



ISSN: 2447-3359

REVISTA DE GEOCIÊNCIAS DO NORDESTE

Northeast Geosciences Journal

v. 10, nº 2 (2024)

<https://doi.org/10.21680/2447-3359.2024v10n2ID35836>



A química de berilo como ferramenta para entender os pegmatitos não portadores de esmeralda

The chemistry of beryl as a tool to understand non-emerald bearing pegmatites

Flávia Compassi da Costa¹, Filipe Altoé Temporim², Ráyna Dadalto Durão³, Rodson de Abreu Marques⁴; Rafael Matoso Alvarenga⁵; Ricardo Scholz⁶

- ¹ Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil, e-mail: flavia.compassi@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9881-8369>
- ² Universidade Federal de Goiás, Faculdade de Ciência e Tecnologia, Aparecida de Goiânia/GO, Brasil, e-mail: filipetemporim@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-7417-4391>
- ³ Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil, e-mail: raynadaltogeo@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0009-0006-1994-6957>
- ⁴ Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil, e-mail: rodson.marques@ufop.edu.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3839-305X>
- ⁵ Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Engenharia de Minas, Ouro Preto/MG, Brasil, e-mail: rafael.matoso@aluno.ufop.edu.br
ORCID: <https://orcid.org/0009-0008-6948-912X>
- ⁶ Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/Departamento de Geologia, Ouro Preto/MG, Brasil, Email: ricardo.scholz@ufop.edu.br
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7412-2500>

Resumo: O estudo do berilo de pegmatitos não portadores de esmeralda desvenda segredos sobre a formação e desenvolvimento dos pegmatitos, abrindo caminhos para compreender essas formações geológicas. Como um silicato de boro, o berilo se apresenta em diversas cores e formas, refletindo as condições geoquímicas e as impurezas de seu ambiente. Portanto, a análise da composição química do berilo revela detalhes sobre a sua cristalização. Tais variações químicas sinalizam os processos de diferenciação magmática que influenciam a diversidade mineral dos pegmatitos. Este estudo aprofundado não apenas esclarece os mecanismos geológicos por trás da gênese dos pegmatitos sem esmeralda, mas também expande o entendimento sobre a distribuição de minerais e elementos valiosos na crosta terrestre. O estudo do berilo oferece ainda perspectivas sobre a evolução geológica de áreas abundantes em pegmatitos. Este artigo traz uma revisão detalhada das características e comportamento químico do berilo, além de descrever uma rotina para a determinar da fórmula química de berilos por estequiometria, usando análises de microsonda eletrônica.

Palavras-chave: Química mineral; Cálculo de fórmula do berilo; Geoquímica de pegmatitos.

Abstract: The study of non-emerald-bearing beryl pegmatites unveils secrets about the formation and development of pegmatites, paving the way to comprehend these geological formations. As a borosilicate, beryl occurs in various colors and forms, reflecting the geochemical conditions and impurities of its environment. Therefore, analyzing the chemical composition of beryl reveals details about its crystallization. Such chemical variations signal the processes of magmatic differentiation that influence the mineral diversity of pegmatites. This in-depth study not only elucidates the geological mechanisms behind the genesis of non-emerald-bearing pegmatites but also expands the understanding of mineral and valuable element distribution in the Earth's crust. The study of beryl also offers insights into the geological evolution of areas abundant in pegmatites. This article provides a detailed review of the characteristics and chemical behavior of beryl, as well as describing a routine for determining the chemical formula of beryls through stoichiometry, using electronic microprobe analyses.

Keywords: Mineral chemistry; Beryl formula calculation; Pegmatite Geochemistry.

Recebido: 02/04/2024; Aceito: 11/06/2024; Publicado: 22/07/2024.

1. Introdução

O berilo ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$) é um mineral que se destaca pela sua raridade e pela especificidade dos ambientes geológicos em que ocorre, sendo mais comumente encontrado em pegmatitos graníticos. Esta ocorrência também se estende a depósitos hidrotermais ligados a granitos, como *greisens* e veios de quartzo-cassiterita, além de ocorrer em riolitos e, em certas condições, em rochas metamórficas, incluindo xistos e *skarns* (London, 2015; Turner & Groat, 2007).

A complexidade e a granulação grossa dos pegmatitos representam um desafio para amostragem e estudos geoquímicos detalhados. No entanto, minerais como o berilo, quartzo e minerais dos grupos do feldspato, mica e turmalina são cruciais para caracterizar a geoquímica dos pegmatitos e elucidar seus processos evolutivos (Černý, 1975).

