem ocorrer em quantidades consideráveis. Em corpos mais evoluídos, os cristais de muscovita prevalecem em relação os de biotita e estas micas tendem a empobrecer em Fe e enriquecer em Mn (Černý & Ercit, 2005). No estudo de pegmatitos, as micas podem ser utilizadas como ferramentas de inferência do grau de fracionamento de magmas pegmatíticos (Černý et al., 1981).

Cabe-se ressaltar que a estrutura cristalina das micas é composta por dois tipos de camadas. Uma camada tetraédrica ocupada, principalmente, por Si, Al e Fe^{3+} subordinados e outra camada octaédrica ocupada predominantemente por Al,

Mg e Fe^{2+} . O setor intercamadas é preenchido por K e pode ser ocupado por Rb e Cs em corpos mais evoluídos (Guidotti & Dyar, 1991; Guidotti et al., 1994). Com o aumento do grau de fracionamento de um corpo pegmatítico, Li e Mn tendem a ocupar as camadas octaédricas no lugar de Fe e Mg, ao passo que as concentrações de Rb e Cs tendem a aumentar no sítio intercamada na posição do K. Outros elementos incompatíveis (e.g. Ga, Zn, Sn e Tl) também tendem a se acumular em micas mais fracionadas. Assim como as micas, o feldspato e turmalina se comportam de maneira semelhante no sistema pegmatítico (London, 2008). No estudo dos pegmatitos uma ferramenta geoquímica comumente utilizada são as razões K/Rb e K/Cs, em cristais de K-feldspato e mica, como índice de fracionamento químico em pegmatitos (Černý et al., 1981).

5.1 MUSCOVITA

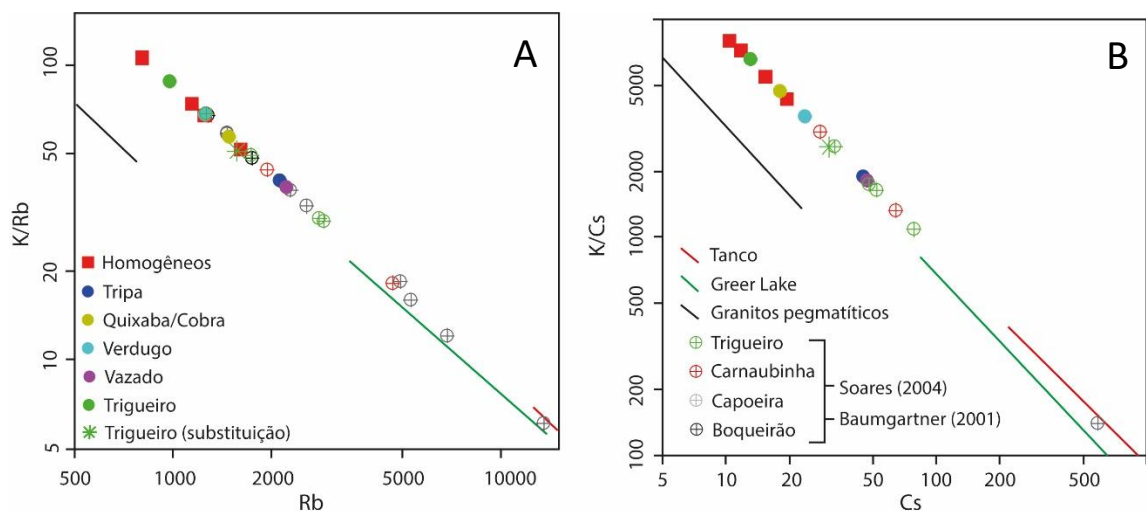
As composições dos elementos maiores e traço dos cristais de muscovita estudadas estão na Tabela 4.

A muscovita é a principal mica que ocorre nos pegmatitos estudados, seja entre os corpos homogêneos e zonados. O conteúdo de Al_2O_3 varia entre 32,10 e 36,27% em peso e o de K_2O varia entre 9,89 e 10,40% em peso (Tabela 4).

A concentração de elementos traço, em especial, os metais raros (Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Ga, Zn e Cu) é relativamente elevado nas amostras de mica estudadas, concomitante ao empobrecimento em Sr e Ba. Utilizou-se a razão K/Rb para se estimar o grau de fracionamento dos corpos e observou-se razões entre 6 e 105 (Fig. 26A), compatíveis com valores de pegmatitos férteis diferenciados (<100) (Goad & Černý, 1981; Černý et al., 1985; Černý et al., 1988). Ao confrontar as razões K/Rb com os elementos traço Rb, Cs, Ba, Ga, Zn, Li, Be, Sn, Y, U, Nb e Ta (Fig. 27A a 27K) pode-se observar correlações de fracionamento entre as amostras de muscovita das intrusões pegmatíticas investigadas neste trabalho para os elementos Rb, Cs, Ga, Zn, Li, Be Nb e Ta. Além disso, as amostras apresentam relativamente mais elevadas concentrações de tântalo quando comparadas com as curvas de prospectos e de corpos mineralizados de Beus (1966) e Gordienko (1971) (Fig. 27K). As amostras de mica dos pegmatitos Vazado, Capoeira e Trigueiro projetam-se acima da curva de pegmatitos mineralizados em Ta, enquanto as outras amostras ficam entre as linhas dos prospectos e dos corpos mineralizados (Fig.

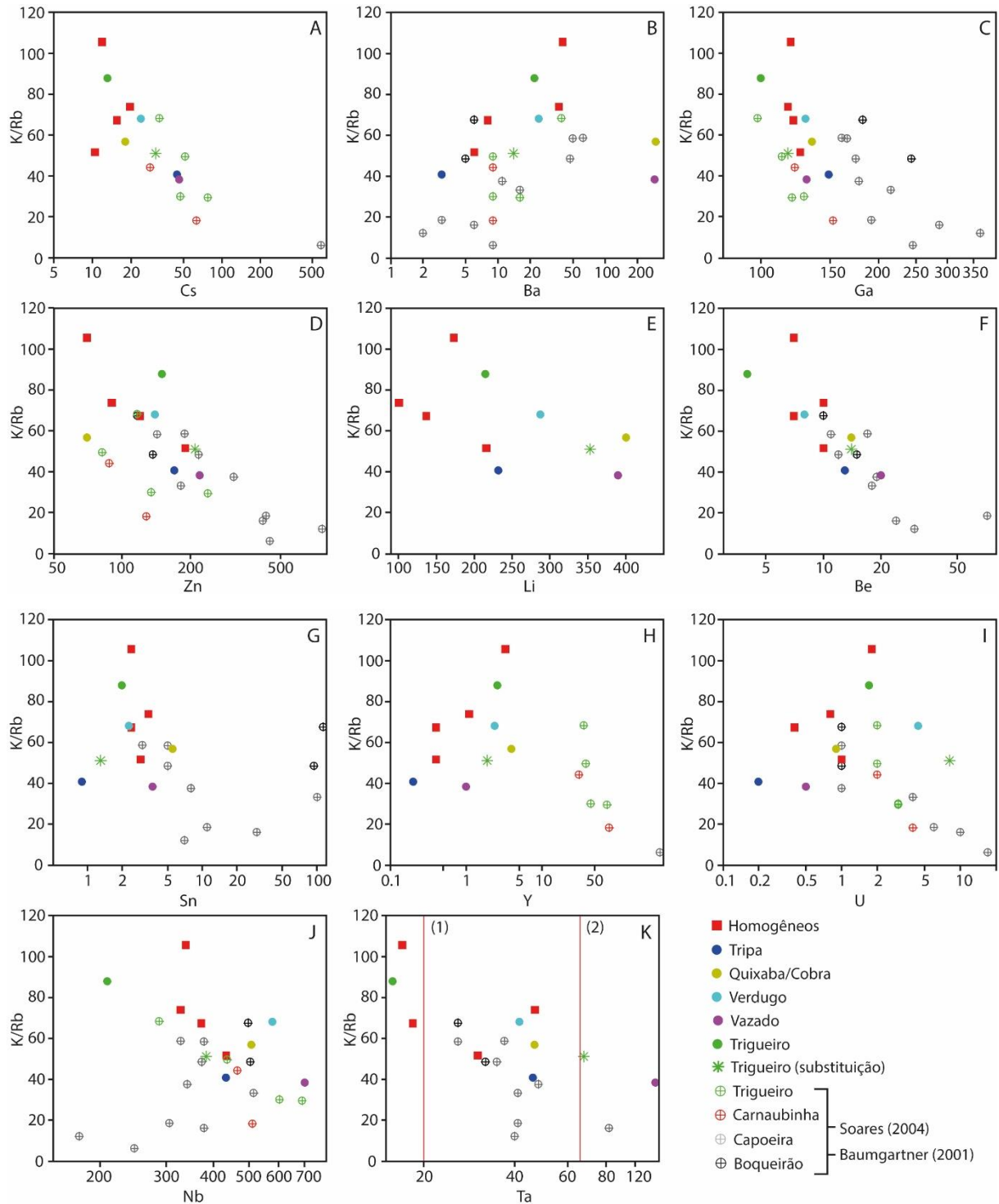
27K). A mica do pegmatito Verdugo é a única a apresentar teores anômalos de cobre, acima de 40 ppm (Tabela 4). Apesar das amostras apresentarem um alto grau de fracionamento, aquelas amostras dos corpos homogêneos são relativamente menos diferenciadas em relação aos corpos zonados (Fig. 27). Nos diagramas binários K/Rb vs. Rb e K/Cs vs. Cs ao comparar o grau de fracionamento das amostras de mica estudadas com pegmatitos diferenciados (Tanco e Greer Lake) mineralizados em Nb, Ta e Li do distrito canadense de *Winnipeg River*, observa-se o mesmo potencial de fracionamento e a mesma tendência de evolução, porém com valores menores (Fig. 26A e 26B).

Figura 26 – Diagramas de fracionamento: (A) K/Rb vs. Rb; (B) K/Cs vs. Cs. Ambos os diagramas com as linhas de composição dos pegmatitos canadenses Tanco, Greer Lake e granitos peraluminosos da Província de Winnipeg River de Černý et al. (1985).



Fonte: Černý et al. (1985).

