



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

TESE DE DOUTORADO

CLARISSA DE AGUIAR DALAN

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE APLITOS DE
PEGMATITOS NÃO ZONADOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DO SERIDÓ:
IMPLICAÇÕES PETROGENÉTICAS E RELAÇÕES COM MINERALIZAÇÕES**

Recife/PE

2025

CLARISSA DE AGUIAR DALAN

TESE DE DOUTORADO

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE APLITOS DE
PEGMATITOS NÃO ZONADOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DO SERIDÓ:
PETROGENÉTICAS E RELAÇÕES COM MINERALIZAÇÕES**

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

Orientador: Professor João Adauto de Souza Neto, *Dr. Sc.*

Coorientador: Professor Ricardo Guimarães Sallet, *Dr. Sc.*

Recife/PE

2025

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Dalan, Clarissa de Aguiar.

Petrografia, geoquímica e geocronologia de aplitos de pegmatitos não zonados da Província Pegmatítica do Seridó: implicações petrogenéticas e relações com mineralizações / Clarissa de Aguiar Dalan. - Recife, 2025.

112f.: il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2024.

Orientação: João Adauto de Souza Neto.

Coorientação: Ricardo Sallet.

Inclui referências.

1. Aplitos; 2. Pegmatitos; 3. Petrografia; 4. Geoquímica; 5. Geocronologia; 6. Província Pegmatítica do Seridó. I. Souza Neto, João Adauto de. II. Sallet, Ricardo. III. Título.

UFPE-Biblioteca Central

CLARISSA DE AGUIAR DALAN

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE APLITOS DE
PEGMATITOS NÃO ZONADOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DO SERIDÓ:
PETROGENÉTICAS E RELAÇÕES COM MINERALIZAÇÕES**

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

Aprovada em: 29/11/2024.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves (Examinador interno)
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos (Examinador interno)
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

Prof. Dr. Gorki Mariano (Examinador interno)
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

Prof. Dr. Sebastião Rodrigo Cortez de Souza (Examinador
externo ao Programa)
Universidade Federal de Pernambuco – UFPE

Prof. Dr. Ciro Alexandre Ávila (Examinador externo à Instituição)
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ

Recife/PE

2025

*Dedico este trabalho a minha mãe e melhor amiga,
Leila Terezinha de Aguiar Dalan (in memoriam),
que desencarnou durante esta etapa da minha vida.
Minha eterna saudade.*

AGRADECIMENTOS

A Ciência tem seus limites para explicar algumas coisas – e é nessa ausência que o Universo se faz presente de forma mágica. Agradeço a Ele por cada sincronicidade que me trouxe até este dia, culminando com a conclusão desta tese.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGeoc) da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), e à própria UFPE, pela infraestrutura disponibilizada para a realização desse trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE), pela concessão da bolsa.

Ao meu orientador, Dr. João Adauto, pela constante disponibilidade, pelo olhar atento às minhas dificuldades e pelo otimismo contagiante de que este projeto daria certo. Muito obrigada!

Ao professor Dr. Ricardo Sallet, meu coorientador, que reacendeu o interesse pelos pegmatitos lá em 2018 e idealizou esta pesquisa, buscando compreender melhor o enigma dessas rochas no desafiador contexto geológico do Seridó. Aos meus orientadores, minha gratidão pelo conhecimento compartilhado, pelos ótimos trabalhos de campo e pelas memórias que levarei para a vida.

À professora Dra. Maria Helena, que impulsionou a pesquisa com grandes incentivos. Muito obrigada!

Ao Dr. Kei Sato, pelo suporte durante as análises U-Pb no SHRIMP.

À professora Dra. Lucelene Martins, pelo auxílio no tratamento das amostras na USP.

À professora Dra. Maria de Lourdes, pelas análises de fluorescência de raios-X realizadas no Condomínio de Laboratórios Multiusuário de Geociências (CLGeo/UFS).

Ao meu amigo e geocientista Carlos Ribeiro pelas discussões geológicas e pelo apoio de sempre, especialmente na geocronologia, que enriqueceram muito o trabalho.

Aos professores Dr. Rodrigo Cortez (UFPE), ao meu orientador e meus ex-professores da UFRN e UFS pela disponibilização de microscópios e o suporte nas descrições das lâminas.

Aos membros da banca da qualificação e defesa – Dr. Gorki Mariano, Dr. Ciro Ávila, Dr. Rodrigo Cortez, Dr. Sérgio Neves e Dr. Lauro Montefalco – pelas contribuições valiosas para a melhoria desta tese.

Aos meus pais, que me deram a vida e a oportunidade de vivenciar esse momento. À minha mãe (*in memoriam*), que me ensinou tanto sobre fé e resiliência, especialmente nos momentos mais difíceis. Ao meu pai, que sempre me impulsionou para que eu pudesse concluir

o doutorado da melhor forma possível. Amo vocês pra sempre, obrigada por tudo! Pai, agora você tem duas filhas Doutoradas!

À minha irmã, Dra. Camilla, que me mostrou que o caminho da pós-graduação era possível. Talvez eu nem considerasse essa trajetória se não fosse seu entusiasmo com a Biologia desde tão cedo. Você não só me inspirou, como também dividiu comigo os desafios de cursar um doutorado e cuidar da nossa mãe em tempos tão difíceis. Só nós sabemos o quanto esse percurso foi desafiador. Amo você!

Ao meu amor, Marcos, que me acompanha desde o mestrado e que nunca soltou minha mão. Nos momentos em que achei que não daria conta, ele me incentivou a seguir em frente. Quando precisei de acolhimento, ele sempre esteve lá. Obrigada por ser sempre tão incrível comigo. Te amo demais!

À Enó, que me apoiou e me impulsionou de tantas formas me incentivando com seu otimismo e confiança na minha capacidade.

Às minhas amigas Roanny e Ana que vieram como um presente através da Geologia, mas que compartilhamos a vida e muitos almoços juntas: amo vocês!

Aos amigos da USP, que me ajudaram nas preparações das amostras para análises geoquímicas e nas datações no SHRIMP.

Aos amigos, familiares e cuidadoras da minha mãe que estiveram conosco no momento mais difícil da minha vida. Posso afirmar, sem dúvida alguma: sem a ajuda de vocês — emocional, física e até mesmo financeira —, eu jamais teria conseguido.

A Geologia está em todo lugar, mas ela precisa ser decifrada. Por isso, agradeço a todos que participaram de alguma forma desta jornada de conhecimento comigo.

Obrigada a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para que esta tese — que um dia foi um sonho — se tornasse realidade!

*Aproveite o percurso.
Muita coisa muda até a chegada.*

RESUMO

As rochas pegmatíticas ediacaranas a cambrianas da Província Pegmatítica do Seridó representam os estágios finais do magmatismo associado à Orogênese Brasileira, no Domínio Rio Grande do Norte. Estas rochas intrudem rochas metassedimentares neoproterozoicas (Grupo Seridó) e ortognaisses paleoproterozoicos (Complexo Caicó). Aplitos ocorrem em bandamentos alternados nos pegmatitos não zonados, em duas fácies mutuamente exclusivas: (i) fácies a muscovita (cinza) com muscovita + granada $\pm$ biotita (Marcação, Parelhas, Capoeira, Pedra Redonda, Serra Verde, Potengi, Dique Não Zonado (DNZ) – Mufumbo) e (ii) fácies a magnetita (vermelha) com biotita + magnetita (Bordeaux, Areias, Picuí, Pedra Lavrada, Sabugi, Lajinha, Serra do Chafariz e DNZ-Acari). Devido à sincronidade das texturas aplíticas e pegmatíticas, o presente estudo objetiva utilizar os aplitos, por melhor representatividade de amostragem, para petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão, e elucidar a gênese dos pegmatitos não zonados. Os aplitos são hololeucocráticos a leucocráticos, equigranulares e isotrópicos, por vezes bandados. Possuem feldspato potássico (principalmente microclina), com rara pertita, plagioclásio (oligoclásio) e quartzo. Os minerais acessórios variam, sendo turmalina $\pm$ apatita $\pm$ zircão $\pm$ monazita $\pm$ xenotima $\pm$ minerais opacos nos aplitos a muscovita, e $\pm$ minerais opacos $\pm$ zircão $\pm$ allanita $\pm$ monazita $\pm$ xenotima $\pm$ apatita naqueles a magnetita. As texturas micrográfica e mirmequítica são comuns. Geoquimicamente, os aplitos se classificam como tonalito a sienogranito. No diagrama R_1 - R_2 , os aplitos a muscovita apresentam trend mais restrito álcali-granito - granito magnetita, enquanto os aplitos a magnetita exibem trend positivo de álcali-granito a granodiorito. Os aplitos a muscovita são peraluminosos ($ASI = 1,01$ a $1,22$), com concentrações relativamente elevadas de Al_2O_3 (até 15,83%) e P_2O_5 (até 0,82%), sendo mais fracionados (K/Rb média de 21,73; $n=19$) e enriquecidos em Rb, Cs, Nb, Ta e Li em relação aos aplitos a magnetita. Estes últimos são metaluminosos à fracamente peraluminosos ($ASI = 0,97$ a $1,08$), com concentrações mais elevadas de CaO (até 2,57%) e Na_2O (até 5,83%), menos fracionados (média K/Rb média de 31,38; $n=19$) e mais enriquecidos em Sr, Ba, U, Pb, Y e ETR. Quando normalizados pela crosta continental superior, os aplitos mostram enriquecimento em ETR pesados em relação aos leves ($La_N/Yb_N = 0,01 - 0,79$, exceto o aplito Areias (a magnetita) que apresenta o inverso ($La_N/Yb_N = 5,73$). Anomalias negativas de Eu são comuns, exceto em algumas amostras dos aplitos Bordeaux, Areias e Lajinha, todos a magnetita. Os cristais de zircão imageados (catodoluminescência e elétrons retroespalhados) revelam texturas de zoneamento ígneo,

zoneamento convoluto e núcleos porosos, indicativos de interação com fluidos em processos de dissolução-reprecipitação. As datações U-Pb SHRIMP em zircão dos aplitos forneceram idades concordantes de 527 ± 5 Ma (Bordeaux), 535 ± 3 Ma (Lajinha), 558 ± 7 Ma (Marcação) e 562 ± 6 Ma (Capoeira). Essas idades revelam uma relação temporal entre pegmatitos e mineralizações de W-Mo em skarns na região (524 ± 2 Ma a 554 ± 2 Ma; Re-Os em molibdenita). Com base nos resultados, pode-se inferir que os aplitos a muscovita e a magnetita derivam de fontes distintas, sendo esses últimos 30 Ma mais jovens.

Palavras-chave: aplitos, pegmatitos, petrografia, geoquímica, geocronologia, Província Pegmatítica do Seridó.

ABSTRACT

The Ediacaran to Cambrian pegmatitic rocks of the Seridó Pegmatitic Province represent the final stages of magmatism associated with the Brasiliano Orogeny in the Rio Grande do Norte Domain. These rocks intrude Neoproterozoic metasedimentary rocks (Seridó Group) and Paleoproterozoic orthogneisses (Caicó Complex). Aplites occur in alternating bands within unzoned pegmatites, with two mutually exclusive facies: (i) muscovite facies (gray) containing muscovite + garnet $\pm$ biotite (Marcação, Parelhas, Capoeira, Pedra Redonda, Serra Verde, Potengi, Unzoned Dike (UZD) – Mufumbo), and (ii) magnetite facies (red) with biotite + magnetite (Bordeaux, Areias, Picuí, Pedra Lavrada, Sabugi, Lajinha, Serra do Chafariz and DNZ-Acari). Due to the synchronicity of aplite and pegmatite textures, this study aims to use the aplites, for better sampling representation, in petrography, geochemistry, and U-Pb SHRIMP geochronology on zircon to elucidate the genesis of the unzoned pegmatites. The aplites are hololeucocratic to leucocratic, equigranular, and isotropic, sometimes showing banding. They contain potassium feldspar (mainly microcline), with rare perthite, plagioclase (oligoclase), and quartz. Accessory minerals vary, with tourmaline $\pm$ apatite $\pm$ zircon $\pm$ monazite $\pm$ xenotime $\pm$ opaque minerals in the muscovite aplites, and $\pm$ opaque minerals $\pm$ zircon $\pm$ allanite $\pm$ monazite $\pm$ xenotime $\pm$ apatite in the magnetite aplites. Micrographic and myrmekitic textures are common. Geochemically, the aplites classify from tonalite to syenogranite. On the R_1 - R_2 diagram, muscovite aplites show a more restricted trend in alkali-granite to granite magnetite, while magnetite aplites exhibit a positive trend from alkali-granite to granodiorite. Muscovite aplites are peraluminous ($ASI = 1.01$ to 1.22), with relatively high Al_2O_3 (up to 15.83%) and P_2O_5 (up to 0.82%) contents, more fractionated (average K/Rb of 21.73; $n=19$), and enriched in Rb, Cs, Nb, Ta, and Li compared to the magnetite aplites. The latter are metaluminous to weakly peraluminous ($ASI = 0.97$ to 1.08), with higher CaO (up to 2.57%) and Na₂O (up to 5.83%) contents, less fractionated (average K/Rb of 31.38; $n=19$), and enriched in Sr, Ba, U, Pb, Y, and REEs. When normalized to the upper continental crust, the aplites show enrichment in heavy REEs relative to light REEs ($La_N/Yb_N = 0.01 - 0.79$), except for the Areias aplite (magnetite) which shows the reverse ($La_N/Yb_N = 5.73$). Negative Eu anomalies are common, except in some samples of the Bordeaux, Areias, and Lajinha aplites, all of which are magnetite-bearing. Zircon imaging (cathodoluminescence and backscattered electrons) reveals igneous zoning textures, convolute zoning, and porous cores, indicating interaction with fluids in dissolution-reprecipitation processes. U-Pb SHRIMP dating on zircon

from the aplites yielded concordant ages of 527 ± 5 Ma (Bordeaux), 535 ± 3 Ma (Lajinha), 556 ± 4 Ma (Marcação), and 562 ± 5 Ma (Capoeira). These ages reveal a temporal relationship between pegmatites and W-Mo mineralizations in skarns in the region (524 ± 2 Ma to 554 ± 2 Ma; Re-Os in molybdenite). Based on the results, it can be inferred that the muscovite and magnetite aplites derive from distinct sources, with the latter being 30 Ma younger.

Keywords: aplites, pegmatites, petrography, geochemistry, geochronology, Seridó Pegmatitic Province.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
1.1 Localização e vias de acesso	16
1.2 Objetivos	18
2. PEGMATITOS E APLITOS	19
2.1 Definições	19
2.2 Importância econômica	21
2.3 Classificações de pegmatitos.....	21
2.3.1 Classificação estrutural	26
2.4 Gênese de pegmatitos e aplitos.....	27
2.4.1 Gênese do bandamento aplito – pegmatito	28
3. METODOLOGIA	29
4. GEOLOGIA REGIONAL	33
4.1 PROVÍNCIA BORBOREMA.....	33
4.1.1 Domínio Rio Grande do Norte.....	35
4.1.1.1 Condições metamórficas	35
4.1.1.2 Unidades arqueanas e paleoproterozoicas.....	36
4.1.1.3 Unidades neoproterozoicas, o Grupo Seridó.....	36
4.1.1.4 Magmatismo ediacarano-cambriano	38
4.1.1.5 Veios de quartzo auríferos	40
5. ARTIGO PUBLICADO: Petrography and geochemistry of aplites from the Seridó Pegmatite Province, NE Brazil: Petrogenetic Implications	42
6. ARTIGO SUBMETIDO: U-Pb Zircon Ages in Aplites: New Insights from the Seridó Pegmatite Province, Northeast Brazil.....	57
7. CONCLUSÕES.....	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

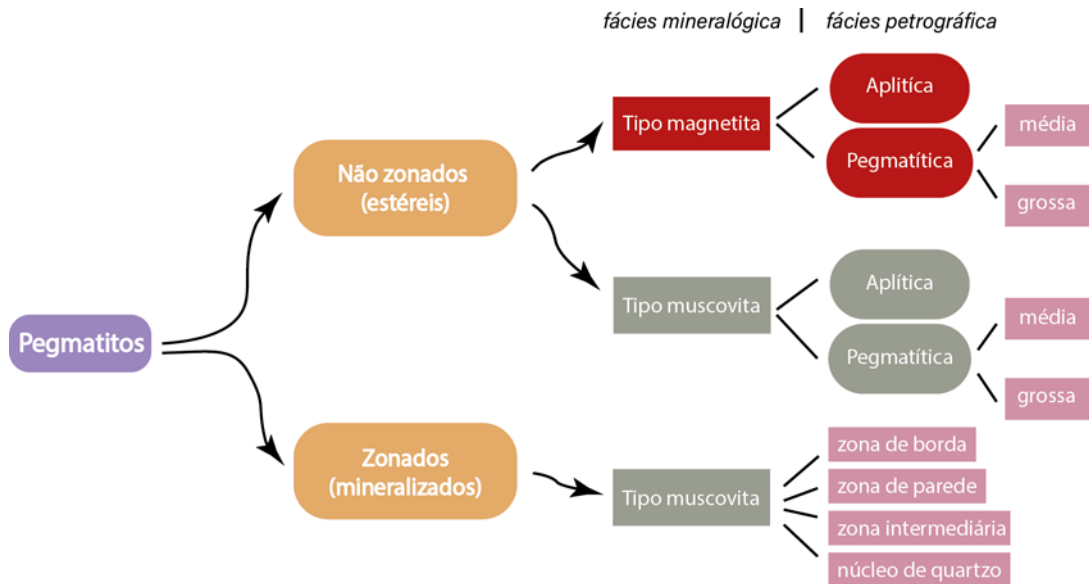
1. INTRODUÇÃO

A Província Pegmatítica do Seridó consiste em uma área situada no nordeste da Província Borborema, região do Domínio Rio Grande do Norte e foi primariamente definida como Província Pegmatítica da Borborema por Scorza (1944). Posteriormente, Santos *et al.* (2014) denominaram de Província Pegmatítica do Seridó (PPS) em virtude de haver maior concentração de pegmatitos na região do Seridó. Geograficamente, ela está localizada no nordeste do Brasil (centro-sul do estado do Rio Grande do Norte e parte centro-norte do estado da Paraíba). Esta região é alvo de estudo desde a época da Primeira Guerra Mundial, devido ao interesse de minerais de tântalo, nióbio e berílio para indústria armamentista.

As intrusões de rochas pegmatíticas nessa região, são atribuídas ao estágio final da Orogênese Brasileira – Pan-Africana (Baumgartner *et al.*, 2006). Mais de 1500 corpos pegmatíticos já foram registrados, entre corpos zonados e não zonados, estéreis ou mineralizados (Beurlen *et al.*, 2009a, Da Silva, 1993; Johnston Jr., 1945; Pereira, 2000; Baumgartner, 2001). Os pegmatitos zonados têm sido objeto de investigação devido ao seu significativo valor econômico, enquanto aqueles não-zonados e considerados estéreis foram estudados em menor detalhe em comparação aos primeiros.

A morfologia dos pegmatitos não zonados abrange principalmente corpos em forma de soleiras, intrusivos nas rochas do Grupo Seridó, principalmente nos micaxistos da Formação Seridó, mas também nos ortognaisses do Complexo Caicó. As texturas destes corpos englobam fácies texturais pegmatíticas grossa, média e aplítica (Sales, 2020; Beurlen *et al.*, 2009b). Este trabalho tem como objetivo estudar as fácies aplíticas de pegmatitos não zonados. O fluxograma apresentado na Figura 1 ilustra a hierarquia e as fácies observadas nos pegmatitos não zonados e aplitos da Província Pegmatítica do Seridó.

Figura 1. Fluxograma de classificação dos tipos, fácies mineralógicas e texturais encontradas nos pegmatitos estudados da Província Pegmatítica do Seridó.



Fonte: A autora.

A mineralogia acessória é uma característica importante dos pegmatitos não zonados estudados, pois define duas fácies petrográficas que são mutuamente excludentes. Quando ocorrem associadas muscovita $\geq$ biotita + granada, os aplitos dos pegmatitos não zonados aqui serão chamados de aplitos a muscovita. Já quando a mineralogia acessória é composta por biotita + magnetita $\pm$ granada, eles serão referidos como aplitos a magnetita. Tais características se estendem a todo o pegmatito não zonado, podendo ser pegmatitos a muscovita ou pegmatitos a magnetita.

Os aplitos ocorrem geneticamente associados às fácies pegmatíticas, conforme observado em aspectos de campo, principalmente através do bandamento aplito-pegmatítico, o que sugere a formação de ambas as fácies através de um único sistema ígneo (Jahns e Tuttle, 1963).

A íntima associação espacial e genética entre os aplitos estudados e pegmatitos de textura grossa sugere que, neste contexto específico, os aplitos são caracterizados por granulação consistentemente inferior a 3 mm.

Para a amostragem de rochas pegmatíticas cuja granulação é muito grossa (cristais de feldspatos de tamanhos métricos, por exemplo), faz-se necessário toneladas de material rochoso para obter representatividade geoquímica (Da Silva, 1993 e Santos *et al.*, 2020). Essa dificuldade leva a maioria dos estudos de pegmatitos a considerar a química mineral de

feldspatos, micas, turmalinas, columbita, dentre outros minerais, para compreensão de processos petrogenéticos dos pegmatitos. Todavia, pouco se tem informação a respeito da composição de rocha total de intrusões pegmatíticas.

Por outro lado, a amostragem geoquímica de aplitos, uma vez que os cristais possuem granulação fina, se torna muito mais eficaz e economicamente mais viável para compressão da composição total da rocha. Em virtude desta relação íntima entre aplitos e fácies pegmatíticas, e facilidade de amostragem geoquímica, espera-se ao se estudar os aplitos destas intrusões, entender melhor sobre a petrografia, geoquímica e geocronologia dos pegmatitos e situar estas rochas no contexto geológico da região do Seridó, onde há diversas mineralizações.

A Faixa Seridó hospeda mineralizações de W-Mo-Au-Be-Bi-Te distribuídas entre skarns e pegmatitos. A exploração de W nos skarns merece destaque, pois a região do Seridó possui a maior ocorrência de minas de scheelita, minério de tungstênio, do país, como por exemplo a mina de Brejuí (Currais Novos-RN). Outro tipo de mineralização importante é a associação W-Au-Bi-Te na mina Bonfim (Lajes/RN) (Souza Neto, 2000). Além das atividades de lavras oficiais, são conhecidas diversas atividades garimpeiras que produzem minérios de Ta-Nb, Be, Li, gemas (incluindo Água Marinha e Turmalina Paraíba), além de minerais industriais (quartzo, feldspato, caulim, micas etc.) em pegmatitos. Mineralizações secundárias de cobre também estão presentes na região e podem ocorrer associadas a pegmatitos, tanto na forma primária (djurleíta e calcopirita), quanto na forma secundária (malaquita e crisocola) (Sales, 2023; Guimarães *et al.* 2024).

Embora os pegmatitos não zonados sejam comumente considerados estéreis em termos de mineralizações econômicas, eles já foram propostos como potenciais rochas parentais para pegmatitos zonados mineralizados em elementos estratégicos, como Ta-Nb, Be, Li, além de hospedarem gemas como água-marinha e turmalina Paraíba. Essa hipótese motivou Baumgartner *et al.* (2006) a conduzirem datações isotópicas em um pegmatito não zonado peraluminoso localizado nas proximidades da cidade de Parelhas (RN), denominado nesta tese como Granito Parelhas. A idade U-Pb obtida em monazita para este pegmatito não zonado foi de 528 ± 12 Ma. Paralelamente, os autores determinaram idades U-Pb em columbita-tantalita de pegmatitos zonados mineralizados, as quais variaram entre $514,9 \pm 1,1$ Ma e $509,5 \pm 2,9$ Ma. A discrepância temporal de aproximadamente 11 Ma entre os pegmatitos zonados e o Granito Parelhas foi interpretada como significativa, descartando, assim, a possibilidade de uma relação cogenética direta entre essas unidades.

Todavia, a associação entre pegmatitos e mineralizações de W-Mo na região do Seridó ocorre não só espacialmente, mas também geocronologicamente. Hollanda *et al.* (2017) dataram através do método Re-Os em molibdenita os skarns de W-Mo e obtiveram idades das mineralizações de 510 ± 2 Ma, 524 ± 2 Ma e 554 ± 2 Ma para as minas de Bodó, Bonfim e Brejuí, situadas no Rio Grande do Norte. As idades dos depósitos de Bodó e Bonfim ocorrem inseridas no intervalo de idades dos pegmatitos já datados na Província Pegmatítica do Seridó, entre 528 ± 12 Ma e $509 \pm 2,9$ Ma (Baumgartner *et al.*, 2006).

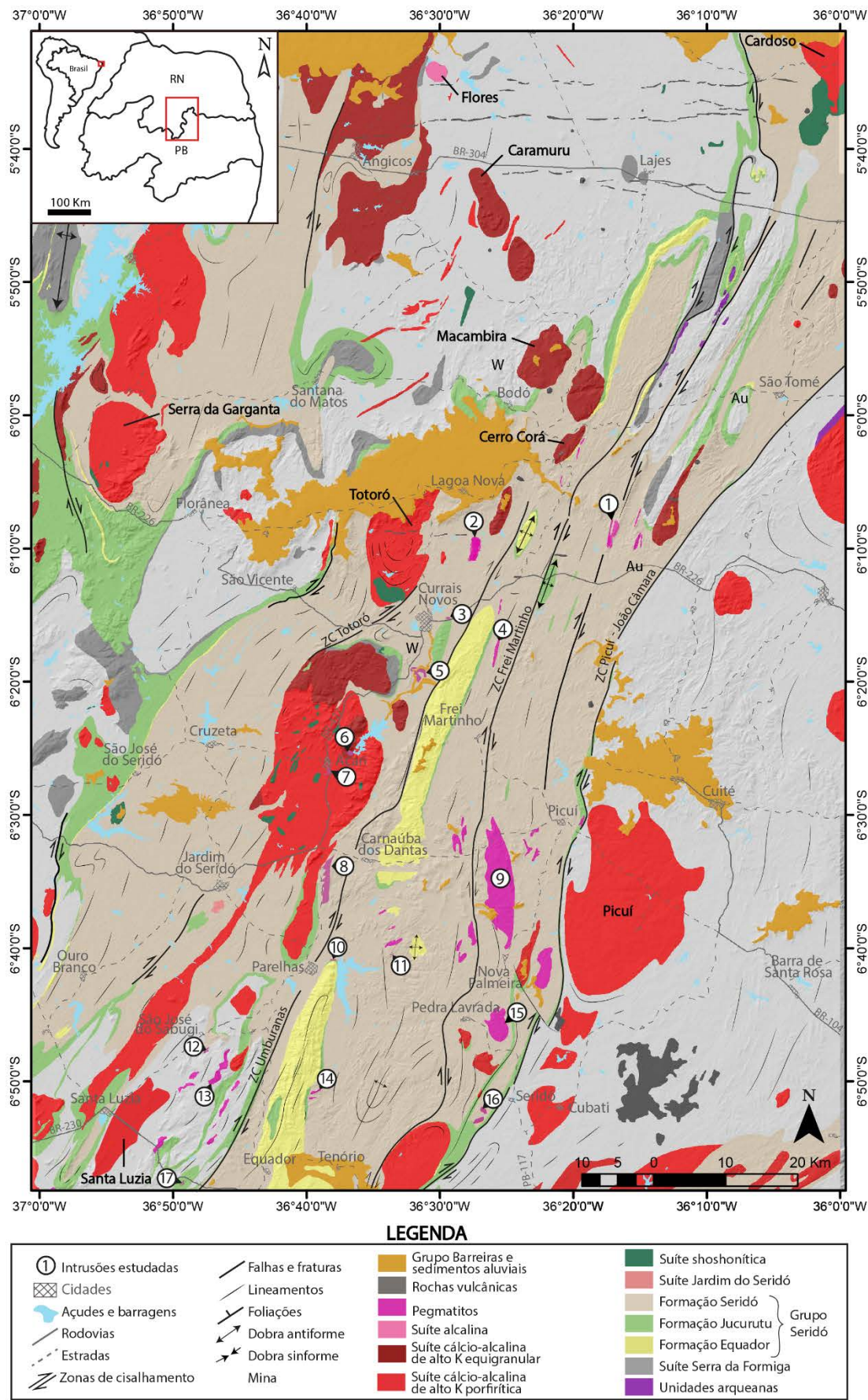
Considerando a relação entre aplito-pegmatito-mineralizações, este trabalho visa caracterizar os aplitos de pegmatitos não zonados e investigar suas possíveis associações com mineralizações na Província Pegmatítica do Seridó. Para isso, foram selecionados aplitos provenientes de 17 pegmatitos não zonados, sendo 8 aplitos com muscovita e 9 aplitos com magnetita.

- Aplitos a muscovita: Parelhas, Capoeira, Marcação, Pedra Redonda, Serra Verde, Potengi, Malhada Limpa e dique não zonado Mufumbo
- Aplitos a magnetita: Picuí, Areias, Bordeaux, Sabugi, Lajinha, Pedra Lavrada, Serra do Chafariz, Telemar e dique não zonado Acari.

1.1 Localização e vias de acesso

Os corpos estudados estão localizados no nordeste do Brasil, na região central da fronteira entre os estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. A área é delimitada pelos paralelos $5^{\circ}30'$ e $6^{\circ}60'$ de latitude sul e pelos meridianos $36^{\circ}10'$ e $36^{\circ}60'$ de longitude oeste de Greenwich. Na Figura encontram-se as principais rodovias de acesso às intrusões estudadas. O melhor acesso à área de estudo é feito a partir da cidade de Natal (RN), seguindo pela rodovia BR-226 em direção ao município de Currais Novos (RN). Além desta região, também são observadas intrusões nas proximidades dos municípios de São José do Sabugi (PB) e Equador (RN). Na porção leste da área de estudo, os corpos estão localizados próximos aos municípios paraibanos de Picuí, Nova Palmeira, Pedra Lavrada e Seridó.

Figura 2. Mapa de localização geográfica dos aplitos estudados e vias de acesso. A numeração corresponde aos pegmatitos não zonados 1 – Potengi, 2 – Bordeaux, 3 – Areias, 4 – Malhada Limpa, 5 – Marcação, 6 – Telemar, 7 – dique não zonado Acari, 8 – Parelhas, 9 – Picuí, 10 – Capoeira, 11 – dique não zonado Mufumbo, 12 – Sabugi, 13 – Lajinha, 14 – Pedra Redonda, 15 – Pedra Lavrada, 16 – Serra Verde, e 17 – Serra do Chafariz. Alguns corpos pegmatíticos foram representados exageradamente para facilitar sua visualização esquemática.



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

1.2 Objetivos

Compreender a gênese dos pegmatitos graníticos não zonados da Faixa Seridó, localizada no Domínio Rio Grande do Norte, por meio de estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb em zircão) dos aplitos associados à fácies pegmatíticas – classificados em aplitos a muscovita e aplitos a magnetita –, visando elucidar:

- (i) as condições petrogenéticas (fontes, processos magmáticos/hidrotermais e idades);
- (ii) a relação entre aplitos e mineralizações no contexto evolutivo da Faixa Seridó.

2. PEGMATITOS E APLITOS

Embora o foco desta tese recaia sobre os aplitos associados a pegmatitos, faz-se necessário contextualizar aspectos fundamentais dessas rochas, como: a evolução histórica de sua definição; os critérios de classificação ao longo do tempo e os modelos genéticos mais aceitos.

Assim, este capítulo será dedicado à sistematização destas informações, fornecendo bases conceituais para as discussões subsequentes.

2.1 Definições

A utilização do termo "pegmatito" surgiu muito mais em função da definição de uma textura específica do que por qualquer relação geoquímica da rocha à qual se referia. E apesar de a textura excepcionalmente grossa dos cristais ser uma característica marcante dos pegmatitos, ela é apenas uma das várias texturas ou estruturas minerais que, individualmente ou em combinação, podem ser suficientes para classificar uma rocha como pegmatito (London, 2008).

Brongniart (1813) atribui Haiüy ao termo "pegmatito", nessa época era usado como um sinônimo de "granito gráfico", uma rocha caracterizada pelo intercrescimento de quartzo e microclínio pertítico, cuja aparência lembra a escrita cuneiforme antiga (Fig. 3) (Hess, 1933). Posteriormente, o uso do termo foi ampliado por Haidinger (1845) e outros autores para incluir camadas e diques graníticos de grãos muito grossos, independentemente da presença ou não de granito gráfico. Algumas definições podem ser problemáticas, especialmente quando o termo é aplicado a classificações como "micropegmatito", que descreve texturas finas a microscópicas, gerando confusão na identificação destas rochas. Essa evolução no uso do termo reflete a complexidade e a diversidade dos pegmatitos, que transcendem sua definição inicial baseada apenas na textura gráfica.

Segundo London (2008), o **pegmatito** pode ser definido como uma rocha essencialmente ígnea, geralmente de composição granítica, que se distingue de outras rochas ígneas pelo seu tamanho de grão extremamente grosso, mas variável, ou pela abundância de cristais com hábitos esquelético, cuneiforme, gráfico ou de crescimento direcional. Esses corpos podem ocorrer de forma homogênea ou zonada, com contatos bem definidos, em rochas hospedeiras ígneas ou metamórficas.

Figura 3. Comparação entre feldspato gráfico (à esquerda) e escrita cuneiforme (à direita). Observar a semelhança entre a textura gráfica do feldspato e os caracteres cuneiformes, que inspiraram a descrição original do "granito gráfico".



Fonte: <https://designerrocks.co.uk>, <https://brasilecola.uol.com.br/curiosidades/historia-da-escrita.html>, acessados em janeiro de 2025.

Segundo Le Maitre (2002), aplitos são rochas hololeucocráticas de composição essencialmente granítica, constituídas predominantemente por quartzo e feldspatos, com granulação tipicamente fina (≤ 1 mm). No presente estudo, consideramos como aplitos as rochas que, embora mantendo as características mineralógicas e composicionais desta definição, apresentam granulação inferior a 3 mm - critério ampliado para abranger as variações texturais observadas em associação com pegmatitos não zonados na área de investigação.

A maioria dos pegmatitos possui composição granítica (Jahns e Tuttle, 1963), embora também ocorram variedades de composição básica, intermediária ou alcalina. Por essa razão, é comum o uso de modificadores, como "pegmatito granítico", para especificar sua natureza. Nesta tese, o foco será exclusivamente nos pegmatitos graníticos.

Mineralogicamente, os pegmatitos graníticos são caracterizados pela presença de pelo menos três dos principais minerais formadores de rochas, como quartzo (SiO_2), plagioclásio sódico ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e feldspato potássico (KAlSi_3O_8), que geralmente ocorrem em proporções equilibradas (London, 2008). Além desses minerais comuns, os pegmatitos graníticos são notáveis por abrigar uma vasta gama de minerais exóticos, muitos dos quais contêm elementos raros, o que os torna de grande interesse científico e econômico.

2.2 Importância econômica

Embora representem uma fração mínima do volume total de rochas da crosta terrestre, ocorrendo geralmente como pequenos corpos intrusivos em contraste com os grandes batólitos graníticos, os pegmatitos graníticos continuam a atrair significativa atenção científica e econômica. Isso se deve ao seu potencial para concentrar elementos raros, metais estratégicos e minerais de interesse industrial.

Elementos como Li, Be, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, U, ETR, B, P e F apresentam potencial para ocorrência em concentrações economicamente viáveis. Minerais como quartzo, mica branca, feldspato e caulim podem ser explorados para diversos usos industriais, incluindo a fabricação de cerâmicas, isolantes, materiais de construção, abrasivos, cristais ópticos e componentes para a indústria eletrônica. Além disso, a presença de grandes cristais favorece a extração de gemas dessas rochas, como exemplificado pela extração da Turmalina Paraíba, cujas minas estão localizadas na cidade de Parelhas. Também é comum a exploração de cristais de berilo, turmalinas de diversas cores, quartzo rosa e a variedade "cristal", amplamente conhecida como quartzo branco transparente, além do próprio berilo.

2.3 Classificações de pegmatitos

Os pegmatitos exibem uma diversidade significativa em termos de composição, mineralogia, tamanho, forma, texturas e zoneamentos internos. Além disso, ocorrem como corpos intrusivos em diferentes tipos de rochas e variam amplamente em relação à profundidade, temperatura e idade de cristalização (Johnston Jr., 1945; Cameron *et al.*, 1949; Černý, 1991; Simmons *et al.*, 2003).

A primeira classificação para os pegmatitos foi proposta por Niggli (1920). Em sua pesquisa pioneira sobre pegmatitos, ele propôs uma classificação baseada nas características químicas e na mineralogia. Ele apontou que o tipo e a quantidade de componentes voláteis eram os principais responsáveis pela mineralogia específica e pela textura dos pegmatitos. Ele propôs 15 tipos de pegmatitos associados a magmas graníticos e sieníticos. Todavia, sua publicação em alemão dificultou a difusão dessa proposta, o que fez com que ela não fosse amplamente conhecida nem adotada internacionalmente.

A classificação de Fersman (1930) levava em consideração a evolução térmica do fundido pegmatítico, utilizando a temperatura de cristalização como critério, que era inferida a partir de minerais indicativos e suas assembleias.

Landes (1933), em seu esquema de classificação, distinguiu pegmatitos quimicamente simples dos complexos. Os simples eram considerados ígneos, devido a sua semelhança com as rochas plutônicas comuns, já os complexos, teriam quantidade relativamente abundante de minerais raros, atribuídos a substituição hidrotermal de pegmatitos pré-existentes. Além disso, Landes também utilizou modificadores como ácido, intermediário e básico para denotar as principais composições ígneas.

Há controvérsias sobre qual classificação foi a primeira a ser internacionalmente reconhecida: se a de Fersman (1930) ou a de Landes (1933). Ambos os esquemas contribuíram significativamente para o entendimento dos pegmatitos, mas abordaram diferentes aspectos.

Outras classificações foram propostas como as de Bjørlykke (1937), Vlasov (1952, 1961), Schneiderhöhn (1961), Wise (1999) e Pezzotta (2001) (Muller *et al.*, 2018), mas a de Ginsburg e Rodionov (1960) merece destaque pois foi utilizada como base para uma das classificações mais difundidas e utilizadas até hoje. Os autores basearam-se em critérios como a profundidade de alojamento dos pegmatitos, o grau metamórfico das rochas associadas, a composição mineralógica e a concentração de elementos raros. Além disso, incorporaram uma estimativa média das condições de pressão e temperatura das rochas encaixantes como parte de sua metodologia. Essa classificação serviu como base para a proposta de Černý (1991) e, posteriormente, foi revisada por Černý e Ercit (2005), tornando-se esta última a classificação mais amplamente adotada e utilizada atualmente.

A classificação de Černý e Ercit (2005) é composta por duas direções principais. A primeira considera a localização geológica ou profundidade de alojamento, dividindo os pegmatitos em cinco classes: abissal (4 – 9 kbar), muscovita (5 – 7 kbar), muscovita-elemento raro (3 – 7 kbar), elemento raro (2 – 4 kbar) e miarolítica (1,5 – 3 kbar). A segunda direção, leva em consideração famílias petrogenéticas, e é formada pelos grupos: Lítio – Césio – Tântalo (LCT), Nióbio – Ítrio – Flúor (NYF) e Misto. Inicialmente, a classificação por famílias petrogenéticas surgiu para categorizar a classe de elemento raro; no entanto, Černý *et al.* (2012) perceberam que essa abordagem poderia ser expandida para as outras classes, independentemente da classificação por profundidade de alojamento.

Essa classificação se baseia na associação dos pegmatitos com diferentes tipos de magmas graníticos. Os pegmatitos LCT estão geralmente relacionados a magmas do tipo S, comumente encontrados em ambientes orogênicos, enquanto os pegmatitos NYF são associados a granitos do tipo A, formados em estágios tardios a pós-tectônicos ou em contextos anorogênicos. No entanto, essa distinção nem sempre é clara, pois, em muitos casos, o ambiente tectônico do granito parental é desconhecido ou não pode ser determinado com precisão (Wise, 2013). Essa incerteza ressalta a complexidade dos processos de formação dos pegmatitos e, portanto, dificuldade na sua categorização.