Ao examinar a composição e estrutura dos berilos, os geocientistas podem obter compreensões sobre a temperatura, pressão, e a composição do fluido magmático em diferentes estágios da evolução de um pegmatito (Aurischio *et al.*, 2012; Bacík *et al.*, 2019; Daneshvar *et al.*, 2021; Fan *et al.*, 2022; Jiang *et al.*, 2023; Lum *et al.*, 2016; Neiva A & Neiva J, 2005; Pauly *et al.*, 2021; Suo *et al.*, 2022; Uher *et al.*, 2010; Viana *et al.*, 2002). Alterações na composição química do berilo, sobretudo nos teores de álcalis (Na, Li, Cs), água (H_2O) e metais divalentes (Fe, Mg), mostram forte correlação com as características geoquímicas e genéticas dos sistemas geológicos hospedeiros, assim como com os próprios pegmatitos portadores de berilo (Aurischio *et al.*, 1988; Černý, 1975).

Este estudo não aborda pegmatitos contendo esmeralda, pois sua presença em pegmatitos é pouco comum e geralmente ocorre devido a processos posteriores. A esmeralda, é um berilo com cromóforos, como cromo (Cr) e vanádio (V), que resulta em cristais verdes, ocasionalmente com tonalidades azuladas ou amareladas. A formação da esmeralda é limitada por condições geológicas que favorecem a concentração de berílio (Be), Cr e/ou V. O Be é frequentemente encontrado em granitos, pegmatitos e equivalentes metamórficos, enquanto o Cr em dunito, peridotito, basalto, e seus equivalentes metamórficos, e V em sedimentos orgânicos e ricos em ferro e seus equivalentes metamórficos. A ocorrência conjunta desses elementos é incomum, já que o Cr e o V geralmente não estão presentes em ambientes ricos em Be. Então, são necessárias condições geológicas e geoquímicas dinâmicas para que esses elementos se encontrem. Tradicionalmente existem três tipos de depósitos de esmeralda. O primeiro envolve pegmatitos desilicatados formados pela interação de fluidos metassomáticos com pegmatitos ricos em Be, ou corpos graníticos similares, que intrudem rochas ricas em Cr ou V, como ultramáficas e vulcânicas. O segundo tipo é o sedimentar, no qual salmouras crustais ricas em Be interagem com xistos e outras rochas sedimentares contendo Cr e/ou V ao longo de falhas e fraturas. O terceiro tipo é o metamórfico-metassomático, em que fluidos crustais mais profundos interagem com xistos metamorfizados, carbonatos e rochas ultramáficas ao longo de falhas ou zonas de cisalhamento, transportando Be e Cr (e, ocasionalmente, V) para os locais de deposição (Giuliani *et al.*, 2019; Groat *et al.*, 2008).

O objetivo deste artigo é realizar uma revisão das características e propriedades dos berilos. No presente trabalho foram abordados os estudos de como a composição química do berilo, incluindo seus elementos traços, podem fornecer informações valiosas sobre as condições ambientais, presentes durante a cristalização dos pegmatitos. Adicionalmente, este trabalho apresenta o passo a passo para calcular a composição química de berilos, a partir da análise de óxidos por microsonda eletrônica. A abordagem é delineada em sete etapas, focando na determinação precisa das proporções de cátions e ânions, especificamente do oxigênio, na fórmula mineral baseando-se na quantidade de óxidos presentes.

2. Mineralogia e Cristalografia do Berilo

Os minerais do grupo do berilo são avdeevita, bazzita, berilo, johnkoivulaita, pezzottaita e stoppaniitassão que são silicatos de berílio e alumínio, representadas pela fórmula cristaloquímica geral $(\text{M}^{3+}\text{M}^{2+})_4[\text{Be}_6\text{Si}_{12}\text{O}_{36-z}(\text{OH})_z] \cdot (\text{H}_2\text{O})_y\text{A}_x$, onde A = principalmente Na e x = provavelmente não é maior que 1. O mineral berilo possui fórmula $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$, com valores aproximados de $\text{BeO} \cong 14\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \cong 19\%$ e $\text{SiO}_2 \cong 67\%$ (Klein & Dutrow, 2012). As impurezas usuais, que compõem uma parte substancial da maioria das variedades de berilo, são álcalis (Na, Li, Cs, Rb, K) e em menor abundância H_2O , Ca, Mg, Mn, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr, CO_2 , He e Ar (Beus, 1966). Contudo, a presença de álcalis (Na e Rb) e Li podem reduzir consideravelmente a porcentagem de BeO (Bragg & Langworthy, 1926; Klein & Dutrow, 2012).