Figura 27 – Diagramas de fracionamento: (A) K/Rb vs. Cs; (B) K/Rb vs. Ba; (C) K/Rb vs. Ga; (D) K/Rb vs. Zn; (E) K/Rb vs. Li; (F) K/Rb vs. Be; (G) K/Rb vs. Sn; (H) K/Rb vs. Y; (I) K/Rb vs. U; (J) K/Rb vs. Nb; (K) K/Rb vs. Ta. As linhas vermelhas indicam: (1) prospecto com Ta; (2) mineralizado em Ta (Beus, 1966; Gordienko, 1971).



Fonte: Fonte: Černý et al. (1985); Beus, (1966); Gordienko, (1971).

Tabela 4 - Composição de óxidos (% em peso) e elementos traço (ppm) das amostras de muscovita do Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro.

Amostra	HOM 11	HOM 4	HOM 9	HOM 10	Tripa	Trigueiro	Trigueiro rp	Verdugo	Quixaba	Vazado
SiO ₂	47,06	46,42	46,42	47,06	46,42	46,64	47,28	46,21	46,42	46,42
TiO ₂	0,38	0,30	0,27	0,28	0,23	0,55	0,43	0,42	0,40	0,52
Al ₂ O ₃	34,58	33,82	34,39	33,63	33,07	31,93	31,18	32,31	34,01	31,37
FeOt	0,95	0,91	0,81	0,71	1,42	2,65	1,93	2,32	1,44	3,37
MnO	0,06	0,08	0,06	0,08	0,09	0,15	0,17	0,10	0,06	0,11
MgO	1,13	1,16	0,99	1,44	1,31	1,53	1,31	1,43	0,90	1,34
CaO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	< 0,01	0,03	< 0,01	< 0,01
K ₂ O	10,24	10,12	10,12	10,00	10,36	10,36	9,64	10,24	10,12	10,24
Total	94,40	92,81	93,06	93,21	92,89	93,81	91,93	93,04	93,35	93,37
Li	173	137	101	216	232	215	353	288	401	390
Be	7	7	10	10	13	4	14	8	14	20
V	10	< 5	< 5	< 5	27	251	174	126	57	92
Co	10,2	9,3	19,8	43,1	7,7	72,3	11,1	15,6	22,2	12,5
Cr	60	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	30	< 30	30	40
Ni	50	< 10	10	< 10	20	< 10	40	10	10	30
Cu	4	< 2	< 2	< 2	7	6	4	41	< 2	< 2
Zn	70	120	90	190	170	150	210	140	70	220
Ga	119	121	117	126	149	100	117	130	135	131
Rb	806	1250	1140	1610	2120	981	1570	1250	1480	2220
Sr	13	11	12	10	11	15	12	14	15	13
Y	3,3	0,4	1,1	0,4	0,2	2,6	1,9	2,4	4	1
Nb	338	372,6	327,7	433,3	434	209,1	383,3	575,7	506,4	702,9
Cs	11,8	15,4	19,5	10,4	45,1	13,1	30,8	23,7	18	46,8
Ba	40	8	37	6	3	22	14	24	296	291
Sn	2,4	2,4	3,4	2,9	0,9	2	1,3	2,3	5,5	3,7
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 6	< 5	< 5	< 5	< 5
U	1,8	0,4	0,8	1	0,2	1,7	8,1	4,4	0,9	0,5
Hf	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 11	< 10	< 10	< 10	< 10
Ta	17	18,4	46,7	30,2	46,1	15,8	67,8	41,6	46,6	117
Th	0,6	0,7	2	0,2	0,1	2,2	3,5	1	0,4	0,3
Pb	6	3,9	4,4	5,9	5,1	5,7	5,3	4,7	12	6
K/Rb	105,45	67,19	73,68	51,55	40,65	87,66	50,95	67,99	56,75	38,28

Fonte: O Autor (2023).

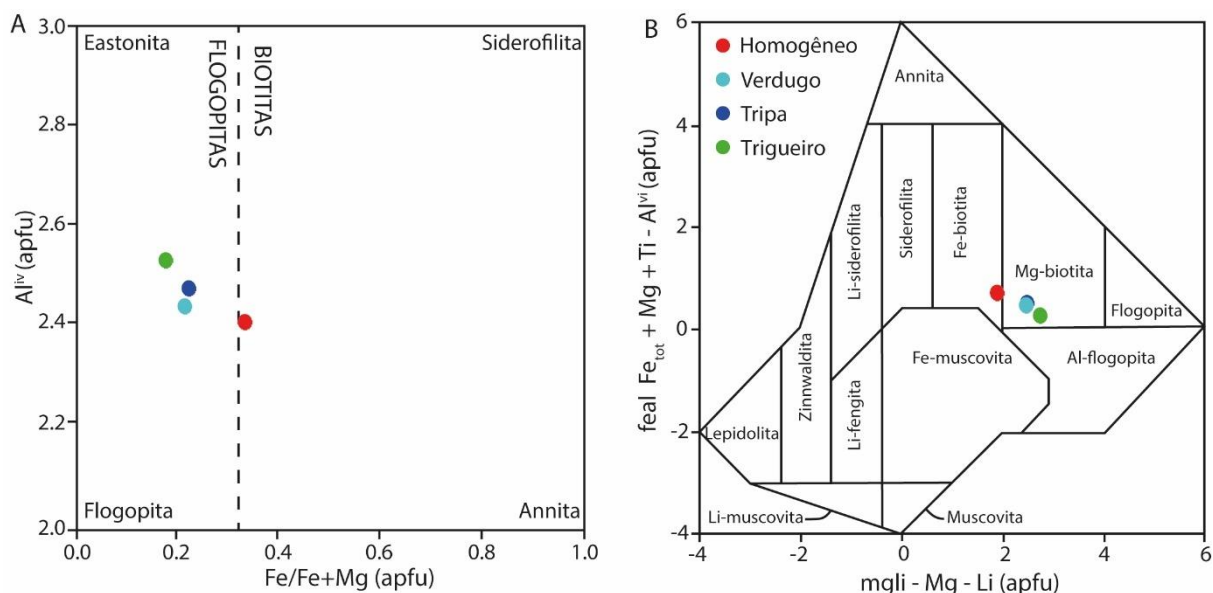
5.2 BIOTITA

A composição química (elementos maiores e traço) das amostras de mica escura estudadas estão mostradas na Tabela 5. A amostra do pegmatito Trigueiro foi compilada de Baumgartner (2001). O cálculo da fórmula estrutural da biotita foi

feito utilizando planilha “MICACALC” da Gabbro Soft (2011), estimando o FeO como o ferro total e o cálculo com base em 22 oxigênios.

As amostras de mica escura dos corpos estudados se caracterizam por baixas razões Fe/Fe+Mg entre 0,17 e 0,33. Os corpos zonados apresentam composições mais magnesianas o que as projetam no campo da “flogopita”, enquanto a mica do corpo homogêneo com maior conteúdo de ferro projeta no campo da “biotita” no diagrama discriminante de micas dioctaédricas de Deer et al. (1992) (Fig. 28A). As micas dos corpos zonados projetam-se no campo da Mg-biotita, enquanto a amostra do corpo homogêneo no campo da Fe-biotita (Fig. 28B).

Figura 28 – Diagramas de micas: (A) Diagrama de classificação de micas dioctaédricas Fe/Fe+Mg vs. Al^{IV} (Deer et al., 1992). (B) Diagrama de classificação de mica de Tischendorf et al. (1997).



Fonte: (A) Deer et al. (1992); (B) Tischendorf et al. (1997).

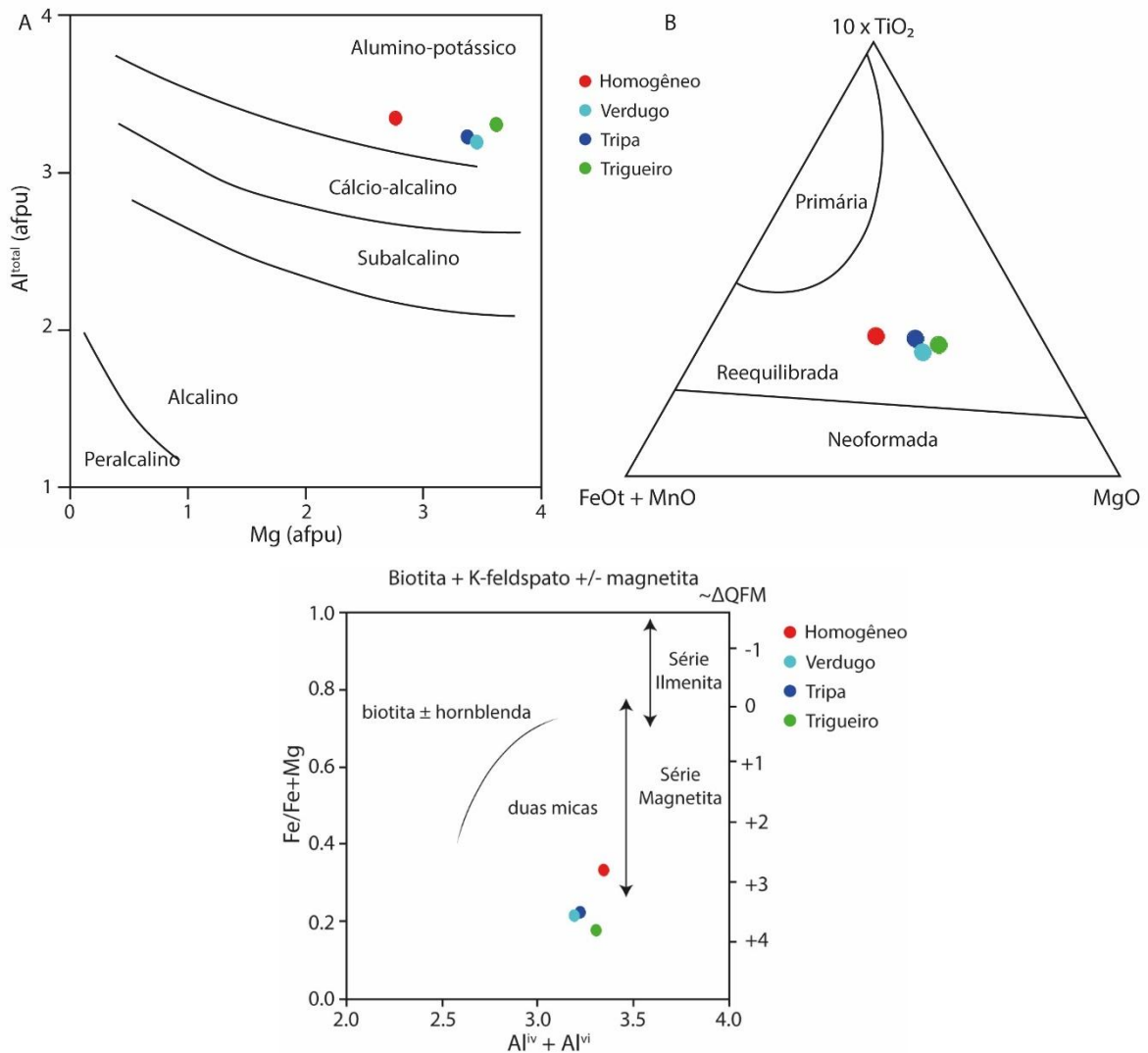
O diagrama binário catiônico proposto por Nachit et al. (1985) pode ser usado para inferir a afinidade geoquímica de um magma através da composição dos cristais de biotita, baseado nos conteúdos de Al^{total} vs. Mg. Neste diagrama, tanto os cristais dos corpos zonados, quanto dos corpos homogêneos apresentam associações alumino-potássicas para seu magma de origem (Fig. 29A). Utilizou-se também o diagrama ternário ($FeO + MnO - 10xTiO_2 - MgO$) de Nachit et al. (2005) para diferenciar os cristais magmáticos primários dos neoformados ou dos reequilibrados por fluidos hidrotermais. As amostras dos corpos estudados se projetam no campo dos cristais reequilibrados, inclusive a amostra do corpo