Dill (2016) desenvolveu um sistema de classificação moderno para pegmatitos baseado no esquema CSM (Composição Química, Geologia Estrutural e Associação Mineralógica), que integra aspectos genéticos e econômicos em uma abordagem binária. Esta classificação distingue duas categorias principais: o corpo de minério, que engloba diferentes tipos de pegmatitos (incluindo pseudopegmatitos, metapegmatitos, pegmatóides, pegmatitos propriamente ditos e pegmatitos plutônicos) considerando suas formas e características estruturais; e a composição do minério, que analisa qualificadores químicos e mineralógicos específicos.

O sistema proposto por Dill (2016) permite diferenciar pegmatitos formados por processos diversos, como cristalização fracionada de magmas graníticos, processos metassomáticos, diferenciação metamórfica e fusão parcial. Essa classificação é ampla e depende da integração de dados geológicos, químicos e mineralógicos para uma melhor compreensão da gênese e do potencial econômico dos pegmatitos.

As classificações existentes apresentam algumas limitações. Muitas delas dependem de critérios inferidos, como temperatura e pressão de cristalização, ou presumidos, como aspectos genéticos, em vez de se basear em critérios mensuráveis.

Muller *et al.* (2018) pontuam os principais problemas observados nas classificações propostas até hoje. A classificação de Černý e Ercit (2005) por exemplo, frequentemente não considera os pegmatitos resultantes de processos de fusão parcial. Além disso, combina critérios mineralógicos, geoquímicos e estruturais com informações sobre as condições de pressão e temperatura (P-T), o que viola o princípio de que cada nível de classificação deve ser baseado em um único critério. E, mesmo quando baseadas em composição mineralógica, essas classificações frequentemente negligenciam a definição de limites quantitativos claros para a

concentração de minerais essenciais, o que gera ambiguidade na categorização de corpos pegmatíticos. Essa falta de padronização compromete a consistência das classificações.

Outra dificuldade é a determinação da profundidade de formação, que é um critério inferido e de difícil precisão. A mineralogia dos pegmatitos nem sempre reflete a profundidade de cristalização, e o grau metamórfico das rochas encaixantes pode não corresponder às condições de P-T no momento da formação do pegmatito.

Esta classificação também não abrange adequadamente a diversidade dos pegmatitos com afinidade NYF, que são frequentemente considerados como derivados de granitos. No entanto, trabalhos recentes, com base na integração de dados de datação, mapeamento e geofísica, demonstraram que campos pegmatíticos do tipo NYF nem sempre estão associados a plútons e podem ter origem anatética, como evidenciado em Müller *et al.* (2015, 2017).

Além disso, termos como "pegmatitos estéreis" ou "pegmatitos abissais" são problemáticos, especialmente quando aplicados a corpos que não apresentam minerais de elementos raros visíveis macroscopicamente.

Estes desafios destacam as problemáticas nas classificações existentes, em categorizar a diversidade e a complexidade dos pegmatitos. Uma nova abordagem poderia não apenas superar as limitações atuais, mas também facilitar a comunicação e o avanço do conhecimento nessa área. E foi o que propuseram Wise *et al.* (2022) no novo sistema de classificação de pegmatitos graníticos.

Wise *et al.* (2022) propuseram um sistema de classificação abrangente para pegmatitos graníticos, organizando-os em três grupos (1, 2 e 3) distintos com base em critérios mineralógicos e petrogenéticos. Esta classificação considera tanto a mineralogia acessória primária de minerais formadores de rocha quanto a presença de minerais portadores de elementos raros, conforme sumarizado na Tabela 1.

Além disso, os autores estabelecem uma correlação entre os três grupos de pegmatitos e dois principais modelos genéticos amplamente discutidos na literatura:

(1) fundidos residuais de magmatismo granítico (RMG), que se originam através de processos de fracionamento em granitos variados, incluindo tipos levemente peralcalinos, metaluminosos e peraluminosos, derivados de fundidos graníticos classificados como tipo - S, - A ou - I. Estes pegmatitos mantêm uma relação genética mais perceptível com seus granitos parentais.

(2) produtos diretos de anatexia (DPA), pegmatitos que não apresentam associação evidente com granitos parentais específicos. Sua gênese é atribuída principalmente a processos de fusão parcial que atuam sobre diversos protólitos, incluindo metapelitos de fácies anfibolito a granulito, anfibolitos, gnaisses e migmatitos.

A tabela 1 resume de forma clara a classificação e características distintivas dos pegmatitos RMG e DPA conforme definido por Wise *et al.* (2022).

Tabela 1. Características Gerais dos Pegmatitos Tipo RMG e DPA.

RMG (Fundido Residual de Magmatismo Granítico)			
Tipo Petrogenético – grupo mineralógico	Grupo RMG 1	Grupo RMG 2	Grupo RMG 1+2
Rocha fonte típica	Granitos tipo-S	Granitos tipo-A	Granitos tipo-I
Química do granito	Peraluminosos	Peralcalinos e metaluminosos a levemente peraluminosos	Peraluminosos a metaluminosos
Relação dos pegmatitos com a fonte	Interior a marginal		
Assinaturas geoquímicas típicas	Be, Nb, Ta, P, Sn, Li, Cs	ETR, Be, Nb, F	B, Be, ETR, Nb, Ti, Li, Ca
DPA (Produtos Diretos de Anatexia)			
Tipo petrogenético – grupo mineralógico	Grupo DPA-1	Grupo DPA-2	Grupo DPA-3
Tipo petrogenético	Anatexia de rochas metassedimentares e metaígneas tipo-S	Anatexia de anfibolitos e rochas metaígneas tipo-A ricas em F	Anatexia de metagrauvacas e rochas metaígneas ricas em Al
Rocha fonte típica	Metassedimentos de fácies granulito a anfibolito e rochas metaígneas de assinatura granítica tipo-S	Fácies anfibolito a granulito rica em F e rochas metaígneas de assinatura granítica tipo-A	Metagrauvacas de fácies granulito a anfibolito e rochas metaígneas ricas em Al
Relação dos pegmatitos com a fonte	Segregações de fundidos anatóticos		
Assinaturas geoquímicas típicas	Be, Nb, Ta, P, Li	ETR, U, Be	Al, Be, B

Fonte: Adaptado de Wise *et al.* (2022), por Müller *et al.* (2021).

2.3.1 Classificação estrutural

No contexto brasileiro, Johnston Jr. (1945) propôs uma classificação para os pegmatitos do Nordeste em dois tipos principais:

- **Homogêneos:** caracterizados por textura uniforme;
- **Heterogêneos:** marcados por zoneamento interno bem definido, presença de megacristais e ocorrência de minerais raros.

Posteriormente, Cameron *et al.* (1949) estabeleceram uma classificação anatômica mais detalhada, categorizando os pegmatitos em três tipos fundamentais:

- **Não zonados:** sem estruturação interna definida;
- **Zonados simples:** organizados em zonas semicirculares ou assimétricas com texturas e mineralogias distintas, compreendendo:
 - a) Zona de borda
 - b) Zona de parede
 - c) Uma ou mais zonas intermediárias
 - d) Núcleo
- **Zonados complexos:** apresentam estrutura similar aos zonados simples, mas com sobreposição de unidades de substituição tardia (metassomáticas) que alteram a zonação primária.

A esta classificação de Cameron *et al.* (1949), acrescentam-se atualmente mais dois tipos estruturais:

- **Miarolítico:** caracterizado por cavidades abertas (miarolas) parcialmente preenchidas por assembleias minerais complexas. Quando essas cavidades resultam de processos secundários de substituição/dissolução, não devem ser interpretadas como características primárias do pegmatito.
- **Bandado:** exhibe camadas alternadas de pegmatito e aplito, com megacristais frequentemente apresentando texturas de solidificação unidirecional (UST - *unidirectional solidification texture*, London, 2008).

Embora esses termos estruturais não sejam discriminantes na classificação de pegmatitos, podem ser empregados de forma complementar a outras classificações.

2.4 Gênese de pegmatitos e aplitos

A origem dos pegmatitos tem sido amplamente discutida na geologia desde o século XIX. Inicialmente, Beaumont (1847) e Hitchcock (1883) defenderam uma origem ígnea para essas rochas. Em contrapartida, Hunt (1871) propôs um modelo alternativo, sugerindo que os pegmatitos se formariam por processos hidrotermais, nos quais fluidos ricos em elementos voláteis promoveriam a recristalização de minerais (London, 2008).

Mais tarde, Landes (1933), um dos principais pesquisadores de pegmatitos, refutou esta hipótese argumentando que processos puramente hidrotermais não explicavam satisfatoriamente a diversidade composicional e textural dessas rochas. Seus estudos abriram caminhos para modelos mais complexos que integram múltiplos estágios de evolução geológica.

Cameron *et al.* (1949), em estudos voltados à exploração mineral durante a Segunda Guerra Mundial, identificaram padrões de zonação interna em pegmatitos e propuseram que as camadas concêntricas resultavam da cristalização fracionada, com minerais sendo depositados sequencialmente nas paredes da câmara magmática. Esse modelo seguia os princípios de Bowen (1928) para diferenciação ígnea em fundidos silicáticos.

Um dos modelos mais aceitos atualmente é o de Jahns e Burnham (1969) propôs uma origem magmática para os pegmatitos, considerando-os como produtos da cristalização de magmas graníticos residuais enriquecidos em componentes voláteis como H₂O, F, B e Li. Ele defendia que a cristalização ocorria das bordas para o centro, em um sistema essencialmente fechado, onde os voláteis atuavam reduzindo a viscosidade do melt e permitindo o crescimento dos característicos cristais gigantes (London, 2008).

Em um contraponto, London (1992, 2005), por meio de experimentos, demonstrou que a saturação em água - conforme proposta no modelo de Jahns e Burnham (1969) - não era necessária nem provável durante os estágios iniciais de cristalização de pegmatitos. Em contrapartida, seus estudos evidenciaram o papel fundamental de outros elementos fluxantes (B, F, P e Li) na gênese de pegmatitos portadores de elementos raros.

Os elementos fluxantes alteram o fundido reduzindo consideravelmente a temperatura de cristalização, diminuem as taxas de nucleação, diminuem a polimerização do fundido, diminuem a viscosidade e aumentam as taxas de difusão e solubilidade. Desta forma, eles dificultam a nucleação e promovem o crescimento dos poucos núcleos que conseguem se

formar (Simmons e Webber, 2008). A nucleação retardada aumenta o grau de supersaturação, de modo que, quando a nucleação ocorre, o crescimento dos cristais é rápido, levando à cristalização pegmatítica (Webber *et al.*, 1997).

2.4.1 Gênese do bandamento aplito – pegmatito

A estratificação alternada entre aplitos e pegmatitos não pode ser explicada pelo conceito fundamental da diferença no tamanho dos cristais por diferença no tempo de cristalização, uma vez que a alternância das camadas é simultânea, impedindo que os aplitos tenham resfriado rapidamente enquanto os pegmatitos resfriaram lentamente.

Segundo Nabelek (2010), o desenvolvimento do bandamento sugere que o granito foi alojado como um *melt*, e não como um *mush* (massa parcialmente cristalizada), e que os aplitos e pegmatitos cristalizaram rapidamente *in situ* a partir de fusões hidratadas e subarrefecidas.

Jahns e Tuttle (1963) estabeleceram que aplitos e pegmatitos são produtos complementares de um mesmo fundido residual granítico, diferenciados por variações bruscas nas condições físico-químicas durante a cristalização. Os aplitos se formam quando o fundido perde abruptamente seus componentes voláteis (H_2O , B, F etc.), desencadeando um resfriamento rápido, ou *quench*, que inibe o crescimento de cristais grandes. Essa perda pode ocorrer por três mecanismos principais:

- (i) *Quench* por pressão (descompressão súbita): ruptura ou dilatação durante o alojamento, causando escape de fluidos voláteis levando à desestabilização do melt residual.
- (ii) *Quench* térmico (resfriamento rápido): contato do melt com rochas encaixantes frias, promovendo cristalização acelerada; é típico de ocorrer em bordas de corpos pegmatíticos.
- (iii) *Quench* químico (extração seletiva de voláteis): cristalização de minerais como turmalina (que sequestra B) ou micas (que incorporam H_2O) (Rockhold *et al.*, 1987; Simmons e Webber, 2008).

Estes fatores podem causar a cristalização rápida de um material de textura fina e uniforme, em contraste marcante com a textura pegmatítica.

3. METODOLOGIA

O desenvolvimento desta Tese de Doutorado envolveu três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo. Estas etapas incluíram atividades de revisão bibliográfica, trabalhos laboratoriais, tratamento de dados e integração de informações inéditas com dados pré-existentes. As principais fases do trabalho estão organizadas e detalhadas no fluxograma apresentado na Figura 4.

Figura 4. Fluxograma das etapas metodológicas realizadas no estudo.



Fonte: A autora.

Esta tese adota uma abordagem multimetodológica, integrando dados inéditos obtidos de aplitos com dados previamente publicados sobre pegmatitos, ambos contextualizados no âmbito da Província Pegmatítica do Seridó.

A primeira etapa do projeto consistiu em um levantamento bibliográfico abrangente, realizado de forma contínua ao longo da pesquisa. Este levantamento incluiu a revisão sistemática de dados petrológicos, geoquímicos e geocronológicos disponíveis na literatura científica, com foco em pegmatitos e aplitos. Paralelamente, foram elaborados mapas de preparação para atividades de campo, visando a identificação e seleção de afloramentos potenciais de pegmatitos com ocorrência de aplitos para amostragem e análise.

A etapa de campo foi conduzida por meio de três campanhas realizadas no período de estiagem da região, cada uma com duração aproximada de quatro dias. A amostragem foi

realizada predominantemente em pedreiras de pegmatitos não zonados explorados para a produção de rochas ornamentais, onde foram coletadas amostras tanto diretamente de blocos quanto *in situ*. No total, foram obtidas 70 amostras de aplitos, das quais um subconjunto de 38 amostras foi selecionado para análise detalhada, com base em critérios específicos. A seleção das amostras priorizou aquelas com menor grau de alteração por intemperismo, assegurando a preservação das características petrográficas e geoquímicas originais, bem como sua representatividade tanto dos aplitos quanto da distribuição espacial nos corpos estudados, abrangendo diversas áreas da Província Pegmatítica do Seridó.

Após a descrição macroscópica das amostras, foram selecionadas 38 amostras para a confecção de lâminas delgadas. A preparação das lâminas foi realizada em dois laboratórios distintos: no laboratório da Geolab, localizado em Pernambuco, e no Laboratório de Lâminas Joelma Lobo, da Universidade Federal do Pará (UFPA). As análises petrográficas foram realizadas utilizando microscopia de luz transmitida, técnica que permitiu a identificação das fases minerais presentes, a caracterização das relações texturais, incluindo a granulação e os contatos entre cristais, bem como a definição das associações mineralógicas. Esses parâmetros são fundamentais para a interpretação dos processos petrogenéticos associados aos aplitos investigados. Os dados petrográficos obtidos a partir das lâminas delgadas de aplitos associados a pegmatitos, apresentados neste estudo, constituem os primeiros registros publicados até o momento, contribuindo para o avanço do conhecimento na área.

A preparação das amostras para análise geoquímica foi realizada em dois laboratórios. Seis amostras foram preparadas e analisadas no laboratório da *ALS Global*, seguindo os protocolos estabelecidos por essa instituição. As demais 32 amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc/USP), onde foram britadas, moídas e pulverizadas até atingirem uma fração granulométrica entre 0,125-0,250 mm, utilizando painéis de carvão de tungstênio. Posteriormente, estas amostras foram submetidas processo de fusão “total” com peróxido de sódio e analisadas por espectrometria de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES) e espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), no pacote “ultra traços 7”, na *Activation Laboratories Ltd. (Actlabs)*. Para a determinação dos elementos maiores em óxidos, utilizou-se a técnica de fluorescência de raios-X (FRX), realizada no Condomínio de Laboratório Multiusuários de Geociências (CLGeo/UFS) com um espectrômetro Shimadzu XRF-1800. A preparação das pastilhas prensadas envolveu a mistura de aproximadamente 2,5 g de pó da amostra com 0,8 g de ácido bórico (H_3BO_3). Após

homogeneização, a mistura foi depositada em discos de aço e compactada em uma prensa hidráulica a uma pressão de 60 kN por 30 segundos.

O espectrômetro de FRX foi calibrado com 26 padrões geoquímicos, abrangendo uma ampla variedade de tipos de rochas. O controle de qualidade foi assegurado por meio da análise de três amostras em duplicata e da inclusão de materiais de referência. A precisão obtida foi superior a 1% para todos os óxidos analisados. A perda de massa na ignição (LOI, *Loss on Ignition*) foi determinada a partir do pó de rocha seco (secado a 120 °C), submetido à calcinação em mufla a 1000 °C por 2 horas.

Esses procedimentos permitiram a obtenção de dados geoquímicos confiáveis, essenciais para a caracterização geoquímica das amostras estudadas.

Após a preparação para análise geoquímica das amostras, procedeu-se à preparação dos dados geocronológicos, visando estabelecer a cronologia dos eventos associados às rochas investigadas. As análises geocronológicas U-Pb em zircão foram conduzidas no *Sensitive High Resolution Ion MicroProbe* (SHRIMP-IIe) da Universidade Federal de São Paulo. Inicialmente, oito amostras de aplitos foram selecionadas para datação. No entanto, com base em critérios morfológicos dos grãos de zircão, realizou-se uma nova seleção, resultando na escolha de duas amostras aplitos a muscovita e duas de aplitos a magnetita.

Os grãos de zircão foram extraídos das amostras de aplitos por meio de técnicas padrão de separação mineral, incluindo britagem em mandíbula, peneiramento, separação magnética a 0,6 A e 1,2 A com inclinações de 10° e 5°, respectivamente, e separação por líquidos densos. Os grãos selecionados foram embutidos em resina e polidos para análise (para detalhes metodológicos adicionais, ver Sato *et al.*, 2014). As texturas internas dos cristais foram examinadas por meio de imagens de catodoluminescência (CL) e luz transmitida.

A redução de dados e a análise estatística foram realizadas utilizando o software SQUID 1.06, seguindo os procedimentos descritos em Sato *et al.* (2014). Os pontos analíticos foram cuidadosamente selecionados para evitar áreas com altas concentrações de urânio, que poderiam comprometer a precisão das leituras.

A confiabilidade analítica foi garantida pela medição do padrão TEMORA após cada quatro determinações de amostras desconhecidas. O padrão de zircão TEMORA foi utilizado para normalização das abundâncias de U, Th e Pb, bem como das razões isotópicas de Pb. A correção para o Pb comum foi baseada no conteúdo de Pb medido. Os dados do zircão TEMORA resultaram em uma idade concordante $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 417 ± 2 Ma (MSWD = 0,19; prob. 0,66).

A análise estatística foi realizada utilizando o software *IsoplotR* (Vermeesch, 2018). Os resultados analíticos são apresentados com erro padrão de 2σ nos diagramas de concórdia, com incertezas nas idades médias reportadas no nível de confiança de 95% (2σ).

A partir dos resultados obtidos nesta tese, foram desenvolvidos dois artigos científicos. O primeiro, intitulado “*Petrography and geochemistry of aplites from the Seridó Pegmatite Province, NE Brazil: Petrogenetic Implications*”, foi publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences*. O segundo artigo, submetido à mesma revista, recebeu o título “*U-Pb zircon ages in aplites: new insights from the Seridó Pegmatite Province, Northeast Brazil*” e encontra-se em processo de avaliação.

4. GEOLOGIA REGIONAL

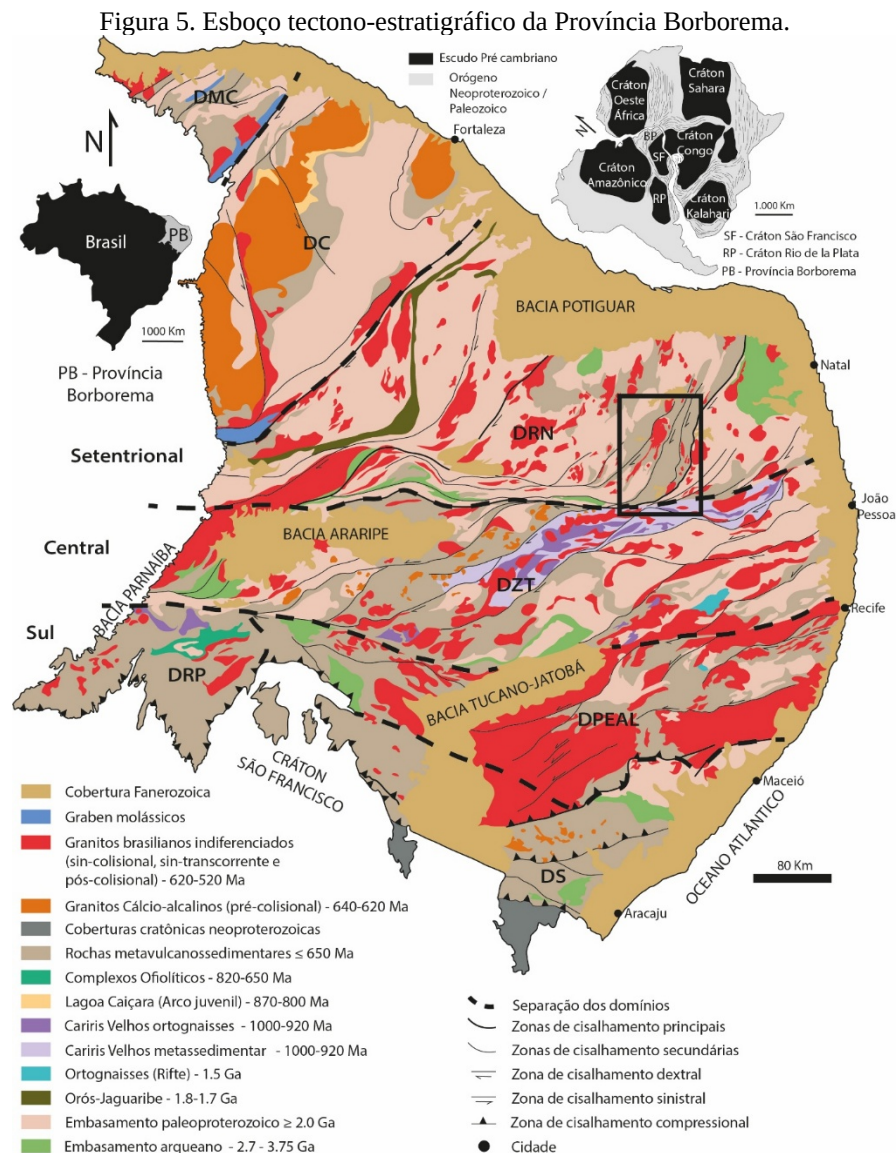
4.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema compreende a parte brasileira de um complexo sistema de faixas orogênicas neoproterozoicas instaladas durante a convergência dos crátons São Francisco-Congo e Oeste Africano e abrange uma área no nordeste do Brasil. Hurley *et al.* (1967) perceberam através de dados geocronológicos, correlações entre rochas do nordeste do Brasil e oeste da África, em uma reconstrução pré-deriva mesozoica, onde na África, a Província Borborema é denominada de Orógeno Trans-Saara (Hurley *et al.*, 1967; Caxito *et al.*, 2020). No Brasil, foi abordada por Ebert (1970) como uma área “cristalina” e definida pela primeira vez por Almeida *et al.* (1981). Seus limites brasileiros são marcados pela Margem Continental Atlântica, que inclui as coberturas fanerozoicas da Bacia Potiguar a norte, e Bacias Pernambuco-Paraíba e Sergipe-Alagoas a leste. A oeste, seu limite é definido pela Bacia do Parnaíba, e a sul, pelo cráton São Francisco e Bacia Tucano-Jatobá.

A Província Borborema consiste em rochas de idades arqueanas a paleoproterozoicas, com unidades metassupracrustais e variado magmatismo neoproterozoico, agrupadas em diferentes terrenos e domínios tectonoestratigráficos. Essa convergência de blocos crustais formou o supercontinente Gondwana Ocidental. Sua trama estrutural, ígnea e metamórfica de hoje é resultado de dois eventos importantes, sendo eles o Cariris Velhos (~1000-920 Ma) e o Brasiliano (~650-510 Ma) (Brito Neves *et al.*, 2000; Neves, 2011; Van Schmus *et al.*, 2011). Ganade de Araújo *et al.* (2014) propuseram que o desenvolvimento da Província Borborema teria ocorrido entre 620-570 Ma como resultado de dois eventos colisionais, sendo o primeiro no lado oeste do Orógeno Gondwana Oeste, entre 620-610 Ma, resultado da colisão entre o Bloco Parnaíba e o antigo embasamento da Província Borborema, e o segundo, entre 590-580 Ma, em virtude da reativação da zona de sutura, que permitiu a aproximação e colisão da Província Borborema e o cráton São Francisco-Congo.

Ocorrem expressivas zonas de cisalhamento transcorrentes, cuja direção principal no lado leste é L-O com inflexões para NE, com geometria anastomosada, já no lado oeste, são dextrais, de direção NW (Jardim de Sá, 1994). Associados a estas zonas de cisalhamento, se destaca o volumoso plutonismo granítico *latu sensus* e zonas de cisalhamento de idade neoproterozoica (brasílica).

Diversas subdivisões da Província Borborema foram propostas com o intuito de facilitar as pesquisas, e.g. Brito Neves *et al.* (2002), Delgado *et al.* (2003) e Van Schmus *et al.* (2011). A subdivisão adotada aqui será aquela atribuída por estes últimos autores, onde a Província Borborema é dividida em três subprovíncias: Setentrional, Central e Sul (Fig. 5). Tais subprovíncias são divididas ainda em sete domínios: 1. Domínio Sergipano, 2. Domínio Pernambuco-Alagoas, 3. Domínio Riacho do Pontal, 4. Domínio Zona Transversal, 5. Domínio Rio Grande do Norte, 6. Domínio Ceará e 7. Domínio Médio Coreaú.



Fonte: Santos *et al.* (2021), modificado de Sales (2023).

Os aplitos dos graníticos pegmatíticos estudados estão inseridos no contexto do Domínio Rio Grande do Norte, sendo intrusivos nas rochas do subdomínio Rio Piranhas-Seridó e da Faixa Seridó.

4.1.1 Domínio Rio Grande do Norte

No extremo nordeste da Província Borborema ocorre o Domínio Rio Grande do Norte. Ele abrange parte dos estados Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco e está subdividido em subdomínios Rio Piranhas-Seridó, São José do Campestre e Jaguaribeano. A área de estudo encontra-se na região do subdomínio Rio Piranhas-Seridó.

O subdomínio Rio Piranhas-Seridó (Fig. 6) é delimitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre, separando-o do subdomínio Jaguaribeano, a leste pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, a sul Zona de Cisalhamento Patos, e a norte é recoberto pelas rochas sedimentares fanerozoicas da bacia Potiguar. As unidades que o compõem são núcleos arqueanos, blocos gnáissico-migmatíticos de idade riaciana, gnaisses de idade riaciana-estateriana, sequências de rochas metassupracrustais neoproterozoicas e um volumoso magmatismo ediacarano-cambriano, gerado durante a Orogênese Brasileira no Neoproterozoico.

4.1.1.1 Condições metamórficas

Segundo Jardim de Sá (1994), a evolução tectonotermal do Domínio Rio Grande do Norte é marcada por três eventos de deformação: D₁, D₂ e D₃, que afetaram tanto o embasamento quanto as rochas do Grupo Seridó:

O evento D₁:

- Atinge as rochas do embasamento, gerando uma foliação S₁ de mergulho suave (para leste ou oeste), associada a condições de médio a alto grau metamórfico.
- Em zonas de maior deformação, essa foliação evolui para acamamento migmatítico, indicando fusão parcial em regimes de alta temperatura.

O evento D₂:

- Caracterizado por uma foliação S₂ de baixo ângulo, definida pelo plano axial de dobras recumbentes a isoclinais.
- Dobra tanto a foliação S₁ do embasamento quanto o acamamento das rochas do Grupo Seridó, refletindo um regime de encurtamento crustal intenso.

O evento D₃:

- Gera estruturas de alto ângulo, incluindo foliação S₃ com lineação de estiramento de baixo rake (sub-horizontal) e dobras normais e inversas de baixo caimento, que reativam estruturas prévias e afetam o Grupo Seridó.

4.1.1.2 Unidades arqueanas e paleoproterozoicas

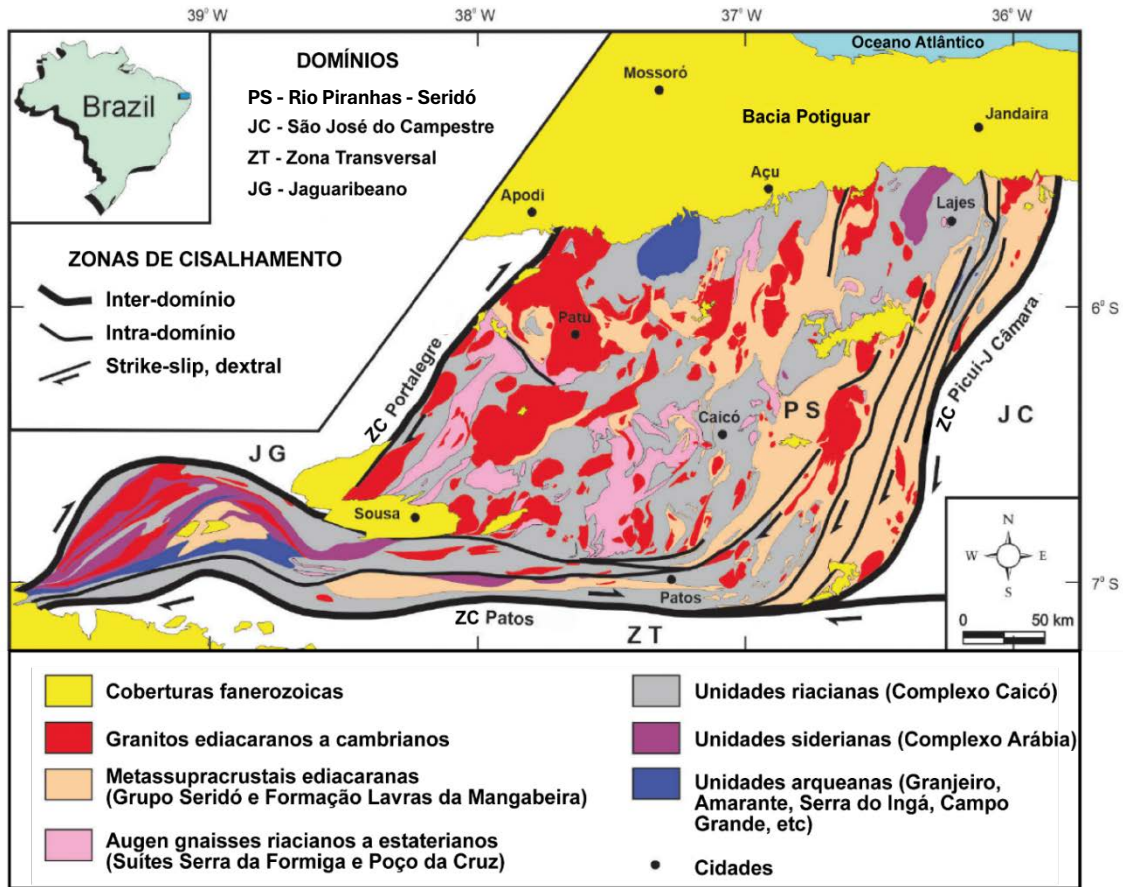
O embasamento do Subdomínio Rio Piranhas-Seridó é constituído predominantemente por ortognaisses e gnaisses migmatíticos de composição granodiorítica a tonalítica, com idades variando entre 1,7 e 2,46 Ga (Costa *et al.*, 2015). As unidades mais expressivas desse embasamento incluem o Complexo Arábia, o Complexo Caicó, Serra da Formiga e a Suíte Poço da Cruz, todas de idade paleoproterozoica. Além dessas, ocorrem unidades arqueanas menos expressivas, representadas pelos complexos Amarante, Campo Grande e Serra do Ingá (Medeiros *et al.*, 2021).

O Complexo Arábia é composto por ortognaisses e gnaisses migmatíticos siderianos do Complexo Arábia, com idades em torno de 2,46 Ga (Costa e Dantas, 2014; Costa *et al.*, 2015). O Complexo Caicó é formado por ortognaisses e migmatitos, predominantemente granodioríticos a tonalíticos, de idade riaciana do Complexo Caicó, com idades entre 2,11 e 2,24 Ga (Hackspacher *et al.*, 1990; Jardim de Sá, 1994; Souza *et al.*, 2016). As suítes Serra da Formiga e Poço da Cruz são compostas principalmente por biotita ortognaisses com idades entre 2,17 e 2,27 Ga (Medeiros *et al.*, 2012; Hollanda *et al.*, 2011; Costa e Dantas, 2014) para as rochas da suíte Serra da Formiga, e 1,74 a 1,9 para as rochas da suíte Poço da Cruz (Jardim de Sá *et al.*, 1995; Legrand *et al.*, 1991 e Hollanda *et al.*, 2011).

4.1.1.3 Unidades neoproterozoicas, o Grupo Seridó

O Grupo Seridó é localizado no extremo NE da Província Borborema e encontra-se limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Patos, a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre e a norte e leste ocorre recoberta pelas Coberturas Fanerozoicas. O Grupo Seridó foi formado e metamorfizado no final do Neoproterozoico (Brasiliano) e é composto por rochas supracrustais metassedimentares e metavulcânicas cuja estratigrafia é debatida por diversos autores, que discordam principalmente em relação à Formação base deste grupo (Jardim de Sá, 1994; Hollanda *et al.*, 2015; Ribeiro *et al.*, 2023). O Grupo é constituído pelas formações Jucurutu, Equador e Seridó (Jardim de Sá e Salim, 1980; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 2003). A localidade de maior exposição do Grupo Seridó ocorre no contexto da Faixa de Dobramentos Seridó ou Faixa Seridó, contexto geológico onde ocorrem a maioria dos corpos intrusivos abordados neste trabalho, localizado no leste do Domínio Rio Grande do Norte e na região da zona de cisalhamento Picuí-João Câmara.

Figura 6. Unidades estratigráficas e zonas de cisalhamento do subdomínio Rio Piranhas-Seridó.

Fonte: Medeiros *et al.* (2021).

Van Schumus *et al.* (2003), através de dados geocronológicos U-Pb de zircão detríticos das Formações Jucurutu e Seridó, propuseram que a deposição do Grupo Seridó ocorreu entre 650 e 610 Ma, com deformação e metamorfismo entre 600 e 575 Ma. Posteriormente, Hollanda *et al.* (2015) identificaram padrões semelhantes de idades U-Pb em zircão detrítico para as Formações Seridó e Jucurutu. No entanto, para os quartzitos da Formação Equador, foram encontrados apenas zircão de idades arqueanas e paleoproterozoicas, sugerindo uma possível mudança na proveniência dos sedimentos durante a evolução da bacia.

A Formação Jucurutu é representada por paragneisses e mármore, com níveis de formações ferríferas, anfíbolitos e rochas calcissilicáticas (Jardim de Sá, 1944). O litotipo principal corresponde aos anfíbio-biotita paragneisse de granulção fina a média. Os mármore são essencialmente compostos por calcita, e as rochas calcissilicáticas possuem composição diversificada, textura granoblástica e minerais como epídoto, diopsídio, granada, quartzo e plagioclásio. Nas rochas calcissilicáticas ocorrem as principais ocorrências de mineralizações de W-skarns, rochas scheelitíferas, da região. As formações ferríferas são mais expressivas na região de Saquinho, município de Cruzeta (RN), e em Pico do Bonito,

município de Jucurutu (RN). Cavalcante *et al.* (2018) descrevem três fácies distintas para as formações ferríferas, sendo oxidada, carbonatada e silicatada.

A Formação Equador é composta primariamente por muscovita quartzito, podendo conter feldspato. Metaconglomerados polimíticos e polimodais também ocorrem nesta formação, com fragmentos de quartzo, ortognaisses, metagranitoides, biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas, metapegmatitos e feldspatos. Essas rochas podem ocorrer com camadas estreitas e contínuas, até grandes montanhas como a Serra das Umburanas e das Queimadas, região de Parelhas, Equador e Currais Novos (Jardim de Sá, 1994)

A Formação Seridó é a principal encaixante dos corpos intrusivos estudados neste trabalho. É principalmente composta de mica xistos médios a grossos, que podem conter granada, cordierita, estaurolita, cianita, andalusita e/ou silimanita. Ainda ocorrem veios quartzo-feldspáticos e pegmatíticos (Jardim de Sá, 1944).

Baseado em geotermobarômetros convencionais, Lima (1992) interpretou as condições metamórficas para a Faixa Seridó equivalente à fácies anfibolito de baixa pressão, entre 500-600 °C e pressões entre 2,5 e 4 kbar, aumentando em direção ao leste. Cioff *et al.* (2021) confirmaram as condições de gradientes geotérmicos altos de baixa pressão, e restringiram os picos metamórficos em 550-600 °C e pressões entre 4-6 kbar.

4.1.1.4 Magmatismo ediacarano-cambriano

O magmatismo ediacarano-cambriano representa um dos eventos geológicos mais expressivos da Província Borborema, destacando-se tanto por sua expressividade volumétrica de rochas geradas quanto por sua ocorrência ubíqua em diversos domínios tectônicos da província.

Almeida *et al.* (1967) classificaram as rochas deste intervalo temporal na região em quatro tipos principais, com base em suas características petrográficas e texturais: Itaporanga, Conceição, Itapetim e Catingueira.

No Domínio Rio Grande do Norte, o plutonismo associado a este evento é representado por stocks, batólitos e diques, com idades U-Pb variando entre 600 e 541 ± 1 Ma (Nascimento *et al.*, 2015). Estes autores agruparam essas rochas em seis suítes distintas, com base em critérios petrográficos, litoquímicos e geocronológicos: (1) shoshonítica, (2) cálcio-alcálica de alto K porfirítica, (3) cálcio-alcálica de alto K equigranular, (4) cálcio-alcálica, (5) alcalina e (6) alcalina charnoquítica. Na área de estudo, as suítes predominantes são a cálcio-alcálica de alto K porfirítica, a cálcio-alcálica de alto K equigranular e a shoshonítica.

A suíte com maior representatividade no Domínio Rio Grande do Norte é a cálcio-alcalina de alto K porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais de K-feldspato, que exibem a típica textura conhecida como “dente de cavalo”. As fácies petrográficas dominantes são monzonitos, com ocorrências subordinadas de granodioritos e quartzo monzonitos.

A suíte cálcio-alcalina de alto K equigranular ocorre predominantemente na forma de enxames de diques e soleiras, bem como corpos isolados. Essas rochas apresentam composição monzogranítica e granulação fina a média.

A suíte de afinidade shoshonítica é representada por corpos isolados ou associados a intrusões dos tipos cálcio alcalino de alto K porfiríticos e cálcio-alcalina. Os litotipos variam de gabro e diorito a quartzo monzonito, exibindo textura fina a média, equigranular ou porfirítica.

Recentemente, Cabral Neto *et al.* (2019) e Souza *et al.* (2018) identificaram uma nova suíte, denominada Jardim do Seridó, composta por granitoides leucocráticos contendo muscovita, granada e biotita, na região próxima a Jardim do Seridó (RN). Esses granitoides representam os primeiros registros de rochas graníticas-granodioríticas peraluminosas de idade ediacarana no Domínio Rio Piranhas-Seridó. Datações U-Pb em zircão realizadas nesta intrusão revelaram idades de aproximadamente 592 ± 2 Ma.