A constituição do berilo é marcada pela formação de anéis hexagonais, cada um composto por seis tetraedros Si-O, que organizam canais contínuos ao longo do eixo c do cristal, espaços esses que podem acolher íons e/ou moléculas. Entre esses anéis, os átomos de berílio e alumínio são dispostos de maneira alternada, com cada átomo de alumínio sendo cercado por um octaedro formado por seis átomos de oxigênio e cada átomo de berílio vinculado a quatro átomos de oxigênio, constituindo um tetraedro assimétrico (Bragg & Langworthy, 1926; Klein & Dutrow, 2012) (Figura 1).

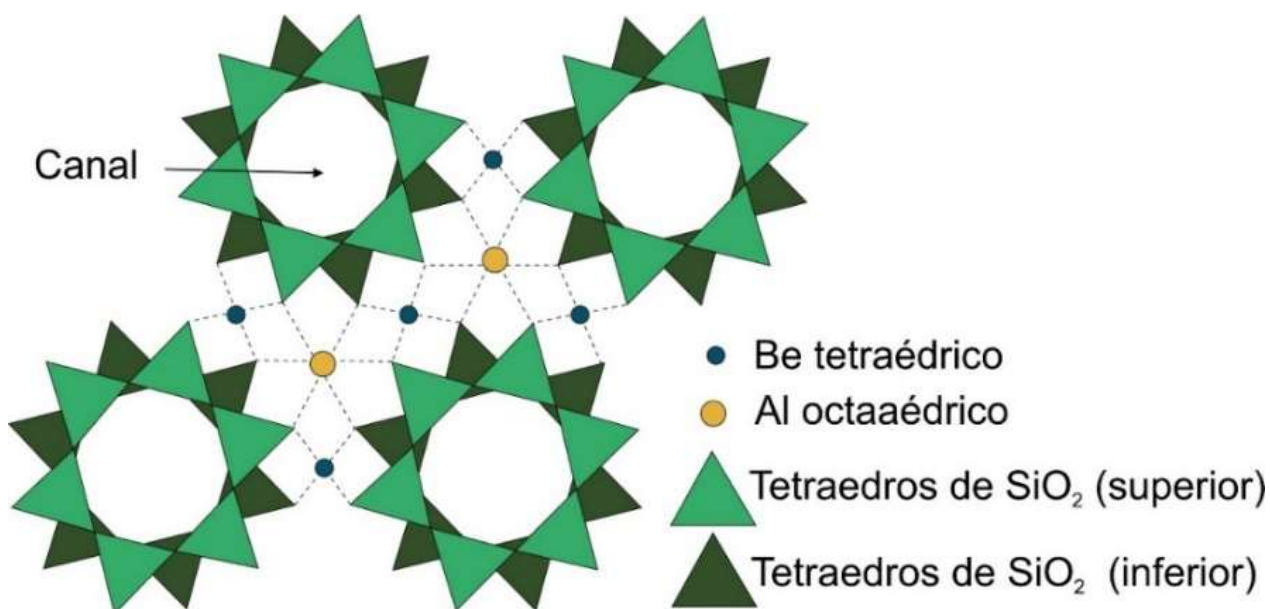


Figura 1 – Estrutura do berilo projetada em (0001), olhando para baixo no eixo *c*.

Fonte: Adaptada de Klein & Dutrow (2012).

O berilo é caracterizado por ter quatro eixos cristalográficos, com três desses eixos sendo coplanares e formando ângulos de 120° entre si, enquanto o quarto eixo se situa de forma ortogonal em relação aos outros. Seu formato pode variar entre prismático alongado ou curto, tendendo a um formato tabular. Frequentemente, o berilo se manifesta em forma de cristais isolados, bem formados e, raramente agregados. Normalmente, as faces prismáticas são as mais proeminentes, ocorrendo em combinação com as faces do pinacóide basal, enquanto as faces das bipirâmides e do prisma diaxegonal são menos usuais (Bragg & Langworthy, 1926).

A partir da análise de estudos sobre substituições isomórficas na estrutura cristalina do berilo, frequentemente associadas a elementos alcalinos, é possível sugerir uma fórmula generalizada que incorpora íons mono e bivalentes. Esses íons são cruciais para investigar os fatores responsáveis pelas cores do berilo, que são características definidoras de suas distintas variedades. Conforme proposto por Gaines *et al.* (1997) *apud* Gandini *et al.* (2001), a fórmula pode ser representada como [A]X₃Y₂T₆O₁₈. Na posição "A", podemos encontrar H₂O, OH, Na, Ca, Fe²⁺, K, Cs, Rb. Curiosamente, esta posição também pode estar vazia. O sítio "X", ele é ocupado por elementos que preferem a configuração tetraédrica, como berílio (Be), alumínio (Al), lítio (Li) e silício (Si⁴⁺). O sítio "Y" acomoda íons em configurações octaédricas, como Al, Fe²⁺, Mg, Fe³⁺, Ca, Mn²⁺, Cr³⁺, V⁵⁺, Te⁴⁺, Sc. No sítio "T", temos exclusivamente o silício (Si⁴⁺) em uma configuração tetraédrica (Gandini *et al.*, 2001).