homogêneo, apesar do baixo teor de MgO (Fig. 29B). Este aspecto pode ser evidenciado pelas texturas de intercrescimento entre biotita e muscovita observados em diversas situações na área de estudo.

Anderson et al. (2008) correlacionam as condições de fugacidade de oxigênio do magma com a razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ e o conteúdo de Al^{total} da biotita. Altas fugacidades geram cristais de biotita mais magnesianos com o Fe^{3+} substituindo o Al no lugar do Fe^{2+} . Assim, a biotita com baixa razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ é interpretada como sendo formada sob condições de alta $f\text{O}_2$ (Wones, 1981; Anderson et al., 2008) (Fig. 29C). As amostras de biotita apresentam condições, essencialmente, oxidantes para os corpos estudados, correspondente ao tampão ΔQFM com $f\text{O}_2$ entre +2 e +4.

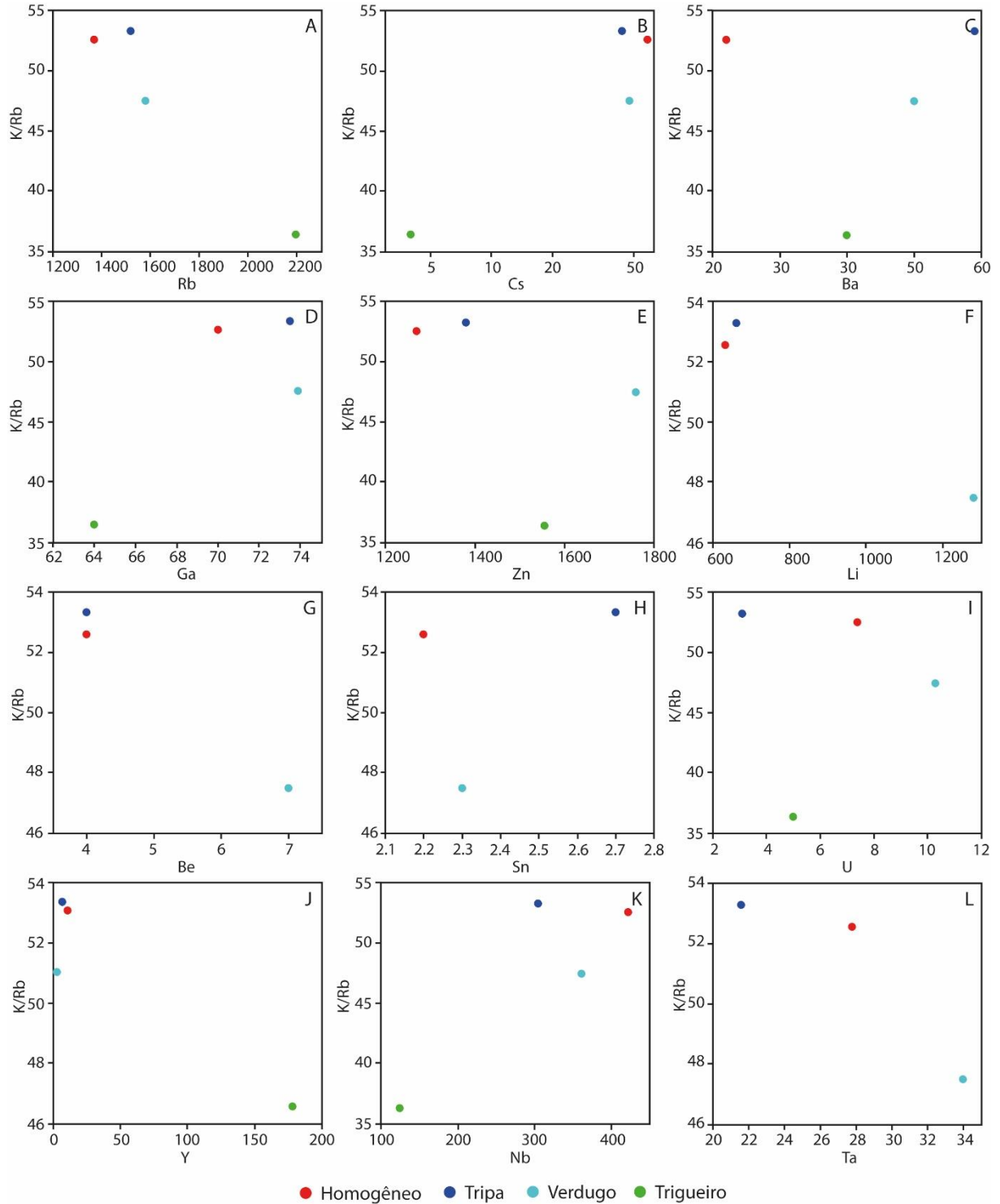
Assim como a muscovita, os cristais de biotita estudadas apresentam teores elevados de elementos traço (Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Zn e Cu), acompanhado do empobrecimento em Sr e Ba. Também se utilizou a razão K/Rb para estimar o grau de fracionamento e observou-se razões entre 36 e 53, compatíveis com valores de pegmatitos férteis diferenciados (<100) (Goad & Černý, 1981; Černý et al., 1985; Černý et al., 1988). Apesar destas amostras apresentarem alto grau de fracionamento, ao cruzar as razões K/Rb com os principais elementos traço (Rb, Cs, Ba, Ga, Zn, Li, Be, Sn, U, Y, Nb, Ta), não exibem correlação entre elas com exceção do K/Rb vs. Rb e Ta (Fig. 30).

Figura 29 – Diagramas discriminantes: (A) Diagrama de afinidade magmática Mg vs. Al^{total} apfu (Nachit et al., 1985) para biotita; (B) Diagrama de classificação de biotita ($FeOt + MnO - 10xTiO_2 - MgO$), que separa quimicamente entre primária, reequilibrada por processos tardios e neoformada (Nachit et al., 2005); (C) Diagrama de estimativa de condições *redox* de biotita Al^{total} vs. $Fe/Fe+Mg$ comparadas a granitos da série ilmenita e magnetita mesoproterozoicos da Laurentia (Anderson et al., 2008).



Fonte: (A) Nachit et al. (1985); (B) Nachit et al. (2005); (C) Anderson et al. (2008).

Figura 30 – Diagramas de variação com o índice de fracionamento K/Rb: (A) K/Rb vs. Rb; (B) K/Rb vs. Cs; (C) K/Rb vs. Ba; (D) K/Rb vs. Ga; (E) K/Rb vs. Zn; (F) K/Rb vs. Li; (G) K/Rb vs. Be; (H) K/Rb vs. Sn; (I) K/Rb vs. U; (J) K/Rb vs. Y; (K) K/Rb vs. Nb; (L) K/Rb vs. Ta. A amostra do pegmatito Trigueiro foi compilada de Baumgartner (2001).



Fonte: Černý et al. (1985).

Tabela 5 - Composição de óxidos (% em peso) e elementos traço (ppm) dos cristais de biotita do Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro.

Samples	HOM 11	Tripa	Verdugo
SiO ₂	38,29	38,51	39,15
TiO ₂	1,22	1,20	1,05
Al ₂ O ₃	19,46	19,08	19,08
FeOt	11,26	8,04	7,86
MnO	1,13	1,50	1,45
MgO	12,75	15,83	16,37
CaO	0,11	< 0.01	< 0.01
K ₂ O	8,67	9,76	9,03
Total	92,89	93,93	93,99
Li	633	662	1280
Be	4	4	7
V	27	199	123
Co	48,5	85,8	109
Cr	50	< 30	< 30
Ni	< 10	40	40
Cu	80	111	260
Zn	1270	1380	1760
Ga	70	73,5	73,9
Rb	1370	1520	1580
Sr	14	13	12
Y	11,1	7	3,2
Nb	422	304,5	361,6
Cs	58,4	43,8	47,6
Ba	22	59	50
Sn	2,2	2,7	2,3
As	< 5	< 5	< 5
U	7,4	3,1	10,3
Hf	< 10	< 10	< 10
Ta	27,8	21,6	34
Th	4,3	11,2	7,1
Pb	4,2	4,4	5,1
K/Rb	52,55	53,28	47,46

Fonte: O autor (2023).

6 DISCUSSÕES

O Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro é um campo misto representado por corpos homogêneos e zonados. São corpos tabulares que intrudem, de forma discordante, quartzitos e micaxistos das Formações Equador e Seridó, respectivamente, em direções 045 e 070 NE. Também ocorrem relações entre os corpos pegmatíticos e *skarns*, representados por rochas calcissilicáticas que ocorrem intercaladas com as rochas do Grupo Seridó, que hospedam mineralizações de U e Cu que se propagam para o interior dos pegmatitos.