Na Faixa Seridó, os eventos magmáticos foram divididos por Hollanda *et al.* (2017) em três estágios principais:

- (iv) Primeiro evento (600-590 Ma): Caracterizado por granitos porfiríticos, dioritos e gabros de composição variável entre cálcio-alcalina a shoshonítica e cálcio-alcalina de alto-K, que intrudem o Grupo Seridó. Este evento inclui plútons como Serra da Garganta (598 Ma) (Nascimento *et al.*, 2015), Cardoso (595 Ma) (Hollanda *et al.*, 2015) e Totoró (591 Ma) (Archanjo *et al.*, 2013), sendo que o plúton Totoró apresenta uma auréola metamórfica com andaluzita, cordierita e sillimanita (Lima *et al.*, 1989).
- (v) Segundo evento (~575 Ma): Representado pelo batólito de Acari, composto por dioritos, granitos porfiríticos e leucogranitos equigranulares que intrudem metapelitos. Este evento apresenta evidências de coexistência e mistura de magmas, com dioritos formando enclaves angulares a arredondados no magma félsico. As idades U-Pb em zircão indicam 577 ± 5 Ma para o granito porfirítico e 572 ± 5 Ma para o leucogranito (Archanjo *et al.*, 2013). Associado a este evento encontra-se o leucogranito Santa Luzia (573 ± 3 Ma), um migmatito nebulítico com herança de

zircões paleoproterozoicos. Mineralizações de W-Mo estão associadas a lentes de skarn próximas aos contatos deste batólito e do batólito de Acari.

- (vi) Terceiro evento (pós-555 Ma): Inclui biotita granitos e leucogranitos mais jovens, como o granito Flores (553 Ma), leucogranito Caramuru (540 ± 4 Ma), granito Picuí (548 ± 5 Ma) localizado a leste da Zona de Cisalhamento Picuí – João Câmara, e os stocks Serra da Macambira (532 ± 10 Ma) e Cerro Corá (527 ± 8 Ma) (Fig. 2).

As unidades mais jovens deste magmatismo cambriano são representadas por pegmatitos zonados e não zonados, com idades que variam entre ~509 e 528 Ma:

- Pegmatitos não zonados:

Parelhas: 528 ± 12 Ma (U-Pb em monazita; Baumgartner *et al.*, 2006)

Picuí: 520 ± 10 Ma (U-Pb em monazita; Beurlen *et al.*, 2009b)

- Pegmatitos zonados:

Mineralizações de columbita-tantalita: Idades entre $514 \pm 1,1$ Ma e $509 \pm 2,9$ Ma, interpretadas como o período mínimo de colocação destes corpos (Baumgartner *et al.*, 2006).

Esses corpos ocorrem intrusivos tanto no Grupo Seridó quanto no Complexo Caicó. Os diques, que constituem os menores corpos de pegmatitos, e podem ser zonados e não zonados, apresentam relações discordantes em relação às rochas encaixantes. Em contraste, os pegmatitos não zonados, que geralmente ocorrem como soleiras de dimensões maiores, exibem concordância com a direção da foliação local das rochas hospedeiras, mas discordância quanto ao mergulho regional de direção NE-SW (Sales, 2020; Sallet *et al.*, 2021).

4.1.1.5 Veios de quartzo auríferos

Embora menos expressivos em volume, os veios de quartzo auríferos possuem importância econômica significativa na região do Seridó. Esses veios intrudem micaxistos e são controlados estruturalmente por zonas de cisalhamento reativadas durante o estágio metamórfico D₃.

Sua formação está associada à reativação de zonas miloníticas da fácies xisto verde, que afetaram estruturas preexistentes dos eventos D₂ e D₃ (Araújo *et al.*, 2001; Souza Neto *et al.*, 2008).

As idades de mineralização foram determinadas através de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita e biotita hidrotermais dos skarns Bonfim, indicando dois pulsos principais: entre 510-520 Ma e 500-506 Ma (Araújo *et al.*, 2005). Estes resultados são corroborados e refinados

por novos dados geocronológicos de Cunha (2023), que obteve idades modelo Pb-Pb em pirita por LA-ICP-MS, revelando dois estágios principais de mineralização em 516 e 500 Ma, e uma fase de remobilização em 499 e 484 Ma. Estes dados geocronológicos sugerem um sistema hidrotermal prolongado, com pelo menos 20 Ma de atividade, incluindo tanto a fase inicial quanto processos posteriores de remobilização do ouro.

5. ARTIGO PUBLICADO: Petrography and geochemistry of aplites from the Seridó Pegmatite Province, NE Brazil: Petrogenetic Implications

O texto a seguir corresponde a um dos capítulos da tese, estruturado no formato de artigo científico. O artigo foi publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences* e tem como foco a caracterização petrográfica e geoquímica de aplitos associados a pegmatitos não zonados da Província Pegmatítica do Seridó, situada na porção leste do Domínio Rio Piranhas–Seridó, no contexto da Faixa Seridó, relacionada à Orogênese Brasileira.

Os aplitos estudados ocorrem predominantemente como uma fácies petrográfica vinculada às porções pegmatíticas dos pegmatitos não zonados. A investigação dessas rochas é fundamental para a compreensão da evolução magmática e da gênese dos sistemas pegmatíticos da região. A abordagem adotada integra análises petrográficas e geoquímicas, com ênfase em elementos maiores, traços e terras raras (ETR).

Os dados obtidos revelam assinaturas petrográficas e geoquímicas distintas para duas fácies mineralógicas: aplitos a muscovita e aplitos a magnetita. Ambas apresentam caráter que varia de metaluminoso a peraluminoso. Os aplitos a magnetita mostram compatibilidade com magmas pouco fracionados, enriquecidos em Ba, Sr, U e Th, enquanto os aplitos a muscovita revelam enriquecimento em elementos como Li, B, P e F, sugerindo maior grau de fracionamento e forte influência de fluidos residuais nos estágios finais de cristalização.

As características geoquímicas dos aplitos sustentam um modelo anatético para a geração dos pegmatitos, indicando fusão de fontes distintas para cada associação mineralógica. Esses dados são inéditos para a Província Pegmatítica do Seridó e contribuem significativamente para o entendimento da petrogênese dos pegmatitos, além de fornecer subsídios para estudos metalogenéticos associados a essas rochas.



Petrography and geochemistry of aplites from the Seridó Pegmatite Province, NE Brazil: Petrogenetic Implications

Clarissa A. Dalan^{a,*}, Ricardo Sallet^b, João A. Souza Neto^{a,c}, Marcos C.C. Sales^a, Maria H.B.M. Hollanda^d, Maria L.S. Rosa^e

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n - Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil

^b Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário, R. das Engenharias, s/n, Lagoa Nova, 59078-970, Natal, RN, Brazil

^c Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n - Cidade Universitária, 50740-550, Recife, PE, Brazil

^d Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, R. do Lago, 562 - Butantã, 05508-080, São Paulo, SP, Brazil

^e Universidade Federal de Sergipe, Av. Marechal Rondon Jardim, s/n - Rosa Elze, 49100-000, São Cristóvão, SE, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Aplite
Pegmatite
Petrography
Trace elements
Anatexis

ABSTRACT

In the Seridó Pegmatite Province (SPP) there are thousands of granitic pegmatite intrusions, including unzoned and barren, and zoned and mineralized ones. The whole rock chemical analysis of pegmatite is usually unfeasible because of its large grain size. However, fine-grained aplites syn crystallized with pegmatites should allow them to be used as proxies to assess pegmatite melt differentiation. We selected 15 representative aplite occurrences within unzoned pegmatite intrusions, including 7 intrusions with the grayish muscovite-aplite type and 8 with the reddish magnetite-aplite type. We also used for new trace element analysis samples of medium-to coarse-grained facies of host unzoned pegmatites. These pegmatites occur as NE-SW and N-S dykes and sills intruding mica schist and paragneiss from the Seridó Belt. Both aplite types contain along with quartz and feldspars accessory apatite, zircon, monazite, and xenotime. Tourmaline, muscovite, and garnet occur in the grayish aplites, whereas biotite and opaque minerals occur in the reddish aplites. The grayish aplites are slightly to strong peraluminous, while the reddish aplites are slightly metaluminous to slightly peraluminous. The reddish aplites and their host pegmatites are enriched in Ba, Sr, U and Th, while the grayish aplites and their host pegmatites are enriched in B, Li and Cs. The K/Rb ratios of the aplites varies from 11 to 44 with similar ranges in both reddish and grayish aplites. Normalized to the average upper continental crust composition, both aplite types present positive anomalies of Rb, Pb, U, and Hf, and negative anomalies of Ba, Sr and Ti. K, Nb and Ta show variable enrichment and depletion. They usually show HREE enrichment in relation to LREE and negative Eu anomaly, but positive Eu anomaly and tetrad patterns occur in few samples. In the normative QAP diagram the aplites show a wide range of compositions with a trend from quartz-plagioclase-rich tonalite to quartz-poor K-feldspars-rich alkali granite. Such trend is inverted in relation to the characteristic trends of melt differentiation by crystal fractionation. The albite/K-feldspar ratio of aplites shows a wide distribution range that would be related to the compositional variety of the partially melted protoliths and/or the variation in melting rate during prograde anatexis. The trace element compositions of the medium-to coarse-grained facies of the unzoned pegmatites are very similar to those of the coexisting aplites. The obtained data using aplites as a proxy for their host pegmatites precludes a unique line of melt descent at the origin of the SPP aplites and unzoned pegmatites and thus strongly support an anatectic origin from different sources.

1. Introduction

The Seridó Pegmatite Province (SPP) of NE Brazil was first defined by Scorza (1944) as Borborema Pegmatitic Province, to describe the

geology of the Seridó Belt granitic pegmatites in the Rio Grande do Norte and Paraíba States (Fig. 1). Johnston Jr. (1945) based on the mineralogy, structure and internal zoning of the bodies classified the SPP pegmatites into homogeneous (unzoned and barren) and heterogeneous

* Corresponding author.

E-mail addresses: clarissa.dalan@ufpe.br (C.A. Dalan), ricardo.sallet@ufrn.br (R. Sallet), joao.souzan@ufpe.br (J.A. Souza Neto), marcos.camara@ufpe.br (M.C.C. Sales), hollanda@usp.br (M.H.B.M. Hollanda), lrosa@academicos.ufs.br (M.L.S. Rosa).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105145>

Received 22 April 2024; Received in revised form 21 August 2024; Accepted 3 September 2024

Available online 7 September 2024

0895-9811/© 2024 Published by Elsevier Ltd.

(zoned and mineralized). Da Silva (1993) compiled more than 1.500 pegmatite occurrences, including mineralized and barren bodies. Petrological, geochemical, and geochronological data for the SPP pegmatites have been presented by Da Silva et al. (1995), Baumgartner (2001), Baumgartner et al. (2006), Pereira (2000), Beurlen et al. (2009a, 2009b, 2019) and Sallet et al. (2015, 2021).

In the SPP the pegmatites occur as tabular dikes and sills, stocks, and lens-shaped bodies. Zoned pegmatites host rare-metal mineralization (Nb-Ta, Be, Sn, Li, and U) and typically exhibit an internal structure represented by four crystallization zones: border, wall, intermediate, and quartz core or respectively, zone one, two, three and four (Fig. 2A) (e.g., Johnston Jr, 1945; Cameron et al., 1949; London, 2014; Dill, 2015; Simmons et al., 2024). Unzoned pegmatites do not show well-defined

border to the center zones but usually show an aplite-pegmatite layering that exhibits complex internal textures (Fig. 2B).

Due to their large crystals, pegmatites usually cannot be sampled to perform whole rock geochemical analyses. Structural and textural relationships indicate that the SPP aplites and pegmatites were syn crystallized. In this study, our emphasis is thus on the petrography, major and trace element geochemistry of the fine-grained aplites used hence as a proxy to assess pegmatite petrogenesis issues. We also present new trace element data from large samples of medium-to coarse-grained facies of the aplite host pegmatites.

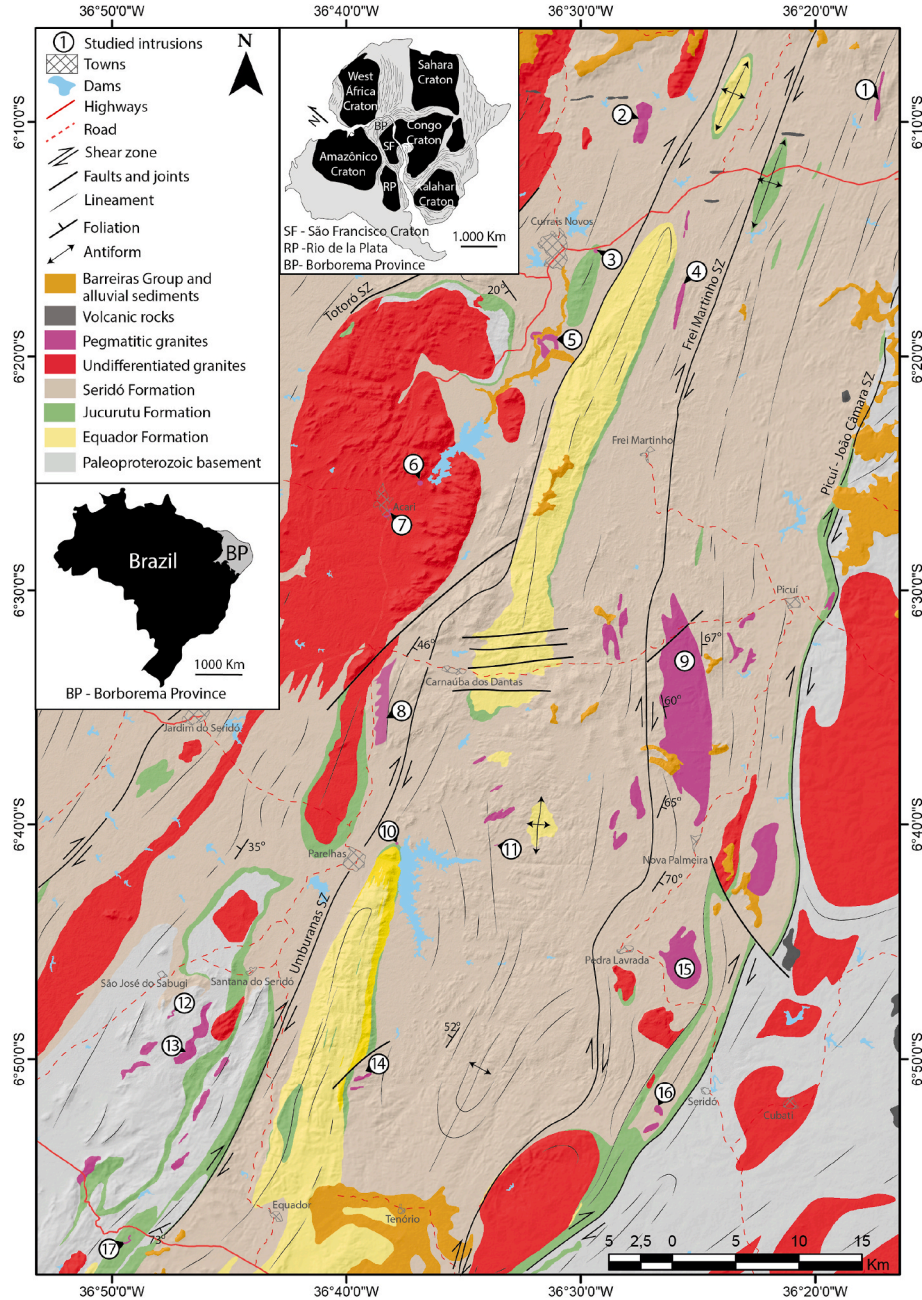


Fig. 1. Geological map of the eastern Seridó Belt. The numbers indicate the pegmatite location of the sampled aplites. 1 – Potengi, 2 – Bordeaux, 3 – Areias, 4 – Malhada Limpa, 5 – Marcação, 6 – Telemar, 7 – unzoned dike Acari, 8 – Parelhas, 9 – Picuí, 10 – Capoeira, 11 – unzoned dike Mufumbo, 12 – Sabugi, 13 – Lajinha, 14 – Pedra Redonda, 15 – Pedra Lavrada, 16 – Serra Verde, and 17 – Serra do Chafariz. The Borborema Province (BP) is shown in Brazil and in Western Gondwana. Adapted from Ennes and Santos (1975), Torres and Andrade (1975) and Cabral Neto et al. (2018).

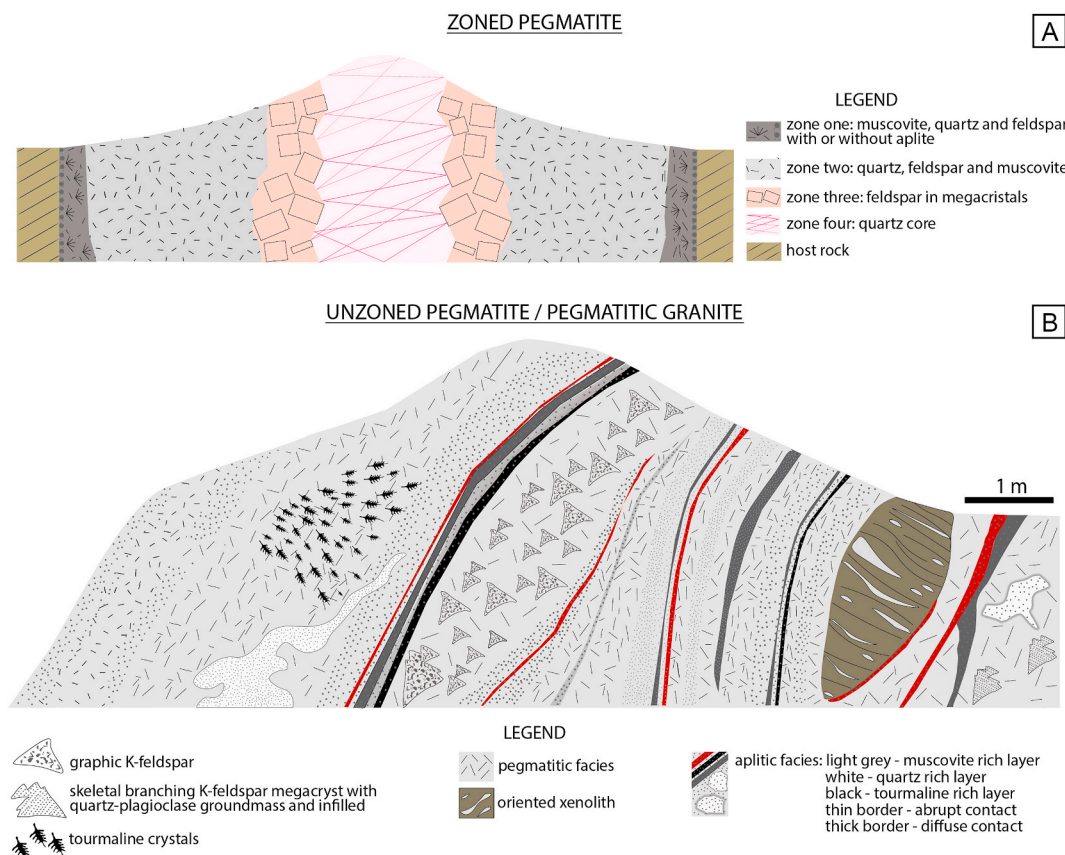


Fig. 2. A) Cross-sectional sketch of zoned pegmatites, as proposed by Johnston Jr. (1945). The thickness of the dike is 30 m. B) Cross-sectional sketch of unzoned pegmatite showing its internal structure. The aplitic-pegmatitic banding and line-rocks were formed by anomalous concentrations of garnet, tourmaline, or muscovite. In the left portion, a layer of aplite is being cut by a layer of pegmatite, and below an aplite cutting through all layers.

2. Geological background

The SPP lies within the Seridó Belt, Borborema Province, NE Brazil (Fig. 1). The belt basement is composed of Paleoproterozoic gneisses and migmatites of the Caicó Complex (Souza et al., 2007; Van Schmus et al., 2011; Hollanda et al., 2011; Medeiros et al., 2012). Overlying the basement occurs the Neoproterozoic metasedimentary rocks composed from bottom to top by the Equador muscovite-bearing quartzites and metaconglomerates, the Jucurutu epidote-bearing paragneisses, intercalated with marble and calc-silicate rocks, and the Seridó biotite schists with $\pm$ garnet, $\pm$ cordierite, $\pm$ sillimanite (Jardim de Sá and Salim, 1980; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 2003; Hollanda et al., 2015; Sallet et al., 2015, 2019, 2021; Ribeiro et al., 2023). Thermobarometry studies using the Seridó schist indicate low-pressure, 2–4 kbar, and high-temperature clustering at approximately 650 °C, equivalent to the upper-amphibolite facies conditions (Lima, 1992; Cunha de Souza, 1996; Corsini et al., 1998; Sallet et al., 2018, 2021).

The Seridó Belt metasedimentary sequence is intruded by several granitoid batholiths, stocks, dykes, and sills of Ediacaran to Cambrian age (e.g. Nascimento et al., 2015; Sallet et al., 2015). The geometry and emplacement kinematics of these bodies suggest that their emplacement is controlled by transcurrent shear zones that crosscut the belt and its basement (Archanjo and Bouchez, 1991; Vauchez et al., 1995; Archanjo et al., 1992, 2013). The pegmatitic dykes and sills are related to the reactivation of strike-slip and oblique extensional shear zones occurring both discordantly and concordantly to the host rock foliation (Johnston Jr, 1945; Rolff, 1946; Agrawal, 1986; Da Silva, 1993; Araújo et al., 2001).

The SPP pegmatites represent the last magmatic stages of the Pan-African/Brasiliano Orogeny (Baumgartner et al., 2006; Beurlen et al.,

2009b). They are classified as DPA (Direct Products of Anatexis) type and geochemically related to the LCT (Li-Cs-Ta) family (Da Silva et al., 1995; Baumgartner et al., 2006; Beurlen et al., 2009a; Sallet et al., 2015; Müller et al., 2021; Wise et al., 2022). U-Pb ages in columbite group minerals of the zoned pegmatites yielded 510 ± 2.9 and 515 ± 1.1 Ma (Baumgartner et al., 2006). Two large, unzoned pegmatite intrusions yielded slightly older U-Pb ages of 528 ± 12 Ma in monazite (Baumgartner et al., 2006) and electron microprobe U-Th-Pb dating of 520 ± 10 Ma in xenotime (Beurlen et al., 2009b). The unzoned pegmatites occur as two main mineralogic facies that are mutually exclusive in a single intrusion: reddish biotite + magnetite $\pm$ garnet and greyish muscovite $\geq$ biotite + garnet (Sallet et al., 2015). The aplites occur mainly as aplite-pegmatite layering and locally as irregular pods and internal dykes.

3. Materials and methods

We selected 38 representative aplite samples from 15 unzoned pegmatite intrusions, 7 intrusions of the grayish muscovite aplite (Potengi, Marcação, Parelhas, Capoeira, unzoned dike Mufumbo, Pedra Redonda, and Serra Verde) and 8 of the reddish magnetite aplite (Bordeaux, Areias, unzoned dike Acari, Picuí, Sabugi, Lajinha, Pedra Lavrada, and Serra do Chafariz) (Fig. 1, Supplementary Data). We also analyzed the trace element composition of representative samples from medium-to coarse-grained facies of 8 unzoned pegmatites (Sallet et al., 2015), including 4 from reddish magnetite pegmatite (Areias, Picuí, Pedra Lavrada and Telemar) and 4 from grayish muscovite pegmatite (Marcação, Parelhas, Serra Verde, and Malhada Limpa). We collect fresh aplite samples in dimension stone quarries and produced thin sections for petrographic analyses and grinded aliquots to whole rock chemical

analysis. The samples were pulverized in a tungsten carbide mill to fractions <0.250 mm at the Geosciences Institute of the University of São Paulo (USP). Major elements were analyzed in pressed pellets using a Shimadzu-1800 XRF at the Federal University of Sergipe (UFS). Quality control was monitored through the analysis of three duplicate samples and reference materials. Precision was better than 1% for all analyzed oxides. The trace elements analyses were performed by ICP-OES and ICP-MS at Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) and ALS Global Laboratory, Vancouver, Canada. These laboratories offer precision better than 10% for all trace elements. Detection limits from analyses are described in the supplementary data. Furthermore, we compiled chemical data obtained from samples of medium-to coarse-grained facies of the SPP unzoned pegmatites (Sallet et al., 2015; Baumgartner, 2001; Pereira, 2000; Sales, 2020).

4. Results

4.1. Aplite field aspects

The studied aplites occur within unzoned pegmatite dykes and sills

hosted mainly by the Seridó mica schist (Fig. 3A) with few ones hosted by the Jucurutu paragneiss, Equador metaconglomerate, and Caicó Complex orthogneiss. The unzoned pegmatite intrusions show varied structures from regular layering of aplite and pegmatite to decametric unlayered domains of aplite and medium-grained granites. The layering of pegmatite with aplite is typically parallel to the host rock contact with crystals typically growing perpendicular to the pegmatite layering (Figs. 3 and 4). The texture of the unzoned pegmatite is marked by the presence of pluri decimetric phenocrysts of perthite microcline with graphic quartz intergrowths in an inequigranular matrix with grain size between 1 and 3 cm composed by K-feldspar + plagioclase + quartz + micas $\pm$ tourmaline, $\pm$ garnet $\pm$ magnetite. Locally, sub metric wide and few meters length veins and pockets of late pegmatite, aplite veins, and quartz $\pm$ tourmaline crosscut the primary layering. Muscovitization and tourmalinization of the wall rock schist occasionally appear forming metric halos at the contact with the pegmatites (Sallet et al., 2021). The aplites occur layered with pegmatites parallel to the host rock contact (Fig. 3B, 3C, 4A, 4B, 4C), sometimes interstitially, and as aplite-dikes cutting and being cut by pegmatite (Fig. 3D). Occasionally the aplite shows internal layering of quartz-feldspars, tourmaline, and garnet

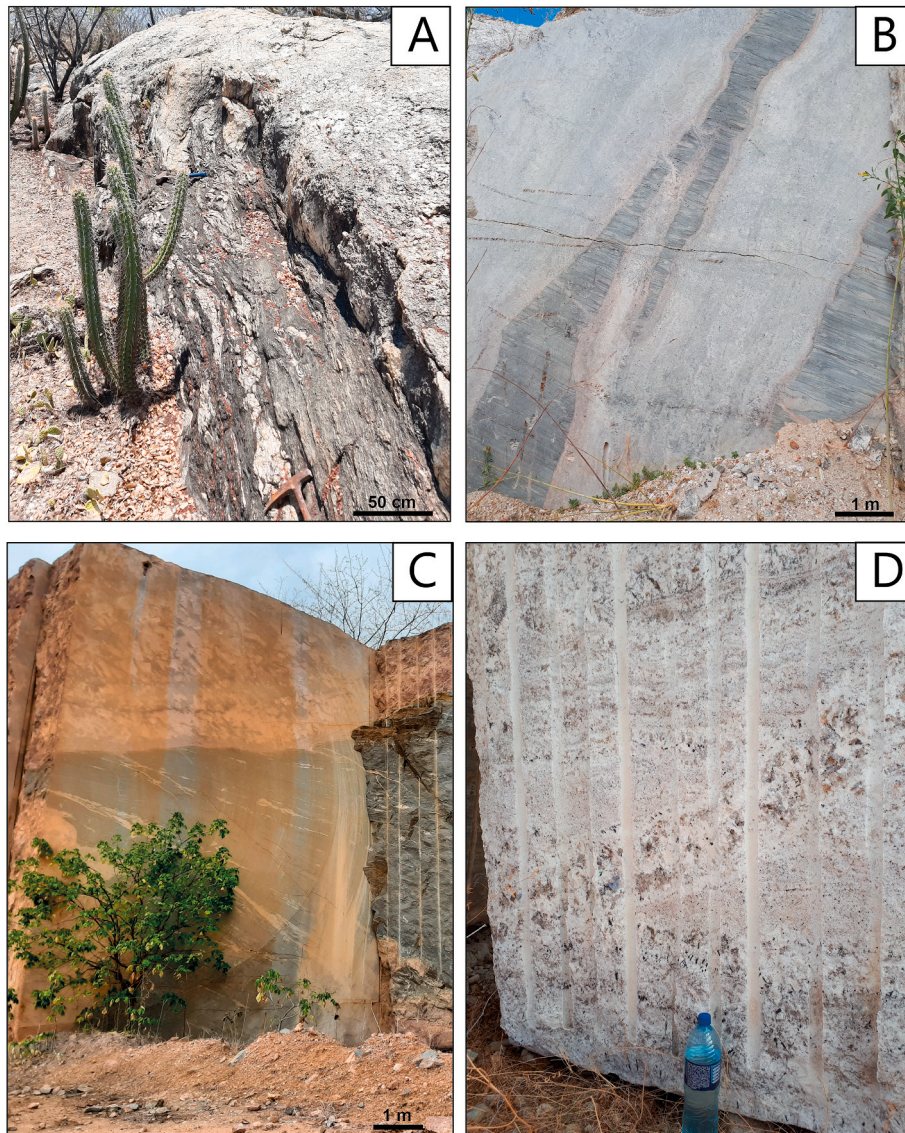


Fig. 3. Field aspects of the Seridó Pegmatite Province unzoned pegmatites and their related aplites. A) Contact zone between the Seridó mica schist and a pegmatite dyke; B) Aplite and pegmatite layering parallel to the contact with metaconglomerate of the Equador Formation, Boqueirão quarry; C) Aplite and pegmatite layering parallel to the contact with a Jucurutu xenolith, Bordeaux quarry; D) Pegmatite dike cutting previous layering, Boqueirão quarry.

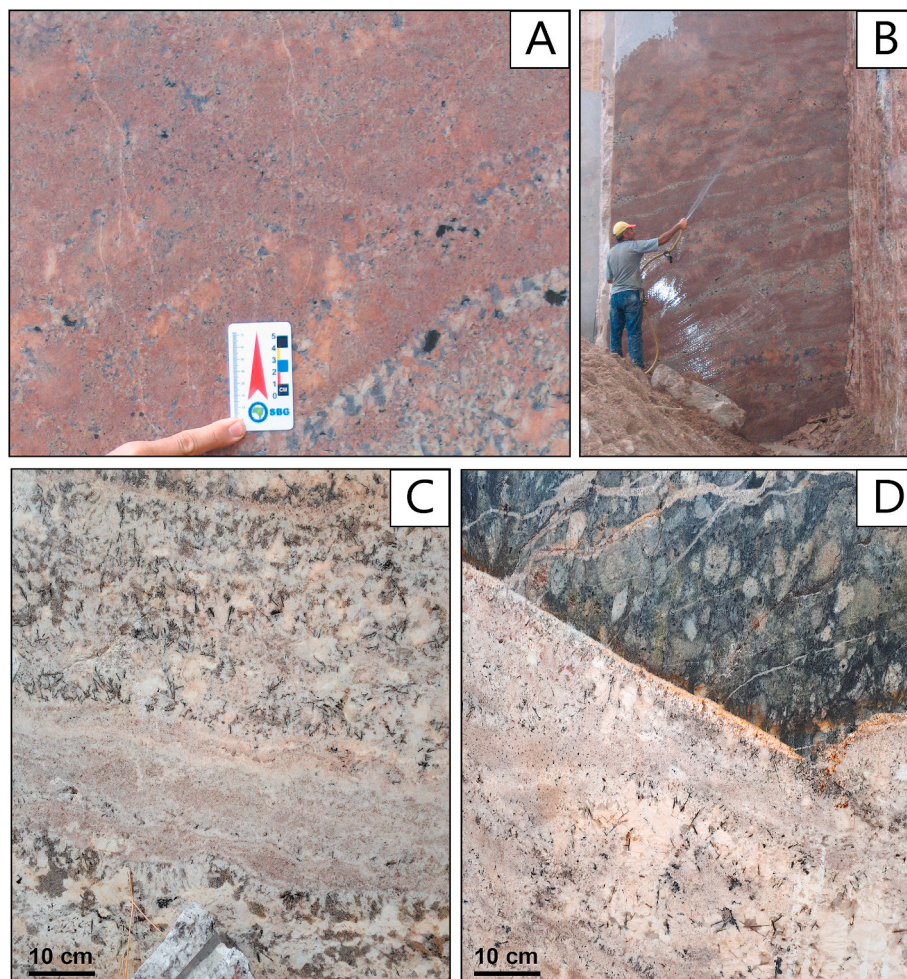


Fig. 4. Aplite and pegmatite layering in the Seridó Pegmatite Province reddish (A and B, Picuí quarry) and grayish (C and D, Capoeira quarry and Mufumbo Farm, respectively) unzoned pegmatites; D) internal layering of quartz-feldspar and garnet.

(Fig. 4D). The aplite contact with pegmatites can be sharp or irregular with occasionally the presence of millimetric layers of garnet and smoky quartz.

The aplites are leucocratic with equigranular isotropic to layered structure, saccharoidal texture and grain size varying from ≤ 1 mm to 3 mm. The mineralogical composition contains K-feldspar, plagioclase, and quartz with accessory garnet $\pm$ muscovite $\pm$ biotite $\pm$ tourmaline $\pm$ opaque minerals. In [Appendix A and B](#), we list aplites and host pegmatites features such as color, accessory minerals, intrusion shape, host-rock lithology, contact type and geographic location.

4.2. Aplite petrography

4.2.1. Petrography of the grayish muscovite aplites

The K-feldspar of the aplites is usually microperthitic microcline with rare Carlsbad geminated orthoclase occurrences. The microcline form subhedral to anhedral millimetric crystals. The plagioclase is albite to oligoclase (An_{5-18} , Michel-Lévy method) with subhedral to anhedral habit and polysynthetic twinning. Vermicular quartz crystals included in plagioclase occasionally form myrmekitic texture. Quartz crystals often have circular shapes (Fig. 5A), embayed shapes in the contact with feldspar crystals, with dimensions varying from <50 μm to 1 mm. They locally show undulatory extinction and a sigmoidal shape. The accessory mineralogy contains muscovite, garnet, biotite, zircon, monazite, apatite, xenotime. Green-to-blue zoned tourmaline crystals occur only in Parelhas and Capoeira aplites (Fig. 5B).

The muscovite occurs as prismatic subhedral to anhedral crystals

(Fig. 5A). Garnet crystals are euhedral and subhedral, sometimes twinned. Few crystals have quartz inclusions, sulfides (chalcopyrite, pyrrhotite and pyrite), and iron oxides filled fractures. Zircon and monazite crystals are rare prismatic or rounded with dimensions up to 70 μm . They occur included in alkali feldspar, and less frequently in muscovite. The zircon presents radiation-damage halos and metamictized core. Xenotime occurs in intergrown with zircon at the Marcação aplite (Fig. 5C). Apatite occurs in prismatic to acicular crystals at the Serra Verde, Capoeira, and Parelhas aplites (Fig. 5D). The subsolidus assemblage contain opaque minerals along with muscovite cleavage and garnet fractures. Sericitization is present in all the muscovite aplite and is occasionally associated with prehnite and epidote.

4.2.2. Petrography of the reddish magnetite aplites

Potassium feldspar is microcline, except in the case of Areias aplites, where it is orthoclase. The microcline occurs as subhedral to anhedral crystals, occasionally with microperthitic intergrowths and saussuritization. Their dimensions range from <100 μm to 2 mm. Plagioclase exhibits a subhedral to anhedral habit, is frequently sericitized and contain micro inclusions of iron oxide (Fig. 6A). The quartz crystals are rounded and embayed (Fig. 6B) with dimensions ranging from <50 μm to 2 mm. Small quartz crystals exhibit an incipient granophyric texture with alkali feldspars.

The accessory mineralogy includes opaque minerals (magnetite, chalcopyrite, pyrrhotite and pyrite), biotite, zircon, monazite, xenotime, and allanite (Table 1). Apatite and garnet are rare. Opaque minerals appear in all the reddish aplites (Fig. 6A and B). They occur associated

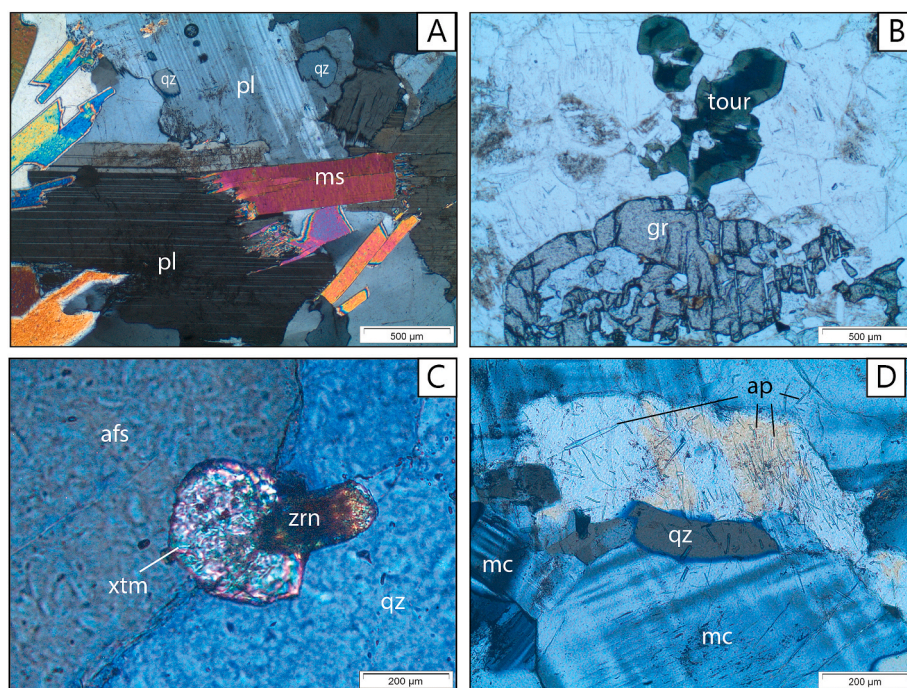


Fig. 5. Photomicrographs of the Seridó Pegmatite Province grayish muscovite-aplites. A) Plagioclase, small and rounded quartz, and muscovite, Parelhas aplite; B) zoned tourmaline, needle-like apatite, and fractured garnet, Capoeira aplite; C) Zircon and xenotime, Marcação; D) Microcline and needle-like apatite crystals, Capoeira. Mineral abbreviations: afs: alkali feldspar, ap: apatite, gr: garnet, mc: microcline, ms: muscovite, pl: plagioclase, qz: quartz, tour: tourmaline, xtm: xenotime, zrn: zircon. A, C, and D are under crossed Nicols; B is under parallel Nicols.

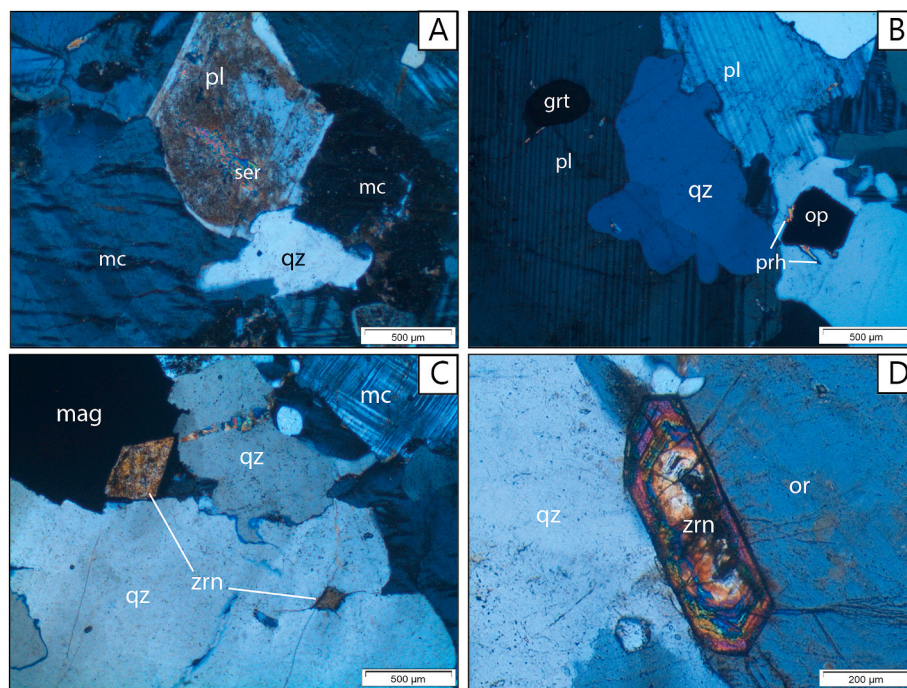


Fig. 6. Photomicrographs of the Seridó Pegmatite Province reddish magnetite-aplites. A) Microcline, quartz, and altered plagioclase, Areias aplite; B) Embayed quartz and prehnite on opaque mineral, Picuf aplite; C) Zircon included in magnetite and quartz, in the Areias aplite; D) Prismatic zircon included in orthoclase, Bordeaux aplite. Mineral abbreviations: grt: garnet, mag: magnetite, mc: microcline, op: opaque, or: orthoclase, pl: plagioclase, prh: prehnite, qz: quartz, ser: sericite, zrn: zircon. All photos are under crossed Nicols.

with prehnite, epidote, and calcite. Biotite exhibits a lamellar, subhedral habit, and displays pleochroism ranging from light to dark brown. Zircon and monazite occur as inclusions within biotite and opaque minerals (Fig. 6C and D). Xenotime occurs in intergrown with zircon

crystals reaching 150 µm in the Sabugi and Serra do Chafariz aplites. Subhedral allanite inclusions reaching 200 µm occurs within alkali feldspar in the Lajinha and Bordeaux aplites. Garnet is uncommon but occur in Picuf intrusion aplite as euhedral reddish crystals with iron

Table 1

Accessory minerals of the studied aplites.