Com base nessas informações, tem-se as seguintes substituições (Tab. 1): a substituição octaédrica por Al³⁺, a substituição tetraédrica por Be²⁺, e uma substituição tetraédrica limitada por Be²⁺ seguida de substituição octaédrica por Al³⁺. A Tabela 1 apresenta um resumo de como as mudanças na composição química do berilo influenciam a ocupação de lugares específicos dentro de sua estrutura cristalina.

Tabela 1 – Substituições iônicas no Berilo

Sítio	Elemento(s)	Observação
Tetraédrico	Si ⁴⁺	Em tetraedros (SiO ₄) ⁴⁻ . Substitui Be no tetraedro (BeO ₄) ⁶⁻ se estiver em excesso.
Octaédrico	Al ³⁺	Entra nos tetraedros substituindo Si e Be quando em excesso.
	Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Mg ²⁺ , Cr ³⁺ , Sc ³⁺	Substituem Al nos octaedros.
	Li ⁺	Ocupa vacâncias quando existe deficiência em Al, não substitui.
Tetraédrico	Be ²⁺	Em tetraedros (BeO ₄) ⁶⁻ ou junto com Si em tetraedros (SiO ₄) ⁴⁻ . Substituição de Al se Si e Al faltam.
	Li ⁺	Nas posições do Be.
Canal	Na ⁺ , Ca ²⁺	Nos canais entre dois grupos HOH e, raramente, nos espaços vazios entre os anéis.
	K ⁺	Em posições semelhantes ao grupo HOH dentro dos canais.
	Rb ⁺	Nos canais entre HOH e três oxigênios de um anel ditrigonal, com forte deformação.
	Cs ⁺	Nos canais, análogo ao Rb ⁺ , mas com apenas uma leve distorção dos anéis.
	Fe ²⁺	Podem estar nos canais ou ocupar vacâncias quando existe

Fonte: Gandini *et al.* (2001).

Segundo Bakakin *et al.*, (1970) e Aurisicchio *et al.* (1994) é possível classificar os polítipos de berilos em: tipo normal (N) e tipo tetraédrico (T) e uma amostra de transição entre o tipo normal e o tetraédrico. O tipo-N de berilo é aquele que se aproxima mais da fórmula teórica, não apresentando substituição catiônica. No tipo-T ocorre substituição parcial do berílio por lítio e, às vezes, por silício, o que acarreta a entrada de elementos alcalinos no canal.

O berilo, do ponto de vista mineralógico, é notável pela sua ampla gama de cores, um fenômeno resultante da presença de pequenas quantidades de impurezas em sua estrutura cristalina, especialmente de metais de transição como Fe²⁺, Fe³⁺, Mn²⁺, Mn³⁺, Cr³⁺, e V³⁺, ou por centros de cor (Klein & Dutrow, 2012). Esses elementos podem ocupar os lugares normalmente preenchidos pelo Al³⁺ e Be²⁺, provocando as variações de cores que caracterizam suas variedades gemológicas: a esmeralda, de cor verde, deve sua tonalidade ao cromo e/ou vanádio (Figura 2-A); a água-marinha (Figura 2-B) apresenta matizes azuis a verde azulado, resultantes da interação do Fe²⁺ nos canais estruturais com o Fe³⁺ nos locais octaédricos; a morganita (Figura 2-C) exibe um espectro que vai do rosa ao salmão, graças à presença de manganês; o heliodoro (Figura 2-D), com sua cor amarelo-dourada a âmbar, deve sua coloração à transferência de carga do Fe³⁺ para os oxigênios adjacentes, o que absorve intensamente a luz azul do espectro; a goshenita (Figura 2-E), transparente e quase livre de impurezas; e o berilo vermelho (Figura 2-F), cuja cor vem do manganês. Essas distintas tonalidades não apenas embelezam o mineral, mas também fornecem indícios sobre as condições geoquímicas e geológicas de sua formação (Gandini *et al.*, 2001).