Devido à exploração dos corpos homogêneos como rocha ornamental e dos corpos zonados na lavra garimpeira para a extração de columbita-tantalita principalmente, teve-se acesso ao interior destes corpos. A partir de aspectos petrográficos, texturais, estruturais, juntamente com a geoquímica de amostras de muscovita e biotita das principais intrusões, foi possível discutir semelhanças e diferenças entre estas intrusões, além de suas principais características, como seguem detalhadas a seguir:

6.1 PEGMATITOS HOMOGÊNEOS

Os pegmatitos homogêneos predominam nas porções centro-oeste da área de estudo e estão encaixados, preferencialmente, nos micaxistos da Formação Seridó. São corpos hololeucocráticos e podem apresentar três fácies análogas às fácies descritas por Sales (2020) para os granitos pegmatíticos do Seridó (fácies pegmatítica grossa, média e aplítica).

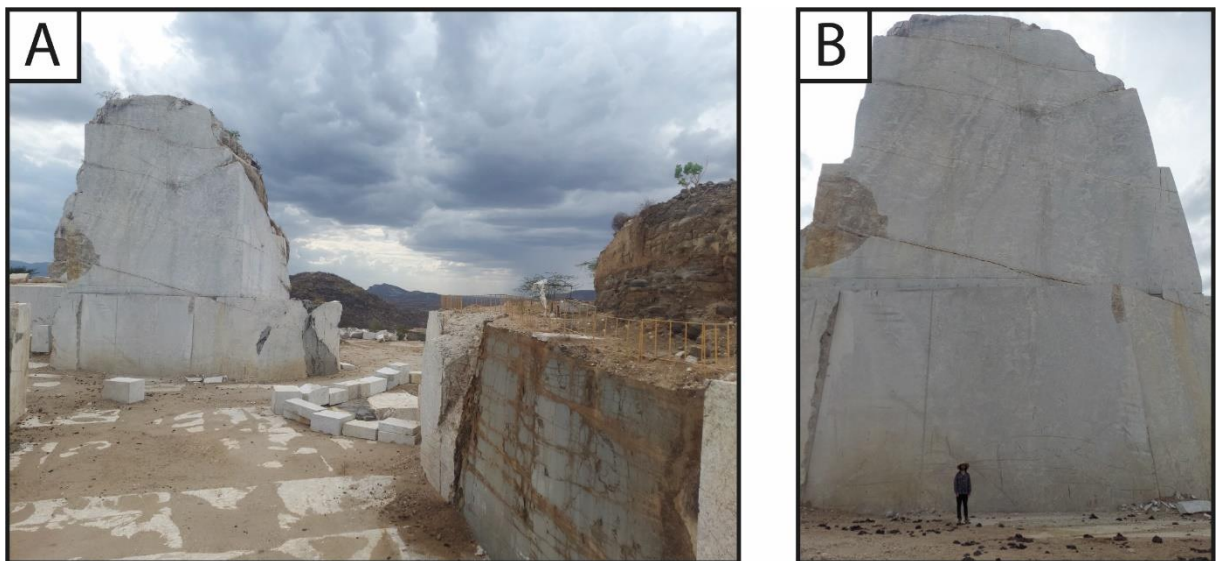
A fácies dominante ao longo dos corpos homogêneos é a fácies pegmatítica grossa. Caracteriza-se por megacristais de K-feldspato dispersos em uma matriz de textura inequigranular e granulação média superior a 3 cm. Os megacristais apresentam textura pertítica e gráfica e, frequentemente apresentam-se orientados. A textura pertítica, é caracterizada pela cristalização de K-feldspato de baixa temperatura em um sistema de solução sólida incompleta, devido à instabilidade do sistema (que não comporta a mistura de albita e ortoclásio), durante o resfriamento ao atingir a curva de *solvus* cristaliza-se em duas fases distintas (Hibbard, 1996). A textura gráfica representa o intercrescimento simultâneo entre quartzo e feldspato

sob condições que favorecem o crescimento planar do K-feldspato devido à composição e temperatura (Fenn, 1986).

A fácies pegmatítica média ocorre subordinada a fácies pegmatítica grossa. Em geral, apresenta a mesma mineralogia e os mesmos aspectos texturais, embora tenha granulação média inferior a 3 cm e pode conter megacristais de K-feldspato dispersos em sua matriz.

A fácies aplítica é a menos expressiva nos corpos homogêneos estudados. Em geral, apresenta a mesma mineralogia que as outras fácies, entretanto apresenta textura equigranular fina a muito fina. A alternância entre faixas quartzo-feldspáticas e faixas ricas em granada é uma de suas feições mais marcantes e é descrita por Webber et al. (1997) como “*line rocks*” quando ocorrem na borda de pegmatitos zonados. Uma outra característica peculiar das fácies aplítica, é sua intercalação com fácies mais grossas. Sales (2020) estudando os granitos pegmatíticos da região do Seridó, descreve este bandamento aplito-pegmatítico como a alternância de bandas aplíticas e bandas de fácies mais grossa dispostas, paralelamente, aos contatos com a rocha encaixante. Os corpos homogêneos estudados do Campo Mufumbo-Trigueiro apresentam estes mesmos bandamentos aplito-pegmatito de maneira subconcordantes em relação as suas rochas encaixantes. Em alguns casos, estas estruturas podem ser totalmente discordantes em relação ao contato de um corpo pegmatítico (Fig. 31A e 31B).

Figura 31 – Relação da estrutura de bandamento aplito-pegmatito, em (B), detalhe da (A).



Fonte: O Autor (2023).

Tanto a fácies pegmatítica grossa, quanto a pegmatítica média e a aplítica equivalem às fácies leucogranito pegmatítico, leucogranito médio e aplítica sódica, respectivamente, na classificação de Černý et al. (2005) e Beurlen et al. (2009b).

Do ponto de vista mineralógico, os corpos homogêneos estudados podem ser classificados como da fácies muscovita + biotita + granada, conforme a proposta de Sallet et al. (2015). Esta proposta de classificação possui uma conotação genética, que atribui uma origem anatética para esta fácies a partir da fusão de micaxistos do Grupo Seridó.

Utilizou-se a química mineral de muscovita e biotita para investigar as características geoquímicas dos corpos homogêneos que ocorrem na área de estudo. Os pegmatitos homogêneos, assim como outras intrusões de granitos pegmatíticos que ocorrem na região do Seridó apresentam, em geral, baixo grau de fracionamento ($K/Rb < 150$ em micas, feldspatos e rocha total) e baixo potencial para mineralizações (Da Silva, 1993; Pereira, 2000; Baumgartner, 2001; Sales, 2020). Na presente pesquisa, entre os quatro cristais de muscovita e um biotita analisadas, ambas as micas apresentaram comportamento semelhante, com elevado grau de fracionamento e baixas razões K/Rb (51-105), sendo enriquecidas em Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Ga, Zn e Cu e empobrecidas em Sr e Ba. Apesar do elevado potencial geoquímico para conter mineralizações, nenhuma ocorrência mineral importante foi encontrada associada a estes pegmatitos.

6.2 PEGMATITOS HETEROGÊNEOS (ZONADOS)

Os pegmatitos heterogêneos ocorrem na porção leste da área mapeada, associada a estrutura dômica (Domo da Coruja) composta por quartzitos da Formação Equador. Assim como os corpos homogêneos, os corpos heterogêneos apresentam caráter peraluminoso, representado pela mineralogia aluminosa (muscovita, biotita, turmalina $\pm$ granada). Além disso, é possível identificar o típico zoneamento interno dos pegmatitos estabelecido por Johnston Jr. (1945) com as zonas de borda, mural, intermediária e o núcleo de quartzo, e a interface entre a zona intermediária e o núcleo, que é a região mais propícia à ocorrência de mineralizações importantes de columbita-tantalita, berilo e turmalina.

O principal corpo que ocorre na área mapeada é o Pegmatito Trigueiro (Fig. 10) que hospeda em sua zona intermediária apatita, berilo, columbita-tantalita,

lepidolita, além de turmalina e gahnita em bolsões pegmatíticos. Possui idade U-Pb em columbita-tantalita (zona III - intermediária) de $511 \pm 2,6$ Ma (Baumgartner, 2001).

Além do Pegmatito Trigueiro, visitamos mais quatro pegmatitos heterogêneos, os corpos Tripa, Vazado, Verdugo e Quixaba/Cobra. Estas intrusões também apresentam zoneamento interno, por vezes incompleto, com ausência total ou parcial da zona de borda e/ou múltiplos núcleos de quartzo e podem apresentar mineralizações pertinentes como columbita-tantalita, turmalina, berilo, monazita, minerais do grupo dos fosfatos, lepidolita e espodumênio.

Também foram incluídos na pesquisa outros corpos que ocorrem na área mapeada, e foi efetuado a compilação de dados geoquímicos de micas de corpos pegmatíticos clássicos e extremamente diferenciados que ocorrem próximo a área de estudo. Cerca de 10 Km a oeste da área mapeada ocorrem os Pegmatitos Carnaubinha, Boqueirão e Capoeira. Estes corpos apresentam características químicas semelhantes e possuem idades U-Pb em columbita-tantalita (zona III - intermediária) de $509 \pm 2,9$ Ma (Capoeira) e $514 \pm 1,1$ Ma (Carnaubinha) (Baumgartner, 2001) contemporâneas. O Pegmatito Boqueirão é o único a apresentar idades controversas em relação à cristalização e o resfriamento, visto que em Araújo et al. (2005) as idades Ar-Ar em biotita foram de $523 \pm 1,1$ Ma, enquanto Palinkas et al. (2019) mostra idades Ar-Ar em muscovita de $502 \pm 5,8$ Ma e Degen et al. (2019) apresentam idades U-Pb em zircão de 491 ± 26 Ma.

Assim como nos corpos homogêneos, utilizou-se a química mineral de micas para acessar o grau de diferenciação dos corpos zonados estudados. Do ponto de vista geoquímico as seis amostras de muscovita e as duas de biotita analisadas apresentam alto grau de fracionamento com razões K/Rb variando entre 38 no Pegmatito Vazado, e 87 no Pegmatito Trigueiro. Além disto, conforme os corpos homogêneos, os zonados são enriquecidos em Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Ga, Zn e Cu e empobrecidos em Sr e Ba. As baixas razões de K/Rb indicam um alto de potencial para mineralizações e são coerentes com as ocorrências minerais observadas em campo e na literatura (Da Silva, 1993; Da Silva et al., 1995; Araújo, 1998; Baumgartner, 2001; Baumgartner et al., 2006; Soares, 2004). Estas razões também são semelhantes às encontradas na literatura para os Pegmatitos Carnaubinha, Boqueirão e Capoeira, sendo o Pegmatito Capoeira o corpo mais diferenciado,

dentre os corpos comparados. Em valores absolutos, os cristais de biotita são mais enriquecidos em elementos traço que os de muscovita.