Host unzoned pegmatites	Aplite accessory minerals
Grayish muscovite aplites	
Potengi	ms > grt > bt
Marcação	ms > grt > bt > zrn > xtm
Parelhas	ms, tour > grt > zrn > mnz > ap
Capoeira	ms > ap > grt > tour > opq > zrn
Unzoned dike Mufumbo	ms > grt
Pedra Redonda	ms > grt > zrn > mnz
Serra Verde	grt > ms > opq > ap
Reddish magnetite aplites	
Bordeaux	zrn > aln > opq > bt > ap
Areias	bt > opq > zrn > ap
Unzoned dike Acari	opq > bt
Picuí	grt > opq > bt > zrn
Sabugi	bt > opq > xtm
Lajinha	bt > opq > zrn > aln
Pedra Lavrada	bt > opq > zrn
Serra do Chafariz	bt > opq > zrn > mnz > xtm

Mineral abbreviations: aln: allanite, ap: apatite, bt: biotite, grt: garnet, mnz: monazite, ms: muscovite, opq: opaque minerals, tour: tourmaline, zrn: zircon, xtm: xenotime.

oxide filled fractures. The subsolidus minerals are white mica, chlorite, carbonates, epidote, and opaque minerals. Chloritization is common in magnetite aplites. Sericitization and saussuritization occasionally occur.

4.3. Aplite whole-rock geochemistry

4.3.1. Major elements

In the multicationic R_1 - R_2 diagram (De La Roche et al., 1980), the reddish aplite samples show a broad range of compositions with a positive trend from alkali granite to granodiorite compositions. On the other

hand, the greyish aplites show a more restrained compositional range in the field of alkali granite and granite compositions (Fig. 7A). In the multicationic diagram A-B of Debon and Le Fort (1983) both aplite types are leucocratic, but the reddish magnetite-aplite show metaluminous to slightly peraluminous compositions while the grayish muscovite-aplites are peraluminous to strong peraluminous (Fig. 7B). The leucocratic character of the aplites is expressed by low mafic oxides contents $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ below 1.61 wt%. The P_2O_5 contents also discriminate the two aplite types with 0.02–0.82 wt% in the grayish aplites, and up to 0.05 wt% in the reddish aplites.

4.3.2. Trace elements

The aplites show a wide compositional range for the trace elements reaching up to two orders of magnitude. The trace element concentrations do not yield well defined differentiation correlation in binary diagrams. The differentiation ratio K/Rb values of the aplites ranges from 11 to 44 with similar ranges in both the reddish and grayish aplite (Fig. 8). The average K/Rb for the upper continental crust is 33.3 (Rudnick and Gao, 2014). When compared to their host pegmatites, the aplites show slightly higher K/Rb. The reddish aplites and their host pegmatites tend to be richer in Ba, Sr, and U, while the grayish aplites and their host pegmatites are enriched in Li, Cs and B (Fig. 8). The aplite and pegmatite radiogenic heat production based in their U, Th, and K concentrations (Rybach, 1988) clearly shown the significantly higher radiogenic character of the reddish aplites and pegmatites when compared to the grayish aplites (Table 2).

Normalized to the upper continental crust average composition (Rudnick and Gao, 2014) the SPP aplites present enrichment of Rb, Pb, Be, B, Sn, U and depletion of Ba, Sr, P, Ti (Fig. 9). Cs, K, Nb, Ta, and Th show variable enrichment and depletion with Nb/Ta ranging from 1.1 to 28. The reddish aplites are characterized by strong positive anomalies in U and Th, variable ratios for Cs, Rb, and Th, and depletions in Ba

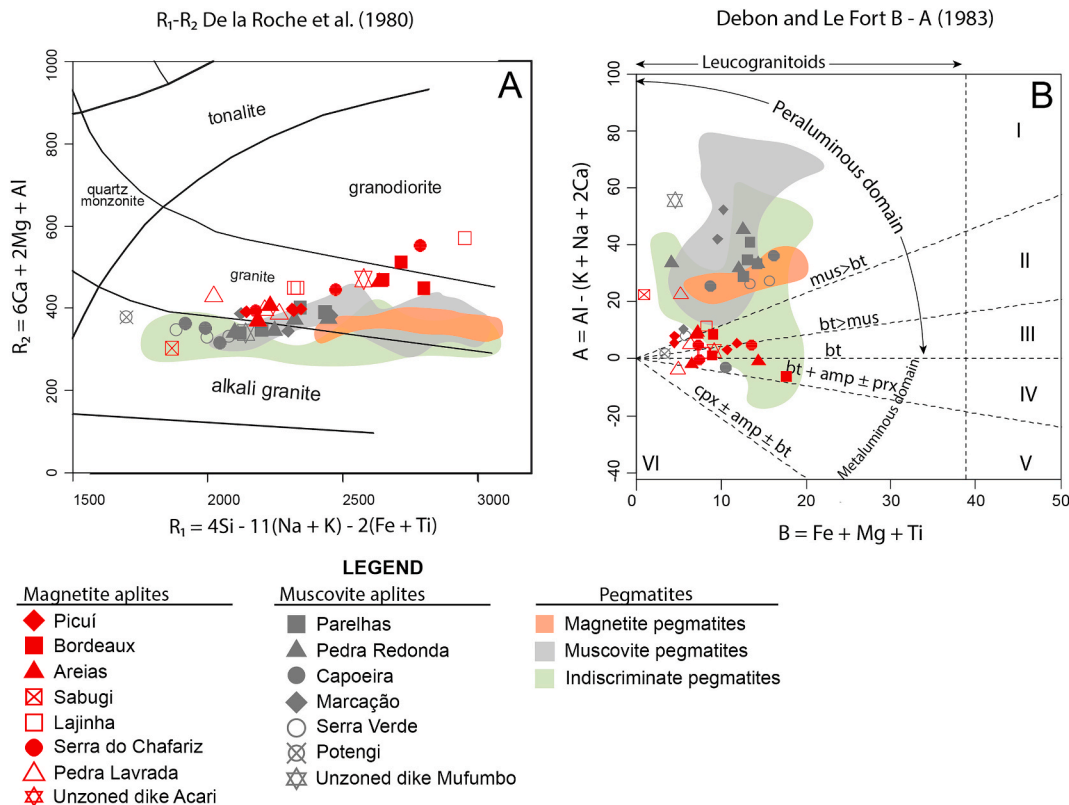


Fig. 7. Multicationic diagrams for the Seridó Pegmatite Province aplites and their respective host unzoned pegmatites: A) R_1 - R_2 (De La Roche et al., 1980); B) A-B (Debon and Le Fort, 1983). The data in the pegmatite fields includes compiled data from Da Silva (1993), Pereira (2000), Baumgartner (2001), and Sallet et al. (2015).

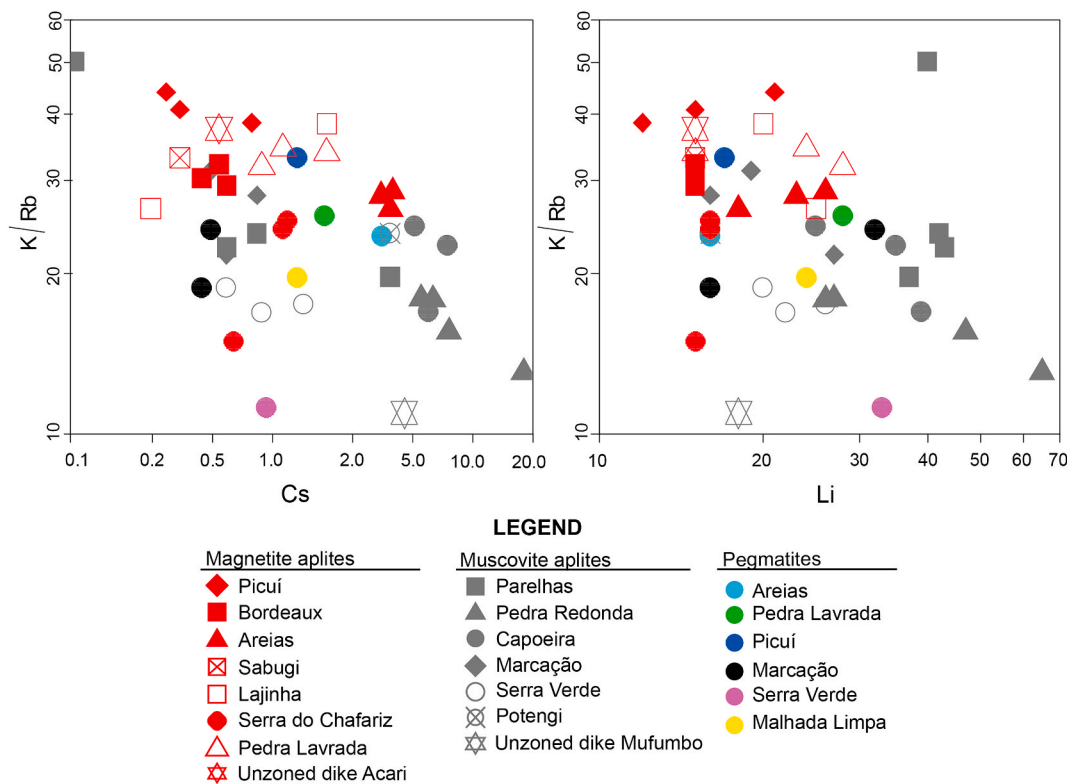


Fig. 8. Trace element variation diagrams K/Rb versus Cs and Li for the Seridó Pegmatite Province aplites and their respective host unzoned pegmatites.

Table 2

Average geochemical parameters and radiogenic heat of the Seridó Pegmatite Province aplites and their host unzoned pegmatites. Parameters A and B are from Debon and Le Fort (1983), while Q (%) (quartz), A (%) (alkali feldspar), P (%) (plagioclase) and Ab (%) (albite) are calculated from millications compositions. Radiogenic heat calculated as $A = 10^{-5} \times Q(9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K)$. Q – density of the rock (2710 kg m^{-3} for pegmatites according to Omosanya et al., 2012), C_U and C_{Th} – concentrations in ppm, and C_K in weight %. Complete geochemical results in the Supplementary Data.

	K/Rb	A	B	Q (%)	A (%)	P (%)	Ab (%)	K/(Na + K)	Radiogenic heat (A) ($\mu\text{W.m}^{-3}$)
Aplites									
Grayish muscovite aplites									
Potengi	23.77	2	3	20	46	34	91.0	0.59	1.94
Marcação	26.95	35	8	30	34	36	91.3	0.50	4.81
Parelhas	28.96	35	13	30	20	50	93.8	0.29	1.33
Capoeira	21.37	20	12	26	48	27	90.7	0.65	1.42
Unzoned dike Mufumbo	10.91	56	4	28	31	41	97.0	0.45	1.58
Pedra Redonda	16.07	36	11	30	36	34	92.0	0.52	1.98
Serra Verde	17.71	21	12	26	15	59	97.0	0.21	2.85
Reddish magnetite aplites									
Bordeaux	30.48	1	12	35	23	42	80.7	0.36	84.85
Areias	27.61	4	9	29	37	33	85.3	0.54	74.84
Unzoned dike Acari	37.42	3	9	32	20	48	84.0	0.31	2.95
Picuí	40.97	6	8	29	27	44	89.3	0.40	6.90
Sabugi	32.95	23	1	24	50	27	99.0	0.67	5.84
Lajinha	32.33	5	8	31	25	44	81.3	0.36	4.00
Pedra Lavrada	33.23	8	5	27	35	38	87.7	0.50	5.26
Serra do Chafariz	21.44	3	9	31	20	48	85.3	0.30	4.81
Unzoned Pegmatites									
Grayish muscovite pegmatites									
Marcação	21.45	61	16	37	24	39	92.0	0.39	7.24
Parelhas	18.38	46	12	37	28	35	90.7	0.45	4.92
Serra Verde	11.15	62	9	38	24	37	98.0	0.41	6.62
Malhada Limpa	19.63	61	15	40	31	29	84.0	0.53	4.71
Reddish magnetite pegmatites									
Areias	23.44	23	10	33	44	23	88.0	0.67	12.28
Picuí	32.93	34	18	39	31	30	88.0	0.52	13.88
Pedra Lavrada	25.63	25	10	37	26	36	87.0	0.44	12.58
Telemar	24.05	25	7	42	27	31	87.0	0.48	6.49

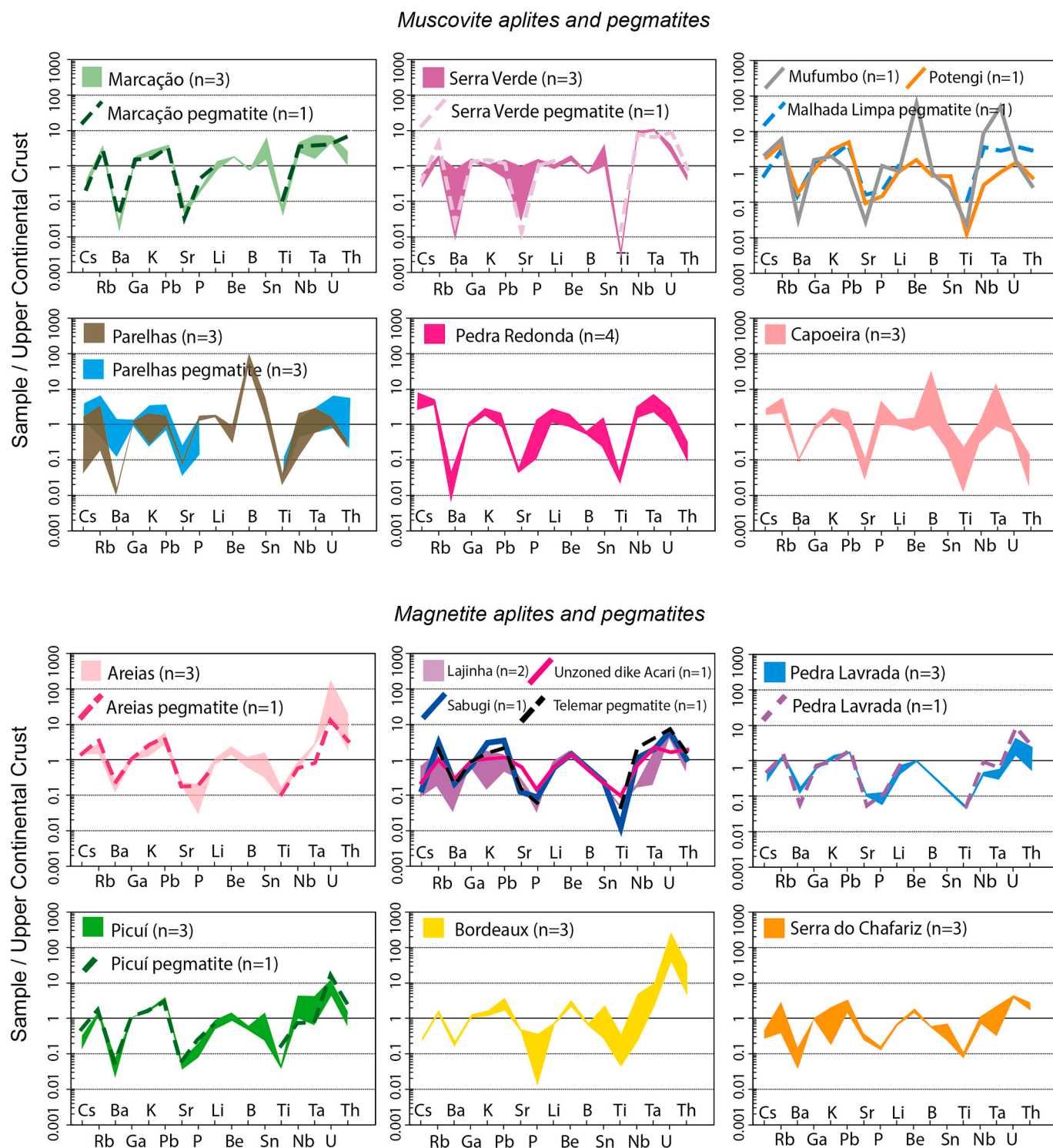


Fig. 9. Diagrams of trace element distribution of the Seridó Pegmatite Province aplites and their respective host unzoned pegmatites normalized to the upper continental crust average composition (Rudnick and Gao, 2014).

(0.02–0.31, mean = 0.16), P (0.01–0.32, mean = 0.13) and Ti (0.01–0.17, mean = 0.08). The grayish samples are characterized by Cs and Li variable ratios, and strong depletions in Ba (0.01–0.81, mean = 0.09), Sr (0.03–0.99, mean = 0.11), Ti (0–0.25, mean = 0.03), and Th (0.02–0.53, mean = 0.26). The Marcação aplite have Th enrichment (1.1 and 10.7, mean = 5.9). Two greyish aplite samples show strong positive anomaly in B and one in Be.

The total rare-earth composition ΣREE of the reddish aplites range from 1.64 to 45.53 ppm and from 0.72 to 25.06 ppm in the grayish

aprites. Normalized to the upper continental crust average composition (Rudnick and Gao, 2014) most aplites show a predominance of HREE over LREE contents ($\text{La}/\text{Yb} = 0.01$ to 0.79). The highest value is in the Areias aplite ($\text{La}/\text{Yb} = 5.73$). Negative Eu anomaly is a characteristic of most aplites with Eu/Eu^* varying from 0.07 to 0.88 but it is positive in some samples from reddish aplites with Eu/Eu^* between 1.24 and 8.02 (Fig. 10), which are indiscriminately of both reddish and grayish aplite types.

The tetrad effect is typically encountered in late-stage granitic rocks,

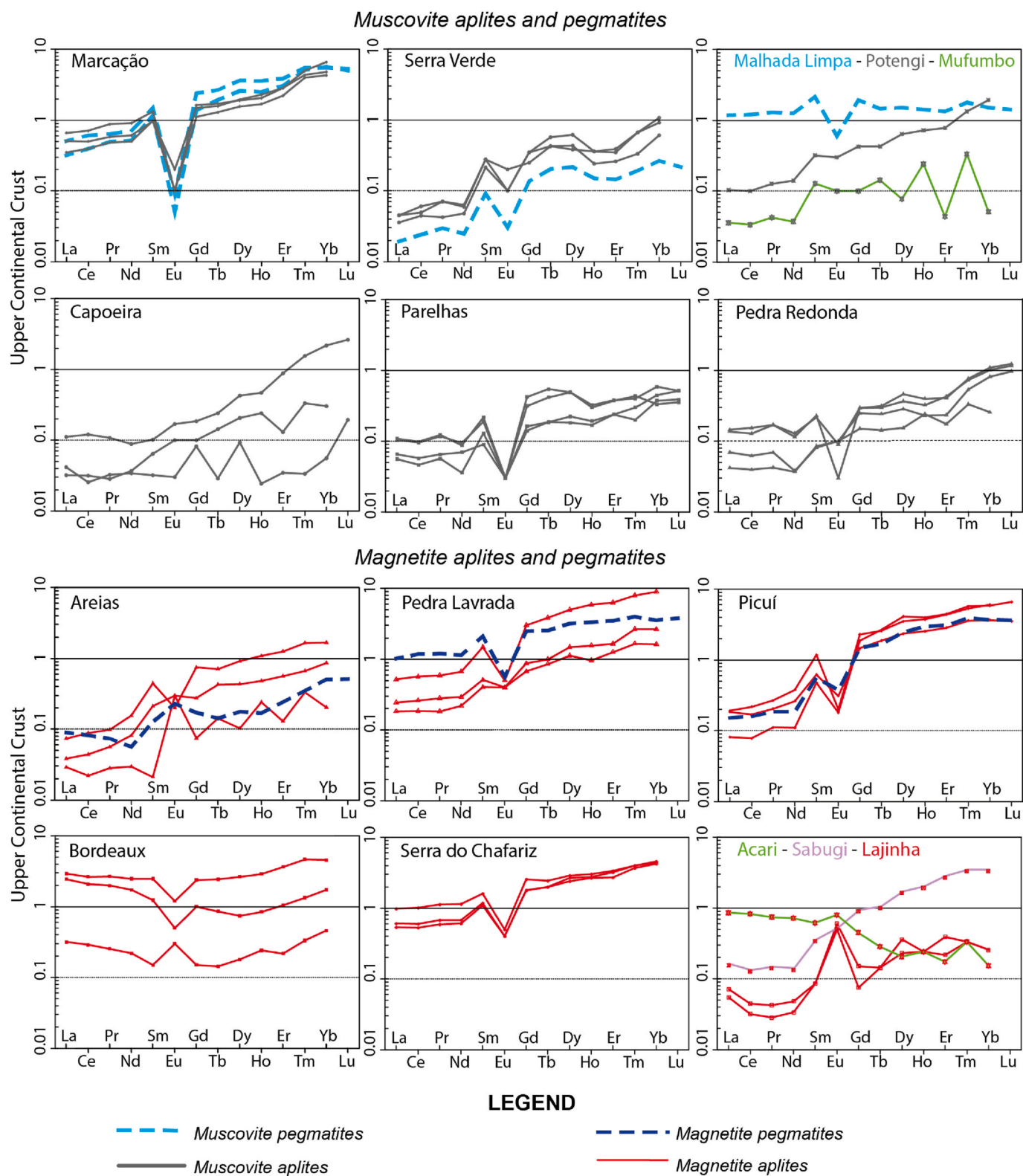


Fig. 10. REE diagrams of the Seridó aplites and their respective host unzoned pegmatites normalized to the upper continental crust average composition (Rudnick and Gao, 2014).

including pegmatites and leucogranites. This pattern shows a concave curve between La-Ce-Pr-Nd, Pm-Sm-Eu-Gd, Gd-Tb-Dy-Ho, and Er-Tm-Yb-Lu (Takahashi et al., 2002). The REE patterns of aplites exhibit the tetrad effect between Eu-Lu, both M-type and W-type. It is observed in samples from the Areias, Lajinha, Bordeaux, Serra Verde, Capoeira, and unzoned dike Acari and Mufumbo (Fig. 10).

5. Discussions

5.1. Petrographic aspects and implications for the crystallization of the Seridó Province aplites and pegmatites

The obtained data on the SPP aplites show the same petrographic characteristics as revealed by their host unzoned pegmatites. The aplites are classified in the reddish magnetite type and grayish muscovite type. The majority of the aplites show microcline-rich compositions, except at the Parelhas, Lajinha, and Serra do Chafariz intrusions where plagioclase predominates over K-feldspar. They present orthoclase cores with microcline rims suggesting incomplete aluminum inversion. Granophyric and embayed textures in quartz are present in the aplites and are related to undercooled crystallization of H₂O-saturated melts (Barker, 1970; Smith, 1974; Shelley, 1993). Feldspars in reddish aplite exhibit micro inclusions of iron oxide, imparting a reddish color to the rock (Beurlen et al., 2009b; Neiva, 1975). According to Smith (1974), micro inclusions as those found may have been the result of late metasomatism.

The aplite-pegmatite structural and textural relationships observed in dimension stone quarries are complex with occurrences of aplite veins cutting pegmatite layers and being cut by pegmatite and other aplitic dykes. The observed exposures suggest that aplite and pegmatite underwent simultaneous crystallization. The simultaneous crystallization of aplite and pegmatite was previously interpreted as due to: (i) thermal quench of melt emplaced in cold country rocks, (ii) chemical quench by boron extraction from the melt through tourmaline crystallization, and (iii) pressure quench related to opened space for pegmatite emplacement (Rockhold et al., 1987; Simmons and Webber, 2008).

Previous studies have shown that the SPP unzoned pegmatites intruded the schist at circa 650–700 °C (Sallet et al., 2021) discarding thermal quench at the origin of coexisting aplite and pegmatite. The

control of coexisting aplite-pegmatite textures by pressure oscillation during melt emplacement and crystallization can be related to zones with local mineral deformation, while other zones show coarse pegmatite and quartz + tourmaline pluri metric pockets and veins.

5.2. Geochemical aspects of the Seridó Province aplites and pegmatites and implications for their sources

The mineralogical and geochemical data on the SPP aplites and their host unzoned pegmatites suggest H₂O and B as fluxing agents producing aplite-pegmatite textures because of abundant pegmatitic tourmaline and local wall rock schist tourmalinization and muscovitization. However, most of our aplites samples are devoid of tourmaline suggesting that B concentrates preferentially in pegmatite and fluid over aplite. The water saturation in the SPP unzoned pegmatites was previously attested through trace element advection-diffusion profiles detected in the wall rock schist (Sallet et al., 2021).

In the R₁-R₂ diagram (De La Roche et al., 1980) the SPP aplites reveals an unexpected wide compositional range with a positive slope from alkali granite to granodiorite (Fig. 8A). In this diagram, typical magmatic differentiation produces arrays with negative slope (e.g. Batchelor and Bowden, 1985). Such an unusual trend indicates that the Seridó aplites and their host pegmatites are not from the same liquid line of descent produced by crystal fractionation processes. The chemical composition of the aplites is like those of their host unzoned pegmatites. The reddish aplites and their host unzoned pegmatitic are characterized by their enriched U-Th concentrations, while the grayish aplites and their host unzoned pegmatites are characterized by enrichments in B, and variable Cs, Rb and Th contents. The trace elements composition of the reddish and grayish aplites and their host unzoned pegmatites indicate that they cannot be related to a common partially melted source.

In the QAP stability diagram of Luth et al. (1964) (Fig. 11) the investigated aplites show K-feldspar and quartz as liquidus phase representing supra liquidus melts spanning a wide range of Na/(Na + K) as shown by R₁-R₂ diagram (Fig. 7). Assuming an anatectic origin for the SPP aplites and unzoned pegmatites the initial composition of the partially melt source in the QAP diagram should plot away from the aplite composition on a line starting from the eutectic point. The most

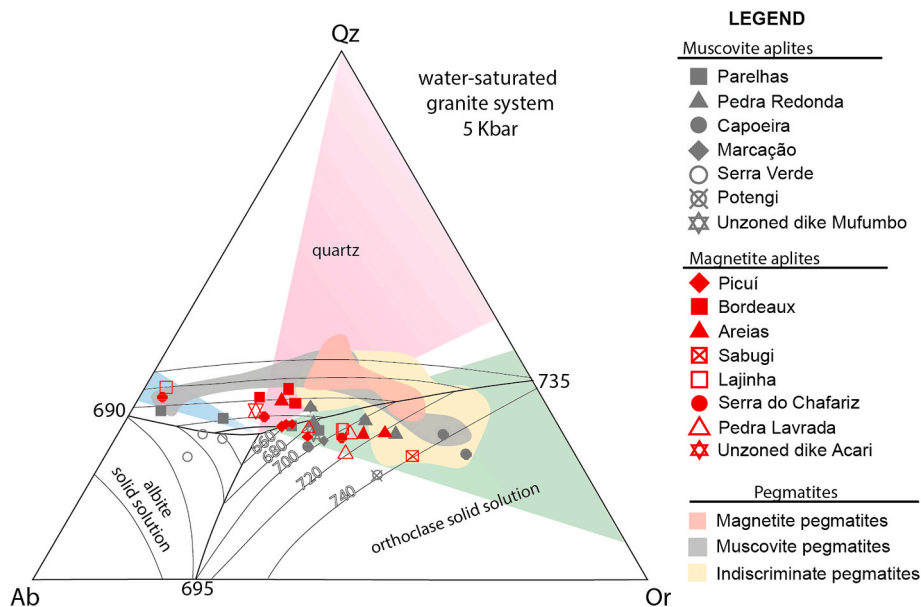


Fig. 11. QAP phase diagram for the H₂O-saturated haplogranite system at 5 kbar, Luth et al. (1964). The data in the pegmatite fields includes compiled data from Da Silva (1993), Pereira (2000), Baumgartner (2001), and Sallet et al. (2015). The green field represents the K and Al-rich protolith, the pink field represents arenite protolith, and the blue field represents greywacke protolith.

common anatectic source composition would fall close to the K-feldspar (K_2O) – quartz (SiO_2) line, which is compatible with K and Al-rich protoliths such as illite- and kaolinite-bearing pelites at the origin of the Seridó mica schist (Fig. 11). Few aplite compositions fall under eutectic-quartz lines indicating as anatectic source sericite-rich arenites at the origin of the Equador quartzites. Other few ones fall near the plagioclase (Na_2O) – quartz (SiO_2) line indicating as anatectic source smectite-rich greywacke forming the Jucurutu paragneiss and/or orthogneisses of the Caicó Complex (Sallet et al., 2015). Other examples of anatectic pegmatites come from southeast Ireland (Barros and Men-uge, 2016), Sveconorwegian Pegmatite Province (Müller et al., 2017) and Austroalpine Unit Pegmatite (Knoll et al., 2023).

The anatectic origin of the SPP unzoned pegmatites is also advanced by its recent classification as direct products of anatexis (DPA) based on the lack of a known parental pluton and trace elements in quartz systematics (Müller et al., 2021; Wise et al., 2022). The greyish facies pegmatite fall in Group 1, typically muscovite-rich, enriched in Rb, Cs, Li, Ga, Sn, Ta > Nb, B, F, and P, and depleted in Ti, Zr, Y, and REE, indicating an association with S-type melts. The reddish facies pegmatite fall in Group 2, with biotite being the overwhelmingly dominant mica (Wise et al., 2022) and the presence of accessory minerals such as fluorite, uraninite, and magnetite.

The presence of two similar chronologically related pegmatite facies is described at the Lewisian Gneiss Complex of northwest Scotland (Shaw et al., 2016). The biotite-magnetite-bearing barren pegmatite, slightly peraluminous with high K/Rb ratios and relative enrichment in Ba, Sr and LREE, and the muscovite-garnet-bearing rare-metal rich pegmatite, strongly peraluminous with low K/Rb ratios and enrichment in Rb, Cs, Li, Ta, Nb, Be, Ga and HREE. Shaw et al. (2016) also suggest an anatectic origin for the pegmatites with the facies variation attributed more to the compositional variety of the partially melted sources than to pluton fractional crystallization residual melts.

6. Conclusions

We studied aplites syn crystallized with unzoned pegmatite intrusions representative of the Seridó Pegmatite Province. Due to its fine grain size small aplite samples are representative and we used them as a proxy for the study of pegmatites that cannot be easily sampled for whole rock analyses because of their large crystals.

The SPP aplites show in the multicationic diagrams R_1 - R_2 , and A-B, and in the triangular QAP diagram a wide compositional variation of the plagioclase/K-feldspar ratio. Furthermore, quartz is enriched in plagioclase-rich aplites and depleted in K-feldspar-rich aplite which is an inversed relationship compared to those produced by crystal fractionation. It indicates that the aplites and their host pegmatite are not related to residual melts of voluminous deep seated granite plutons but rather are the product of direct anatexis of varied sources. The reddish and grayish aplites show contrasted mineralogical and geochemical compositions pointing to different partially melted sources. The source for the reddish aplites and their host unzoned pegmatites were U-Th-rich compared to the source of the Li-Cs-B-rich grayish aplites, and their host unzoned pegmatites.

The aplite normative composition distribution in the QAP phase diagram, under water saturation and 5 Kbar, indicates the presence of melts with K-feldspar and quartz as liquidus phases. The wide variation of the plagioclase/K-feldspar ratio results from liquids produced by diverse partially melted sources and from increasing temperatures and melting rates during anatexis. Inferences from the QAP + H_2O phase diagram point out that most of the aplites are related to the partial melting of quartz – K-feldspar line, which can be also the mica schist. Few aplites are consistent with quartz-rich sources or quartzites, and other few ones to plagioclase-rich sources such as metagraywackes and tonalitic orthogneiss.

CRedit authorship contribution statement

Clarissa A. Dalan: Writing – original draft, Conceptualization, Formal analysis, Investigation, Methodology, Visualization, Writing – review & editing. **Ricardo Sallet:** Writing – review & editing, Supervision, Conceptualization, Investigation, Methodology, Resources, Visualization. **João A. Souza Neto:** Writing – review & editing, Supervision, Project administration, Funding acquisition, Conceptualization, Investigation, Methodology, Visualization, Writing – original draft. **Marcos C.C. Sales:** Writing – review & editing, Formal analysis, Investigation, Visualization, Writing – original draft. **Maria H.B.M. Hollanda:** Funding acquisition, Formal analysis, Investigation, Project administration, Resources, Writing – review & editing. **Maria L.S. Rosa:** Funding acquisition, Formal analysis, Project administration, Resources, Writing – review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgements

This article stems from the doctoral thesis of the first author conducted at the Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). The first author acknowledges the support provided by the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Pernambuco (FACEPE) for providing the scholarship (process number IBPG-0915-1.07/20). Furthermore, appreciation is extended to the Department of Geology at UFPE, as well as to those at Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) and Universidade Federal de Sergipe (UFS), for their infrastructure for microscopy and assistance in thin section description. Special recognition is also given to the Laboratório de Tratamento de Amostras at the Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) and the Laboratório Multiusuários de Geociências (CLGeo/UFS) for sample preparation. M.H.B.M. Hollanda, M.L.S. Rosa, and J.A. Souza Neto thank Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for their research fellowships (process numbers 311.146/2022-8, 311.023/2021-5 and 313.251/2021-5, respectively). Authors would like to thank two anonymous reviewers for all valuable comments and suggestions, which helped to improve the quality of the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105145>.

References

- Agrawal, V.N., 1986. Structural evidence for an early episode of pegmatite emplacement in the Seridó Group. 12th Simp. Geol. Nordeste. Soc. Bras. Geol. 282–289.
- Araújo, M.N.C., Silva, F.A., Jardim de Sá, E.F., 2001. Pegmatite emplacement in the Seridó belt, northeastern Brazil: late-stage kinematics of the Brasiliano orogen. Gond. Res. 4 (1), 75–85. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70656-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70656-0).
- Archanjo, C.J., Bouchez, J.L., 1991. Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. Bull. Soc. Geol. Fr. 162 (4), 637–647.
- Archanjo, C.J., Olivier, P., Bouchez, J.L., 1992. Plutons granitiques du Seridó (NE du Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélée par leur anisotropie magnétique. Bull. Soc. Geol. Fr. 163 (4), 509–520.
- Archanjo, C.J., Viegas, L.G., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C., Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the neoproterozoic Seridó belt (Borboréma province, Brazil): constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and west africa. Gondwana Res. 23 (2), 701–714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.005>.

- Barker, D.S., 1970. Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite. *GSA Bulletin* 81 (11), 3339–3350. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[3339:COGMAG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[3339:COGMAG]2.0.CO;2).
- Barros, R., Menuge, J.F., 2016. The origin of spodumene pegmatites associated with the leinster granite in Southeast Ireland. *Can. Mineral.* 54, 847–862.
- Batchelor, R.A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48 (1–4), 43–55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).
- Baumgartner, R., 2001. *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.
- Baumgartner, R., Romer, R.L., Moritz, R., Sallet, R., Chiaradia, M., 2006. Columbite tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Can. Geol.* 44 (1), 69–86. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.1.69>.
- Beurlen, H., Barreto, S., Martin, R., Draper, J.C.M., Da Silva, M.R., Souza Neto, J.A., 2009a. The Borborema pegmatite province, NE-Brazil revisited. *Estudos Geológicos* 19 (2), 62–66. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v19n2p62-66>.
- Beurlen, H., Rhede, D., Da Silva, M.R.R., Thomas, R., Guimarães, I.P., 2009b. Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: a possible source of the rare-element granitic pegmatites. *Terra* 6, 59–71.
- Beurlen, H., Rhede, D., Thomas, R., Da Silva, M.R.R., Soares, D.R., 2019. Evaluation of the potential for rare earth element (REE) deposits related to the Borborema pegmatite province in Northeastern Brazil. *Estudos Geológicos* 29 (2), 40–53. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v29n2p40-53>.
- 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.
- Cameron, E.N., Jahns, R.H., McNair, A.H., Page, L.R., 1949. Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology Monograph* 2, 115.
- Corsini, M., De Figueiredo, L.L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A., 1998. Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics* 285 (1–2), 103–117. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00192-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00192-3).
- Cunha de Souza, L.C., 1996. *Zoneographie métamorphique, chimie des minéraux, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire P-T-t des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasiliense)*. Ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil). Thèse de Doctorat, Université Catholique de Louvain, Belgium. Unpublished.
- Da Silva, M.R.R., 1993. Petrographical and Geochemical Investigations of Pegmatites in the Borborema Pegmatite Province of Northeastern Brazil. Ph.D. thesis. Ludwig Maximilian Universität München, Germany.
- Da Silva, M.R.R., Höll, R., Beurlen, H., 1995. Borborema Pegmatite Province: geological and geochemical characteristics. *J. S. Am. Earth Sci.* 8 (3–4), 355–364. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00019-C](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00019-C).
- De La Roche, H.D., Leterrier, J.T., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29 (1–4), 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0).
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Envir. Sci. Transac. of the Royal Soc. of Edinburgh* 73 (3), 135–149. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010117>.
- Dill, H.G., 2015. Pegmatites and apatites: their genetic and applied ore geology. *Ore Geol. Rev.* 69, 417–561. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.022>.
- Ennes, E.R., Santos, J.S.A., 1975. *Projeto Picuf: relatório final. Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)*.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Dunyi, L., Armstrong, R., 2011. Long-lived paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 32 (4), 287–300. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.008>.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Bautista, J.R., Souza, L.C., 2015. 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 Res.* 258, 186–207. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2014.12.009>.
- Jardim de Sá, E.F., Salim, J., 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal* 80 (421), 16–28.
- Jardim de Sá, E.F., 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Universidade de Brasília, Brasília. PhD thesis.
- Johnston W.D., Jr., 1945. Beryl-Tantalite pegmatites of northeastern Brazil. *GSA Bulletin* 56 (11), 1015–1070. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[1015:BPONB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[1015:BPONB]2.0.CO;2).
- Knoll, T., Huet, B., Schuster, R., Mali, H., Ntaflou, T., Hauzenberger, C., 2023. Lithium pegmatite of anatectic origin - a case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (eastern European Alps): geological data and geochemical model. *Ore Geol. Rev.* 154, 105298. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105298>.
- Lima, E.S., 1992. Metamorphic conditions in the Seridó region of northeastern Brazil during the brasiliano cycle (late proterozoic). *J. S. Am. Earth Sci.* 5 (3–4), 265–273. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90025-T](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90025-T).
- London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatite. *Lithos* 184–187, 74–104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.025>.
- Luth, W.C., Jahns, R.H., Tuttle, O.F., 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geoph. Res.* 69 (4), 759–773. <https://doi.org/10.1029/JZ069i004p00759>.
- Medeiros, V.C., Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Dantas, E.L., 2012. Augen gnaisses riocianos no domínio Rio Piranhas-Seridó-Província Borborema, nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica* 12 (2), 3–14. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2012000200001>.
- Müller, A., Romer, R.L., Pedersen, R.B., 2017. The Sveconorwegian Pegmatite Province—thousands of pegmatites without parental granites. *Can. Mineral.* 55 (2), 283–315. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600075>.
- Müller, A., Keyser, W., Simmons, W.B., Webber, K., Wise, M., Beurlen, H., Garate-Olave, I., Roda-Robles, E., Galliski, M.A., 2021. Quartz chemistry of granitic pegmatites: implications for classification, genesis and exploration. *Chem. Geol.* 584, 120507. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120507>.
- Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Medeiros, V.C., 2015. Ediacaran to cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *J. S. Am. Earth Sci.* 58, 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>.
- Neiva, A.M.R., 1975. Geochemistry of coexisting apatites and pegmatites and of their minerals from central northern Portugal. *Chem. Geol.* 16 (3), 153–177. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(75\)90025-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(75)90025-X).
- Omosanya, K.O., Mosuro, G.O., Laniyan, T.A., Ogunleye, D., 2012. Prediction of gravity anomaly from calculated densities of rocks. *Adv. Appl. Sci. Res.* 3 (4), 2059–2068.
- Pereira, L.S., 2000. *Geoquímica de micas e feldspatos dos pegmatitos e granitos pegmatíticos da região de Parelhas/RN. Master monography - Programa de Pós-graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal*.
- Ribeiro, C.V., Sales, M.C., Oliveira, A.L., Sallet, R., 2023. Linking sedimentary provenance, climate and tectonics in the neoproterozoic Seridó belt, Borborema Province (NE Brazil). *Geosc. Frontiers* 14 (6), 101681. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101681>.
- Rockhold, J.R., Nabelek, P.I., Glascock, M.D., 1987. Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: The role of boron. *Geoch. et Cosmoch. Acta* 51 (3), 487–496. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90063-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90063-9).
- Rolf, P.A.M.A., 1946. *Minerais dos pegmatitos da Borborema*. DNPM Div. Fom. Prod. Min. Bol. 78, 23–76.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2014. 4.1 - Composition of the continental crust. In: *Treatise on Geochemistry*, second ed. Elsevier, pp. 1–51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>.
- Rybach, L., 1988. Determination of heat production rate. *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*, pp. 125–142.
- Sales, M.C.C., 2020. *Considerações sobre os granitos pegmatíticos da Província Pegmatítica do Seridó: mapeamento geológico e geoquímica (Bachelor's dissertation)*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Sallet, R., Price, J.D., Babinski, M., Moritz, R., Souza, Z.S., Chiaradia, M., 2015. Experimental anatexis, fluorine geochemistry and lead-isotope constraints on granite petrogenesis in the Seridó Belt, Borborema Province, northeastern Brazil. *Chem. Geol.* 400, 122–148. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.011>.
- Sallet, R., Price, J.D., Moritz, R., 2018. Natural and experimental fluorine substitution in biotite: implications for fluid-rock thermochronometry and application to the Seridó Belt, northeastern Brazil. *Chem. Geol.* 482, 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.019>.
- Sallet, R., Vital, H., Price, J.D., Moritz, R., 2019. The geochemical behavior of F and Cl during the weathering–diagenesis–metamorphism–anatexis cycle. Insights from the clay fraction of fine sands from the Amazon River mouth and metapelite rocks from the Seridó Belt, Brazil. *Chem. Geol.* 525, 260–267. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.033>.
- Sallet, R., Ribeiro, C., Souza Neto, J.A., Sales, M., Moritz, R., Price, J.D., Thomsen, T.B., 2021. Pegmatitic granite fluid compositions and thermochronometry in the Seridó Belt, Borborema Province, Brazil: insights from trace element advection-diffusion-partitioning halos in host schist and gneiss. *Lithos* 396–397, 106200. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106200>.
- Scorza, E.P., 1944. *Província Pegmatítica da Borborema (nordeste do Brasil)*. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, vol. 112. Divisão da Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, p. 55.
- Shaw, R.A., Goodenough, K.M., Roberts, N.M.W., Horstwood, M.S.A., Chenery, S.R., Gunn, A.G., 2016. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: a case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland. *Precambrian Res.* 281, 338–362. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2016.06.008>.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope: Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientations*. Chapman & Hall, London, p. 445.
- Simmons, W.B., Webber, K.L., Falster, A.U., 2024. Pegmatites. *Rocks & Minerals* 99 (1), 18–32. <https://doi.org/10.1080/00357529.2023.2253098>.
- Simmons, W.B.S., Webber, K.L., 2008. Pegmatite genesis: state of the art. *Eur. J. Mineral* 20 (4), 421–438. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1833>.
- Smith, J.V., 1974. Intergrowths of feldspars with other minerals. *Feldspar Minerals: 2 Chemical and Textural Properties* 553–647.
- Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., Jardim de Sá, E.F., Macedo, M.H.D.F., 2007. Calc-alkaline magmatism at the archaean–proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). *J. Petrol.* 48 (11), 2149–2185. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egm055>.
- Takahashi, Y., Yoshida, H., Sato, N., Hama, K., Yusa, Y., Shimizu, H., 2002. W- and M-type tetrad effects in REE patterns for water–rock systems in the Tono uranium deposit, central Japan. *Chem. Geol.* 184 (3–4), 311–335. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00388-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00388-6).
- Torres, H., Andrade, V.D., 1975. *Projeto Jardim do Seridó: Relatório Final, 2. Recife, Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM)*.

- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Williams, I.S., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Dantas, E.L., Babinski, M., 2003. 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 Res.* 127 (4), 287–327. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9).
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 31 (2–3), 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>.
- Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 8 (3–4), 247–266. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5).
- Wise, M.A., Müller, A., Simmons, W.B., 2022. A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites. *Can. Mineral.* 60 (2), 229–248. <https://doi.org/10.3749/canmin.1800006>.

6. ARTIGO SUBMETIDO: U-Pb Zircon Ages in Aplites: New Insights from the Seridó Pegmatite Province, Northeast Brazil

O texto a seguir corresponde a mais um dos capítulos da tese, estruturado no formato de artigo científico. O artigo foi submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences* e apresenta um estudo geocronológico inédito em aplitos associados a pegmatitos não zonados da Província Pegmatítica do Seridó, localizada na porção nordeste da Província Borborema.

Foram analisadas amostras de quatro aplitos: dois aplitos a muscovita (Capoeira e Marcação) e dois aplitos a magnetita (Bordeaux e Lajinha). A análise textural dos cristais de zircão revelou zonas de crescimento magmático, frequentemente substituídas por texturas convolutas ou porosas, indicando grãos de zircão hidrotermais. As idades obtidas por meio de datação U-Pb em zircão (SHRIMP) são concordantes e indicam idades de 562 ± 5 Ma (Capoeira), 556 ± 4 Ma (Marcação), 527 ± 5 Ma (Bordeaux) e 535 ± 3 Ma (Lajinha). Esses resultados demonstram que os aplitos com muscovita são aproximadamente 30 Ma mais antigos que os aplitos com magnetita.

Além de indicar diferentes pulsos magmáticos durante a evolução da província, as idades obtidas mostram uma relação temporal e espacial clara entre os aplitos, os pegmatitos não zonados associados e a mineralização de W-Mo dos skarns da região, cujos depósitos apresentam idades entre 554 ± 2 Ma e 524 ± 2 Ma. Esses dados reforçam a importância dos aplitos como marcadores temporais na história magmática da Província Pegmatítica do Seridó e contribuem para o entendimento da relação entre magmatismo granítico e eventos mineralizantes sincrônicos.

U-Pb Zircon Ages in Aplites: New Insights from the Seridó Pegmatite Province, Northeast Brazil

Clarissa de A. Dalan^a
clarissa.dalan@ufpe.br

Carlos V. A. Ribeiro^b
carlosvaribeiro@gmail.com

João A. Souza Neto^{a,c}
joao.souzant@ufpe.br

Marcos C. C. Sales
marcos.camara@ufpe.br

a – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco; Av. da Arquitetura, 953-995 - Cidade Universitária, 50740-540, Recife - PE

b – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), 70910-900 Brasília, DF, Brazil

c – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco; Av. da Arquitetura, 953-995 - Cidade Universitária, 50740-540, Recife - PE

ABSTRACT:

Textural and geochronological studies of zircon were conducted on aplites cogenetic with to pegmatitic granites (unzoned) from the Seridó Pegmatite Province, Northeast Brazil, within the Borborema Province. Samples from four aplites were analyzed: two grayish muscovite-bearing aplites (Capoeira and Marcação) and two magnetite-bearing aplites (Bordeaux and Lajinha). Textural analysis revealed that these grains often exhibit a faint magmatic zoning that is frequently replaced by convolute or porous zones. Zircon U-Pb SHRIMP dating yield concordant ages of 562 ± 5 Ma for Capoeira, 556 ± 4 Ma for Marcação, 527 ± 5 Ma for the Bordeaux, and 535 ± 3 Ma for Lajinha aplites. These ages demonstrate that muscovite-bearing aplites are ca. 30 Ma older than magnetite-bearing ones. They also reveal a clear temporal and spatial relationship between the aplites-pegmatitic granites and some regional W-Mo skarn mineralization, which molybdenite in skarns yielding ages from 554 ± 2 Ma to 524 ± 2 Ma. The zircon dating results suggest significant magmatic events, with these ages aligning with previously established timelines for the Seridó Pegmatite Province, indicating the synchronous crystallization of the aplites, associated pegmatitic granites, and mineralized deposits.

Keywords – aplite, zircon, geochronology, pegmatites

1. Introduction

Constraining the timing of pegmatite crystallization is often difficult due to the undercooled state of the pegmatitic melt (Nabelek *et al.*, 2010; London, 2014). High-temperature minerals, such as zircon, are frequently inherited from the host-rock (Wang *et al.*, 2007; McCauley and Bradley, 2014; Bradley *et al.*, 2016). On the other hand, oxides (columbite, tantalite and cassiterite) are rarely inherited in pegmatites (Melcher *et al.*, 2015; McCauley and Bradley, 2014) but can be disturbed by post-crystallization events (Kontak *et al.*, 2005). Furthermore, closure temperatures are still not determined for U-Pb isotopes in oxides, hindering the understanding of its role during pegmatite crystallization (e.g. Ballouard *et al.*, 2024), although ages obtained from these minerals are frequently within the range of zircon ages (Bradley *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2019). Ages obtained through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite and biotite are thought to reflect the final cooling at temperatures below 400 °C, being commonly several Ma younger than U-Pb systematics (Harrison *et al.*, 2009; McCauley and Bradley, 2014; Bradley *et al.*, 2016; Ballouard *et al.*, 2024). This paper addresses the problem of pegmatite dating through the study of its cogenetic aplites from the Seridó Belt.

The Seridó Pegmatite Province (SPP) in NE Brazil is a region of significant geological and economic interest due to the widespread occurrence of both mineralized and non-mineralized pegmatites (Scorza, 1944; Da Silva *et al.*, 1995; Beurlen *et al.*, 2014). Over a thousand bodies have been documented, comprising both zoned and unzoned types (Da Silva, 1993; Da Silva *et al.*, 1995; Beurlen *et al.*, 2014; Fernandes *et al.*, 2022). These intrusions create prominent topographic highs, standing out as key outcrops within the regional landscape and represent the final magmatic stage of the Brasiliano Cycle in the Seridó region during the Early Cambrian (Dirac and Ebert, 1967; Baumgartner *et al.*, 2006; Degen *et al.*, 2019; Hollanda *et al.*, 2019; Palinkas *et al.*, 2019). Aplites and unzoned pegmatites are often associated with structural and textural evidence suggesting synchronous crystallization (Webber *et al.*, 1997; Dalan *et al.*, 2024).

To place further constraints on the evolution of the Seridó Pegmatite Province, we present SHRIMP U-Pb zircon geochronology of four aplites interlayered with pegmatites. The results reveal at least, two stages of pegmatite crystallization that are coeval with

metamorphic and metallogenic events in the Seridó Belt, improving temporal relationships between tectonic and mineralization events.

2. Geology background and samples

2.1 Seridó Belt

The Seridó Belt includes Archean and Paleoproterozoic basement units with U-Pb ages from 2.97 to 1.74 Ga (Souza *et al.*, 2016; Ferreira *et al.*, 2020; Medeiros *et al.*, 2021). The Seridó Group overlays these units and is composed of Neoproterozoic supracrustal metasedimentary rocks, composing the Equador Formation (quartzites and metaconglomerates), the Jucurutu Formation (paragneisses, marbles, calc-silicates, and BIFs), and the Seridó Formation (mica schists), and metavolcanic rocks. (Jardim de Sá and Salim, 1980; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 2003).

Based on Sm-Nd isotopic data and U-Pb ages of detrital zircons, Van Schmus *et al.* (2003) established that sedimentation of the Seridó Group rocks initiated in an intracontinental rift setting. Hollanda *et al.* (2015), through detrital zircon U-Pb analysis and Nd isotopic compositions, reaffirmed the intracontinental rift nature of the Seridó basin and identified distinct provenances for each formation of the Seridó Group. They found that zircons from the Equador Formation have Archean to Paleoproterozoic origins, while other formations showed Neoproterozoic sources. These authors suggested that the Jucurutu and Seridó Formations represented proximal (shallow-water) and distal (deep-water) sequences, respectively, overlain by platform sediments resulting from marine transgression. They explained that regional deformation and basin inversion thrust the lower units, placing the Equador Formation quartzites and Seridó metapelites above the Jucurutu Formation paragneisses and marbles. The Equador Formation forms the base of the stratigraphy (Hollanda *et al.*, 2015), which is overlaid by fine-grained sediments sourced from magmatic arcs rocks from the Borborema Province (Ribeiro *et al.*, 2023). These sediments, represented by the Seridó and Jucurutu Formations, were likely deposited during the post-Marinoan deglaciation and the subsequent sea-level rise (Ribeiro *et al.*, 2023).

The Equador Formation is composed of muscovite quartzites, overlain by polymictic and polymodal metaconglomerates featuring fragments of quartz, orthogneiss,

metagranitoid, biotite gneiss, calc-silicate rocks, metapegmatite, and feldspar (Jardim de Sá, 1994).

The Jucurutu Formation is characterized by paragneisses and marbles, intercalated with banded iron formations (BIF), amphibolites, and calc-silicate rocks. The main lithotype is a fine-grained biotite $\pm$ amphibole paragneiss. Marbles are composed predominantly of calcite, while the calc-silicate rocks (skarns) exhibit diverse composition and granoblastic texture, with minerals such as epidote, diopside, garnet, quartz, and plagioclase (Jardim de Sá, 1994). These rocks are also significant for their W mineralizations, mainly hosted in scheelite (Salim, 1993; Souza Neto *et al.*, 2008; Medeiros *et al.*, 2021).

The Seridó Formation contains the main host rock for the intrusive pegmatitic bodies studied in this work. It is predominantly composed of medium- to coarse-grained mica schists. These schists may contain garnet, cordierite, staurolite, andalusite, and/or sillimanite (Jardim de Sá, 1994).

Metamorphism in the Seridó Belt reached the low-pressure amphibolite facies, with peak temperatures ranging between 500-650 °C and pressures between 2.5 – 5.0 kbar, increasing toward the east (Lima, 1992; Cioffi *et al.*, 2021).

2.2 Ediacaran to Cambrian magmatism and related mineralizations

The Seridó Belt experienced significant magmatic activity during the Ediacaran-Cambrian period, marked by various granitoid intrusions, including porphyritic granites, diorites, leucogranites, pegmatitic granites zoned and unzoned dated between 598 and 509 Ma (Baumgartner *et al.*, 2006; Souza *et al.*, 2016; Hollanda *et al.*, 2017). According to Hollanda *et al.* (2017), the magmatic events in the Seridó region can be divided into three main events:

(i) The first between 600 and 590 Ma, which includes porphyritic granites, diorites and gabbros, examples: Serra da Garganta (598 ± 5 Ma) (Nascimento *et al.*, 2015), Cardoso (596 ± 3 Ma) (Hollanda *et al.*, 2015) and Totoró (597 ± 6 to 591 ± 4 Ma) (Archanjo *et al.*, 2013).

(ii) The second, the formation of large batholiths composed of porphyritic granites, diorites, leucogranites and migmatites represented by the Acari batholith, dated at 572 ± 10 and 577 ± 9 Ma, as well as the Santa Luzia leucogranite at around 573 ± 3 Ma (Archanjo *et al.*, 2013).

(iii) Biotite granites and leucogranites younger than 555 Ma, such as Flores granite (553 ± 4 Ma), Caramuru leucogranite (540 ± 4 Ma), Picuí granite (549 ± 4 Ma), Serra da Macambira (532 ± 10 Ma) and Cerro Corá stocks (527 ± 8 Ma) (Hollanda *et al.*, 2017).

Recent studies have identified a new granitoid suite, named the Jardim do Seridó suite, composed of peraluminous granitoids with muscovite, garnet, and biotite, with a U-Pb zircon age of 592 ± 2 Ma (Cabral Neto *et al.*, 2019; Souza *et al.*, 2018).

The Seridó belt hosts diverse mineralization styles, including orogenic gold deposits (quartz veins within schists), skarns (W-Mo, W-Mo-Au-Bi-Te, Cu), and pegmatites (Nb-Ta, Be, REE, U, Li, and gemstones) (Souza Neto *et al.*, 2008).

Pb-Pb ages of gold-related pyrites from the São Francisco Gold Deposit in Currais Novos (RN) point for gold mineralization between 517 Ma and 502 Ma (mean 507 ± 9 Ma), and gold remobilization between 499 Ma and 485 Ma (mean 497 ± 4 Ma) (Cunha, 2023). Previous studies focused on dating the host schist and its hydrothermal halos. For example, Rb-Sr whole-rock ages of sillimanite-muscovite schist identifying two metamorphic pulses at 569 ± 20 Ma and 554 ± 19 Ma (Trindade, 2000), whereas Ar-Ar muscovite and biotite ages from hydrothermal halos point out two gold mineralization episodes, at 520-510 Ma and 506-500 Ma (Araújo *et al.*, 2005). W-Mo skarn mineralizations were dated using the Re-Os method on molybdenite, yielding ages of 554 ± 2 Ma for Brejuí, 524 ± 2 Ma for Bonfim, and 510 ± 2 Ma for Bodó skarns (Hollanda *et al.*, 2017).

U-Pb zircon dating of granite and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dating of pegmatites from the Bodó W-Mo skarn district yield ages of 537 ± 4 Ma for the Macambira granite and 502 ± 1 Ma for the pegmatite, respectively (Lucas *et al.*, 2024).

2.2.1 Pegmatites

The Seridó Pegmatite Province (SPP) includes zoned and unzoned pegmatites (also referred to as pegmatitic granites), which have grayish and reddish facies (Sallet *et al.*, 2015). Pegmatitic granites yield a monazite U-Pb age of 528 ± 12 Ma for the grayish Parelhas intrusion (Baumgartner *et al.*, 2006) and uraninite-xenotime U-Pb age of 520 ± 10 Ma for the reddish Picuí pegmatite (Beurlen *et al.*, 2009). Zoned pegmatites yield columbite U-Pb ages of 510 ± 1 Ma for Malhada Vermelha, 510 ± 3 Ma for Capoeira, 512 ± 3 Ma for Trigueiro, 514 ± 1 Ma for Combi, 514 ± 1 Ma for Mamões and 515 ± 1 Ma for Carnaubinha (Baumgartner *et al.*, 2006). U-Pb in zircon dating applied to the Capoeira

pegmatite yield an age of 491 ± 26 Ma (Degen *et al.*, 2019). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in biotite from the Boqueirão pegmatite yield ages in the range of 532 ± 2 to 523 ± 1 Ma (Araújo *et al.*, 2005), whereas muscovite yields an age of 502 ± 6 Ma (Palinkaš *et al.*, 2019). These ages and corresponding data from other SPP pegmatites are systematically presented in Table 1.

Table 1 – Geochronological data of pegmatites from SPP. Grayish: grayish muscovite pegmatite; Reddish: Reddish magnetite pegmatite.

Pegmatite/ zoned or unzoned	Facies	Method	Mineral	Age (Ma)	Reference
Parelhas/ unzoned	Grayish	U/Pb	Monazite	528 ± 12	Baumgartner <i>et al.</i> (2006)
Picuí/ unzoned	Reddish	U-Th-Pb	Uraninite- xenotime	520 ± 10	Beurlen <i>et al.</i> (2009)
Boqueirão – “Paraíba-type” tourmaline/ zoned	Grayish	U/Pb	Zircon	491 ± 26	Degen <i>et al.</i> (2019)
Capoeira/ zoned	Grayish	U/Pb	Columbite- tantalite	509 ± 3	Baumgartner <i>et al.</i> (2006)
Mamões/ zoned	Grayish	U/Pb	Columbite- tantalite	514 ± 1	
Malhada Vermelha/ zoned	Grayish	U/Pb	Columbite- tantalite	511 ± 0.4	
Combi/ zoned	Grayish	U/Pb	Columbite- tantalite	514 ± 1.5	
Carnaubinha/ zoned	Grayish	U/Pb	Columbite- tantalite	515 ± 1	
Trigueiro/ zoned	Grayish	U/Pb	Columbite- tantalite	511 ± 3	
Pegmatite near to Parelhas/ zoned	Grayish	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotite (6-grain average)	523 ± 1	Araújo <i>et al.</i> (2005)
Boqueirão/ zoned	Grayish	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Muscovite	502 ± 6	Palinkaš <i>et al.</i> (2019)

Most of the pegmatites follow the regional NNE-SSW fabric, while several others are discordant with E-W orientation (Araújo *et al.*, 2001). While zoned and unzoned pegmatites typically form dikes aligned with the NNE-SSW regional trend, unzoned pegmatites can also intrude as sills when emplaced along the foliation of host rocks (Sales, 2020; Sallet *et al.*, 2021).

Unzoned pegmatites exhibit textures ranging from medium to coarse-grained pegmatitic facies to aplitic facies (Fig. 1) (Sales, 2020; Beurlen *et al.*, 2009). Aplitic textures are closely associated with pegmatitic facies, as evidenced by aplite-pegmatite banding, which indicates the formation of both facies from a single igneous system (Jahns and Tuttle, 1963; Dalan *et al.*, 2024).

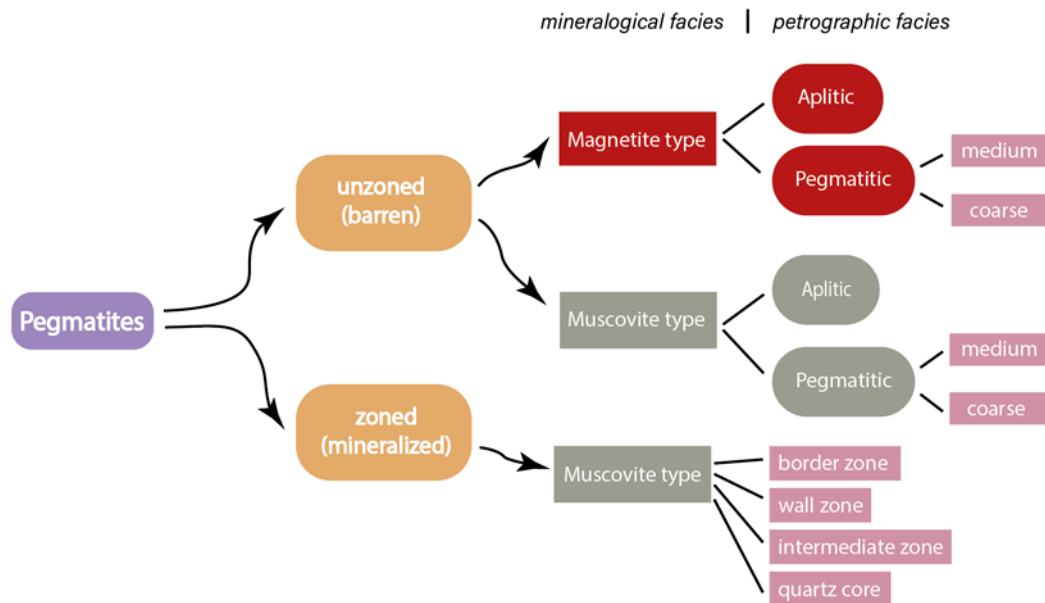


Figure 1. Schematic classification of pegmatites based on zoning and mineralogical facies. Pegmatites are categorized into unzoned (barren) and zoned (mineralized) types. Unzoned pegmatites are subdivided into magnetite and muscovite types, each displaying aplitic or pegmatitic petrographic facies with medium to coarse grain sizes. Zoned pegmatites occur exclusively as the muscovite type and exhibit internal structural zoning, typically including border, wall, intermediate zones, and a quartz core.

Accessory mineralogy plays a crucial role in defining the petrographic facies of these pegmatites. In this study, we follow the classification of Sallet *et al.* (2015), which distinguishes between grayish and reddish facies. The grayish facies consist of muscovite aplites, where muscovite is the dominant accessory mineral ($\geq$ biotite + garnet), and magnetite aplites (reddish facies), where the accessory mineral assemblage includes biotite + magnetite $\pm$ garnet.

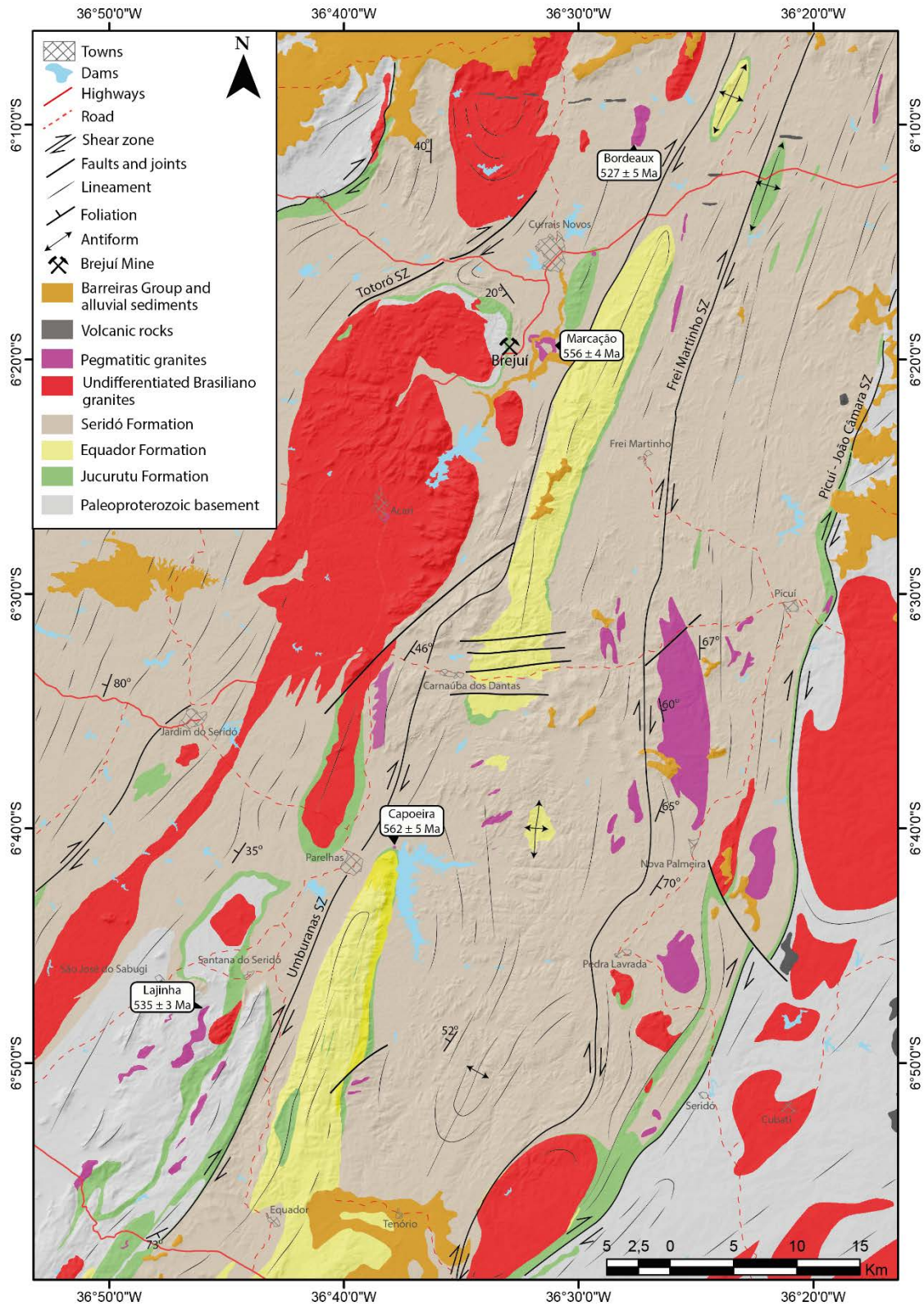


Figure 2. Simplified geological map of the eastern Seridó belt showing the ages of the studied pegmatitic granites (unzoned). Adapted from Ennes and Santos (1975), Torres and Andrade (1975) and Cabral Neto et al. (2018).

3. Analytical Methods

U-Pb zircon geochronology analyses were conducted using the SHRIMP IIe (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) at the University of São Paulo. Zircon crystals, extracted from aplite samples using standard mineral separation techniques such as jaw crushing, sieving, magnetic separation at 0.6 A and 1.2 A with inclinations of 10° and 5° respectively, and dense liquids separation, were embedded in resin and polished for analysis (for further analytical details, see Sato *et al.*, 2014). Imaging under cathodoluminescence (CL) and transmitted light was used to examine the internal textures.

Data reduction and statistical analysis were performed using SQUID 1.06 following the procedures described in Sato *et al.* (2014). Analytical spots were carefully selected to avoid areas with high uranium concentrations, which can compromise accurate readings.

Representative aplite samples were freshly collected from cogenetic contexts with pegmatitic facies, including two muscovite-bearing and two magnetite-bearing samples chosen for U-Pb zircon geochronology. Analytical reliability was ensured by measuring the TEMORA standard after every four determinations of unknown samples. The TEMORA zircon standard was used for normalization of U, Th, and Pb abundances, as well as Pb isotope ratios. Correction for common Pb was based on the measured Pb content. The TEMORA zircon data yielded a concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age with of 417 ± 2 Ma (MSWD = 0.19, prob. 0.66).

Statistical analysis was performed using the IsoplotR software (Vermeesch, 2018). The analytical results are presented as 2σ standard errors on the concordia plots, with uncertainties in mean ages reported at the 95% confidence level (2σ).

4. Samples

4.1 Petrography

The Capoeira and Marcação aplites are classified as grayish muscovite-aplites, while the Bordeaux and Lajinha aplites are reddish magnetite aplites (Fig. 2).

The Capoeira pegmatite dike swarm consists of at least four parallel dykes (named Capoeira 1, 2, 3 and 4) with well-developed pegmatitic zoning. The dated aplite sample belongs to an unzoned facies of an apophysis from Capoeira 1 (Fig.3). These dikes intrude

discordantly, with an E-W orientation, the host Equador Formation metaconglomerate. The contact zone consists of fine-grained aplite that transition into medium-grained pegmatitic textures. The central portion displays aplite-pegmatite banding, oriented parallel to the host rock contact (Fig. 4A). Aplites are observed both within banded zones and also interstitial with blocky K-feldspar. The aplites have a syenogranitic composition, with K-feldspar (mostly microcline), plagioclase (mostly albite-oligoclase) and accessory muscovite, garnet, tourmaline, apatite, and zircon.

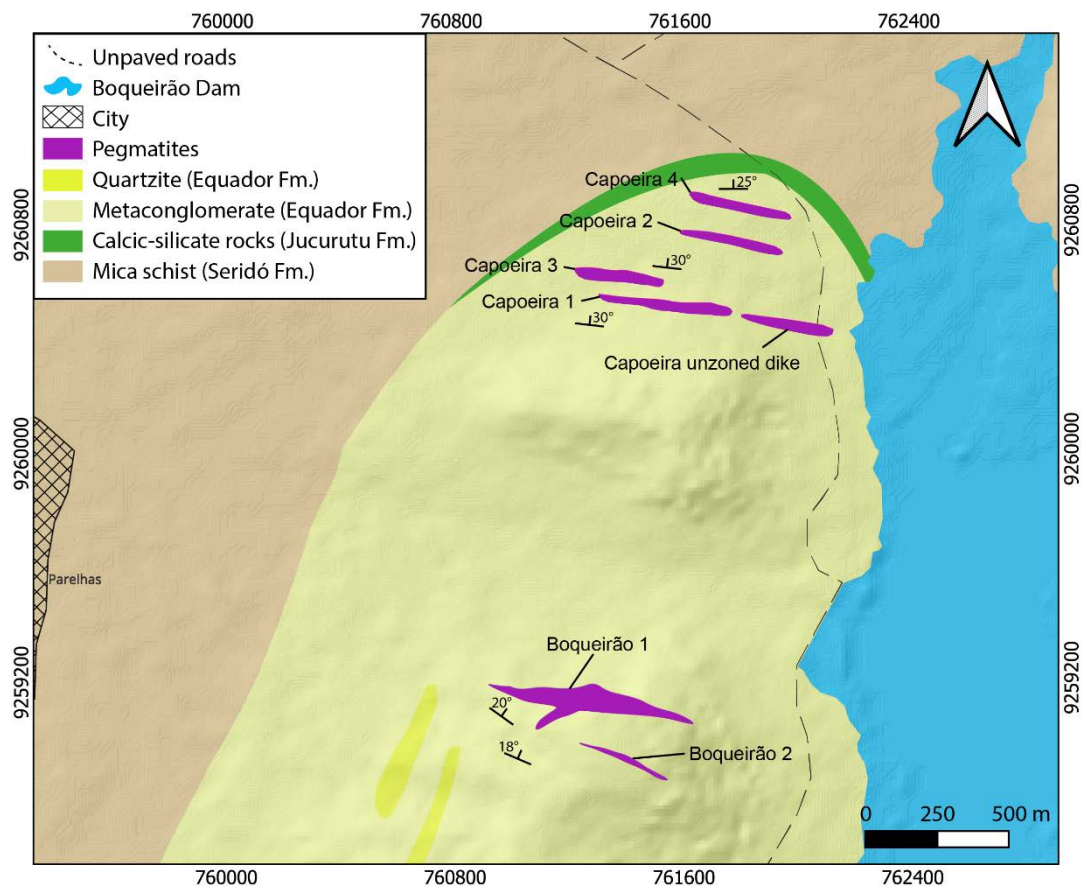


Figure 3. Location of the Capoeira pegmatite dike swarm and Boqueirão pegmatite dikes. There is significant confusion in the literature between the Boqueirão and Capoeira dikes. The map shows both pegmatite dike sets. Modified from Soares (2004).

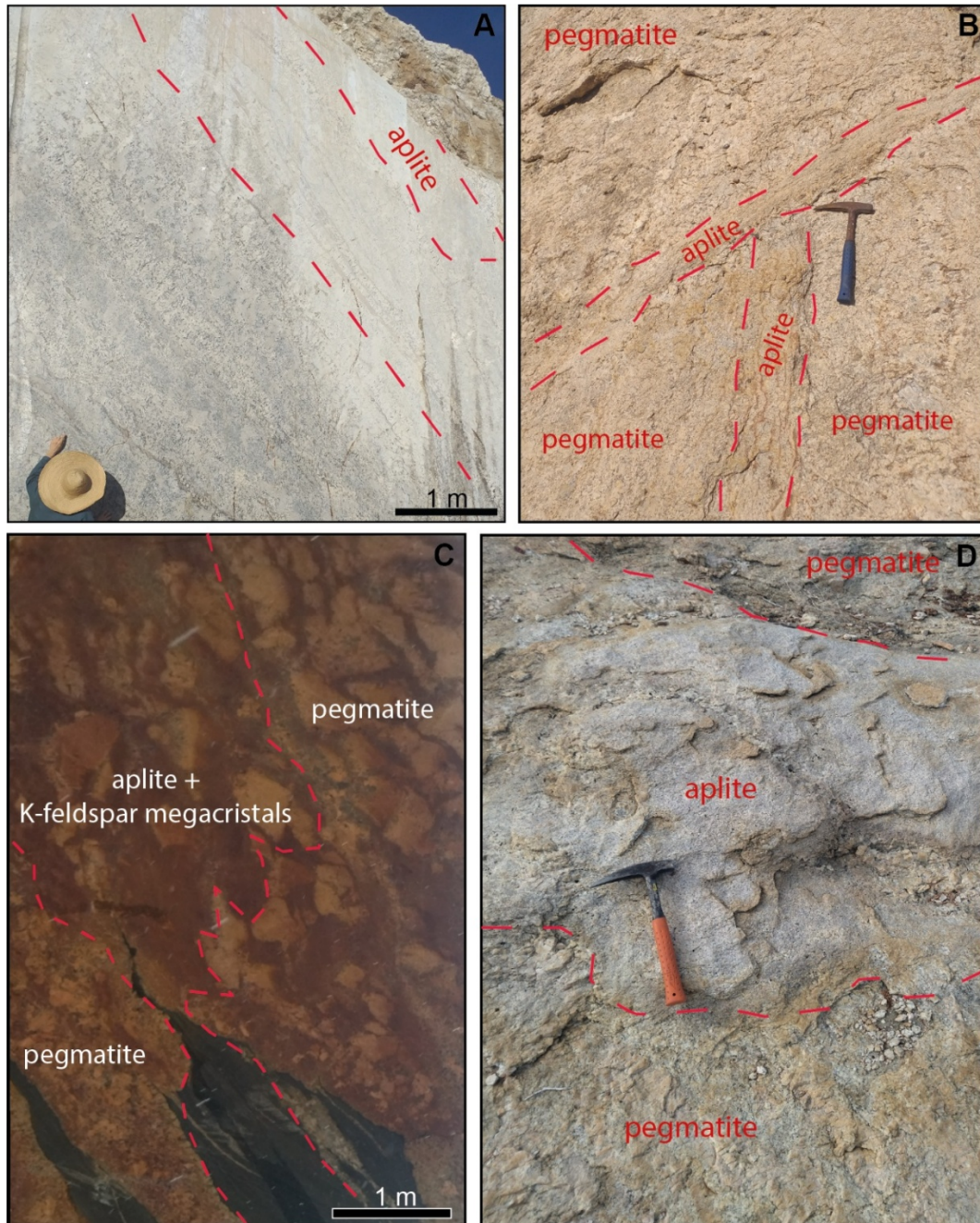


Figure 4. Occurrence of aplites. A) Orientation of aplitite-pegmatite banding parallel to the host rock contact, indicated by red dashed lines, in the unzoned Capoeira apophysis. B) Aplitite-pegmatite banding in the Marcação aplitite. C) Bordeaux pegmatite with Jucurutu paragneiss xenoliths. D) Aplitite in the Lajinha pegmatite.

The Marcação intrusion is an unzoned pegmatite with a N-S elongation that is parallel to the foliation of the host Seridó Formation schist. The aplites (Fig. 4B) have a monzogranitic composition, with K-feldspar being mainly microcline and plagioclase being albite-oligoclase. Quartz is commonly deformed, with undulatory extinction and a

sigmoidal shape. Accessory minerals include muscovite, garnet, biotite, zircon, monazite, and iron oxides.

Bordeaux and Lajinha aplites are hololeucocratic, fine-grained rocks with compositions of granodiorite and monzogranite to tonalite, respectively. Bordeaux intrudes mica schist of the Seridó Formation, and has paragneiss xenoliths (Fig. 4C), while the Lajinha (Fig. 4D) intrudes the orthogneisses of Caicó Complex basement. Their primary mineralogy consists of quartz, plagioclase (ranging from albite to oligoclase) and K-feldspar (mostly microcline). Plagioclase occurs as subhedral to anhedral grains and containing micro-inclusions of iron oxide. Intergrowths of plagioclase and potassium feldspar with rounded quartz blebs are frequently observed.

Accessory minerals in both aplites include biotite, zircon, iron oxides, and allanite, while apatite is present only in the Bordeaux aplite. Zircon occurs as metamict prismatic crystals, typically found within microcline and occasionally in biotite or muscovite (Fig. 5).