Figura 2 – A) Esmeralda (Brumado, Bahia) com 3,2 cm x 1,4 cm x 1,2 cm. B) Grupo de cristal de água-marinha com uma morfologia incomum, em matriz de albita com moscovita (pegmatito Fazenda Concórdia, Mimoso do Sul, Espírito Santo), tamanho do espécime: 4,8 cm x 4,1 cm x 3,9 cm. C) Morganita (jazida Urucum, Barra do Cuieté, Conselheiro Pena, Minas Gerais), dimensões: 16,8 cm x 16 cm x 14,3 cm. D) Heliodoro (Itinga, Minas Gerais), dimensões 4,4 cm x 1,7 cm x 1,5 cm. E) Goshenita (mina Ponto do Marambaia, Caraí, Minas Gerais), dimensões: 5,2 cm x 2,5 cm x 1,9. F) Berilo Vermelho (jazida Ruby Violet, Condado de Beaver).

Fonte: www.mindat.org

Aurischio *et al.* (1994) identificaram, por meio de espectroscopia de absorção na faixa espectral do infravermelho, dois arranjos distintos de moléculas de água dentro dos canais estruturais do berilo. O arranjo denominado Tipo I ocorre quando o eixo do dipolo H-H se alinha paralelo ao eixo c do cristal de berilo, e o arranjo Tipo II, quando este eixo é perpendicular ao eixo c (Figura 3). Tal observação sugere que a presença de álcalis como contaminantes nos canais gera uma força eletrostática que induz a rotação da molécula de água, de modo que o íon O^{2-} se posicione próximo ao álcali.

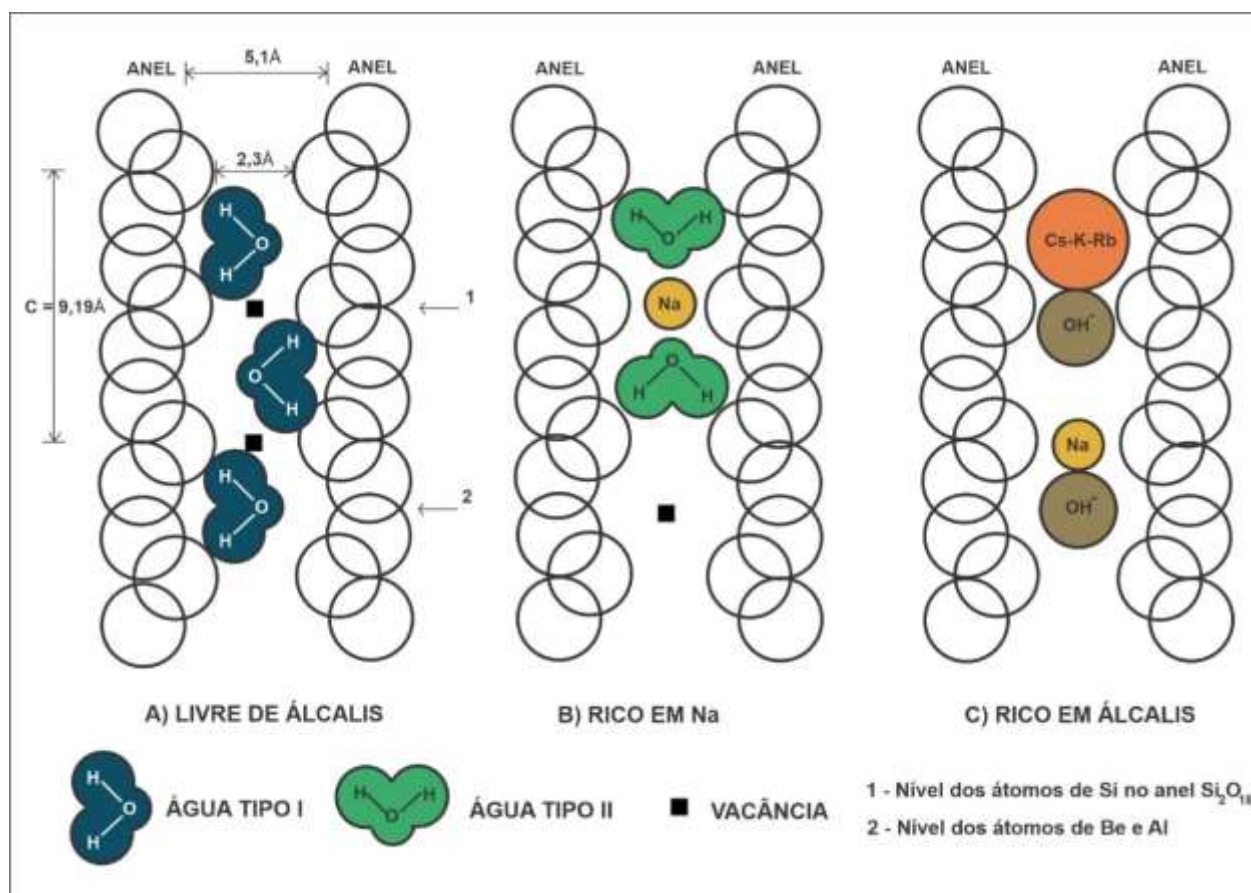


Figura 3 – Esquemas paralelos ao eixo c apresentando o posicionamento espacial das moléculas de H_2O tipo I e H_2O tipo II na estrutura do berilo.