6.3 PEGMATITOS HOMOGÊNEOS VS. PEGMATITOS HETEROGÊNEOS

As características mineralógicas, estruturais e químicas dos pegmatitos do Campo Mufumbo-Trigueiro nos permitem inferir certas relações em comum entre os corpos homogêneos e zonados.

O modo de colocação destes corpos, encaixados ao longo de fendas de tensão escalonadas, concordantes com a trama estrutural regional, implica em contemporaneidade destes corpos. Apesar de Araújo et al. (2001), ao estudarem o modo de colocação dos pegmatitos a NE de Parelhas, proporem dois estilos diferentes para a colocação dos pegmatitos heterogêneos e dos homogêneos. Araújo et al. (2001) propuseram que as intrusões de pegmatitos homogêneos seriam concordantes com a foliação, enquanto os heterogêneos seriam discordantes, o que implicaria estes corpos serem diacrônicos. Entretanto, observa-se na área estudada que independentemente do tipo de pegmatito (homogêneo ou zonado), ambos apresentam o mesmo modo de colocação, dispostos discordantemente em relação às suas rochas encaixantes e em alto ângulo de mergulho.

Entre as micas analisadas, tanto dos pegmatitos homogêneos quanto dos heterogêneos possuem elevado grau de fracionamento ($K/Rb < 100$). Os corpos zonados apresentam as menores razões K/Rb e, portanto, são mais fracionados. O conjunto de cristais de muscovita estudado, incluindo as amostras compiladas da literatura, compartilham a mesma tendência evolutiva magmática nos diagramas de K/Rb *versus* os elementos traço. Esta relação não é evidente nas análises de biotita por, frequentemente, apresentarem relação de intercrescimento com cristais de muscovita. Esta característica dos cristais de biotita se confirma ao serem classificadas como reequilibradas no diagrama de Nachit et al. (2005). Da mesma forma, os cristais dos corpos homogêneos e heterogêneos apresentam a mesma afinidade magmática alumino-potássica e a mesma taxa de fugacidade de oxigênio, conforme o diagrama de Anderson et al. (2008). Assim, é razoável inferir que tanto as intrusões de pegmatitos homogêneos, quanto os pegmatitos heterogêneos compartilham um mesmo magma parental.

6.4 FONTES DOS PEGMATITOS DO CAMPO MUFUMBO-TRIGUEIRO

Pegmatitos associados a intrusões graníticas geralmente, se localizam em regiões satélites próximas da intrusão que pode estar em profundidade, onde o granito parental ocuparia a região central em relação aos corpos pegmatíticos. Os corpos menos diferenciados seriam proximais, enquanto os mais evoluídos seriam distais em relação ao granito parental (Černý, 1991b). Em alguns casos esta relação é facilmente reconhecida em campo como no caso do granito *Oasis Lake* no sudeste de Manitoba, Canadá (Černý, 1991b). Em outros casos essa relação não é tão direta como na província pegmatítica norueguesa de Sveconorwegian (Romer & Smeds, 1996).

Na Província Pegmatítica do Seridó esta relação genética é fruto de discussão até os dias atuais. Na região do Seridó, devido à falta de relações de contato diretas de campo entre os pegmatitos e granitos, Ebert (1970) propõe uma origem alóctone para a origem destas intrusões. Com o avanço do trabalho de mapeamento geológico, Da Silva (1993) identifica e sugere, a partir de dados geoquímicos, que granitos pegmatíticos com afinidade peraluminosa poderiam ser os corpos parentais dos pegmatitos. A partir disto, Baumgartner et al. (2006) realizaram o primeiro estudo geocronológico sistemático nos principais corpos pegmatíticos do Seridó, incluindo a datação do Granito Pegmatítico Parelhas que alcançou idades U-Pb em monazita de 528 ± 12 Ma. Posteriormente, Beurlen et al. (2009b) apresentam idades U-Pb em xenotima de 520 ± 10 Ma. Baumgartner et al. (2006) interpretaram que a diferença de mais de 10 Ma de anos entre os granitos pegmatíticos e os pegmatitos seria muito grande para considerar a hipótese de serem cogenéticos.

Sallet et al. (2015) a partir de estudos baseados em anatexia experimental, submeteram rochas do embasamento e do Grupo Seridó às condições de metamorfismo regional observadas, equivalentes à fácies anfibolito superior (Lima, 1992; Cunha de Souza, 1996; Corsini et al., 1998) na presença e ausência de H₂O. Ao analisar a composição do resíduo anatético, juntamente com resultados de isótopos de Pb de tais resíduos, concluíram que tanto as rochas do embasamento (Complexo Caicó), quanto as rochas do Grupo Seridó, apresentam composições residuais anatéticas compatíveis com a composição de pegmatitos da Província Pegmatítica do Seridó sob altas temperaturas (~930°C). Os magmas provenientes

da fusão de rochas do embasamento e de paragneisses da Formação Jucurutu originariam pegmatitos metaluminosos a levemente aluminosos e corresponderiam a corpos das fácies biotita + magnetita $\pm$ granada de Sallet et al. (2015), enquanto a fusão de quartzitos e micaxistos das Formações Equador e Seridó, respectivamente, originariam pegmatitos muito aluminosos correspondentes a corpos das fácies muscovita + biotita + granada de Sallet et al. (2015).

Beurlen et al. (2016; 2017) reafirma o caráter anatético dos pegmatitos ao estudar a origem de pegmatitos da classe dos elementos raros investigando a fonte de B e Li a partir de fácies do Quartzito Equador, sendo interpretadas como antigas sequências evaporíticas. Além disso, Beurlen et al. (2011a) apresentam resultados de isótopos de boro em turmalina dos pegmatitos Boqueirão, Capoeira, Quintos, Fazenda Turmalina, Carrascão e de granitos pegmatíticos que corroboram com o modelo anatético ao encontrar valores de $\delta^{11}\text{B}\text{‰}$ (-13,3 a -15,1‰) compatíveis com granitos tipo S. Uma vez que não ocorrem na região do Seridó batólitos de caráter peraluminoso para sustentar o modelo de cristalização fracionada a partir dos mesmos, com exceção da soleira peraluminosa que ocorre localmente próximo ao município de Jardim do Seridó (RN), porém sem expressão regional (Souza et al., 2018; Neto et al., 2019).

Portanto, é razoável se inferir a origem dos pegmatitos do Seridó a partir de um modelo anatético. Embora a heterogeneidade dos protólitos metassedimentares possam gerar uma diversidade de magmas que podem evoluir por caminhos diferentes. O processo de cristalização fracionada ainda pode ter atuado como mecanismo secundário para a geração dos pegmatitos da Província Pegmatítica do Seridó.

6.5 RELAÇÃO COM MINERALIZAÇÕES REGIONAIS

A região do Seridó é conhecida mundialmente por hospedar as principais mineralizações de Ta-Nb-Be-Sn-Li em pegmatitos zonados da Província Borborema. Além dos depósitos pegmatíticos, a Faixa Seridó também hospeda depósitos de W-Mo-Au-Bi-Te em rochas calcissilicáticas (e.g. minas de Bonfim, Brejuí, Bodó, Bonito, Malhada Limpa e Quixaba). Regionalmente os depósitos e ocorrências de rochas calcissilicáticas (skarns, conforme denominação de Souza Neto et al., (2008)) são estratiformes e associados a mármore, paragneisses e anfíbolitos da Formação

Jucurutu (Souza Neto et al., 2008). Devido à proximidade com batólitos graníticos neoproterozoicos (~575 Ma) a origem dessas mineralizações é associada a processos metamórfico-metassomático-hidrotermais ligados a essas intrusões (Ebert, 1970; Rao, 1973; Salim, 1993; Legrand et al., 1994; Souza Neto et al., 2008). Hollanda et al. (2017) apresentam idades Re-Os em molibdenitas para os três maiores depósitos da região: 554 ± 2 Ma na mina Brejuí, 524 ± 2 Ma na mina Bonfim, e 510 ± 2 Ma na mina Bodó. As idades cambrianas do depósito das minas Bonfim e Bodó sobrepõem e coincidem tanto com os granitos pegmatíticos, quanto com os pegmatitos zonados, respectivamente. Por outro lado, a relação direta entre pegmatitos e *skarns* raramente é observada em campo devido a pobres exposições de *skarns* e pela sua susceptibilidade ao intemperismo. Porém, na porção leste do Seridó ocorre uma faixa cuprífera (Cu $\pm$ W, Mo, Au, Ag e Bi) onde esta relação pode ser reconhecida. Estes *skarns* cupríferos ocorrem como lentes em mármore, rochas calcissilicáticas, anfibolitos, xistos máficos e paragneisses entre as Formações Equador e Seridó (Cavalcanti Neto, 2008). Em algumas regiões, este cinturão cuprífero é intrudido por enxames de diques pegmatíticos homogêneos e/ou zonados como no caso dos campos pegmatíticos de Malhada Limpa e Mufumbo-Trigueiro.

No Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro, pode-se observar a relação direta do Pegmatito Verdugo (Fig. 14) cortando uma sequência skarnítica portando mineralizações de malaquita e uraninita. É perceptível que a mineralização primária de Cu e U esteja contida nos *skarns* e que os fluidos pegmatíticos promovam a remobilização destes metais para o interior do pegmatito (Fig. 14). Este processo ficou registrado na composição das micas dos pegmatitos analisadas. A mica do Pegmatito Verdugo apresenta teores anômalos de Cu (260 ppm na biotita e 41 ppm na muscovita) e U (10,3 ppm na biotita e 4,4 ppm na muscovita).

Nesse sentido, é importante se levar em consideração que Sallet et al. (2021) demonstraram os efeitos exomórficos que os pegmatitos do Seridó podem provocar em suas rochas encaixantes e o quão longe os fluidos pegmatíticos podem mobilizar elementos químicos.