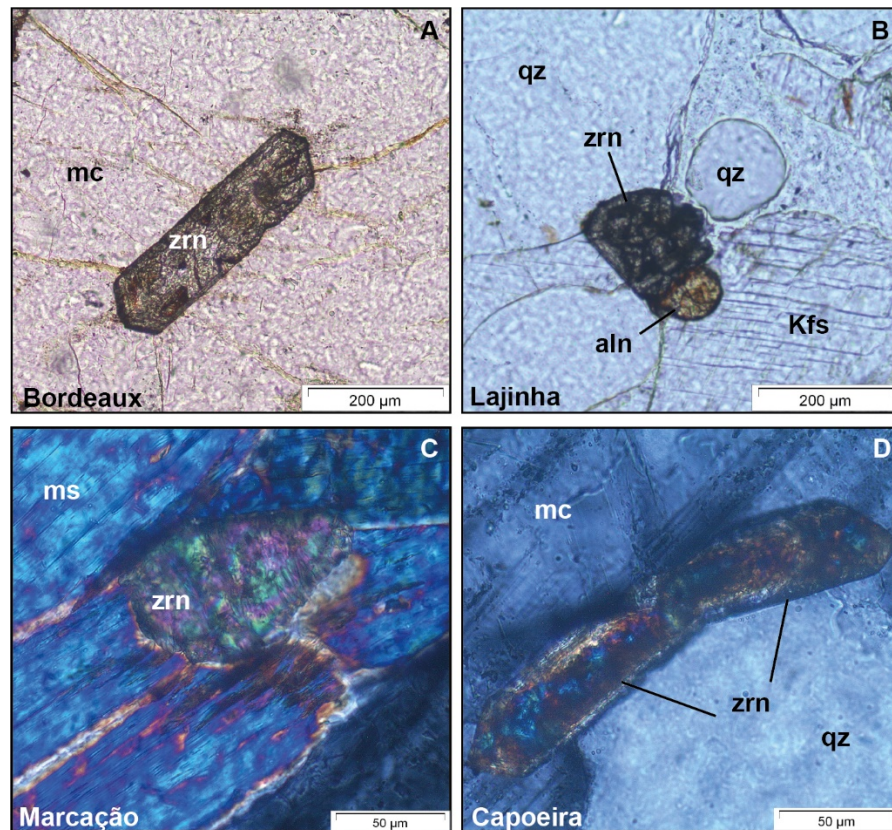


Figure 5. Petrographic habits of zircon in each studied aplite. A) Prismatic zircon crystal from sample BORD-03X (Bordeaux), included in microcline. B) Rounded zircon crystal included in K-feldspar, from sample LING-01 (Lajinha). C) Rounded zircon crystal from sample MARC-04 (Marcação), included in muscovite. D) Twinned zircon crystal included in microcline, from sample BQ-03 (Capoeira). Images A and B are shown under parallel nicols, while C and D are

under crossed nicols. Abbreviations: *aln* – allanite, *mc* – microcline, *Kfs* – K-feldspar, *qz* – quartz, and *zrn* – zircon.

4.2 Whole-rock Geochemistry

The aplite samples from both the muscovite and magnetite facies exhibit similar TiO_2 (0.01 – 0.19 wt.%), Fe_2O_3 (0.40 – 1.22 wt.%), and Na_2O (1.77 – 4.43 wt.%) values.

The muscovite aplite shows elevated concentrations of Al_2O_3 (14.27 – 15.32 wt.%), MnO (0.13 – 0.72 wt.%), K_2O (4.60 – 9.36 wt.%) and P_2O_5 (0.16 – 0.82 wt.%), compared to the magnetite aplite, which presents lower values of these oxides (Al_2O_3 13.79 – 14.82 wt.%, MnO 0.01 – 0.02 wt.%, K_2O 0.47 – 5.69 wt.%, P_2O_5 0.00 – 0.05 wt.%). Conversely, the magnetite aplite contains relatively higher SiO_2 (73.48 – 75.84 wt.%) and CaO (1.47–2.57 wt.%) contents. The reddish magnetite aplite exhibits slightly metaluminous to slightly peraluminous compositions, with an Alumina Saturation Index (ASI) between 0.98 and 1.04. In contrast, the grayish muscovite aplite is slightly to strongly peraluminous, with an ASI ranging from 0.99 to 1.21. The total alkali content ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varies from 5.97 to 11.13 wt.%. Among the studied samples, the Capoeira aplite stands out for its higher B content (18 – 670 ppm, marking its tourmaline), whereas the Bordeaux aplite exhibits elevated U concentrations (94 – 630 ppm). Nb/Ta ratios range from 1.09 to 20.33.

When normalized to the upper continental crust composition (Rudnick and Gao, 2014), all aplites show enrichment in Rb, Pb, Li, Be, Ta, and U, but depletion in Ba and Sr. The Capoeira aplite particularly presents enrichment in Cs, P, and B. Bordeaux aplites and one sample each from the Capoeira shows positive $(\text{La/Yb})_N$ ratios (1.39 – 3.04), while the remaining samples exhibit lower values (0.11 – 1.78). ΣREE concentrations are higher in the Bordeaux (4.21 – 47.94) and Marcação aplites (20.7 – 27.08), with average values around 20, whereas Capoeira and Lajinha aplites range between 0.9 and 9.56. For detailed geochemical data, see Dalan *et al.* (2024).

5. Results

5.1 Zircon U-Pb dating

From the investigated samples, all zircon crystals appear cloudy, with numerous mineral micro-inclusions concentrated in their cores, producing a spongy texture (Fig. 6-

8). The CL images suggest that the zircons underwent significant metamictization, resulting in weak CL signals. Faint oscillatory zoning is visible in most grains but is frequently replaced by dark dissolution fronts.

Complete geochronological data in the Supplementary Data.

5.1.1 Capoeira aplite

From Capoeira aplite (sample BQ-03, 6°41'5.6"S, 36°37'44.7"W), a total of 44 zircon grains were retrieved. Zircons display moderate CL intensity and contain the largest crystals among the four aplite studied. The prismatic crystals measure approximately 200 to 500 μm in length and 80 μm in width, displaying convoluted zones resulting from fluid interaction and porous cores occupying over 90% of the crystal, with numerous mineral micro-inclusions (Fig. 6A). Igneous zoning typically ranges from 30 to 80 μm in thickness. Twenty-four spots reveal that U concentrations vary from 1,624 to 10,496 ppm, Th concentrations from 9 to 1,636 ppm, and Th/U ratios from 0.00 to 0.22.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range from 388 ± 7 to 723 ± 17 Ma, with ten grains yielding discordance of less than 5.

Considering all (twenty-four) grains yield a discordia with upper intercept age of 577 ± 8 Ma (MSWD = 1.2 anchored at 0 Ma) (Fig. 6B). Five concordant grains yield a concordia age of 562 ± 6 Ma (MSWD = 0.5) (Fig. 6C).

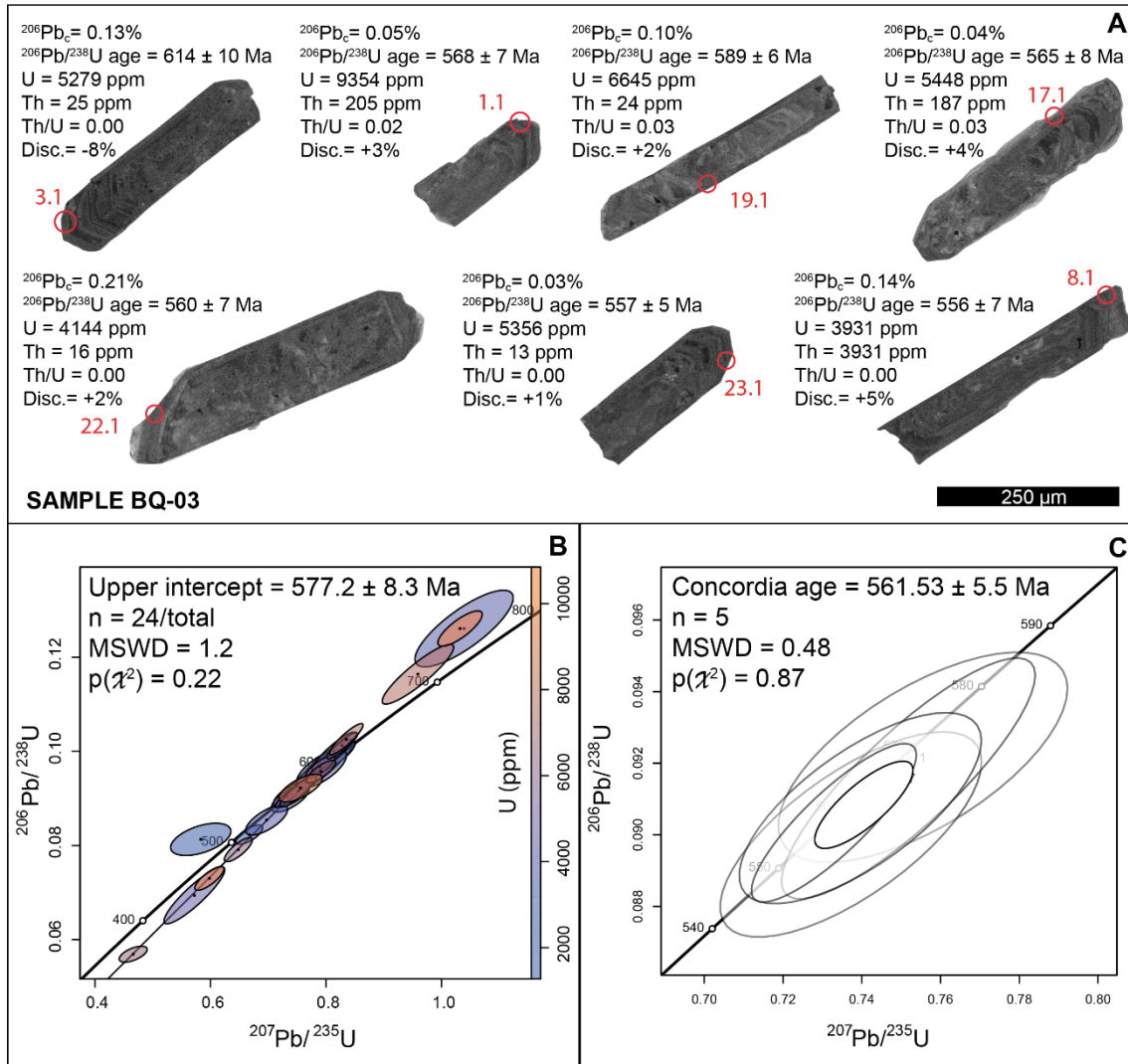


Figure 6. Geochronological data from Capoeira, sample BQ-03. (A) Cathodoluminescence images of representative zircon grains, showing the location of analytical spots with corresponding U-Pb ages ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), U and Th concentrations, Th/U ratios, and discordance percentages (Disc). (B) Wetherill Discordia showing an upper intercept age of 577 ± 8 Ma (MSWD = 1.2), based on 24 analyses. (C) Concordia diagram show an age of 562 ± 6 Ma (MSWD = 0.5) based on 5 concordant ages.

5.1.2 Marcação aplite

From Marcação aplites (sample MARC-04, $6^{\circ}19'24.5''\text{S}$, $36^{\circ}31'39.1''\text{W}$), a total of 100 zircon grains were obtained. These zircons exhibit low CL intensity. Their prismatic crystals measure approximately 220 μm in length and 50-100 μm in width. They display convoluted zoning caused by fluid interactions and possess porous cores with numerous mineral micro-inclusions (Fig. 7A).

Analysis of twenty-four spots reveals U concentrations ranging from 1,587 to 8,951 ppm. Th concentrations vary between 65 and 866 ppm. Th/U ratios are low, ranging from 0.02 to 0.17.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range from 278 ± 4 to 656 ± 10 Ma, with seven grains yielding discordance of less than 5. Considering all zircon (24) grains, a discordia is yielded with upper intercept age of 574 ± 12 Ma (MSWD = 0.25) anchored at 0 Ma (Fig. 7B). Eight grains yield a concordia age of 556 ± 4 Ma (MSWD = 1.2), with a similar weighted average (also eight grains) age of 556 ± 7 Ma (MSWD = 2.4) (Fig. 7C). The concordant age of 556 ± 4 Ma is considered the closest estimate to the crystallization age of the aplite investigated.

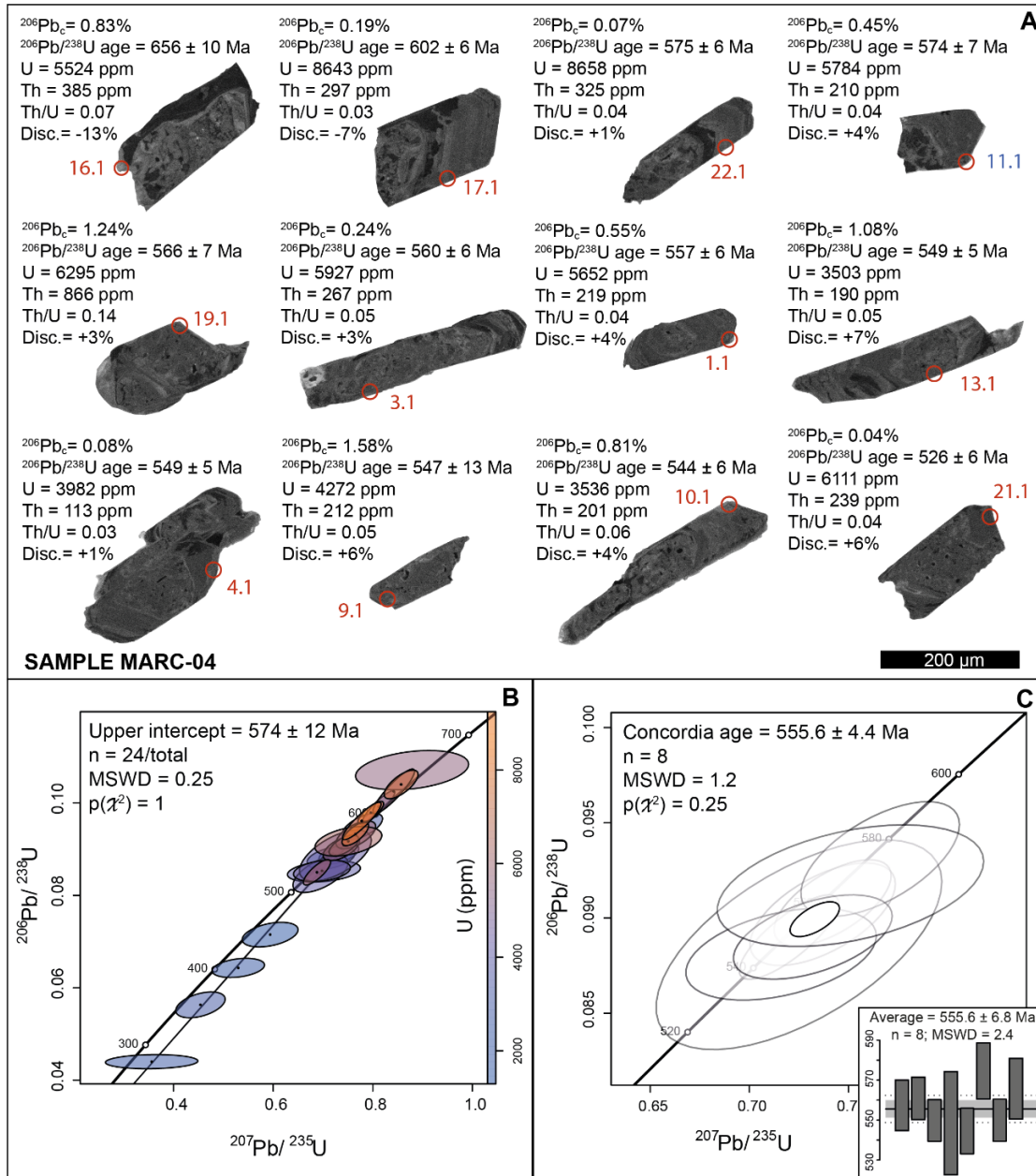


Figure 7. Geochronological data from Marcação, sample MARC-04. (A) Cathodoluminescence images of representative zircon grains, showing the location of analytical spots with corresponding U-Pb ages ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), U and Th concentrations, Th/U ratios, and discordance percentages (Disc). (B) Wetherill Discordia showing an upper intercept age of 574 ± 12 Ma (MSWD = 0.25), based on 24 analyses. (C) Concordia diagram presents an age of 556 ± 4 Ma (MSWD = 1.2) based on 8 concordant ages, and a weighted mean (eight analyses) age of 556 ± 7 Ma (MSWD = 2.4).

5.1.3 Bordeaux apelite

From the Bordeaux aplites ($6^\circ 10' 49.0''\text{S}$, $36^\circ 27' 26.4''\text{W}$), a total of 104 zircon grains were retrieved from BORD-03X. They exhibit low cathodoluminescence (CL) intensity and a bipyramidal habit (Fig. 8A). These grains measure 200–450 μm in length and

approximately 120 μm in width. Their cores are rich in mineral inclusions and display complex dissolution-reprecipitation textures, while the rims exhibit typical igneous zoning.

Twenty-five zircon grains were analyzed for U-Pb isotopes. U concentrations range from 1,455 to 18,263 ppm, while Th concentrations vary between 55 and 4,445 ppm. The Th/U ratios range from 0.02 to 0.82, indicating variable degrees of Th enrichment relative to U. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range from 586 ± 8 to 366 ± 9 Ma, with nine grains yielding discordance of less than 5 (Fig. 8A).

The entire dataset (twenty-five grains) yields a discordia with upper intercept age of 556 ± 10 Ma (MSWD = 0.38) anchored at 0 Ma (Fig. 8B). Six grains yield a concordia age of 527 ± 5 Ma (MSWD = 1.1), that is interpreted as the timing of the aplite and pegmatitic crystallization (Fig. 8C), and weighted average (eight grains) age of 537 ± 5 Ma (MSWD = 1.5).

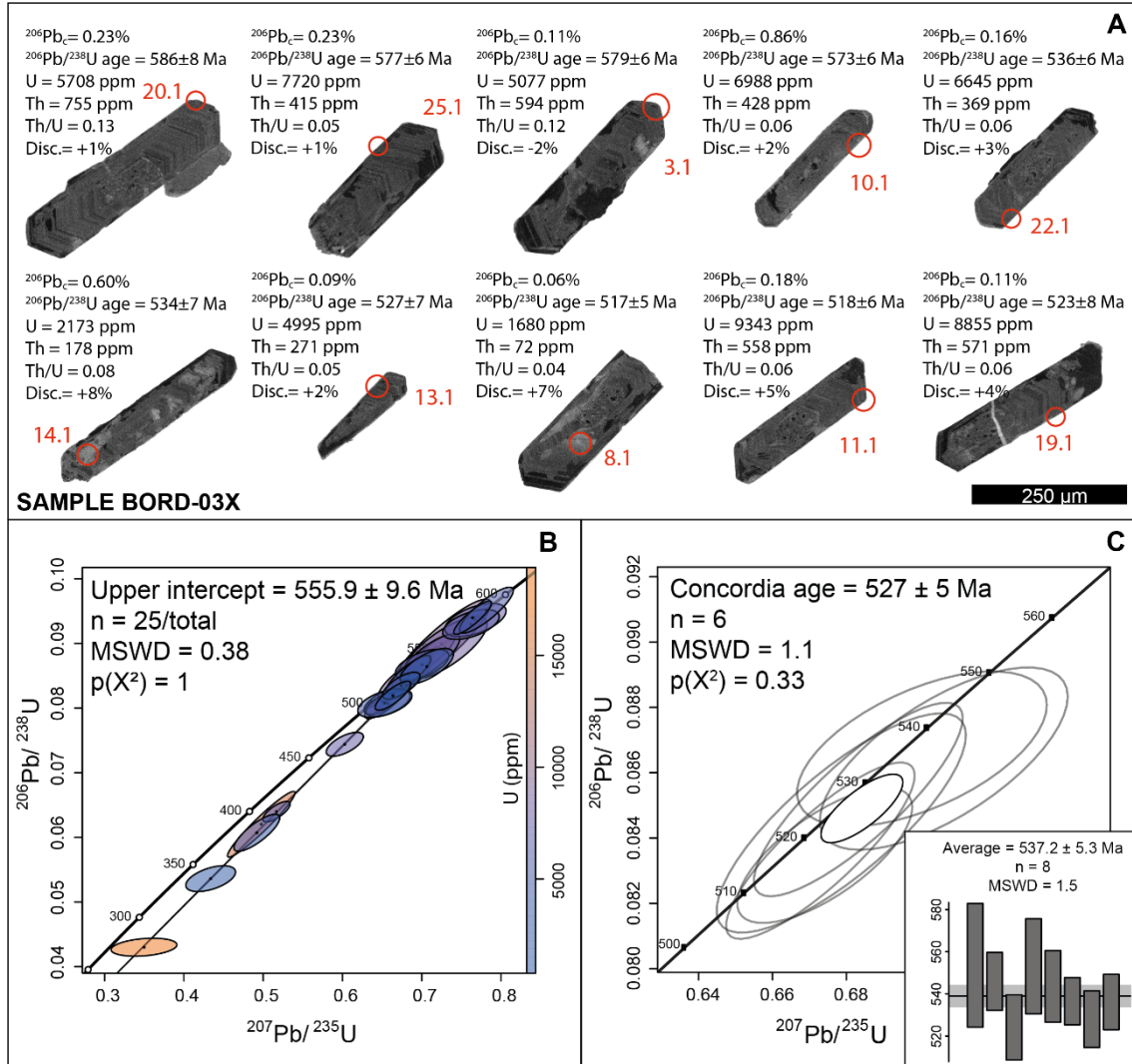


Figure 8. Geochronological data from Bordeaux, sample BORD-03X. (A) Cathodoluminescence images of representative zircon grains, showing the location of analytical spots with corresponding U-Pb ages ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), Th and U concentrations (ppm), Th/U ratios, and discordance percentages (Disc). (B) Wetherill Discordia diagram showing an upper intercept age of 556 ± 10 Ma (MSWD = 0.38), based on 25 grains. (C) Concordia diagram with a concordant age of 527 ± 5 Ma (MSWD = 1.1), based on 6 concordant analyses out of 25, and a weighted mean (eight analyses) age of 537 ± 5 Ma (MSWD = 1.5).

5.1.4 Lajinha aplite

A total of 92 zircon grains were retrieved from sample LING-01 (6°49'54.9"S, 36°47'01.5" W). Zircon crystals from the Lajinha aplite exhibit the highest CL intensity among the four aplites analyzed. These crystals display a predominantly granular habit, sometimes equidimensional with triangular shapes, along with occasional prismatic forms. Their dimensions range from 100 to 300 μm in length and approximately 90 μm in width.

The zircon cores are porous, and the crystals show complex convoluted zoning, while igneous oscillatory zoning is rarely preserved (Fig. 9A). Analysis of twenty-five grains reveals U concentrations ranging from 896 to 4,828 ppm. Th concentrations vary between 31 and 400 ppm, and Th/U ratios range from 0.03 to 0.14. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range from 552 ± 37 to 622 ± 159 Ma with eleven grains yielding discordance of less than 5 (Fig. 9A).

Considering all (25) grains, a discordia with upper intercept age of 572 ± 14 Ma (MSWD = 0.12) anchored at 0 Ma (Fig. 9B) can be yielded. The younger concordant (10) grains yield a concordia age of 535 ± 3 Ma (MSWD = 0.82) which can be considered the timing of the aplite crystallization. A similar weighted average (nine grains) age of 536 ± 4 Ma (MSWD = 1.6) was obtained (Fig. 9C).

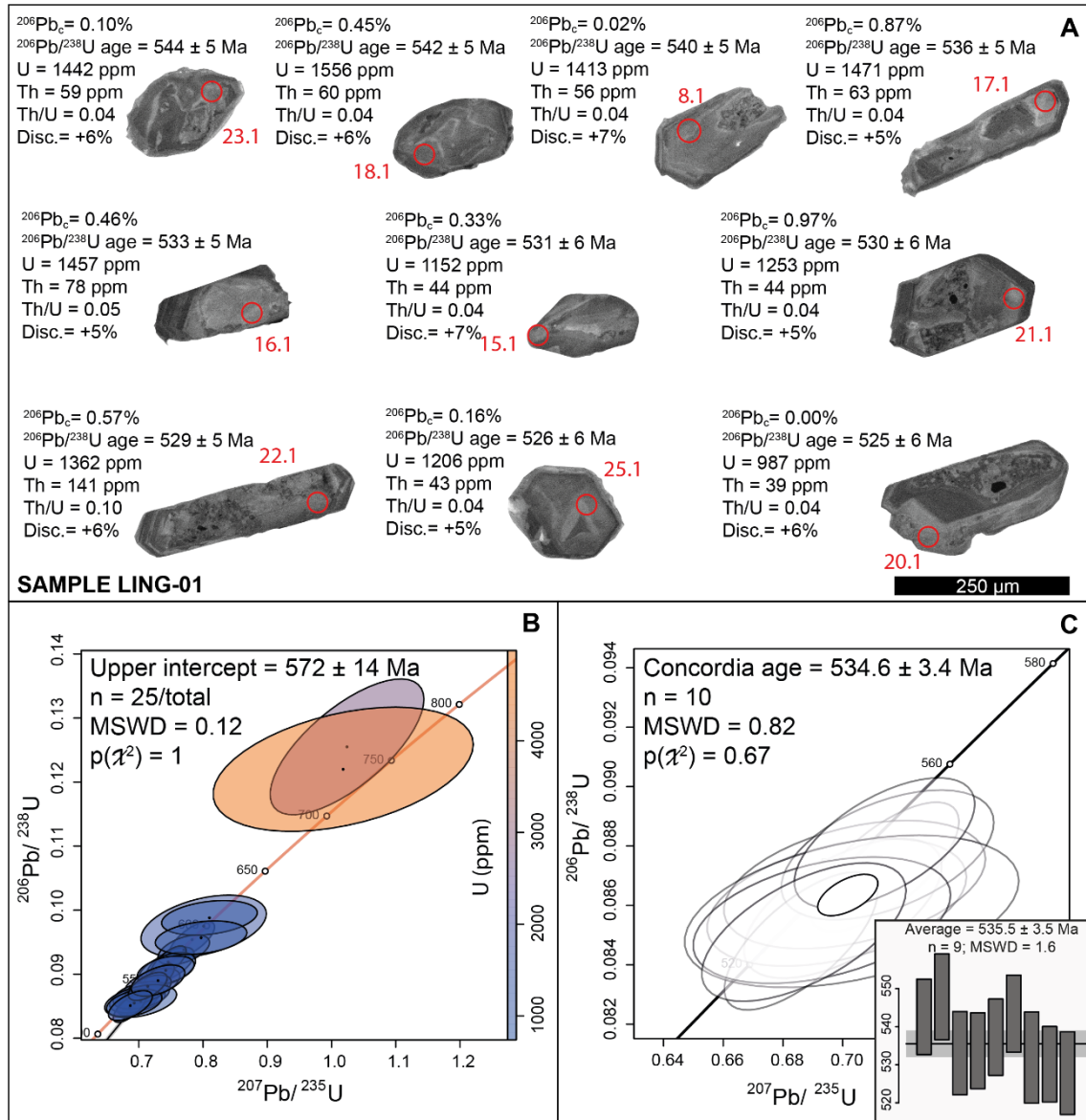


Figure 9. Geochronological data from Lajinha, sample LING-01. (A) Cathodoluminescence images of representative zircon grains, showing the location of analytical spots with corresponding U-Pb ages ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), U and Th concentrations, Th/U ratios, and discordance percentages (Disc). (B) Wetherill Concordia diagram showing an upper intercept age of 572 ± 14 Ma (MSWD = 0.12), based on 25 grains. (C) Concordia diagram with a concordant age of 535 ± 3 Ma (MSWD = 0.82), based on 9 concordant analyses out of 25, and a weighted mean age of 535 ± 3 Ma (MSWD = 1.6).

6. Discussion

Aplites are commonly interlayered with pegmatitic facies and can be used to constrain the evolution of pegmatitic provinces (Dalan *et al.*, 2024). In the Seridó Pegmatite Province, two main facies of unzoned pegmatites are described. In this work, we present

U-Pb in zircon geochronological data for four aplites interlayered with representative of the PPS pegmatitic granites.

6.1 Textural aspects

Under transmitted light, zircon crystals display opaque, cloudy cores with micro-inclusions (Fig. 6-9). In the CL and BSE images, many zircons exhibit oscillatory growth zoning, which is often replaced by wavy and convolute zoning, and/or spongy textures, with dark rounded voids. The spongy textures usually replace the cores of the grains, with several cases showing only a thin preserved rim of oscillatory zoning, as observed in the crystal from the Capoeira aplite (spot 22.1) (Fig. 6A). These textures are typical of metamict zircon, where voids are created by the prolonged decay of U series isotopes (Murakami *et al.*, 1991). The high U concentrations obtained from these zircon grains, with up to 2% of UO₂ (Supplementary Material), supports this interpretation.

On the other hand, the wavy and convolute zoning is a typical texture of fluid-mediated dissolution-reprecipitation (e.g., Schwartz *et al.*, 2010). This texture overprints most of the magmatic zoning observed in the grains (Fig. 6-9). However, no clear distinction in ages could be observed between oscillatory and wavy and convolute zoning, suggesting the synchronicity between magmatic and fluid-mediated processes. Therefore, the igneous zoning relates to the magmatic stage of the pegmatite, whereas wavy and convolute zoning is typical of dissolution-reprecipitation during the interaction with hydrothermal fluids. The spongy texture relates to the high degree of radiation damage suffered by these grains over time due to initial high U concentrations.

6.2 Significance of zircon ages

Except for Bordeaux which shows a discordant age of 556 Ma, the Lajinha, Marcação, and Capoeira aplites exhibit discordant ages with upper intercept ages around 575 Ma. These ages are within the estimates for the peak of high-temperature metamorphism and shear zone deformation in the Seridó Belt (Archanjo *et al.*, 2013). Since the investigated pegmatites do not show field evidence for plastic deformation and, in many cases, cut across the host-rock foliation, the upper intercept ages likely reflect the assimilation of zircon grains from granites formed during the metamorphic peak at 575 Ma. Therefore, the youngest cluster of concordant ages is interpreted to reflect the

pegmatite emplacement (e.g., Bradley *et al.*, 2016; Van Lichtenvelde *et al.*, 2017). The upper intercept ages suggest that most of the zircon grains were crystallized from a ca. 575 Ma source and were subsequently reworked during pegmatite emplacement at 562 ± 5 Ma (Capoeira), 555 ± 4 Ma (Marcação) and 535 ± 3 Ma (Lajinha). In the case of Bordeaux, the upper intercept yields an age of 556 Ma, whereas the youngest cluster of concordant grains yield a concordia age of 527 ± 5 Ma.

Therefore, our results indicate two stages of pegmatite crystallization in the Seridó Belt, around 560 Ma for the greyish type and 530 Ma for the reddish type.

6.3 The Capoeira pegmatite dyke swarm

The Capoeira and Boqueirão dyke swarm (Fig. 3) has been previously dated using U-Pb in zircon (Degen *et al.*, 2019) and columbite (Baumgartner *et al.*, 2006;) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on biotite and muscovite (Araújo *et al.*, 2005; Palinkaš *et al.*, 2019), enabling us to compare the temporal evolution of this swarm (Table 2).

The oldest age obtained for the Capoeira pegmatite was obtained in this work from U-Pb in zircon at 562 ± 5 Ma, which is considerably older than previous estimates based on U-Pb in zircon ($491 \text{ Ma} \pm 26 \text{ Ma}$; Degen *et al.*, 2019) and columbite-tantalite ($509 \pm 3 \text{ Ma}$; Baumgartner *et al.*, 2006). Conversely, these ages are closer to the regional cooling ages of metasedimentary rocks and pegmatites, the ages between 491 and 505 Ma (Araújo *et al.*, 2005; Cunha de Souza, 1996), except for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in biotite from pegmatites at 525 Ma (Araújo *et al.*, 2005). Post-crystallization open-system behavior has been reported for columbite-tantalite (Kontak *et al.*, 2005). Furthermore, the closure temperature of this mineral is not well defined in the literature, but it is known to occur near or below that of zircon. Based on these data and our zircon age, we propose that the 562 Ma age represents the crystallization of the aplite-pegmatite, while the columbite-tantalite age (509 Ma) for Capoeira reflects a pegmatite cooling age, given its proximity to the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages around 500 Ma recorded for this dike swarm and other pegmatites with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (Table 1 and Figure 10). Furthermore, although the bodies being compared are likely from the same geological context, the existing data are from distinct intrusions and zones, making them more difficult to compare. New geochronological and isotopic data need to be obtained not only for the Capoeira dike swarm pegmatites but also for the entire SPP.

Table 2 – Geochronology of pegmatites from the Capoeira dike swarm.

Pegmatite/Reference	Method	Mineral	Age (Ma)
Capoeira (aplite) This work	U/Pb	Zircon	562 ± 5
Boqueirão – “Paraíba-type” tourmaline Degen <i>et al.</i> (2019)	U/Pb	Zircon	491 ± 26
Capoeira Baumgartner <i>et al.</i> (2006)	U/Pb	Columbite-tantalite	509 ± 3
“Pegmatite near to Parelhas” Araújo <i>et al.</i> (2005)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Biotite (mean from 6 grains)	523 ± 1
Boqueirão Palinkaš <i>et al.</i> (2019)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Muscovite	502 ± 6
Boqueirão Dirac and Ebert (1967)	Rb/Sr	Lepidolite	450 - 462

6.4 Temporal relationships between aplites and the Seridó Belt mineralizations

The Brasiliano Orogeny in the Rio Grande do Norte Domain is characterized by widespread granitoids with ages spanning from the Ediacaran to the Cambrian. In the Seridó Belt, the peak of high-temperature/low-pressure (HT/LP) metamorphism occurred around 575 Ma, concurrent with granitic magmatism and the formation of shear zones that notoriously characterize this event (Archanjo *et al.*, 2013). Monazite U-Pb dating suggests that high temperature conditions were maintained until ca. 560 Ma (Cioffi *et al.*, 2021). ⁴⁰Ar/³⁹Ar cooling ages span from ca. 550 to 490 Ma, marking the final cooling of the Seridó Belt during the Early Cambrian (Corsini *et al.*, 1998).

The Seridó Belt also hosts several mineral deposits that are found in skarns (W-Mo-Au-Bi-Te-Cu), pegmatites (Nb-Ta, Be, Li) and quartz veins (Au) (Santos *et al.*, 2014). The skarn deposits are spatially associated with Brasiliano plutonic suites and are crosscut by pegmatites, as observed in the Brejuí, Bodó, Bonfim, and Itajubatiba deposits (Souza Neto *et al.*, 2008). The mineralization ages range from 554 ± 2 Ma, based on Re-Os dating of molybdenite from the W-Mo Brejuí Mine (Hollanda *et al.*, 2017), to 515 and 500 Ma, determined by Pb-Pb dating of gold-associated pyrite from the Au São Francisco Mine (Cunha, 2023). Corrêa *et al.* (2021) analyzing W-Mo Bonfim skarn mineralizations report ages for metasomatic events occurring at 558 ± 4 Ma and 536 ± 3 Ma. In our contribution, the concordant ²⁰⁶Pb/²³⁸U age of 556 ± 7 Ma from the Marcação aplite

overlaps W-Mo skarns with the mineralization age with the Brejuí Mine, and both are geographically close (Marcação is ca. 3 km northeastern of Brejuí). Similarly, the concordant $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 527 ± 5 Ma from the Bordeaux aplite aligns with the W-Mo mineralization age at Bonfim (ca. 22 Km to east), where Re-Os dating of molybdenite yielded an age of 524 ± 2 Ma. These W-Mo deposits from Bonfim mine are associated with pegmatitic rocks (Souza Neto *et al.*, 2008; Cunha, 2023), suggesting for instance, that the processes responsible for forming the Bordeaux aplite may also have generated pegmatites linked to W-Mo mineralization at Bonfim mine.

The intracontinental deformation occurred under high geothermal gradients in the Seridó Belt and began between 580 – 575 Ma and continued until at least 530–525 Ma, according to U-Pb monazite dating by Cioffi *et al.* (2021). The reddish and greyish aplite facies exhibit distinct age ranges. The grayish aplites date to the Ediacaran, ranging from 556-561 Ma, while the reddish displays younger ages between 527-535 Ma. The age peaks obtained from monazites in Cioffi *et al.* (2021) at ca. 560 Ma and 520 Ma are coeval with episodes of emplacement of unzoned and zoned pegmatites described in this work. These ages are thought to reflect the beginning of cooling from high-temperatures of the Seridó Belt, which also agree with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages that span from 561 ± 3 to 491 ± 3 Ma (Corsini *et al.*, 1998).

Therefore, the available geochronological data suggest a clear link between tectonics and mineral systems in the Seridó Belt, with most of the deposits being related to the cooling and possibly exhumation, of the orogen.

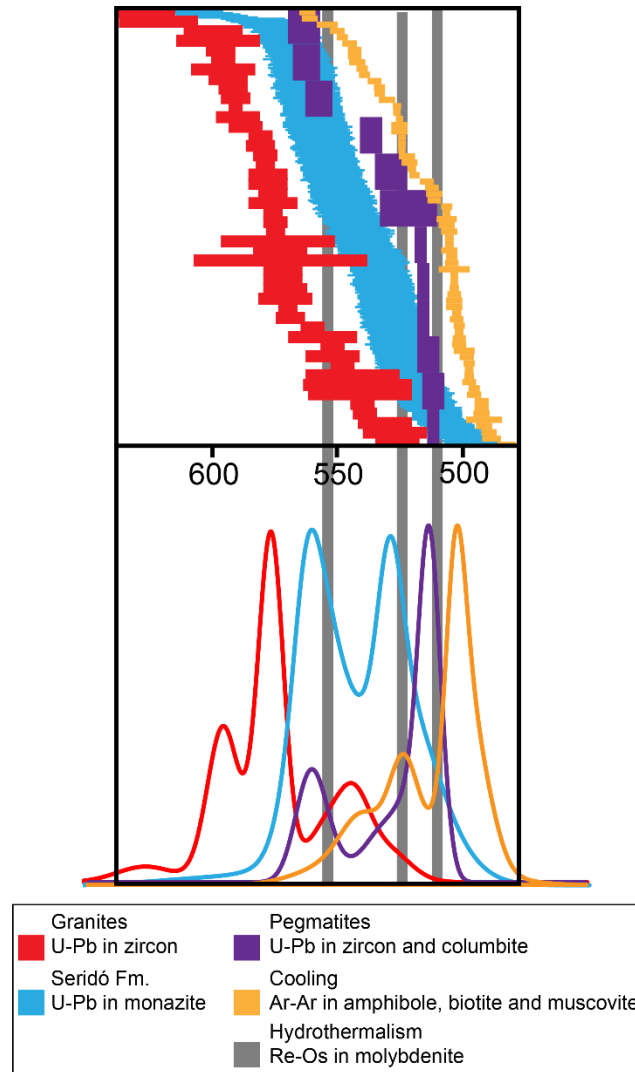


Figure 10. Relative probability curves from compiled zircon, monazite, columbite group minerals, amphibole, biotite and muscovite and molybdenite. Our U-Pb zircon ages are included. The ages are compiled from Jardim de Sá (1994); Leterrier et al. (1994); Cunha de Souza (1996); Dantas (1997); Corsini et al. (1998); Trindade et al. (1999); McReath et al. (2002); Araújo et al. (2005); Medeiros et al. (2005); Galindo et al. (2005); Baumgartner et al. (2006); Souza et al. (2007); Beurlen et al. (2009); Guimarães et al. (2009); Archanjo et al. (2013); Viegas et al. (2014); Sá et al. (2014); Costa et al. (2015); Hollanda et al. (2015); Hollanda et al. (2017); Nascimento et al. (2015); Souza et al. (2016); Silva (2018); Palinskas et al. (2019); Santiago et al. (2019); Cioffi et al. (2019); Cabral Neto et al. (2019); Fonseca (2019); Ferreira et al. (2020).

7. Conclusions

The studied aplites reveal age determinations that can be attributed to unzoned pegmatites due to their cogenetic relationship. Four aplites from unzoned pegmatites were dated: two from the grayish muscovite facies (Marcação and Capoeira) and two from the reddish magnetite facies (Bordeaux and Lajinha).

The zircon crystals from the analyzed aplites exhibit high concentrations of U and Th, and their regular growth textures are often accompanied by wavy and convolute features and porous cores with numerous mineral micro-inclusions. Although these wavy and convoluted zones overprint the magmatic zoning, no relationship between textures and age determinations was observed, which could indicate a synchronicity between the convolute and magmatic zone-forming processes. The zircon crystal textures are attributed to metasomatic alterations or recrystallization induced by hydrothermal fluids that infiltrated the microfractures in the crystals.