Fonte: Aurisicchio et al. (1994).

3. Depósitos de berílio (Be) e formação do berilo.

A formação do berilo está intrinsecamente ligada a fatores geoquímicos específicos, como a disponibilidade de berílio (Be), silício (Si), e alumínio (Al) no magma ou nos fluidos hidrotermais. Além disso, a presença de outros elementos pode determinar a cor e as características do berilo formado; por exemplo, o cromo ou o vanádio podem dar à esmeralda sua cor verde característica, enquanto o ferro pode colorir a água-marinha de azul.

Os minerais de berílio são encontrados principalmente em ambientes associados ao magmatismo félsico, mas também ocorrem em uma ampla variedade de contextos geológicos, desde a superfície até a crosta profunda. As rochas hospedeiras variam de feldspáticas a carbonáticas e ultramáficas. As rochas ígneas relacionadas são caracteristicamente félsicas, com baixas concentrações de cálcio e altas de flúor, apresentando diversidade em composição, desde peraluminosas a peralcalinas e até subsaturadas em sílica. Adicionalmente, os minerais de berílio também são encontrados em ambientes metamórficos e são redistribuídos por processos superficiais (Barton & Young, 2002).

Barton & Yong (2002) apresentam os principais ambientes geológicos nos quais se encontram depósitos de berílio, identificando duas categorias amplas: uma ligada a processos ígneos e outra a processos de origem não ígnea. Eles aprofundam essa classificação considerando as particularidades do magma envolvido e as propriedades específicas das rochas que hospedam esses depósitos.

Considerando a baixa abundância do elemento berílio na crosta terrestre, o berilo é um mineral surpreendentemente comum nos pegmatitos. É o primeiro dos minerais verdadeiramente exóticos a cristalizar na sequência de evolução dos pegmatitos de elementos raros LCT (Lítio-Césio-Tântalo). Nos pegmatitos quimicamente mais simples (composição granítica), o berilo normalmente forma prismas de cor azul esverdeado que aparecem primeiro na zona da parede e no

interior do centro do corpo do pegmatito. Uma franja de berilo também é comum na margem entre a zona intermediária da microclina em bloco e o núcleo de quartzo, e essa paragênese persiste durante toda a evolução dos subtipos de pegmatito do LCT. Ademais, berilo de cavidades miarolíticas é altamente valorizado como espécimes minerais e minerais-gema (London, 2008, 2015).

Apesar da escassez de dados, foi determinado que os pegmatitos ricos em berílio contêm, em média, aproximadamente 145 partes por milhão (ppm) de berílio. London & Evensen (2002) definiram um "limiar de berílio" - a quantidade mínima de berílio, cerca de 70 ppm, necessária em uma massa fundida de composição granítica para permitir a formação de berilo. A partir de um magma félsico inicial com 6 ppm de berílio, propôs-se um processo pelo qual várias fases de cristalização fracionada e a separação de fusões residuais podem levar à formação de berilo em pegmatitos. No entanto, isso só ocorreria após mais de 95% do magma inicial ter cristalizado. Assim, a ocorrência de berilo em formações ígneas sinaliza um processo avançado de fracionamento por fusão e a eficaz separação de fusões residuais.

A relação genética amplamente aceita entre granitos e pegmatitos graníticos é baseada na observação de que enxames de pegmatitos ocorrem comumente em intrusões de granito ou ao redor delas (Černý 1991, Černý & Ercit 2005). Alguns desses enxames mostram zonação química distinta, sugerindo uma associação genética e possivelmente um evento tectono-magmático regional (Figura 4).