Adiciona-se que o Pegmatito Capoeira, localizado a cerca de 10 Km a oeste da área de estudo, hospeda “Turmalina Azul Paraíba”, que são F-elbaítas ricas em cobre (~ 2% Cu) (Beurlen et al., 2011b). De acordo com Bhaskara Rao & Castro (2001), a origem do enriquecimento em cobre está ligada ao pegmatito,

independente de atividades hidrotermais. Entretanto, estas rochas apresentam texturas de substituição hidrotermais tardias na turmalina primária ocasionando a formação da turmalina Paraíba (Beurlen et al., 2011b). Além disto, nenhuma rocha encaixante regional apresenta teores anômalos de Cu suficientes para indicar uma relação direta para a origem do Cu, com exceção das rochas calcissilicáticas.

Uma hipótese lúcida para a origem deste cobre pode ser interpretada como a partir das rochas calcissilicáticas que ocorrem no Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro, e os fluidos pegmatíticos provenientes destas intrusões podem ter sido o agente transportador do Cu que favoreceu a ocorrência de “Turmalina Azul Paraíba”.

7 CONCLUSÕES

O estudo integrado e comparativo do mapeamento geológico, petrografia, química mineral (muscovita e biotita) entre os corpos homogêneos e heterogêneos do Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro localizados a 10 km a NE do município de Parelhas (RN) permitiu-se concluir que:

- O Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro é um campo misto composto por pegmatitos homogêneos e heterogêneos de afinidade peraluminosa que intrudem rochas metassedimentares do Grupo Seridó em direções 045 Az na porção oeste da área mapeada e 070 NE na porção leste e compreendem uma área de 48Km².
- Os pegmatitos homogêneos são hololeucocráticos e apresentam três fácies texturais: (i) pegmatítica grossa, (II) pegmatítica média e (III) aplítica. Além de exibirem estruturas de bandamento aplito-pegmatito subconcordantes com suas rochas encaixantes.
- Os pegmatitos heterogêneos apresentam o típico zoneamento interno de pegmatitos zonados com a presença das zonas de borda, muro, intermediária e o núcleo de quartzo. Hospedam as principais mineralizações de valor econômico encontradas no Seridó (turmalina, berilo, columbita-tantalita, minerais do grupo dos fosfatos, espodumênio, apatita, lepidolita, gahnita, monazita, malaquita e uraninita).
- Geoquimicamente tanto os corpos homogêneos quanto os zonados apresentam elevado grau de fracionamento com razões K/Rb < 100, além de serem enriquecidos em Rb, Cs, Nb, Ta, Li, Ga, Zn e Cu e empobrecidos em Sr e Ba. Estas características são compatíveis com as mineralizações de columbita-tantalita, berilo e turmalina observadas em campo e na literatura.
- Os cristais de muscovita analisados juntamente com análises compiladas da bibliografia apresentam a mesma tendência de fracionamento o que sugere um mesmo magma parental. Comportamento que não se observa na composição dos cristais de biotita devido a relações de intercrescimento entre biotita-muscovita.
- As características mineralógicas e químicas, além da ausência de possíveis granitos parentais dos pegmatitos estudados, bem como outros corpos

pegmatíticos da Província Pegmatítica do Seridó evidenciam uma origem a partir de processos anatéticos dominantes, embora processos de cristalização fracionada possam ter atuado de maneira subordinada.

- Os pegmatitos do Campo Pegmatítico Mufumbo-Trigueiro se relacionam, intimamente, com mineralizações regionais (Cu, U), podendo o magma formador deles ter agido como agente remobilizante, responsáveis por concentrar estes metais a partir de fluidos pegmatíticos. Esta relação pode ser observada no pegmatito Verdugo que mostra teores anômalos para estes elementos.
- Os fluidos pegmatíticos do Campo Mufumbo-Trigueiro podem ter atuado como agente remobilizante de cobre que favoreceram a geração de turmalina azul paraíba no Pegmatito Capoeira, que ocorre a cerca de 10 km a sudoeste.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M., MELCHER, G. C., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K. Radiometric age determinations from northern Brazil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 17, n. 1, p. 3-14, 1968.
- ALMEIDA, F. F. M. HASUI, Y., de BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. (1977). Províncias estruturais brasileiras, paper presented at 2nd Simp. **Geol. Nordeste, Anais Soc. Bras. Geol. Núcleo Nordeste**, 242-258.
- ALMEIDA, F. F. M. HASUI, Y., de BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- ANDERSON, J. L. B., MAZDAB, F. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, v. 69, n. 1, p. 121-142, 2008.
- ARAÚJO, M. N. C. Arcabouço litoestrutural da porção leste de Carnaúba dos Dantas/Parelhas, RN. **Monografia (Graduação em Geologia), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal**, 1998.
- ARAÚJO, M. N. C., DA SILVA, F. C. ALVES, SÁ, E. F. JARDIM. Pegmatite emplacement in the Seridó Belt, northeastern Brazil: late-stage kinematics of the Brasileiro orogen. **Gondwana Research**, v. 4, n. 1, p. 75-85, 2001.
- ARAÚJO, M. N. C. V., SILVA, F. C. A., SÁ, E. F. J., SÁ, J. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasileiro strike-slip shear zones in the Borborema province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 19, n. 4, p. 445-460, 2005.
- ARCHANJO, C. J., BOUCHEZ, J. Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. **Bulletin de la Société géologique de France**, v. 162, n. 4, p. 637-647, 1991.
- ARCHANJO, C. J., BOUCHEZ, J. L. Plutons granitiques du Seridó (NE du Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélé par leur anisotropie magnétique. **Bull. Soc. Géol. France**, v. 163, p. 509-520, 1992.
- ARCHANJO, C. J., VIEGAS, L. G., HOLLANDA, M. H. B., SOUZA, L. C., LIU, D. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, v. 23, n. 2, p. 701-714, 2013.
- AUTENRIETH, G. A homeric dictionary (english translation by RP Keep, revised by I. Flagg). **University of Oklahoma Press, Norman, Oklahoma**, v. 231, p. 577-599, 1958.

BAUMGARTNER, R. **Genèse des pegmatites à colombo-tantalite et béryl de la province pegmatitique Seridó (Rio Grande do Norte, Brésil)**. Université-Section des Sciences de la terre, 2001.

BAUMGARTNER, R. Columbite–tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U–Pb dating and Pb isotopes. **The Canadian Mineralogist**, v. 44, n. 1, p. 69-86, 2006.

BERTRAND, J., J. SÁ, E. F. J. Where are the Eburnian–Transamazonian collisional belts. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 27, n. 10, p. 1382-1393, 1990.

BEURLLEN, H., DA SILVA, M. R. R., CASTRO, C. Fluid inclusion microthermometry in Be–Ta–(Li–Sn)-bearing pegmatites from the Borborema Province, northeast Brazil. **Chemical Geology**, v. 173, n. 1-3, p. 107-123, 2001.

BEURLLEN, H. BARRETO, S., MARTIN, R., MELGAREJO, DRAPER, J. C., Da SILVA, M. R., SOUZA NETO, J. A. The Borborema pegmatite province, NE-Brazil revisited. **Estudos geológicos**, 2009, vol. 19, num. 2, p. 62-66, 2009a.

BEURLLEN, H., RHEDE D., Da SILVA, M. R. R., THOMAS, R., GUIMARÃES, I. P. Petrography, geochemistry, and chemical electron microprobe U–Pb–Th dating of pegmatitic granites in Borborema Province, North-eastern Brazil: A possible source of the rare-element granitic pegmatites. **Terrae**, v. 6, n. 1-2, p. 59-71, 2009b.

BEURLLEN, H. TRUMBULL, R. B., WIEDENBECK, M., SOARES, D. R. Boron-isotope variations in tourmaline from granitic pegmatites of the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil. **Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial**, v. 14, p. 37-39, 2011a.

BEURLLEN, H. MOURA, O. J., SOARES, D. R., Da SILVA, M. R., RHEDE, D. Geochemical and geological controls on the genesis of gem-quality “Paraíba Tourmaline” in granitic pegmatites from northeastern Brazil. **The Canadian Mineralogist**, v. 49, n. 1, p. 277-300, 2011b.

BEURLLEN, H. THOMAS, R., da SILVA, M. R. R., MULLER, A., RHEDE, D., SOARES, D. R. Perspectives for Li-and Ta-mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 56, p. 110-127, 2014.

BEURLLEN, H. RHEDE, D., SOARES, D. R., THOMAS, R., da SILVA, M. R. R. Mg-Rich Mica and Tourmaline in Pink-Colored “Parelhas Quartzite” Intercalations in the Equador Formation, Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: Record of Evaporitic Protolith. **Estudos Geológicos**, v. 26, n. 1, p. 117-134, 2016.

BEURLLEN, H. SOARES, D. R., THOMAS, R., da SILVA, M. R. R. “Parelhas Quartzites”: B-and Li-source of possibly anatectic rare-element class pegmatites in the Borborema Province in NE-Brazil. In: **PEG 2017-8th International Symposium on Granitic Pegmatites**. Norsk Geologisk Forening, 2017. p. 13-16.

BEUS, A. A. Distribution of Ta and Nb in muscovites from granitic pegmatites. **Geokim.**, v. 10, p. 1216-1220, 1966.

BHASKARA RAO, A., CASTRO, C. Geological and genetic aspects of the SJ da Batalha Paraíba Tourmaline deposit, Brazil. 19th Simp. Geol. Nordeste. **Abstracts, Soc. Bras. Geol., Natal, Bol.**, p. 206-207, 2001.

BJØRLYKKE, H. The granite pegmatites of southern Norway. **American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials**, v. 22, n. 4, p. 241-255, 1937.

BRITO NEVES, B. B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, 2000.

BROGNIART, A. **Essai d'une classification minéralogique des roches mélangées.** *Journal des Mines* 34, 32, 1813.

CABRAL NETO, I., SILVEIRA, F. V., FERNANDES, P. R., PAES, V. J. D. C., SANTOS, L. D., MEDEIROS, V. C. D. (2018). Mapa geológico e de recursos minerais de lítio: província pegmatítica da Borborema.

CABY, R. SIAL, A. N., ARTHAUD, M., VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. **The west African orogens and circum-Atlantic correlatives**, p. 373-397, 1991.

CABY, R., ARTHAUD, M. H., ARCHANJO, C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 235-246, 1995.

CAMERON, E. N., JAHNS, R. H., McNAIR, A. H., PAGE, L. R. Internal structure of granitic pegmatites. 1949.