Lajinha, Marcação, and Capoeira yielded discordant ages near 575 Ma, which, together with textural evidence, were interpreted as inherited zircons incorporated into the forming pegmatite. The younger concordant ages from aplites younger than 575 Ma position the pegmatites in a post-orogenic setting, indicating that the metamorphic peak of the Brasiliano Orogeny occurred around the same time.

The aplites concordant ages can be organized by facies, with older ages presented by the grayish muscovite facies (Marcação at 556 ± 4 Ma and Capoeira at 562 ± 5 Ma) and younger ages associated with the magnetite facies (Bordeaux at 527 ± 4 Ma and Lajinha at 535 ± 4 Ma). This interval coincides with the two peaks of fluid activity in the Seridó Belt, the first occurring between 570–550 Ma and the second between 550–500 Ma, according to Cioffi *et al.* (2021).

The temporal relationship between the pegmatites and some regional mineralizations, in addition to their geographic correlation within the Seridó Belt, is further supported by the ages of the Marcação aplite (556 ± 4 Ma) and the W-Mo Brejuí Mine (Re-Os molybdenite from skarn, 554 ± 2 Ma; Hollanda *et al.*, 2017). Although there is no direct evidence of the pegmatites as carriers of mineralizing fluids, their proximity and similar age to mineralization may have favored local metal enrichment conditions, indirectly aiding the W-Mo mineralization system.

Acknowledgments

This article stems from the doctoral thesis of the first author conducted at the Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). The first author acknowledges the support provided by the Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE) for providing the scholarship (process number IBPG-0915-1.07/20), Ricardo

Sallet for funding fieldworks knowledge sharing and Maria Helena B. M. Hollanda for funding the acquisition of U-Pb zircon analyses conducted on SHRIMP-IIe at the Universidade de São Paulo (USP). J.A. Souza Neto thanks the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for their research fellowships (process number 313.251/2021-5). Furthermore, appreciation is extended to the Department of Geology at UFPE, as well as to those at Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), and Universidade Federal de Sergipe (UFS) for providing infrastructure for microscopy. Special recognition is also given to the Laboratório de Tratamento de Amostras at the Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP).

References:

- Araújo, M. N. C., Vasconcelos, P. M., da Silva, F. C. A., Jardim de Sá, E. F., Sá, J. M. (2005). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 445-460. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.009>
- Araújo, M.N.C., Silva, F.A., Jardim de Sá, E.F. (2001). Pegmatite emplacement in the Seridó belt, northeastern Brazil: late-stage kinematics of the Brasiliano orogen. *Gondwana Research* 4 (1), 75–85. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70656-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70656-0).
- Archanjo, C. J., Viegas, L. G. F., Hollanda, M. H. B. M., Souza, L. C., Liu, D. (2013). Timing of the HT/LP transpression in the neoproterozoic Seridó belt (Borborema province, Brazil): constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and west africa. *Gondwana Research*, 23 (2), 701–714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.005>.
- Ballouard, C., Carr, P., Parisot, F., Gloaguen, É., Melleton, J., Cauzid, J., Lecomte, A., Rouer, O., Salsi, L., Mercadier, J. (2024). Petrogenesis and tectonic-magmatic context of emplacement of lepidolite and petalite pegmatites from the Fregeneda-Almendra field (Variscan Central Iberian Zone): clues from Nb-Ta-Sn oxide U-Pb geochronology and mineral geochemistry. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 195(1), 3. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2023015>
- Baumgartner, R., Romer, R. L., Moritz, R., Sallet, R., Chiaradia, M. (2006). Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogist*, 44(1), 69-86. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.1.69>
- Beurlen, H., Rhede, D., Da Silva, M. R. R., Thomas, R., Guimarães, I. P. (2009). Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: a possible source of the rare-element granitic pegmatites. *Terrae* 6(1), 59–71.
- Beurlen, H., Thomas, R., da Silva, M. R. R., Müller, A., Rhede, D., Soares, D. R. (2014). Perspectives for Li-and Ta-mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE-

Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 110-127.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.007>

Bradley, D., Shea, E., Buchwaldt, R., Bowring, S., Benowitz, J., O'Sullivan, P., McCauley, A. (2016). Geochronology and tectonic context of lithium-cesium-tantalum pegmatites in the Appalachians. *The Canadian Mineralogist*, 54(4), 945-969.
<https://doi.org/10.3749/canmin.1600035>

Cabral Neto, I., Medeiros, V. C., Cavalcante, R., Fernandes, P. R., Silveira, F. V., Dantas, E. L., Rodrigues, J. B., Cunha, I., Paes, V. J. C., Santos, L. D., Pinho, I. C. A. (2019). 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*, vol 2, nº 2, 119-136.
<https://doi.org/10.29396/jgsb.2019.v2.n2.3>

Cabral Neto, I., Silveira, F. V., Fernandes, P. R., Paes, V. J. C., Santos, L. D., Medeiros, V. C. (2018). Mapa geológico e de recursos minerais de lítio – Província Pegmatítica da Borborema. Natal: CPRM. 1 mapa, color, escala 1:250.000.

Cioffi, C. R., Campos Neto, M. C., Möller, A., Rocha, B. C. (2019). Titanite petrochronology of the southern Brasília Orogen basement: Effects of retrograde net-transfer reactions on titanite trace element compositions. *Lithos*, 344, 393-408.

Cioffi, C. R., Meira, V. T., Trindade, R. I. F., Lanari, P., Ganade, C. E., Gerdes, A. (2021). Long-lived intracontinental deformation associated with high geothermal gradients in the Seridó Belt (Borborema Province, Brazil). *Precambrian Research*, 358, 106141.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106141>

Corrêa, R. S., Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Della Giustina, M. E. S., Hollanda, M. H. B. M. (2021). The root zones of the Seridó W-skarn system, northeastern Brazil: Constraints on the metallogensis of a large Ediacaran tungsten Province. *Ore Geology Reviews*, 128, 103884. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103884>

Corsini, M., De Figueiredo, L.L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A. (1998). Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics* 285 (1-2), 103-117.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00192-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00192-3).

Costa, A. P., Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Dantas, A. R. (2015). Geology, petrology and U-Pb geochronology of Serra da Rajada Granitic Pluton: implications about ediacaran magmatic evolution in NE portion of the Rio Piranhas-Seridó Domain (NE of Borborema Province). *Geologia USP. Série Científica*, 15(3-4), pp.83-105. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v15i3-4p83-105>

Cunha de Souza, L. (1996). Zoneographie metamorphique, chimie des minéraux, petrochimie, geochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire PTt des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasiliano), ceinture mobile du Seridó (NE du Bresil). (Ph.D. thesis) Université Catholique de Louvain, 345 p.

Cunha, M. M. B. (2023). Composição química dos minerais-minério e geocronologia Pb-Pb em pirita por LA-ICP-MS da mineralização aurífera do depósito São Francisco, Faixa Seridó, Currais Novos (RN) (M.Sc. thesis). Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco.

- Da Silva, M. R. R., Höll, R., Beurlen, H. (1995). Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 355-364. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00019-C](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00019-C)
- Da Silva, M.R.R. (1993). Petrographical and Geochemical Investigations of Pegmatites in the Borborema Pegmatitic Province of Northeastern Brasil. Ph.D. thesis. Ludwig Maximilian Universersitat München, Germany.
- Dalan, C. A., Sallet, R., Souza Neto, J. A., Sales, M. C. C., Hollanda, M. H. B. M., Rosa, M. L. S. (2024). Petrography and geochemistry of aplites from the Seridó Pegmatite Province, NE Brazil: Petrogenetic Implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 148, 105145. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105145>
- Dantas, E. L. (1997). Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos no maciço de Caldas Brandão, NE Brasil (Ph.D. thesis). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, p. 206.
- 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, Fribourg, Switzerland*. Vol. 17, pp. 49-50.
- Dirac, F. M., Ebert, H., (1967). Isotopic ages from the pegmatite provinces of eastern Brazil. *Nature*, 215(5104), 948-949.
- Ennes, E.R., Santos, J.S.A. (1975). Projeto Picuí: relatório final. Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Escala 1:250.000.
- Fernandes, P. R., Cabral Neto, I., Silveira, F. V., Paes, V. J. D. C. (2022). Avaliação do potencial de lítio no Brasil-área: Província Pegmatítica da Borborema. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/23040>
- Ferreira, A. C. D., Dantas, E. L., Santos, T. J. S., Fuck, R. A., Tedeschi, M. (2020). High-pressure metamorphic rocks in the Borborema Province, Northeast Brazil: Reworking of Archean oceanic crust during proterozoic orogenies. *Geoscience Frontiers*, 11(6), 2221-2242. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.03.004>
- Fonseca, G. D. A. (2019). Caracterização petrográfica e litoquímica do Stock Serra do Capuxu, SW do Domínio Rio Piranhas-Seridó, Província Borborema (M.Sc. thesis). Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Galindo, A. C., Souza, Z. S., Dantas, E. L., Antunes, A. F., Dias, L. G. S., Silva, F. C., Laux, J. H. (2005). Geocronologia U-Pb de granitóides tipo Itaporanga (Monte das Gameleiras e Serrinha), Maciço São José do Campestre, NE do Brasil. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 20(2005), 150-152.
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Araújo, D. B., Almeida, C. N., Dantas, E. (2009). Trans-alkaline magmatism in the Serrinha–Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research*, 15(1), 98-110. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.06.011>

- Harrison, T. M., Heizler, M. T., Haviv, I., Avouac, J. P. (2009). Continuous thermal histories from muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73.
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Bautista, J. R., Souza, L. C. (2015). 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 Res.* 258, 186–207. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.009>
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C.J., Souza Neto, J.A., Sallet, R.G. (2019). Relações cronológicas entre eventos magmáticos e mineralizações na Faixa Seridó. *Simp. Geol. Nordeste*, 313. Available at: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/9a42963c-4771-40b1-a2b2-a4ecf659fbd1/2976317.pdf>, accessed on April 01, 2025.
- Hollanda, M. H. B. M., Souza Neto, J. A., Archanjo, C. J., Stein, H., Maia, A. C. S. (2017). Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 1-11. DOI: 10.1016/j.jsames.2017.07.011
- Jahns, R. H., Tuttle, O. F. (1963). Layered pegmatite-aplite intrusives. *Mineral. Soc. Am. Special Paper* 1, 78-92.
- Jardim de Sá, E. F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. (Unpublished Ph.D. thesis) Universidade de Brasília, Brasília, p. 803.
- Jardim de Sá, E. F., Salim, J. (1980). Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Mineração e Metalurgia*, 80(421), 16-28.
- Kontak, D. J., Creaser, R. A., Heaman, L. M., Archibald, D. A. (2005). U-Pb tantalite, Re-Os molybdenite, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dating of the Brazil Lake pegmatite, Nova Scotia: a possible shear-zone related origin for an LCT-type pegmatite. *Atlantic Geology*, 41(1), 17-29. https://id.erudit.org/iderudit/ageo41_01art02
- Leterrier, J., Jardim de Sá, E., Bertrand, J. M., Pin, C. (1994). Ages U-Pb sur Zircon de granitoïdes brésiliens de la ceinture de Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 318(11), 1505-1511.
- Li, P., Li, J., Chou, I. M., Wang, D., Xiong, X. (2019). Mineralization epochs of granitic rare-metal pegmatite deposits in the Songpan–Ganzê orogenic belt and their implications for orogeny. *Minerals*, 9(5), 280. <https://doi.org/10.3390/min9050280>
- Lima, E. S. (1992). Metamorphic conditions in the Seridó region of northeastern Brazil during the Brasiliano cycle (Late Proterozoic). *Journal of South American earth sciences*, 5(3-4), 265-273. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90025-T](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90025-T)
- London, D. (2014). A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184, 74-104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.025>
- Lucas, D., Hollanda, M. H. B. M., Souza Neto, J. A., Moraes, R., Souza, L. C. (2024). Unraveling the evolution of the Bodó W-skarn district in the Seridó Mineral Province (NE-Brazil): constraints from C-O stable isotopes, thermodynamic modeling, and

geochronology. *Mineralium Deposita* 60, 1-22. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01300-4>

McCauley, A., Bradley, D. C. (2014). The global age distribution of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 52(2), 183-190. <https://doi.org/10.3749/canmin.52.2.183>

McReath, I., Galindo, A. C., Dall'Agnol, R. (2002). The Umarizal igneous association, Borborema Province, NE Brazil: implications for the genesis of A-type granites. *Gondwana Research*, 5(2), 339-353.

Medeiros, V. C., Cavalcante, R., Santos, F. G., Rodrigues, J. B., Santana, J. S., Costa, A. P., Cabral Neto, I. (2021). The Rio Piranhas-Seridó Domain, Borborema Province, Northeastern Brazil: Review of geological-geochronological data and implications for stratigraphy and crustal evolution. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 4 (3), 179-207. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2021.v4.n3.1>

Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B. (2005). Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. CPRM, Recife, 1 mapa, color., 66 cm x 108 cm. Escala 1:250.000.

Melcher, F., Graupner, T., Gäbler, H. E., Sitnikova, M., Henjes-Kunst, F., Oberthür, T., Gerdes, A., Dewaele, S. (2015). Tantalum–(niobium–tin) mineralization in African pegmatites and rare metal granites: Constraints from Ta–Nb oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb geochronology. *Ore Geology Reviews*, 64, 667-719. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.09.003>

Murakami, T., Chakoumakos, B. C., Ewing, R. C., Lumpkin, G. R., Weber, W. J. (1991). Alpha-decay event damage in zircon. *American Mineralogist*, 76(9-10), 1510-1532.

Nabelek, P. I., Whittington, A. G., Sirbescu, M. L. C. (2010). The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 313-325. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0479-1>

Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C. (2015). Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *J. S. Am. Earth Sci.* 58, 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>

Palinkaš, S., Palinkaš, L., Neubauer, F., Scholz, R., Borojević Šoštarić, S., Bermanec, V. (2019). Formation Conditions and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Age of the Gem Bearing Boqueirão Granitic Pegmatite, Parelhas, Rio Grande do Norte, Brazil. *Minerals*, Volume 9, pages 232-248. <https://doi.org/10.3390/min9040233>

Ribeiro, C. V. A., Sales, M. C. C., Oliveira, A. L. S., Sallet, R. (2023). Linking sedimentary provenance, climate and tectonics in the Neoproterozoic Seridó Belt, Borborema Province (NE Brazil). *Geoscience Frontiers*, 14(6), 101681. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101681>

Sá, J. M., Sousa, L. C., Legrand, J. M., Galindo, A. C., Maia, H. N., Fillippi, R. R. (2014). U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano terranes, Borborema Province, northeast of Brazil. *Geologia*

USP, Série Científica, 14(3), 97-110. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030007>

Sales, M. C. C. (2020). Considerações sobre os granitos pegmatíticos da Província Pegmatítica do Seridó: mapeamento geológico e geoquímica (Bachelor's dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Norte).

Salim, J. (1993) Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la Mine Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil. DrSc thesis, Univ Catholique de Louvain, Belgium.

Sallet, R., Price, J. D., Babinski, M., Moritz, R., Souza, Z. S., Chiaradia, M. (2015). Experimental anatexis, fluorine geochemistry and lead-isotope constraints on granite petrogenesis in the Seridó Belt, Borborema Province, northeastern Brazil. *Chem. Geol.* 400, 122–148. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.011>

Sallet, R., Ribeiro, C., Souza Neto, J.A., Sales, M., Moritz, R., Price, J.D., Thomsen, T.B. (2021). Pegmatitic granite fluid compositions and thermochronometry in the Seridó Belt, Borborema Province, Brazil: insights from trace element advection-diffusion-partitioning halos in host schist and gneiss. *Lithos* 396–397, 106200. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106200>

Santiago, J. S., Souza, V. S., Dantas, E. L., Oliveira, C. G. (2019). Ediacaran emerald mineralization in Northeastern Brazil: the case of the Fazenda Bonfim Deposit. *Brazilian Journal of Geology*, 49(04), e20190081. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190081>

Santos, E. J., Souza Neto, J. A., Silva, M. R., Beurlen, H., Dias Cavalcanti, J., Silva, M., Dias, V., Costa, A., Santos, L., Santos, R. (2014). Metalogênese das porções norte e central Da Província Borborema. *SGB/CPRM, Brasília*, p 343–388.

Sato, K., Tassinari, C. C. G., Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Onoe, A. T., Souza, M. D. (2014). Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP, Série Científica*, 14(3):3-18. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001>

Schwartz, J. J., John, B. E., Cheadle, M.J., Wooden, J. L., Mazdab, F., Swapp, S., Grimes, C. B. (2010). Dissolution–reprecipitation of igneous zircon in mid-ocean ridge gabbro, Atlantis Bank, Southwest Indian Ridge. *Chemical Geology*, 274(1-2), 68-81. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.017>

Scorza, E. P. (1944). Província pegmatítica da Borborema (nordeste do Brasil). Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão da Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro. Bol. 112, 55 p.

Silva, M. A., 2018. Magmatismo granítico neoproterozoico no domínio Rio Piranhas-Seridó: geologia e petrologia do Stock Serra da Acauã (M.Sc. thesis). Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Soares, D. R. (2004). Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil. (PhD. Thesis.) Universidade Federal de Pernambuco.

- Souza Neto, J. A., Legrand, J. M., Volfinger, M., Pascal, M. L., Sonnet, P. (2008). 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*, 43, 185-205. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0155-1>
- Souza, Z. S., Morais Neto, Vasconcelos, P. M. P., Dantas, E. L. (2007). Idade de zonas de cisalhamento no extremo NE da Província Borborema, U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal (RN). Sociedade Brasileira de Geologia. V(20), p.201.
- Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., Kokfelt, T. F., Dantas, E. L., Li, J. Pimentel, M. M., Galindo, A. C. (2016). Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 68-96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.006>
- Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim De Sá, E. F., Macedo, M. H. D. F. (2007). Calc-alkaline magmatism at the archaean–proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11), 2149-2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>
- Souza, Z. S., Souza, L. C., Vilalva, F. C. J., Cruz, L. B., Ribeiro, C. V. A., Oliveira, A. L. S., Cruz, J. A., Araújo, J. B. P. (2018). Magmatismo peraluminoso sintectônico à deformação tangencial em Jardim do Seridó/RN, NE do Brasil. In Congresso Brasileiro Geologia (Vol. 49).
- Torres, H., Andrade, V. D. (1975). Projeto Jardim do Seridó: Relatório Final, 2. Recife, Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).
- Trindade, I. R. (2000). Estudo geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm-Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as rochas encaixantes e geocronológico Sm-Nd em mineralizações de scheelita na faixa Seridó (M.Sc. thesis) Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Trindade, R. I. F., Raposo, M. I. B., Ernesto, M., Siqueira, R. (1999) Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*. 314(4):443-68. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00220-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00220-6)
- Van Lichtenvelde, M., Grand’Homme, A., Saint-Blanquat, M., Olivier, P., Gerdes, A., Paquette, J. L., Melgarejo, J. C., Druguet, E., Alfonso, P. (2017). U-Pb geochronology on zircon and columbite-group minerals of the Cap de Creus pegmatites, NE Spain. *Mineralogy and Petrology*, 111, 1-21. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0455-1>
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre-to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127(4), 287-327. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9)
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>

Viegas, L.G., Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B., Vauchez, A. (2014) Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*, 1; 243: 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.020>

Wang, T., Tong, Y., Jahn, B. M., Zou, T. R., Wang, Y. B., Hong, D. W., Han, B. F. (2007). SHRIMP U–Pb Zircon geochronology of the Altai No. 3 Pegmatite, NW China, and its implications for the origin and tectonic setting of the pegmatite. *Ore geology reviews*, 32(1-2), 325-336. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.001>

Webber, K. L., Falster, A. U., Simmons, W. B., Foord, E. E. (1997). The role of Diffusion-controlled Oscillatory Nucleation in the Formation of Line Rock in Pegmatite–aplite Dikes. *Journal of Petrology*, 38(12), 1777-1791. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.12.1777>

Sample/Spot	Radiogenic ratios												Apparent ages (Ma)					% Disc.
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb _c %	²³⁸ U*		²⁰⁷ Pb*		²⁰⁷ Pb*		²⁰⁶ Pb*		err corr	(1)	(1)	(1)	(1)	
					²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Age	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th Age	
Capoeira aplite																		
BQ-03-1.1	9354	205	0.02	0.05	10.85	1.3	0.05948	1.5	0.756	2.0	0.0922	1.3	0.7	572 ±9	568 ±7	585 ±32	404 ±95	+3
BQ-03-2.1	4132	22	0.01	0.13	10.38	1.7	0.05961	1.5	0.792	2.2	0.0963	1.7	0.7	592 ±10	593 ±9	589 ±33	488 ±326	-1
BQ-03-3.1	5279	25	0.00	0.13	10.01	1.7	0.05912	0.7	0.814	1.9	0.0999	1.7	0.9	605 ±9	614 ±10	571 ±15	734 ±268	-8
BQ-03-4.1	6300	18	0.00	0.05	9.88	1.1	0.05939	0.6	0.828	1.3	0.1012	1.1	0.9	613 ±6	621 ±7	581 ±14	2701 ±298	-7
BQ-03-5.1	7554	19	0.00	0.06	8.59	2.2	0.05975	1.2	0.959	2.6	0.1164	2.2	0.9	683 ±13	710 ±15	595 ±27	1035 ±804	-20
BQ-03-6.1	4855	1078	0.22	0.00	14.41	3.5	0.05974	1.2	0.572	3.7	0.0694	3.5	0.9	459 ±14	433 ±14	594 ±27	42,6 ±4	+28
BQ-03-7.1	3824	39	0.01	0.02	10.08	1.3	0.05979	0.9	0.818	1.6	0.0992	1.3	0.8	607 ±7	610 ±8	596 ±20	743 ±105	-2
BQ-03-8.1	3931	9	0.00	0.14	11.11	1.3	0.05943	1.3	0.738	1.8	0.0900	1.3	0.7	561 ±8	556 ±7	583 ±29	1917 ±934	+5
BQ-03-9.1	7609	23	0.00	0.00	9.75	1.3	0.05902	0.7	0.835	1.4	0.1026	1.3	0.9	616 ±7	629 ±8	568 ±15	2158 ±145	-11
BQ-03-10.1	6151	26	0.00	0.00	12.64	1.3	0.05940	0.8	0.648	1.5	0.0791	1.3	0.8	507 ±6	491 ±6	582 ±18	1219 ±102	+16
BQ-03-11.1	6277	28	0.00	0.00	10.34	1.0	0.05930	0.7	0.790	1.3	0.0967	1.0	0.8	591 ±6	595 ±6	578 ±16	1390 ±106	-3
BQ-03-12.1	10496	1636	0.16	0.15	13.69	1.4	0.05938	1.0	0.598	1.7	0.0730	1.4	0.8	476 ±7	454 ±6	581 ±21	35,3 ±10	+23
BQ-03-13.1	4319	30	0.01	0.00	11.71	1.5	0.05920	1.4	0.697	2.1	0.0854	1.5	0.7	537 ±9	528 ±8	574 ±31	1191 ±161	+8
BQ-03-14.1	10355	90	0.01	0.20	7.93	1.2	0.05934	0.9	1.032	1.5	0.1261	1.2	0.8	720 ±8	766 ±9	580 ±20	-227 -285,68	-34
BQ-03-15.1	6699	90	0.01	0.17	17.56	1.2	0.05934	1.7	0.466	2.1	0.0569	1.2	0.6	388 ±7	357 ±4	580 ±37	538 ±148	+39
BQ-03-16.1	2670	33	0.01	0.60	12.29	1.7	0.05198	3.1	0.583	3.6	0.0813	1.7	0.5	466 ±14	504 ±8	284 ±72	-999 -507,13	-80
BQ-03-17.1	5448	187	0.03	0.04	10.92	1.5	0.05957	0.9	0.752	1.7	0.0916	1.5	0.9	569 ±7	565 ±8	588 ±19	129 ±31	+4
BQ-03-18.1	3378	12	0.00	0.00	10.59	2.0	0.05931	1.1	0.772	2.3	0.0944	2.0	0.9	581 ±10	581 ±11	578 ±23	2182 ±370	-1
BQ-03-19.1	6645	24	0.00	0.10	10.45	1.0	0.05991	0.9	0.791	1.3	0.0957	1.0	0.8	592 ±6	589 ±6	600 ±18	3897 ±367	+2
BQ-03-20.1	3808	9	0.00	0.06	10.30	2.3	0.05955	1.3	0.797	2.6	0.0971	2.3	0.9	595 ±12	597 ±13	587 ±27	1653 ±752	-2
BQ-03-21.1	1624	37	0.02	0.00	12.15	1.0	0.05877	1.0	0.667	1.4	0.0823	1.0	0.7	519 ±6	510 ±5	559 ±22	324 ±27	+9
BQ-03-22.1	4144	16	0.00	0.21	11.02	1.2	0.05914	1.2	0.740	1.7	0.0908	1.2	0.7	562 ±7	560 ±7	572 ±26	1388 ±581	+2
BQ-03-23.1	5356	13	0.00	0.03	11.07	1.0	0.05887	0.6	0.733	1.2	0.0903	1.0	0.9	558 ±5	557 ±5	562 ±13	1483 ±227	+1
BQ-03-24.1	4261	11	0.00	0.43	7.93	2.6	0.05978	2.0	1.039	3.3	0.1261	2.6	0.8	723 ±17	765 ±19	596 ±43	-380 -1564,04	-30

* Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Radiogenic ratios													Apparent ages (Ma)					
Sample/Spot	U	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb _c	²³⁸ U*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%	err corr	(1)	(1)	(1)	(1)	% Disc.
	(ppm)	(ppm)		%	/ ²⁰⁶ Pb*		/ ²⁰⁶ Pb*		/ ²³⁵ U		/ ²³⁸ U			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Age	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th Age	
Marcação apfite																		
MARC-04-1.1	5652	219	0.04	0.55	11.09	1.22	0.05929	1.6	0.737	2.0	0.0902	1.2	0.59	561 ±9	557 ±6	578 ±36	604 ±97	+4
MARC-04-2.1	3186	187	0.06	1.76	17.76	1.95	0.05853	4.0	0.454	4.4	0.0563	2.0	0.44	380 ±14	353 ±7	550 ±87	290 ±99	+37
MARC-04-3.1	5927	267	0.05	0.24	11.01	1.04	0.05924	1.3	0.742	1.6	0.0908	1.0	0.63	564 ±7	560 ±6	576 ±28	491 ±60	+3
MARC-04-4.1	3982	113	0.03	0.08	11.24	1.0	0.05872	0.9	0.720	1.4	0.0890	1.0	0.8	551 ±6	549 ±5	557 ±20	858 ±53	+1
MARC-04-5.1	7967	199	0.02	0.07	9.61	1.17	0.05974	1.0	0.857	1.6	0.1040	1.2	0.7	629 ±8	638 ±7	594 ±22	709 ±49	-8
MARC-04-6.1	3482	181	0.05	0.33	10.53	1.17	0.05954	1.7	0.779	2.1	0.0949	1.2	0.6	585 ±9	585 ±7	587 ±37	641 ±61	+0
MARC-04-7.1	5529	172	0.03	0.17	9.76	1.86	0.05960	0.9	0.842	2.0	0.1025	1.9	0.9	620 ±9	629 ±11	589 ±19	625 ±60	-7
MARC-04-8.1	4098	254	0.06	2.47	11.74	1.06	0.05980	4.1	0.702	4.2	0.0852	1.1	0.3	540 ±18	527 ±5	596 ±89	632 ±134	+12
MARC-04-9.1	4272	212	0.05	1.58	11.28	2.46	0.05932	3.2	0.725	4.0	0.0886	2.5	0.6	554 ±17	547 ±13	579 ±69	540 ±156	+6
MARC-04-10.1	3536	201	0.06	0.81	11.35	1.06	0.05894	2.4	0.716	2.7	0.0881	1.1	0.4	548 ±11	544 ±6	565 ±53	405 ±99	+4
MARC-04-11.1	5784	210	0.04	0.45	10.75	1.33	0.05972	1.6	0.766	2.1	0.0931	1.3	0.6	578 ±9	574 ±7	594 ±34	708 ±99	+4
MARC-04-12.1	4217	314	0.07	1.45	11.83	1.92	0.05963	2.6	0.695	3.2	0.0846	1.9	0.6	536 ±13	523 ±10	590 ±56	386 ±85	+12
MARC-04-13.1	3503	190	0.05	1.08	11.24	1.03	0.05964	1.9	0.732	2.2	0.0890	1.0	0.5	558 ±9	549 ±5	590 ±41	501 ±88	+7
MARC-04-14.1	4999	134	0.03	0.14	10.08	1.41	0.05933	0.8	0.812	1.6	0.0992	1.4	0.9	604 ±7	610 ±8	579 ±17	704 ±59	-6
MARC-04-15.1	2306	65	0.03	2.08	15.56	1.29	0.05980	3.8	0.530	4.0	0.0643	1.3	0.3	432 ±14	401 ±5	596 ±83	907 ±243	+34
MARC-04-16.1	5524	385	0.07	0.83	9.33	1.56	0.05952	4.9	0.879	5.2	0.1071	1.6	0.3	640 ±25	656 ±10	586 ±107	695 ±200	-13
MARC-04-17.1	8643	297	0.03	0.10	10.22	1.03	0.05897	0.9	0.796	1.3	0.0979	1.0	0.8	595 ±6	602 ±6	566 ±19	619 ±47	-7
MARC-04-18.1	1587	68	0.04	1.44	13.99	1.54	0.06024	3.5	0.594	3.8	0.0715	1.5	0.4	473 ±14	445 ±7	612 ±76	597 ±148	+28
MARC-04-19.1	6295	866	0.14	1.24	10.90	1.36	0.05940	3.3	0.751	3.6	0.0917	1.4	0.4	569 ±16	566 ±7	582 ±71	132 ±61	+3
MARC-04-20.1	4584	194	0.04	1.03	11.72	1.08	0.05928	3.1	0.698	3.3	0.0853	1.1	0.3	538 ±14	528 ±5	577 ±67	285 ±169	+9
MARC-04-21.1	6111	239	0.04	0.04	11.76	1.27	0.05871	0.9	0.688	1.6	0.0850	1.3	0.8	532 ±7	526 ±6	556 ±20	593 ±34	+6
MARC-04-22.1	8658	325	0.04	0.07	10.71	1.05	0.05944	1.0	0.765	1.4	0.0933	1.1	0.7	577 ±6	575 ±6	583 ±21	724 ±60	+1
MARC-04-23.1	8951	283	0.03	0.04	10.41	1.73	0.05874	1.0	0.778	2.0	0.0961	1.7	0.9	584 ±9	591 ±10	557 ±21	712 ±49	-6
MARC-04-24.1	2786	466	0.17	5.31	22.71	1.42	0.05870	10.4	0.356	10.5	0.0440	1.4	0.1	309 ±28	278 ±4	556 ±227	118 ±80	+51

* Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Radiogenic ratios															Apparent ages (Ma)				
Sample/Spot	U	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb _c	²³⁸ U*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%	err corr	(1)	(1)	(1)	(1)	% Disc.	
	(ppm)	(ppm)		%	/ ²⁰⁶ Pb*		/ ²⁰⁶ Pb*		/ ²³⁵ U		/ ²³⁸ U			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
	Age	Age		Age	Age														
Bordeaux aplite																			
BORD-03X-1.1	18263	4445	0.24	1.38	23.25	1.3	0.0590	4.6	0.350	4.8	0.0430	1.3	0.3	305 ±13	271 ±3	567 ±100	252 ±24	+53	
BORD-03X-2.1	3871	292	0.08	0.26	12.38	1.1	0.0587	1.8	0.654	2.1	0.0808	1.1	0.5	511 ±8	501 ±5	558 ±40	544 ±69	+11	
BORD-03X-3.1	5077	594	0.12	0.11	10.64	1.1	0.0590	0.6	0.765	1.2	0.0940	1.1	0.9	577 ±5	579 ±6	566 ±13	431 ±22	-2	
BORD-03X-4.1	12688	772	0.06	0.10	12.38	1.2	0.0586	0.9	0.653	1.5	0.0808	1.2	0.8	510 ±6	501 ±6	553 ±19	440 ±24	+10	
BORD-03X-5.1	14558	555	0.04	0.20	16.12	3.3	0.0582	1.0	0.498	3.4	0.0620	3.3	1.0	410 ±12	388 ±12	539 ±21	694 ±43	+29	
BORD-03X-6.1	5198	509	0.10	0.35	12.39	1.0	0.0591	1.4	0.658	1.8	0.0807	1.0	0.6	513 ±7	500 ±5	571 ±32	486 ±31	+13	
BORD-03X-7.1	1455	55	0.04	0.02	12.21	1.1	0.0588	0.8	0.664	1.4	0.0819	1.1	0.8	517 ±6	507 ±5	559 ±18	602 ±28	+10	
BORD-03X-8.1	1680	72	0.04	0.06	11.98	1.0	0.0586	1.0	0.674	1.4	0.0834	1.0	0.7	523 ±6	517 ±5	553 ±21	696 ±35	+7	
BORD-03X-9.1	4032	148	0.04	0.13	15.63	1.0	0.0586	0.9	0.517	1.3	0.0640	1.0	0.8	423 ±5	400 ±4	551 ±19	557 ±37	+28	
BORD-03X-10.1	6988	428	0.06	0.86	10.76	1.0	0.0595	1.6	0.763	1.9	0.0929	1.0	0.6	576 ±8	573 ±6	586 ±34	2070 ±66	+2	
BORD-03X-11.1	9343	558	0.06	0.18	11.96	1.3	0.0584	0.8	0.673	1.5	0.0836	1.3	0.8	523 ±6	518 ±6	544 ±18	611 ±37	+5	
BORD-03X-12.1	3351	547	0.16	0.21	16.47	1.9	0.0588	1.4	0.492	2.4	0.0607	1.9	0.8	406 ±8	380 ±7	559 ±31	244 ±14	+33	
BORD-03X-13.1	4995	271	0.05	0.09	11.74	1.4	0.0582	0.9	0.684	1.7	0.0852	1.4	0.8	529 ±7	527 ±7	538 ±21	548 ±30	+2	
BORD-03X-14.1	2173	178	0.08	0.60	11.57	1.3	0.0593	1.4	0.707	1.9	0.0864	1.3	0.7	543 ±8	534 ±7	578 ±31	1016 ±50	+8	
BORD-03X-15.1	1610	1323	0.82	0.76	18.65	1.5	0.0587	2.5	0.434	2.9	0.0536	1.5	0.5	366 ±9	337 ±5	557 ±54	65,9 ±5	+41	
BORD-03X-16.1	9018	1053	0.12	0.08	11.32	1.4	0.0585	0.9	0.713	1.7	0.0883	1.4	0.8	547 ±7	545 ±7	550 ±20	381 ±16	+1	
BORD-03X-17.1	8078	661	0.08	0.24	11.39	1.7	0.0587	1.3	0.710	2.1	0.0878	1.7	0.8	545 ±9	543 ±9	555 ±28	478 ±34	+2	
BORD-03X-18.1	8505	881	0.10	0.65	11.20	2.2	0.0593	1.9	0.730	2.9	0.0893	2.2	0.8	557 ±12	551 ±12	579 ±42	540 ±82	+5	
BORD-03X-19.1	8855	571	0.06	0.11	11.84	1.6	0.0583	1.2	0.679	2.0	0.0844	1.6	0.8	526 ±8	523 ±8	542 ±26	529 ±33	+4	
BORD-03X-20.1	5708	755	0.13	0.23	10.51	1.5	0.0596	0.9	0.782	1.7	0.0952	1.5	0.9	587 ±8	586 ±8	591 ±19	652 ±22	+1	
BORD-03X-21.1	7873	487	0.06	0.29	12.34	1.0	0.0583	1.1	0.652	1.5	0.0811	1.0	0.7	510 ±6	503 ±5	542 ±23	567 ±34	+8	
BORD-03X-22.1	6645	369	0.06	0.16	11.53	1.1	0.0586	1.6	0.701	2.0	0.0867	1.1	0.6	539 ±8	536 ±6	554 ±36	512 ±55	+3	
BORD-03X-23.1	9453	773	0.08	0.19	11.12	3.1	0.0585	1.5	0.725	3.5	0.0899	3.1	0.9	554 ±15	555 ±17	548 ±32	525 ±40	-1	
BORD-03X-24.1	7613	577	0.08	0.24	13.44	1.0	0.0588	1.2	0.603	1.6	0.0744	1.0	0.7	479 ±6	463 ±5	561 ±26	528 ±29	+18	
BORD-03X-25.1	7720	415	0.05	0.23	10.68	1.1	0.0595	1.7	0.768	2.0	0.0937	1.1	0.5	579 ±9	577 ±6	585 ±36	566 ±67	+1	

* Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Radiogenic ratios															Apparent ages (Ma)				
Sample/Spot	U	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb _c	²³⁸ U*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%	err corr	(1)	(1)	(1)	(1)	% Disc.	
	(ppm)	(ppm)		%	/ ²⁰⁶ Pb*		/ ²⁰⁶ Pb*		/ ²³⁵ U		/ ²³⁸ U			²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		
	Age	Age		Age	Age														
Lajinha aplite																			
LING-01-1.1	2829	400	0.14	1.00	7.97	3.4	0.05922	3.3	1.024	4.7	0.1255	3.4	0.7	716 ±24	762 ±25	575 ±71	234 ±80	-34	
LING-01-2.1	4828	256	0.05	3.01	8.20	3.2	0.06051	7.4	1.018	8.0	0.1220	3.2	0.4	713 ±41	742 ±22	622 ±159	765 ±481	-20	
LING-01-3.1	1850	76	0.04	0.04	10.48	1.2	0.05946	1.4	0.783	1.8	0.0954	1.2	0.7	587 ±8	588 ±7	584 ±30	688 ±56	-1	
LING-01-4.1	1716	80	0.05	1.98	10.25	2.0	0.05960	4.5	0.801	4.9	0.0975	2.0	0.4	597 ±22	600 ±12	589 ±97	725 ±265	-2	
LING-01-5.1	994	31	0.03	0.23	10.92	1.2	0.05936	1.7	0.749	2.0	0.0915	1.2	0.6	568 ±9	565 ±7	580 ±36	744 ±108	+3	
LING-01-6.1	1062	43	0.04	2.37	10.12	1.1	0.05948	3.6	0.810	3.7	0.0988	1.1	0.3	603 ±17	607 ±6	585 ±78	1167 ±240	-4	
LING-01-7.1	1297	39	0.03	0.23	10.67	1.0	0.05957	1.9	0.770	2.1	0.0938	1.0	0.5	580 ±9	578 ±6	588 ±41	773 ±137	+2	
LING-01-8.1	1413	56	0.04	0.02	11.45	1.0	0.05928	1.0	0.714	1.4	0.0873	1.0	0.7	547 ±6	540 ±5	577 ±21	634 ±33	+7	
LING-01-9.1	1434	51	0.04	0.05	11.21	1.0	0.05922	1.0	0.729	1.4	0.0892	1.0	0.7	556 ±6	551 ±5	575 ±22	639 ±43	+4	
LING-01-10.1	1181	35	0.03	0.00	10.88	1.1	0.05889	1.0	0.746	1.5	0.0919	1.1	0.7	566 ±7	567 ±6	563 ±22	940 ±44	-1	
LING-01-11.1	896	29	0.03	0.35	11.03	1.2	0.05951	2.1	0.744	2.4	0.0907	1.2	0.5	565 ±10	560 ±6	586 ±46	1336 ±147	+5	
LING-01-12.1	1974	131	0.07	0.68	11.30	1.1	0.05908	2.2	0.721	2.4	0.0885	1.1	0.5	551 ±10	547 ±6	570 ±47	561 ±66	+4	
LING-01-13.1	1470	57	0.04	0.02	11.18	1.0	0.05922	1.0	0.730	1.4	0.0894	1.0	0.7	557 ±6	552 ±5	575 ±22	716 ±38	+4	
LING-01-14.1	1536	53	0.03	0.65	11.03	1.0	0.05940	2.2	0.742	2.4	0.0906	1.0	0.4	564 ±10	559 ±6	582 ±48	905 ±154	+4	
LING-01-15.1	1152	44	0.04	0.33	11.64	1.1	0.05913	1.5	0.700	1.9	0.0859	1.1	0.6	539 ±8	531 ±6	572 ±33	724 ±81	+7	
LING-01-16.1	1457	78	0.05	0.46	11.61	1.0	0.05880	2.2	0.698	2.5	0.0861	1.0	0.4	538 ±10	533 ±5	560 ±49	563 ±76	+5	
LING-01-17.1	1471	63	0.04	0.87	11.53	1.0	0.05889	2.3	0.704	2.5	0.0867	1.0	0.4	541 ±11	536 ±5	563 ±51	778 ±124	+5	
LING-01-18.1	1556	60	0.04	0.45	11.41	1.0	0.05916	1.7	0.715	2.0	0.0877	1.0	0.5	548 ±9	542 ±5	573 ±37	703 ±103	+6	
LING-01-19.1	1083	34	0.03	1.51	10.44	1.1	0.06037	3.4	0.797	3.6	0.0957	1.1	0.3	595 ±16	589 ±6	617 ±73	1230 ±284	+5	
LING-01-20.1	987	39	0.04	0.00	11.79	1.1	0.05868	1.1	0.686	1.5	0.0848	1.1	0.7	530 ±6	525 ±6	555 ±24	704 ±34	+6	
LING-01-21.1	1253	44	0.04	0.97	11.66	1.2	0.05941	2.9	0.703	3.2	0.0858	1.2	0.4	541 ±13	530 ±6	582 ±63	1080 ±186	+9	
LING-01-22.1	1362	141	0.10	0.57	11.69	1.0	0.05879	2.3	0.693	2.5	0.0855	1.0	0.4	535 ±10	529 ±5	559 ±51	314 ±50	+6	
LING-01-23.1	1442	59	0.04	0.10	11.35	1.0	0.05876	1.3	0.714	1.7	0.0881	1.0	0.6	547 ±7	544 ±5	558 ±29	625 ±57	+3	
LING-01-24.1	1418	59	0.04	0.62	11.24	1.1	0.05950	2.0	0.730	2.3	0.0890	1.1	0.5	557 ±10	549 ±6	585 ±44	939 ±110	+6	
LING-01-25.1	1206	43	0.04	0.16	11.75	1.1	0.05858	1.7	0.687	2.0	0.0851	1.1	0.6	531 ±8	526 ±6	552 ±37	650 ±86	+5	

* Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

7. CONCLUSÕES

Os aplitos de pegmatitos da Província Pegmatítica do Seridó são cogenéticos às fácies pegmatíticas nas intrusões estudadas. Devido ao tamanho de grão fino (até 3 mm), os aplitos foram utilizados como representantes dos pegmatitos não zonados (estéreis) e zonados (mineralizados) em estudos de petrografia, geoquímica e geocronologia U-Pb em zircão.