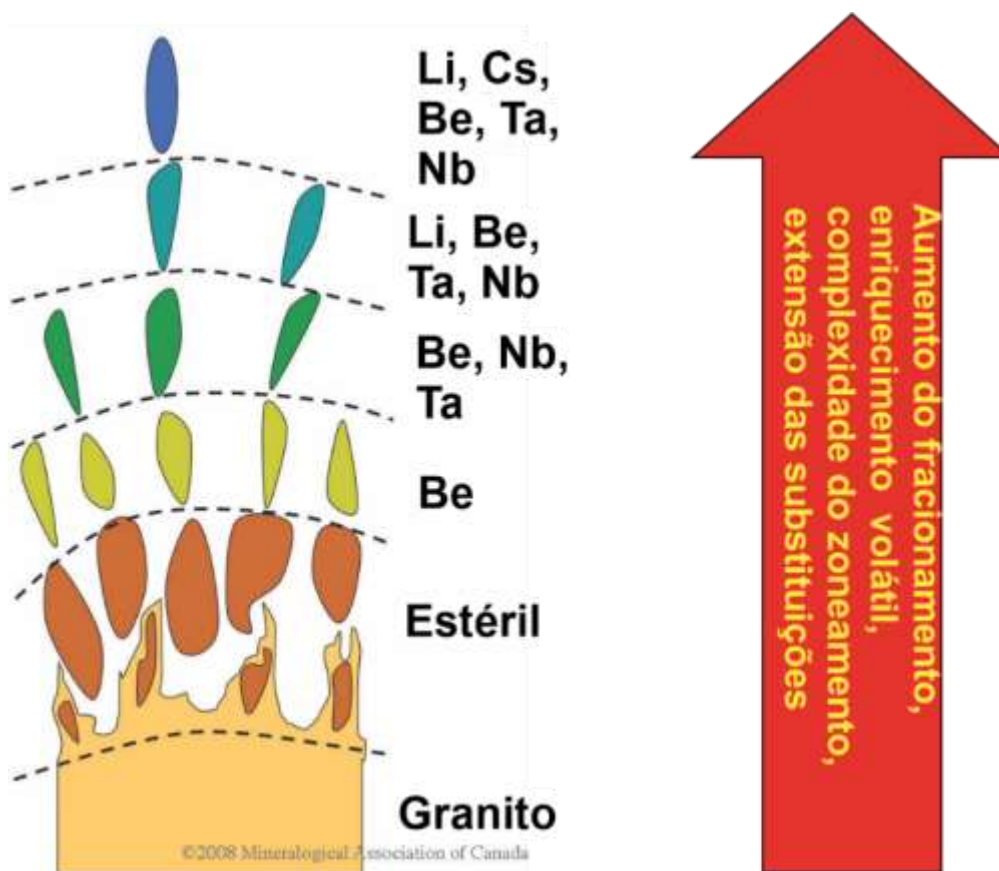


Figura 4 – Evolução química através de um grupo de pegmatito rico em lítio com distância da fonte granítica.
Fonte: Trueman & Černý (1982).

4. Como calcular a fórmula dos berilos

Os minerais são identificados por suas características físicas e por técnicas como difração de raios X e microscopia. Para analisar a composição, usam-se métodos como espectroscopia e análises químicas tradicionais. Ferramentas como a fluorescência de raios X (FRX), espectrometria de massa (AES/MS) e microscopia eletrônica de varredura acoplada com espectrometria de dispersão de energia (MEV-EDS) são essenciais para caracterizar minerais e para pesquisas geoquímicas.

A escolha da técnica depende dos objetivos do estudo, do tipo de amostra e dos recursos disponíveis. Usar várias técnicas juntas melhora o entendimento sobre os minerais, contribuindo para o avanço das geociências. Vamos explorar a importância da microsonda eletrônica nesse contexto.

A microanálise por sonda eletrônica (EPMA) é um método não destrutivo que determina a composição química de pequenas áreas de materiais sólidos. Utiliza-se um feixe de elétrons focado na amostra, enquanto um espectrômetro mede os raios X gerados, permitindo a análise química. A técnica também pode criar imagens da amostra ao escanear a área com o feixe de elétrons, semelhante ao funcionamento de um microscópio eletrônico de varredura (MEV). A detecção de raios X pode ser feita por dispersão de comprimento de onda (WDS), que oferece alta resolução e melhor distinção de sinais, mas requer uma variedade de cristais para abranger todo o espectro de raios X e impõe limitações de posicionamento de amostra e detectores. Equipamentos especializados para EPMA possuem espectrômetros que contêm vários cristais, permitindo análises quantitativas precisas de elementos até níveis baixos, como 100 ppm (Reed, 2005). Entretanto, a EPMA tem limitações, incluindo a incapacidade de analisar elementos voláteis (como H₂O e CO₂) e leves (H, F, B, Li), além da dificuldade em determinar estados de oxidação de certos elementos (Fe, Mn, Cu) (Reed, 2005).