CAVALCANTI NETO, M. T. O. (2008). The Copper Belt from Rio Grande do Norte and Paraíba states and the relationship of contact between Equador and Seridó Formations. **Holos**, 24(3), 105-118.

CERNY, P. Anatomy and classification of granitic pegmatites. **Granitic pegmatites in science and industry**, p. 1-39, 1982.

ČERNÝ, P., MEINTZER, R. E., ANDERSON, A. J. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites selected examples of data and mechanisms. **The Canadian Mineralogist**, v. 23, n. 3, p. 381-421, 1985.

ČERNÝ, P. Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum. In: **Lanthanides, Tantalum and Niobium: Mineralogy, Geochemistry, Characteristics of Primary Ore Deposits, Prospecting, Processing and Applications Proceedings of a workshop in Berlin, November 1986.** Springer Berlin Heidelberg, 1989. p. 274-302.

ČERNÝ, P. Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. **Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits**, p. 170-207, 1988.

ČERNÝ, P. Rare element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. **Geosci. Can.**, v. 11, p. 30-47, 1991a.

ČERNÝ, P. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. **Geoscience Canada**, 1991b.

ČERNÝ, P. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies. **Precambrian Research**, v. 51, n. 1-4, p. 429-468, 1991c.

ČERNÝ, P., ERCIT, T. SCOTT. The classification of granitic pegmatites revisited. **The Canadian Mineralogist**, v. 43, n. 6, p. 2005-2026, 2005.

CONEY, P. J., JONES, DAVID L., MONGER, J. W. H. Cordilleran suspect terranes. **Nature**, v. 288, n. 5789, p. 329-333, 1980.

CORSINI, M. FIGUEIREDO, L. L., CABY, R., Féraud, G., RUFFET, G., VAUCHEZ, A. Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. **Tectonophysics**, v. 285, n. 1-2, p. 103-117, 1998.

CRUZ, L. B., SOUZA, Z.S., RIBEIRO C.V.A., OLIVEIRA, A.L.S. 2019. Geologia e Petrografia do Granito Peraluminoso Catururé, Província Borborema, NE do Brasil, In: 28 **Simpósio de Geologia do Nordeste**, Aracaju. Anais 28 SGNE. Boletim de Resumos. Aracaju: SBG, Núcleo Nordeste

CUNHA DE SOUZA, L. (1996). Zonéographie métamorphique, chimie des minéraux, pétrochimie, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire P–T–t des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasiliano), ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil). **(Thèse de doctorat), Université Catholique de Louvain, Louvain (345 pp.)**.

DA SILVA, M. RR. Petrographical and geochemical investigations of pegmatites in the Borborema Pegmatitic Province of Northeastern Brazil. 1993.

DA SILVA, M. R. R., HÖLL, R., BEURLIN, H. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 355-364, 1995.

DADA, S. S. Proterozoic evolution of the Nigeria–Borborema province. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 121-136, 2008.

DANTAS, E. L. **Evolução tectono-magmática do maciço polidiapirico São Vicentefloriana-RN. Rio Claro, 272p.** 1992. Tese de Doutorado. Dissertação-Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.

DANTAS, E.L. (1997). **Geocronologia U–Pb e Sm–Nd de Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldos Brandão, NE do Brasil**. Ph.D Thesis. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP— Campus de Rio Claro, 208 pp.

DANTAS, E. L., VAN SCHMUS, W. R., HACKSPACHER, P. C., FETTER, A. H., de BRITO NEVES, B. B., CORDANI, U., WILLIAMS, I. S. (2004). The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research**, 130(1-4), 113-137.

DANTAS, E. L., SOUZA, Z. S., WERNICK, E., HACKSPACHER, P. C., MARTIN, H., XIAODONG, D., LI, J. W. (2013). Crustal growth in the 3.4–2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, 227, 120-156.

DEER, W., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. London, UK: Longman, 1992.

DEGEN, S., FRANZ, L., KRZEMNICKI, M. S., WANG, H. A., BERGER, A. (2019). Petrology and mineralogy of gem-quality “Paraíba-type” tourmaline bearing granitic pegmatite from Parelhas, Brazil. In **Swiss Geoscience Meeting 2019** (Vol. 2).

DILL, H. G. The CMS classification scheme (Chemical composition–Mineral assemblage–Structural geology)–linking geology to mineralogy of pegmatitic and aplitic rocks. **Neues Jahrbuch für Mineralogie–Abhandlungen/Journal of Mineralogy and Geochemistry**, v. 193, p. 231-63, 2016.

DIRAC, M., F., EBERT, H. Isotopic ages from the pegmatite provinces of eastern Brazil. **Nature**, v. 215, p. 948-949, 1967.

EBERT, H. The Precambrian geology of the “Borborema”-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. **Geologische Rundschau**, v. 59, p. 1292-1326, 1970.

FENN, P. M. On the origin of graphic granite. **American Mineralogist**, v. 71, n. 3-4, p. 325-330, 1986.

FERREIRA, J. A. M., ALBUQUERQUE, J. P. T. Sinopse da geologia da Folha Seridó. **SUDENE Div Geol Ser Geol Reg Recife**, v. 18, p. 47, 1969.

FERREIRA, C. A. Caicó: folha SB. 24-ZB. 1998.

FERSMAN, A. O geokhimicheskoi geneticheskoi klassifikatsii granitnykh pegmatitov (A geochemical genetic classification of pegmatites). Monograph Akademiia Nauk SSSR. **Monograph Akademiia Nauk SSSR**, 1930.

FLORENCIO, W. **Uraninita no Brasil**. Inst. Tecnol. Ind. Est. Min. Ger.,4; 24 pp., 4pl, 1948.

FOSTER, M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. **US Geol. Surv. Prof. Pap., B**, v. 354, p. 1-49, 1960.

GANADE DE ARAUJO, C. E., WEINBERG, R. F., CORDANI, U. G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, v. 26, n. 2, p. 157-168, 2014.

GINZBURG, A. I., RODIONOV, G. G. O glubinakh obrazovaniya granitnykh pegmatitov. **Geol. rudnykh mestorozhdeniy**, v. 1, 1960.

GINSBURG, A. I. The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites. In: **Proceedings of the 27th International Geological Congress**. 1984. p. 245-260.

GOAD, B. E., CERNY, P. Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River district, southeastern Manitoba. **The Canadian Mineralogist**, v. 19, n. 1, p. 177-194, 1981.

GORDIENKO, S. P. FESENKO, V. V., FENOCHKA, B. V., LYSENKO, A. A. Mass-spectrometric investigation of evaporation of rare-earth metal monochalcogenides. **Russian Journal of Physical Chemistry**, v. 45, n. 8, p. 1100-+, 1971.

GUIDOTTI, C. V., DYAR, M. D. Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications. **American Mineralogist**, v. 76, n. 1-2, p. 161-175, 1991.

GUIDOTTI, C. V. S., F. P., BLENCOE, J. G., SELVERSTONE, J. The paragonite-muscovite solvus: I. PTX limits derived from the Na-K compositions of natural, quasibinary paragonite-muscovite pairs. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n. 10, p. 2269-2275, 1994.

HAIDINGER, W. **Handbuch der bestimmenden Mineralogie: enthaltend die Terminologie, Systematik, Nomenklatur und Charakteristik der Naturgeschichte des Mineralreiches**. Braumüller Seidel, 1845.

HIBBARD, M. J. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier – Barbarin (Eds): Enclaves and granite petrology. **Departament in Petrology**, 13: 431 – 443. (1996).

HOLLANDA, M. H. B. M. ARCHANJO, C. J., SOUZA, L. C., DUNYI, L., ARMSTRONG, R. Long-lived paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, n. 4, p. 287-300, 2011.

HOLLANDA, M. H. B. M. D., ARCHANJO, C. J., BAUTISTA, J. R., SOUZA, L. C. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. **Precambrian Research**, 258, 186-207. (2015).

HOLLANDA, M. H. B., SOUZA NETO, J. A., ARCHANJO, C. J., STEIN, H., MAIA, A. C. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Serido belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. **Journal of South American Earth Sciences**, 79, 1-11. (2017).

HOLLANDA, M. H. B., ARCHANJO, C. J., SOUZA NETO, J. A. D., SALLET, R. Relações cronológicas entre eventos magmáticos e mineralizações na Faixa Seridó. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, Aracaju. Anais 28 SGNE. Boletim de Resumos. Aracaju: SBG, Núcleo Nordeste 2019.

JAHNS, R. H. The Study of Pegmatites. *Economic Geology*, 50th Anniversary Volume, 1025-1130. (1955).

JAHNS, R. H., BURNHAM, C. Wayne. Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. **Economic Geology**, v. 64, n. 8, p. 843-864, 1969.

JARDIM DE SÁ, Emanuel F., SALIM, J. (1980). Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Mineração e Metalurgia**, 80, 16-28.

JARDIM DE SÁ, E. F., M. H., FUCK, R. A., KAWASHITA, K. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. **Brazilian Journal of Geology**, v. 22, n. 4, p. 472-480, 1992.

JARDIM DE SÁ, E. F. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) eo seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-africana. **unpublished Doctorate thesis) Universidade de Brasília, Brasília**, 1994.

JARDIM DE SÁ, E. F. MACEDO, M. H. D. F., FUCK, R. A., KAWASHITA, K., PEUCAT, J. J., LETERRIER, J. Granitoides sinorogénicos ca. 1, 0 Ga na Província Borborema, NE do Brasil: dados geofísicos e geocronológicos. **SIMP. GEOL. NORDESTE**, v. 16, p. 162-165, 1995.

JARDIM DE SÁ, E. F., MEDEIROS, W. E., CASTRO, D. L. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. **XVII Simpósio de Geologia do Nordeste**, p. 352-356, 1997.

JARDIM DE SÁ, E. F., MATOS, R. M. D., OLIVEIRA, D. C. (1998). Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte, Escala 1:50.000. DNPM/UFRN/PETROBRAS/CRM.

JOHNSTON JR., W. D. **Os pegmatitos beril-tantalíferos da Paraíba e Rio Grande do Norte, no nordeste do Brasil**. Divisão de Fomento da Produção Mineral, 1945.

LANDES, K. K. Origin and classification of pegmatites. **American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials**, v. 18, n. 2, p. 33-56, 1933.

LEGRAND, J. M., DEUTSCH, S., SOUZA, L. C. Datação U/Pb e granitogênese do Maciço de Acari (RN). **SBG**, v. 14, p. 172-174, 1991.