De maneira geral, os aplitos apresentam uma ampla variação composicional, evidenciada por meio de diagramas multicatiônicos R_1 - R_2 e do diagrama triangular QAP (Luth *et al.*, 1964). Além disso, o quartzo é enriquecido nos aplitos ricos em plagioclásio e empobrecido nos aplitos ricos em feldspato potássico, estabelecendo uma relação inversa em comparação com aquela gerada por cristalização fracionada. Isso sugere que os aplitos e seus pegmatitos hospedeiros não resultam de fusões residuais de plutões graníticos profundos e volumosos, mas sim de produtos da anatexia direta de diversas fontes.

Os aplitos das duas fácies, a magnetita e a muscovita, apresentam composições mineralógicas distintas e contrastantes, indicando fontes distintas. A fonte dos aplitos da fácies magnetita é rica em U-Th, enquanto a dos aplitos da fácies muscovita é rica em Li-Cs-B.

A distribuição da composição normativa dos aplitos no diagrama de fases QAP, sob condições de saturação em água e 5 Kbar, sugere a presença de fusões com feldspato potássico e quartzo como fases líquidas. A extensa variação na razão plagioclásio/feldspato potássico é resultante de líquidos gerados por diversas fontes parcialmente fundidas, e taxas de fusão crescentes durante a anatexia. Análises do diagrama de fases QAP + H₂O indicam que a maior parte dos aplitos está ligada à fusão parcial da linha quartzo – feldspato potássico, que pode também estar relacionada ao micaxisto. Apenas alguns aplitos apresentam compatibilidade com fontes ricas em quartzo ou quartzitos, e outros correspondem a fontes ricas em plagioclásio, como metagrauvacas e ortogneisses tonalíticos.

As datações U-Pb SHRIMP em zircão foram realizadas em quatro aplitos: dois da fácies vermelha a magnetita (Bordeaux e Lajinha) e dois da fácies cinza a muscovita (Capoeira e Marcação).

Os cristais de zircão dos aplitos analisados possuem altas concentrações de U e Th e as texturas de crescimento do zoneamento ígneo são feições convolutas, além de núcleos porosos com inúmeras micro inclusões de minerais. Estas texturas são atribuídas a alterações metassomáticas ou recristalização provocada por fluidos hidrotermais que se infiltraram através de microfraturas nos cristais.

As idades discordantes próximas de 575 Ma foram interpretadas como grãos de zircão herdados incorporados à formação do pegmatito. As idades mais novas que 575 Ma posicionam os pegmatitos em um ambiente pós-orogênico, indicando que o pico metamórfico da Orogênese Brasileira ocorreu por volta de 575 Ma.

As idades concordantes podem ser organizadas de acordo com as fácies, com as idades mais velhas representadas pelos aplitos a muscovita (Marcação a 556 ± 4 Ma e Capoeira a 562 ± 5 Ma) e as idades mais novas associadas aos aplitos a magnetita (Bordeuax a 527 ± 4 Ma e Lajinha a 535 ± 4 Ma). Este intervalo coincide com os dois picos de atividade fluida na Faixa Seridó, o primeiro ocorrendo entre 570 e 550 Ma e o segundo entre 550 – 500 Ma, de acordo com Cioffi *et al.* (2021).

A relação temporal entre os pegmatitos e algumas mineralizações regionais, além de sua correlação geográfica dentro da Faixa Seridó, é reforçada pelas idades do aplito Marcação (556 ± 4 Ma) e da Mina de W-Mo Brejuí (molibdenita de skarn, Re-Os, 554 ± 2 Ma; Hollanda *et al.*, 2017). Embora não existam evidências diretas de que os pegmatitos atuem como portadores de fluidos mineralizantes, sua proximidade e idade semelhante às mineralizações podem ter favorecido condições locais de enriquecimento metálico, auxiliando indiretamente o sistema de mineralização de W-Mo.

Os resultados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos indicam a existência de fontes distintas na gênese dos aplitos. A cogeneticidade dos aplitos com as fácies pegmatíticas nas intrusões estudadas permite que as interpretações obtidas para os aplitos também sejam aplicadas aos pegmatitos relacionados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agrawal, V. N. (1986). Structural evidence for an early episode of pegmatite emplacement in the Seridó Group. 12th Simp. Geol. Nordeste. Soc. Bras. Geol, 282-289.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.
- Almeida, F. F. M.; Leonardos Jr., O. H., Valença, J. (1967) Review on granitic rocks of northeast South America. IUGS/UNESCO. Symp., Recife, 41p.
- Araújo, M. N. C., Vasconcelos, P. M., da Silva, F. C. A., Jardim de Sá, E. F., Sá, J. M. (2005). ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 445-460. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.009>
- Araújo, M.N.C., Silva, F.A., Jardim de Sá, E.F. (2001). Pegmatite emplacement in the Seridó belt, northeastern Brazil: late-stage kinematics of the Brasiliano orogen. *Gondwana Research* 4 (1), 75–85. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70656-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70656-0).
- Archanjo, C. J., Bouchez, J. L. (1991). Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162 (4), 637-647.
- Archanjo, C. J., Viegas, L. G., Hollanda, M. H. B., Souza, L. C., Liu, D. (2013). 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*, 23(2), 701-714.
- Archanjo, C.J., Olivier, P., Bouchez, J.L. (1992). Plutons granitiques du Seridó (NE du Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélée par leur anisotropie magnétique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163 (4), 509-520.
- Archanjo, C.J., Viegas, L.G., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C., Liu, D. (2013). Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 23 (2), 701-714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.005>.
- Ballouard, C., Carr, P., Parisot, F., Gloaguen, É., Melleton, J., Cauzid, J., Lecomte, A., Rouer, O., Salsi, L., Mercadier, J. (2024). Petrogenesis and tectonic-magmatic context of emplacement of lepidolite and petalite pegmatites from the Fregeneda-Almendra field (Variscan Central Iberian Zone): clues from Nb-Ta-Sn oxide U-Pb geochronology and mineral geochemistry. *BSGF-Earth Sciences Bulletin*, 195(1), 3. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2023015>
- Barker, D.S. (1970). Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite. *GSA Bulletin* 81 (11), 3339-3350. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[3339:COGMAG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[3339:COGMAG]2.0.CO;2).
- Barros, R., Menuge, J.F. (2016). The Origin of Spodumene Pegmatites Associated with the Leinster Granite in Southeast Ireland. *Can. Mineral.* 54, 847–862.

Batchelor, R.A., Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48 (1-4), 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8).

Baumgartner, R. (2001). 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.

Baumgartner, R., Romer, R. L., Moritz, R., Sallet, R., Chiaradia, M. (2006). Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogist*, 44(1), 69-86. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.1.69>

Beaumont, L. E. (1847). Note sur les émanations volcaniques et métallifères. Imprimerie de L. Martinet.

Beurlen, H., Barreto, S., Martin, R., Draper, J.C.M., Da Silva, M.R., Souza Neto, J.A. (2009a). The Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil revisited. *Estudos Geológicos* 19 (2), 62-66. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v19n2p62-66>.

Beurlen, H., Rhede, D., Da Silva, M. R. R., Thomas, R., Guimarães, I. P., (2009b). Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: a possible source of the rare-element granitic pegmatites. *Terrae* 6, 59-71

Beurlen, H., Rhede, D., Thomas, R., Da Silva, M.R.R., Soares, D.R. (2019). Evaluation of the potential for Rare Earth Element (REE) deposits related to the Borborema Pegmatite Province in Northeastern Brazil. *Estudos Geológicos* 29 (2), 40-53. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v29n2p40-53>.

Beurlen, H., Thomas, R., da Silva, M. R. R., Müller, A., Rhede, D., Soares, D. R. (2014). Perspectives for Li-and Ta-mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 110-127. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.007>

Bjørlykke, H. (1937) The granite pegmatites of southern Norway. *American Mineralogist* 22, 241–255.

Bowen, N. L. (1928). The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press.

Bradley, D., Shea, E., Buchwaldt, R., Bowring, S., Benowitz, J., O'Sullivan, P., McCauley, A. (2016). Geochronology and tectonic context of lithium-cesium-tantalum pegmatites in the Appalachians. *The Canadian Mineralogist*, 54(4), 945-969. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600035>

Brito Neves, B. B., Santos, E. D., Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Tectonic Evolution of South America*.

Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Fetter, A. (2002). North-western Africa–North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 34(3-4), 275-278.

Brongniart, A. (1813). Essai d'une classification minéralogique des roches mélangées. Bossande. Journal des Mines, nº 199.

Cabral Neto, I., Medeiros, V. C. D., Cavalcante, R., Fernandes, P. R., Silveira, F. V., Dantas, E. L., Rodrigues, J. B., Cunha, I., Paes, V. J. C., Santos, L. D., Pinho, I. C. A. (2019). 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, vol 2, nº 2, 119-136.

Cabral Neto, I., Silveira, F. V., Fernandes, P. R., Paes, V. J. C., Santos, L. D., Medeiros, V. C. (2018). Mapa geológico e de recursos minerais de lítio – Província Pegmatítica da Borborema. Natal: CPRM. 1 mapa, color, escala 1:250.000.

Cameron, E. N., Jahns, R. H., McNair, A. H., Page, L. R. (1949). Internal structure of granitic pegmatites. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, 72(3), 361-362. <https://doi.org/10.5382/Mono.02>

Cavalcante, R., Medeiros, V. C., Costa, A. P., Sá, J. M., Santos, R. V., Rodrigues, J. B., Dantas, A. R., Nascimento, M. A. L., Cunha, A. L. C. (2018). Neoproterozoic units of the Saquinho region, eastern Rio Piranhas-Seridó domain, Borborema Province (northeastern Brazil): implications for the stratigraphic model. Journal of the Geological Survey of Brazil, 1(1), 11-29.

Caxito, F. D. A., Santos, L. C. M. D. L., Ganade, C. E., Bendaoud, A., Fettous, E. H., Bouyo, M. H. (2020). Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. Brazilian Journal of Geology, 50, e20190122.

Černý, P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Geoscience Canada 18, 49–67.

Černý, P., Ercit, T. S. (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. Canadian Mineralogist 43(6), 2005–2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>

Černý, P., London, D., Novák, M. (2012). Granitic pegmatites as reflections of their sources. Elements, 8(4), 289-294. <https://doi.org/10.2113/gselements.8.4.289>

Cioffi, C. R., Campos Neto, M. C., Möller, A., Rocha, B. C. (2019). Titanite petrochronology of the southern Brasília Orogen basement: Effects of retrograde net-transfer reactions on titanite trace element compositions. Lithos, 344, 393-408.

Cioffi, C. R., Meira, V. T., Trindade, R. I., Lanari, P., Ganade, C. E., Gerdes, A. (2021). Long-lived intracontinental deformation associated with high geothermal gradients in the Seridó Belt (Borborema Province, Brazil). Precambrian Research, 358, 106141.

Corrêa, R. S., Oliveira, C. G., Dantas, E. L., Della Giustina, M. E. S., Hollanda, M. H. B. M. (2021). The root zones of the Seridó W-skarn system, northeastern Brazil: Constraints on the metallogensis of a large Ediacaran tungsten Province. Ore Geology Reviews, 128, 103884. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103884>

Corsini, M., De Figueiredo, L.L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G., Vauchez, A. (1998). Thermal history of the Pan-African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics* 285 (1–2), 103–117. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00192-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00192-3).

Costa, A. P.; Dantas, A. R. (2014) Lajes. Folha SB.24-X-D--VI: Estado do Rio Grande do Norte. Carta Geológica e de Recursos Minerais. Recife: CPRM, 1 mapa colorido, 90,00 x 70,00 cm. Escala 1:100.000. (Programa Geologia do Brasil-PGB)

Costa, A.P., do Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Dantas, A.R. (2015). Geology, petrology and U-Pb geochronology of Serra da Rajada Granitic Pluton: implications about ediacaran magmatic evolution in NE portion of the Rio Piranhas-Seridó Domain (NE of Borborema Province). *Geologia USP. Série Científica*, 15(3-4), pp.83-105.

Cunha de Souza, L. (1996). Zoneographie metamorphique, chimie des minéraux, petrochimie, geochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire PTt des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasiliano), ceinture mobile du Seridó (NE du Bresil). (Tese de Doutorado não publicada) Universite Catholique de Louvain, 345 p. (in Portuguese)

Cunha, M. M. B. (2023). Composição química dos minerais-minério e geocronologia Pb-Pb em pirita por LA-ICP-MS da mineralização aurífera do depósito São Francisco, Faixa Seridó, Currais Novos (RN) (Tese de Mestrado). Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco.

Da Silva, M. R. R., (1993). Petrographical and Geochemical Investigations of Pegmatites in the Borborema Pegmatitic Province of Northeastern Brasil. (Tese de Doutorado) Ludwig Maximilian Universersitat München, Alemanha.

Da Silva, M. R. R., Höll, R., Beurlen, H. (1995). Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 355-364. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00019-C](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00019-C)

Dalan, C. A., Sallet, R., Souza Neto, J. A., Sales, M. C. C., Hollanda, M. H. B. M., Rosa, M. L. S. (2024). Petrography and geochemistry of aplites from the Seridó Pegmatite Province, NE Brazil: Petrogenetic Implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 148, 105145. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105145>

Dantas, E. L. (1997). Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos no maciço de Caldas Brandão, NE Brasil (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, p. 206.

De La Roche, H.D., Leterrier, J.T., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29 (1-4), 183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0).

Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Envir. Sci. Transac. of the Royal Soc. of Edinburgh*, 73 (3), 135-149. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010117>.

Delgado, I. M., Souza, J. D., Silva, L. C., Silveira Filho, N. D., Santos, R. A., Pedreira, A. J., Guimarães, J. T., Angelim, L. A. A., Vasconcelos, A. M., Gomes, I. P., Lacerda Filho, J., Valente, C. R., Perrotta, M., Heineck, C. A. (2003). Geotectônica do Escudo Atlântico, p227-334, In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. (Eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília - CPRM, 692p.

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, Fribourg, Switzerland. Vol. 17, pp. 49-50.

Dill, H. G. (2016). 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, 193(3), 231-263.

Dill, H.G. (2015). Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. Ore Geology Reviews 69, 417-561. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.02.022>.

Dirac, F. M., Ebert, H., (1967). Isotopic ages from the pegmatite provinces of eastern Brazil. Nature, 215(5104), 948-949.

Ebert, H. (1970). The Precambrian geology of the Borborema belt (States of Paraíba, Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the orogin of mineral provinces. Geol. Rund. V.59: 1292-13-26.

Ennes, E.R., Santos, J.S.A. (1975). Projeto Picuí: relatório final. Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Escala 1:250.000.

Fernandes, P. R., Cabral Neto, I., Silveira, F. V., Paes, V. J. D. C. (2022). Avaliação do potencial de lítio no Brasil-área: Província Pegmatítica da Borborema. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/23040>

Ferreira, A. C. D., Dantas, E. L., Santos, T. J. S., Fuck, R. A., Tedeschi, M. (2020). High-pressure metamorphic rocks in the Borborema Province, Northeast Brazil: Reworking of Archean oceanic crust during proterozoic orogenies. Geoscience Frontiers, 11(6), 2221-2242. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.03.004>

Fersman, A. (1930). O geokhimicheskoi geneticheskoi klassifikatsii granitnykh pegmatitov (A geochemical genetic classification of pegmatites). Monograph Akademiia Nauk SSSR. Monograph Akademiia Nauk SSSR, Moscow (em russo).

Fonseca, G. D. A. (2019). Caracterização petrográfica e litoquímica do Stock Serra do Capuxu, SW do Domínio Rio Piranhas-Seridó, Província Borborema (Tese de Mestrado) Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Galindo, A. C., Souza, Z. S., Dantas, E. L., Antunes, A. F., Dias, L. G. S., Silva, F. C., Laux, J. H. (2005). Geocronologia U-Pb de granitóides tipo Itaporanga (Monte das Gameleiras e Serrinha), Maciço São José do Campestre, NE do Brasil. Simpósio de Geologia do Nordeste, 20(2005), 150-152.

Ganade de Araújo, C. E., Weinberg, R. F., Cordani, U. G. (2014). Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, 26(2), 157-168.

Ginsburg, A. I., Rodionov, G. G. (1960). On the depths of the granitic pegmatite formation. *Geologiya Rudnykh Mestorozhdeniy*, Izd. Nauka, 50, 45-54.

Guimarães, A. N. A., Souza, S. R. C., Souza Neto, J. A., Noronha, D. D. (2024) Estudo de uma ocorrência cuprífera associada a pegmatito e skarn na região do “Domo da Coruja”, Parelhas/RN. *Estudos Geológicos*. V. 34, n2. <https://doi.org/10.51359/1980-8208.2024.264140>

Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F., Araújo, D. B., Almeida, C. N., Dantas, E. (2009). Trans-alkaline magmatism in the Serrinha–Pedro Velho Complex, Borborema Province, NE Brazil and its correlations with the magmatism in eastern Nigeria. *Gondwana Research*, 15(1), 98-110. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.06.011>

Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Dantas, E. L. (1990). Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In *Congresso Brasileiro de Geologia*. Vol. 36, pp. 2683-2696.

Haidinger, W. (1845). *Handbuch der Bestimmenden Mineralogie: enthaltend die Terminologie, Systematik, Nomenklatur und Charakteristik der Naturgeschichte des Mineralreiches*. Braumüller e Seidel, Wien, Austria.

Harrison, T. M., Heizler, M. T., Haviv, I., Avouac, J. P. (2009). Continuous thermal histories from muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73.

Hess, F. L. (1933). Pegmatites. *Society of Economic Geology, Inc. Economic Geology*, 28(5), 447-462. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.28.5.447>

Hitchcock, E. (1883). Report on the geology, mineralogy, botany, and zoology of Massachusetts. *Massachusetts Geological Survey Report*.

Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Souza, L. C., Dunyi, L., Armstrong, R. (2011). Long-lived paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 287-300.

Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Bautista, J. R., Souza, L. C. (2015). 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.

Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C.J., Souza Neto, J.A., Sallet, R.G. (2019). Relações cronológicas entre eventos magmáticos e mineralizações na Faixa Seridó. *Simp. Geol. Nordeste*, 313. Available at: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/9a42963c-4771-40b1-a2b2-a4ecf659fbd1/2976317.pdf>, accessed on April 01, 2025.

Hollanda, M. H. B. M., Souza Neto, J. A., Archanjo, C. J., Stein, H., Maia, A. C. S. (2017). Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 1-11.

Hunt, T. S. (1871). Notes on granitic rocks. *American Journal of Science*, 3(3), 182-191.

Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani V.G., Rand J.R, Kawashita K., Vandomos P., Pinson W.H., Fairbairn H.W. (1967). Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157:495-500.

Jahns, R. H., Burnham, C. W. (1969). Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64(8), 843-864. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.64.8.843>

Jahns, R. H., Tuttle, O. F. (1963). Layered pegmatite-aplite intrusives. *Mineral. Soc. Am. Special Paper* 1, 78-92.

Jardim de Sá, E. F. (1994). A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. (Tese de Doutorado) Universidade de Brasília, Brasília, p. 803.

Jardim de Sá, E. F., Salim, J. (1980). Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Mineração e Metalurgia*, 80(421), 16-28.

Johnston Jr, W. D. (1945). Beryl-tantalite pegmatites of Northeastern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 56(11), 1015-1070. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[1015:BPONB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[1015:BPONB]2.0.CO;2)

Knoll, T., Huet, B., Schuster, R., Mali, H., Ntaflos, T., Hauzenberger, C. (2023). Lithium pegmatite of anatectic origin - A case study from the Austroalpine Unit Pegmatite Province (eastern European Alps): geological data and geochemical model. *Ore Geol. Rev.* 154, 105298. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105298>.

Kontak, D. J., Creaser, R. A., Heaman, L. M., Archibald, D. A. (2005). U-Pb tantalite, Re-Os molybdenite, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovite dating of the Brazil Lake pegmatite, Nova Scotia: a possible shear-zone related origin for an LCT-type pegmatite. *Atlantic Geology*, 41(1), 17-29. https://id.erudit.org/iderudit/ageo41_01art02

Landes, K. K. (1933). Origin and classification of pegmatites. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 18(2), 33-56.

Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, Cambridge, v. 2.

Legrand, J. M., Liegeois, J. P., Deutsch, S. (1991). Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 14(1991), 276-279.

Leterrier, J., Jardim de Sá, E., Bertrand, J. M., Pin, C. (1994). Ages U-Pb sur Zircon de granitoïdes brésiliens de la ceinture de Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 318(11), 1505-1511.

- Li, P., Li, J., Chou, I. M., Wang, D., Xiong, X. (2019). Mineralization epochs of granitic rare-metal pegmatite deposits in the Songpan–Ganzê orogenic belt and their implications for orogeny. *Minerals*, 9(5), 280. <https://doi.org/10.3390/min9050280>
- Lima, E. S. (1992). Metamorphic conditions in the Seridó region of northeastern Brazil during the Brasiliano cycle (Late Proterozoic). *Journal of South American earth sciences*, 5(3-4), 265-273.
- Lima, E. S., Pessoa, R. J. R., Accioly, A. C. A. (1989). O metamorfismo de contato causado pelo gabronorito de Totoró, Currais Novos, Rio Grande do Norte, Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências* 19, 323-329
- London, D. (1992). The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist* 30, 499-540.
- London, D. (2008). *Pegmatites*. Mineralogical Association of Canada. ISBN 978-0-921294-47-4
- London, D. (2014). A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184, 74-104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.025>
- London, D., Linnen, R. L., Samson, I. M. (2005). Geochemistry of alkali and alkaline earth elements in ore-forming granites, pegmatites, and rhyolites. In *Rare-element geochemistry and mineral deposits* (Vol. 17, pp. 17-43). Geological Association of Canada Short Course Notes.
- Lucas, D., Hollanda, M. H. B. M., Souza Neto, J. A., Moraes, R., Souza, L. C. (2024). Unraveling the evolution of the Bodó W-skarn district in the Seridó Mineral Province (NE-Brazil): constraints from C-O stable isotopes, thermodynamic modeling, and geochronology. *Mineralium Deposita* 60, 1-22. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01300-4>
- Luth, W.C., Jahns, R.H., Tuttle, O.F. (1964). The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geoph. Res.* 69 (4), 759-773. <https://doi.org/10.1029/JZ069i004p00759>.
- McCauley, A., Bradley, D. C. (2014). The global age distribution of granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 52(2), 183-190. <https://doi.org/10.3749/canmin.52.2.183>
- McReath, I., Galindo, A. C., Dall'Agnol, R. (2002). The Umarizal igneous association, Borborema Province, NE Brazil: implications for the genesis of A-type granites. *Gondwana Research*, 5(2), 339-353.
- Medeiros, V. C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B. (2005). Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. CPRM, Recife, 1 mapa, color., 66 cm x 108 cm. Escala 1:250.000.
- Medeiros, V. C., Cavalcante, R., Santos, F. G., Rodrigues, J. B., Santana, J. S., Costa, A. P., Cabral Neto, I. (2021). The Rio Piranhas-Seridó Domain, Borborema Province, Northeastern Brazil: Review of geological-geochronological data and implications for stratigraphy and crustal evolution. *4* (3), 179-207.

Medeiros, V.C., Nascimento, M.A.L., Galindo, A.C., Dantas, E.L. (2012). Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó-Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 12 (2), 3-14.

Melcher, F., Graupner, T., Gäbler, H. E., Sitnikova, M., Henjes-Kunst, F., Oberthür, T., Gerdes, A., Dewaele, S. (2015). Tantalum–(niobium–tin) mineralization in African pegmatites and rare metal granites: Constraints from Ta–Nb oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb geochronology. *Ore Geology Reviews*, 64, 667-719. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.09.003>

Müller, A., Ihlen, P. M., Snook, B., Larsen, R. B., Flem, B., Bingen, B., Williamson, B. J. (2015). The chemistry of quartz in granitic pegmatites of southern Norway: Petrogenetic and economic implications. *Economic Geology*, 110(7), 1737-1757. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.7.1737>

Müller, A., Keyser, W., Simmons, W. B., Webber, K., Wise, M., Beurlen, H., Garate-Olave, I., Roda-Robles, E., Galliski, M. Á. (2021). Quartz chemistry of granitic pegmatites: Implications for classification, genesis and exploration. *Chemical Geology*, 584, 120507. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120507>

Müller, A., Romer, R. L., Pedersen, R. B. (2017). The Sveconorwegian pegmatite province—thousands of pegmatites without parental granites. *The Canadian Mineralogist*, 55(2), 283-315. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600075>

Müller, A., Simmons, W., Beurlen, H., Thomas, R., Ihlen, P. M., Wise, M., Roda-Robles, E., Zagorsky, V. (2018). A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites – Part I: History and the need for a new classification. *The Canadian Mineralogist*, 60(2), 203-227.

Murakami, T., Chakoumakos, B. C., Ewing, R. C., Lumpkin, G. R., Weber, W. J. (1991). Alpha-decay event damage in zircon. *American Mineralogist*, 76(9-10), 1510-1532.

Nabelek, P. I., Whittington, A. G., Sirbescu, M. L. C. (2010). The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 313-325. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0479-1>

Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C. (2015). Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *Journal of South America Earth Science*. 58, 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>

Nascimento, M. A. L., Silva, M. L. N., Reis, F. A. G. V. (2020). Geoparque Seridó: geodiversidade e patrimônio geológico no interior potiguar. Projeto Geoparque Seridó. 1 ed. São Paulo – Fundação para o Desenvolvimento da UNESP – FUNDUNESP: FEBRAGEO. ISBN 978-65-87797-00-7

Neiva, A. M. R. (1975). Geochemistry of coexisting aplites and pegmatites and of their minerals from central northern Portugal. *Chem. Geol.* 16 (3), 153-177. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(75\)90025-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(75)90025-X).

Neves, S. P. (2011). Atlantica revisited: new data and thoughts on the formation and evolution of a long-lived continent. *International Geology Review*, 53(11-12), 1377-1391.

Niggli, P. (1920). The volatile components in the magma. *Preisschriften der Furstlich Jablonowskischen Gesellschaft* (in German): Leipzig, BG Teubner. 272 pp.

Omosanya, K. O., Mosuro, G. O., Laniyan, T. A., Ogunleye, D. (2012). Prediction of gravity anomaly from calculated densities of rocks. *Adv. Appl. Sci. Res* 3 (4), 2059-2068.

Palinkaš, S., Palinkaš, L., Neubauer, F., Scholz, R., Borojević Šoštarić, S., Bermanec, V. (2019). Formation Conditions and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age of the Gem Bearing Boqueirão Granitic Pegmatite, Parelhas, Rio Grande do Norte, Brazil. *Minerals*, Volume 9, pages 232-248. <https://doi.org/10.3390/min9040233>

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. (2001) Madagascar, A mineral and Gemstone Paradise. Ed. Lapis International LLC, East Hampton, Connecticut, USA. *Extralapis English* 1, 100 pp.

Ribeiro, C. V. A., Sales, M. C. C., Oliveira, A. L. S., Sallet, R. (2023). Linking sedimentary provenance, climate and tectonics in the Neoproterozoic Seridó Belt, Borborema Province (NE Brazil). *Geoscience Frontiers*, 14(6), 101681. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101681>

Rockhold, J. R., Nabelek, P. I., Glascock, M. D. (1987). Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: The role of boron. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 51 (3), 487-496. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90063-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90063-9).

Rolff, P. A. M. A. (1946). Minerais dos pegmatitos da Borborema. *DNPM Div. Fom. Prod. Min. Bol.* 78, 23-76.

Rudnick, R. L., Gao, S. (2014). 4.1 - Composition of the Continental Crust. In: *Treatise on Geochemistry* (Second Ed.), Elsevier, 1-51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>.

Rybach, L. (1988). Determination of heat production rate. *Handbook of terrestrial heat-flow density determination*, 125-142.

Sá, J. M., Sousa, L. C., Legrand, J. M., Galindo, A. C., Maia, H. N., Fillippi, R. R. (2014). U-pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano terranes, Borborema Province, northeast of Brazil. *Geologia USP, Série Científica*, 14(3), 97-110. DOI: 10.5327/Z1519-874X20140003000

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

Sales, M. C. C. (2023). Caracterização petrográfica, composição química mineral e aspectos estruturais do campo pegmatítico mufumbo-trigueiro, Nordeste de Parelhas (RN). (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco).

Salim, J. (1993) Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la Mine Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil. DrSc thesis, Univ Catholique de Louvain, Belgium.

Sallet, R., Price, J. D., Babinski, M., Moritz, R., Souza, Z. S., Chiaradia, M., (2015). 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.

Sallet, R., Price, J. D., Moritz, R. (2018). Natural and experimental fluorine substitution in biotite: Implications for fluid-rock thermochronometry and application to the Seridó Belt, northeastern Brazil. *Chem. Geol.* 482, 32-45. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.01.019>.

Sallet, R., Ribeiro, C., Souza Neto, J. A., Sales, M., Moritz, R., Price, J. D., Thomsen, T. B. (2021). Pegmatitic granite fluid compositions and thermochronometry in the Seridó Belt, Borborema Province, Brazil: insights from trace element advection-diffusion- partitioning halos in host schist and gneiss. *Lithos* 396–397, 106200.

Sallet, R., Vital, H., Price, J. D., Moritz, R. (2019). The geochemical behavior of F and Cl during the weathering–diagenesis–metamorphism–anatexis cycle. Insights from the clay fraction of fine sands from the Amazon River mouth and metapelitic rocks from the Seridó Belt, Brazil. *Chem. Geol.* 525, 260-267. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.033>.

Santiago, J. S., Souza, V. S., Dantas, E. L., Oliveira, C. G. (2019). Ediacaran emerald mineralization in Northeastern Brazil: the case of the Fazenda Bonfim Deposit. *Brazilian Journal of Geology*, 49(04), e20190081. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920190081>

Santos, E. J., Souza Neto, J. A., Silva, M. R. R., Beurlen, H., Dias Cavalcanti, J. A. D., Silva, M. G., Dias, V. M., Costa, A. F., Santos, R. B. (2014). Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, SGB/CPRM, Brasília, p 343–388.

Santos, G. L., Souza, I. M. B. A., Barreto, S. B., Araújo Neto, J. F., Müller, A. (2020). The Serra Branca amazonite pegmatite of the Vieirópolis pegmatite field, Paraíba, Brazil: A new and unusual megacrystic amazonite deposit. *The Canadian Mineralogist*, 58(6), 679-702.

Sato, K., Tassinari, C. C. G., Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Onoe, A. T., Souza, M. D. (2014). Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP, Série Científica*, 14(3):3-18. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001>

Schneiderhöhn, H. (1961) Ore deposits of the world. Volume II. Pegmatites. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart (classification na página 628, em alemão).

Schwartz, J. J., John, B. E., Cheadle, M.J., Wooden, J. L., Mazdab, F., Swapp, S., Grimes, C. B. (2010). Dissolution–reprecipitation of igneous zircon in mid-ocean ridge gabbro, Atlantis

Bank, Southwest Indian Ridge. *Chemical Geology*, 274(1-2), 68-81. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.017>

Scorza, E. P. (1944). *Província pegmatítica da Borborema (nordeste do Brasil)*. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão da Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro. Bol. 112, 55 p.

Shaw, R. A., Goodenough, K. M., Roberts, N. M. W., Horstwood, M. S. A., Chenery, S. R., Gunn, A. G. (2016). Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: A case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland. *Precambrian Res.* 281, 338-362. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.06.008>.

Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman & Hall, London, p. 445.

Silva, M. A., 2018. *Magmatismo granítico neoproterozoico no domínio Rio Piranhas-Seridó: geologia e petrologia do Stock Serra da Acauã (Tese de Mestrado)* Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Simmons, W. B. S., Webber, K. L. (2008). Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, 20(4), 421-438. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1833>

Simmons, W. B., Webber, K. L., Falster, A. U., Roda-Robles, E., Dallaire, D. A. (2003). *Pegmatology: Pegmatite Mineralogy, Petrology, and Petrogenesis* (p. 176). New Orleans, Louisiana: Rubellite Press.

Simmons, W. B., Webber, K. L., Falster, A. U. (2024). Pegmatites. *Rocks & Minerals* 99 (1), 18-32. <https://doi.org/10.1080/00357529.2023.2253098>.

Simmons, W. B. S., Webber, K. L. (2008). Pegmatite genesis: state of the art. *Eur. J. of Mineral.* 20 (4), 421-438. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2008/0020-1833>.

Smith, J. V. (1974). Intergrowths of feldspars with other minerals. *Feldspar Minerals: 2 Chemical and Textural Properties*, 553-647.

Soares, D. R. (2004). *Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil. (PhD. Thesis.)* Universidade Federal de Pernambuco. p. 286.

Souza, I. M. B. A., Guimarães, I. P., Barreto, S. B., Santos, G. L., Araújo Neto, J. F. (2020). Whole-rock and mineral chemistry characterization of contrasting granitoids, constraints on the source of the Vieirópolis NYF-type pegmatites, Northeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 50.

Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., Kokfelt, T. F., Dantas, E. L., Li, J. Pimentel, M. M., Galindo, A. C. (2016). Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archaean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 68-96.

Souza, Z. S., Moraes Neto, Vasconcelos, P. M. P., Dantas, E. L. (2007). Idade de zonas de cisalhamento no extremo NE da Província Borborema, U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal (RN). Sociedade Brasileira de Geologia. V(20), p.201.

Souza, Z. S., Souza, L. C., Vilalva, F. C. J., Cruz, L. B., Ribeiro, C. V. A., Oliveira, A. L. S., Cruz, J. A., Araújo, J. B. P. (2018). Magmatismo peraluminoso sintectônico à deformação tangencial em Jardim do Seridó/RN, NE do Brasil. In Congresso Brasileiro Geologia (Vol. 49).

Souza Neto, J. A. (2000). Genesis of the Bonfim and Itajubatiba gold skarn deposits, northeastern Brazil: a study based on isotopes, trace elements and fluid inclusions (Doctoral dissertation, UCL-Université Catholique de Louvain).

Souza Neto, J. A., Legrand, J. M., Volfinger, M., Pascal, M. L., Sonnet, P. (2008). 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*, 43, 185-205. DOI: 10.1007/s00126-007-0155-1

Takahashi, Y., Yoshida, H., Sato, N., Hama, K., Yusa, Y., Shimizu, H., 2002. W- and M-type tetrad effects in REE patterns for water–rock systems in the Tono uranium deposit, central Japan. *Chem. Geol.* 184 (3-4), 311-335. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00388-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00388-6).

Torres, H., Andrade, V. D. (1975). Projeto Jardim do Seridó: Relatório Final, 2. Recife, Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN). Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

Trindade, I. R. (2000). Estudo geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm-Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as rochas encaixantes e geocronológico Sm-Nd em mineralizações de scheelita na faixa Seridó (Tese de Mestrado) Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Trindade, R. I. F., Raposo, M. I. B., Ernesto, M., Siqueira, R. (1999) Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*. 314(4):443-68. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00220-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00220-6)

Van Lichtenvelde, M., Grand’Homme, A., Saint-Blanquat, M., Olivier, P., Gerdes, A., Paquette, J. L., Melgarejo, J. C., Druguet, E., Alfonso, P. (2017). U-Pb geochronology on zircon and columbite-group minerals of the Cap de Creus pegmatites, NE Spain. *Mineralogy and Petrology*, 111, 1-21. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0455-1>

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127(4), 287-327.

Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: insights from Sm–Nd and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2) 227-252.

Vaucher, A., Neves, S. P., Cabby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 8 (3-4), 247-266. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5).

Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>

Viegas, L. G., Archanjo, C.vJ., Hollanda, M. H. B., Vaucher, A. (2014) Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research*. 1; 243: 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.12.020>

Vlasov, K.A. (1952) Structure-paragenetic classification of granitic pegmatites. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seriya Geologicheskaya* 2, 30–55.

Vlasov, K.A. (1961) Principles of classifying of granite pegmatites and their textural-paragenetic types. *Transactions of the Academy of Sciences, USSR, Geologic Series* 1, 5–20.

Wang, T., Tong, Y., Jahn, B. M., Zou, T. R., Wang, Y. B., Hong, D. W., Han, B. F. (2007). SHRIMP U–Pb Zircon geochronology of the Altai No. 3 Pegmatite, NW China, and its implications for the origin and tectonic setting of the pegmatite. *Ore geology reviews*, 32(1-2), 325-336. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.001>

Webber, K. L., Falster, A. U., Simmons, W. B., Foord, E. E. (1997). The role of Diffusion-controlled Oscillatory Nucleation in the Formation of Line Rock in Pegmatite–aplite Dikes. *Journal of Petrology*, 38(12), 1777-1791. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.12.1777>

Wenbo, S., Huan, L. (2023). Research progress of zircon in pegmatites and its implications for the mineralization of rare metals. *Earth Science Frontiers*, 30(5), 171.

Wise, M. (1999) Characterization and classification of NYF type pegmatites. In *The Eugene E. Foord Memorial Symposium on NYF-type Pegmatites*, Denver. *Canadian Mineralogist* 37(3), 802–803.

Wise, M. (2013). The discrimination of LCT and NYF granitic pegmatites using mineral chemistry: A pilot study. PEG2013, Contributions to the 6th International Symposium on Granitic Pegmatites, 26 May to 3 June 2013, Attitash, New Hampshire, 156 pp.

Wise, M. A., Müller, A., Simmons, W. B. (2022). A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites. *The Canadian Mineralogist*, 60(2), 229-248.