LEGRAND J. M., TRINDADE I. R., MELO JÚNIOR G. (1994) Silicification and calcic metasomatism in the skarn formation of the Bodó scheelite mineralization. Extended Abstracts, **38th Brazilian Geological Congress**, Balneário Camboriú, Brazil, 1:329–331.

LIMA, E. S. Metamorphic conditions in the Seridó region of northeastern Brazil during the Brasiliano cycle (Late Proterozoic). **Journal of South American earth sciences**, v. 5, n. 3-4, p. 265-273, 1992.

LINNEN, R. L., VAN LICHTERVELDE, M., ČERNÝ, P. Granitic pegmatites as sources of strategic metals. **Elements**, v. 8, n. 4, p. 275-280, 2012.

LONDON, D. Phosphorus in S-type magmas: the P_2O_5 content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites. **American Mineralogist**, v. 77, n. 1-2, p. 126-145, 1992.

LONDON, D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. **Lithos**, v. 80, n. 1-4, p. 281-303, 2005.

LONDON, D. Pegmatites. **Can. Mineral.**, v. 10, p. 347, 2008.

LYELL, CHARLES. **Elements of Geology: Or, The Ancient Changes of the Earth and Its Inhabitants as Illustrated by Geological Monuments**. D. Appleton, 1866.

MARBLE, P. J. Present states of absolute ages in Brazil. **Rep. Comm. Measur. Geol. Time**, p. 68-74, 1949.

MEDEIROS, V. C., MEDEIROS, W. E., SÁ, Emanuel Ferraz Jardim de. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do domínio da zona transversal, província Borborema, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 83-97, 2011.

MEDEIROS, V. C. Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó-Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Geologia USP. Série Científica**, v. 12, n. 2, p. 3-14, 2012.

MEDEIROS, V. C. CAVALCANTE, R., CUNHA, A. L. C., DANTAS, A. R., COSTA, A. P., BRITO, A. A., SILVA, M. A. O furo estratigráfico de Riacho Fechado (Currais Novos/RN), domínio Rio Piranhas-Seridó (província Borborema, NE Brasil): procedimentos e resultados. **Estudos Geológicos**, v. 27, n. 3, p. 3-44, 2017.

MEUNIER, A. Succession stratigraphique et passages latéraux dus au métamorphisme dans la série Ceará Antécambrien du Nord-Est brésilien. **COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES**, v. 259, n. 21, p. 3796, 1964.

MÜLLER, A., KEYSER, W., SIMMONS, W. B., WEBBER, K., WISE, M., BEURLIN, H., GALLISK, M. Á. Quartz chemistry of granitic pegmatites: Implications for classification, genesis and exploration. **Chemical Geology**, v. 584, p. 120507, 2021.

NACHIT, H. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre**, v. 301, n. 11, p. 813-818, 1985.

NACHIT, H. IBHI, A., OHOUD, M. B. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 337, n. 16, p. 1415-1420, 2005.

NASCIMENTO, M. A. L., GALINDO, A. C., MEDEIROS, V. C. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 281-299, 2015.

NETO, I. C., MEDEIROS, V. C., CAVALCANTE, R., FERNANDES, P. R., SILVEIRA, F. V., DANTAS, E. L., PINHO, I. C. Jardim do Seridó suite: first example of Ediacaran peraluminous magmatism in the Rio Piranhas-Seridó domain, Borborema province, Northeast Brazil. **Journal of the Geological Survey of Brazil**, v. 2, n. 2, p. 119-136, 2019.

NEVES, S. P. 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**, v. 22, n. 4, 2003.

NIGGLI, P. **Lehrbuch der mineralogie**. Berlin: Borntraeger, 1920.

PALINKAŠ, S., PALINKAŠ, L., NEUBAUER, F., SCHOLZ, R., Borojević Šoštarić, S., Bermanec, V. Formation conditions and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the gem-bearing Boqueirão granitic pegmatite, Parelhas, Rio Grande do Norte, Brazil. **Minerals**, v. 9, n. 4, p. 233, 2019.

PEREIRA, L. S. (2000). **Geoquímica de micas e feldspatos dos pegmatitos e Granitos pegmatóides da região de Parelhas/RN**. 154 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

PEZZOTTA, F., ENGLISH, E. Madagascar, A mineral and Gemstone Paradise. Ed. Lapis International LLC, East Hampton, Connecticut, USA. **Extralapis English**, v. 1, 2001.

PUTZER, H. (1976): Metallogenetische Provinzen in Südamerika. **Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie. I. Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie** 3-4, 360-365

RAO, A. B. NORDESTE, MINERAÇÃO E SECA. **Estudo de problemas brasileiros**, v. 2, p. 333, 1973.

ROLFF, P. A. M. A. Geologia da província tântalo-glucínífera da Borborema. **Bol. Div. Fom. Prod. Min.**, v. 73, p. 33-72, 1945.

ROMER, R. L., SMEDS, S. U-Pb columbite ages of pegmatites from Sveconorwegian terranes in southwestern Sweden. **Precambrian Research**, v. 76, n. 1-2, p. 15-30, 1996.

SALES, M. C. C. **Considerações sobre os granitos pegmatíticos da Província Pegmatítica do Seridó: mapeamento geológico e geoquímica**. 2020. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

SALLET, R., PRICE, J. D., BABINSKI, M., MORITZ, R., SOUZA, Z. S., CHIARADIA, M. Experimental anatexis, fluorine geochemistry and lead-isotope constraints on granite petrogenesis in the Seridó Belt, Borborema Province, northeastern Brazil. **Chemical Geology**, v. 400, p. 122-148, 2015.

SALIM, J. **Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la Mine Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil**. 1993. Tese de Doutorado. UCL-Université Catholique de Louvain.

SANTIAGO, J. S. Mineralização de esmeralda durante a orogênese Brasileira no Nordeste do Brasil: o caso do depósito da Fazenda Bonfim, estado do Rio Grande do Norte. 2017.

SANTOS, E. J., BRITO NEVES, B. B. Província Borborema. In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher. 378p. Cap.5. p.123- 186. (1984).

SANTOS, E. J., BRITO NEVES, B. B. D., VAN SCHMUS, W. R., OLIVEIRA, R. G., MEDEIROS, V. C. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: **Abstracts**. 2000.

SANTOS, E. J., FERREIRA, C. A. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba. 2002.

SANTOS, E. J., SOUZA NETO, J. A. D., DA, M. R. S. R. G., BEURLIN, H., CAVALCANTI, J., DA, M. A. D. G. A., COSTA, Á. METALOGÊNESE DAS PORÇÕES NORTE E CENTRAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA. **Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras**, p. 343-388, 2014.

SANTOS, F. G., PINÉO, T. R. G., MEDEIROS, V. C. D., SANTANA, J. D. S., MORAIS, D. M. F. D., VALE, J. A. R. D., WANDERLEY, A. A. Mapa geológico da província Borborema: projeto geologia e potencial mineral da província Borborema. 2021.

SCHOBENHAUS, C. (Ed.). **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósito minerais, escala 1: 2.5000.000**. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984.

SCORZA, E. P. **Província pegmatítica da Borborema (nordeste do Brasil)**. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão da Geologia e Mineralogia, 1944.

SIMMONS, W., WEBBER, K. L. Pegmatite genesis: state of the art. **European Journal of Mineralogy**, v. 20, n. 4, p. 421-438, 2008.

SOARES, D. R. Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil. 2004.

SOUZA, Z. S., MARTIN, H., PEUCAT, J. J., Jardim De Sá, E. F., Macedo, M. H. D. F. Calc-alkaline magmatism at the archean–proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil). **Journal of Petrology**, v. 48, n. 11, p. 2149-2185, 2007.

SOUZA, Z. S., DANTAS, E. L. O Arqueano do Maciço São José de Campestre, leste do Rio grande do Norte. **Estudos Geológicos v. 18, 122**, v. 128, 2008.

SOUZA, Z. S., L. C., VILALVA, F. C. J., CRUZ, L. B., RIBEIRO, C. V. A., OLIVEIRA, A. L. S., ARAÚJO, J. B. P. Magmatismo peraluminoso sintectônico à deformação tangencial em Jardim do Seridó/RN, NE do Brasil. In: **Congresso Brasileiro Geologia**. 2018.

SOUZA NETO, J. A., LEGRAND, J. M., VOLFINGER, M., PASCAL, M. L., SONNET, P. W–Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. **Mineralium Deposita**, v. 43, p. 185-205, 2008.

TISCHENDORF, G., GOTTESMANN, B., FOESTER, H. J., TRUMBULL, R. B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. **Mineralogical Magazine**, v. 61, n. 409, p. 809-834, 1997.

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B., HACKSPACHER, P. C., BABINSKI, M. U–Pb and Sm–Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B. B., WILLIAMS, I. S., HACKSPACHER, P. C., 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**, v. 127, n. 4, p. 287-327, 2003.

VAN SCHMUS, W. R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Transversal Zone of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 2-3, p. 227-252, 2011.

VAUCHEZ, A., NEVES, S., CABY, R., CORSINI, M., EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M., AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

VLASOV, K. A. Structure-paragenetic classification of granitic pegmatites. **Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seriya Geologicheskaya**, v. 2, p. 30-55, 1952.

VLASOV, K. A. Principle of the granitic pegmatites classification and their textural and-paragenetic types. **Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol**, n. 1, p. 30-35, 1961.

WEBBER, K. L., FALSTER, A. U., SIMMONS, W. B., FOORD, E. E. The role of Diffusion-controlled Oscillatory Nucleation in the Formation of Line Rock in Pegmatite–plite Dikes. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 12, p. 1777-1791, 1997.

WISE, M. A. Characterization and classification of NYF-type pegmatites. **Canadian Mineralogist**, v. 37, n. Part 3, p. 802-803, 1999.

WISE, M. A., MÜLLER, A., SIMMONS, WILLIAN B. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites. **The Canadian Mineralogist**, v. 60, n. 2, p. 229-248, 2022.

WONES, D. R. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. **Mining Geology**, v. 31, n. 168, p. 191-212, 1981.

ZAGORSKY, V. Y., MAKAGON, V. M., SHMAKIN, B. M. Systematics of granitic pegmatites. **Russian geology and geophysics**, v. 44, n. 5, p. 422-435, 2003.