Antes de fazer análises químicas em amostras de minerais, é crucial examiná-las primeiro. Este exame inicial inclui olhar as amostras com lupa ou microscópio e fazer testes básicos. É também muito importante ter cuidado com a pureza da amostra. Os principais cuidados incluem evitar contaminação durante a preparação, garantir que os minerais não se misturem ou que não sejam separados corretamente, verificar se há pequenas inclusões ou variações na composição do mineral, e considerar mudanças no mineral causadas por água quente, substituição de elementos, exposição a radiação, entre outros. Esses passos são cruciais para assegurar que os resultados das análises sejam confiáveis e precisos.

A determinação da fórmula química do berilo através de análises de óxidos utilizando a microsonda eletrônica requer um procedimento meticuloso. Este processo implica na conversão dos dados de composição percentual dos óxidos para proporções molares, ajustando-as posteriormente para alinhar-se com a fórmula unitária do mineral, Be₃Al₂Si₆O₁₈. Considerando a possibilidade de substituição isomórfica que pode alterar essa composição básica, e o fato de que a microsonda não detecta diretamente o berílio (Be) nem a água (H₂O), esses componentes são inferidos e calculados estequiometricamente. Segue uma orientação detalhada para a execução do cálculo da fórmula química do berilo (Fig 5.). Adicionalmente, uma tabela contendo as fórmulas correspondentes a cada etapa deste processo pode ser acessada e baixada a partir do Material Suplementar 1.

4.1 Primeiro Passo: Cálculo da Massa Molecular dos Óxidos

A análise inicia com o cálculo da massa molecular de cada óxido presente na amostra. A massa molecular é a soma das massas atômicas dos átomos constituintes. Por exemplo, o óxido de sódio (Na₂O) tem sua massa molecular calculada pela adição das massas atômicas de dois átomos de sódio (22,99 u cada) e um de oxigênio (15,99 u), totalizando 61,97 u (unidades de massa atômica) ou g/mol. Este cálculo é repetido para todos os óxidos identificados, fornecendo a base para análises subsequentes.

4.2 Segundo Passo: Cálculo da Proporção Molecular

Após a determinação das massas moleculares, calcula-se a proporção molecular de cada óxido. Isso é feito dividindo o peso percentual do óxido (obtido pela análise) pela sua massa molecular. Esse procedimento permite quantificar a contribuição de cada óxido à composição global da amostra em termos moleculares.

$$\text{Proporção molecular de Na}_2\text{O} = \frac{\text{Peso percentual de Na}_2\text{O}}{\text{Massa Molecular Na}_2\text{O}}$$

4.3 Terceiro Passo: Cálculo da Proporção de Cátions

A proporção dos cátions é calculada ajustando-se as proporções moleculares pela quantidade de cátions em cada óxido. Multiplica-se o número de cátions pelo resultado da proporção molecular, o que ajusta a contribuição de cada cátion na composição total.

$$\text{Proporção de cátions} = \text{Proporção molar} \times \text{Número de cátions}$$

4.4 Quarto Passo: Cálculo da Proporção de Ânions

Similarmente, a proporção de ânions (neste contexto, oxigênio) é determinada multiplicando-se o número de átomos de oxigênio pelo resultado da proporção molecular de cada óxido. Este passo é crucial para equilibrar a proporção de oxigênio na fórmula mineral.

$$\text{Proporção de oxigênios} = \text{Proporção molar} \times \text{Número de oxigênio}$$

4.5 Quinto Passo: Somatória da Proporção de Oxigênios

Todos os valores de proporção de oxigênio são somados para obter o total de oxigênio presente na amostra. Este valor é essencial para os passos subsequentes que buscam normalizar a fórmula mineral.

4.6 Sexto Passo: Cálculo do Fator Oxigênio

A formulação geral dos berilos contém 18 oxigênios. Para normalizar a proporção dos cátions em relação a esses 18 oxigênios, calcula-se o "fator oxigênio", dividindo 18 pelo total da proporção de oxigênio obtido no passo anterior.

$$\text{Fator de oxigênio} = \frac{18}{\Sigma \text{ proporção de oxigênio}}$$

4.7 Sétimo Passo: Normalização dos Cátions

Multiplicando a coluna de cátions pelo fator oxigênio, obtém-se a proporção dos cátions com base em 18 oxigênios, normalizando todos os cátions presentes na fórmula para uma comparação direta com a formulação teórica dos berilos.

$$\text{Número de cátions (apfu)} = \text{proporção de cátions} \times \text{fator de oxigênio.}$$

4.8 Observação sobre o BeO

Especificamente para o óxido de berílio (BeO), considera-se a necessidade de ajustar a análise para refletir 3 apfu (átomos por fórmula unitária) de Be, conforme indicado na linha 85 do material suplementar 1. Isso implica ajustar os valores percentuais de BeO, que variam entre 11 e 15%, para assegurar a consistência com os parâmetros definidos.

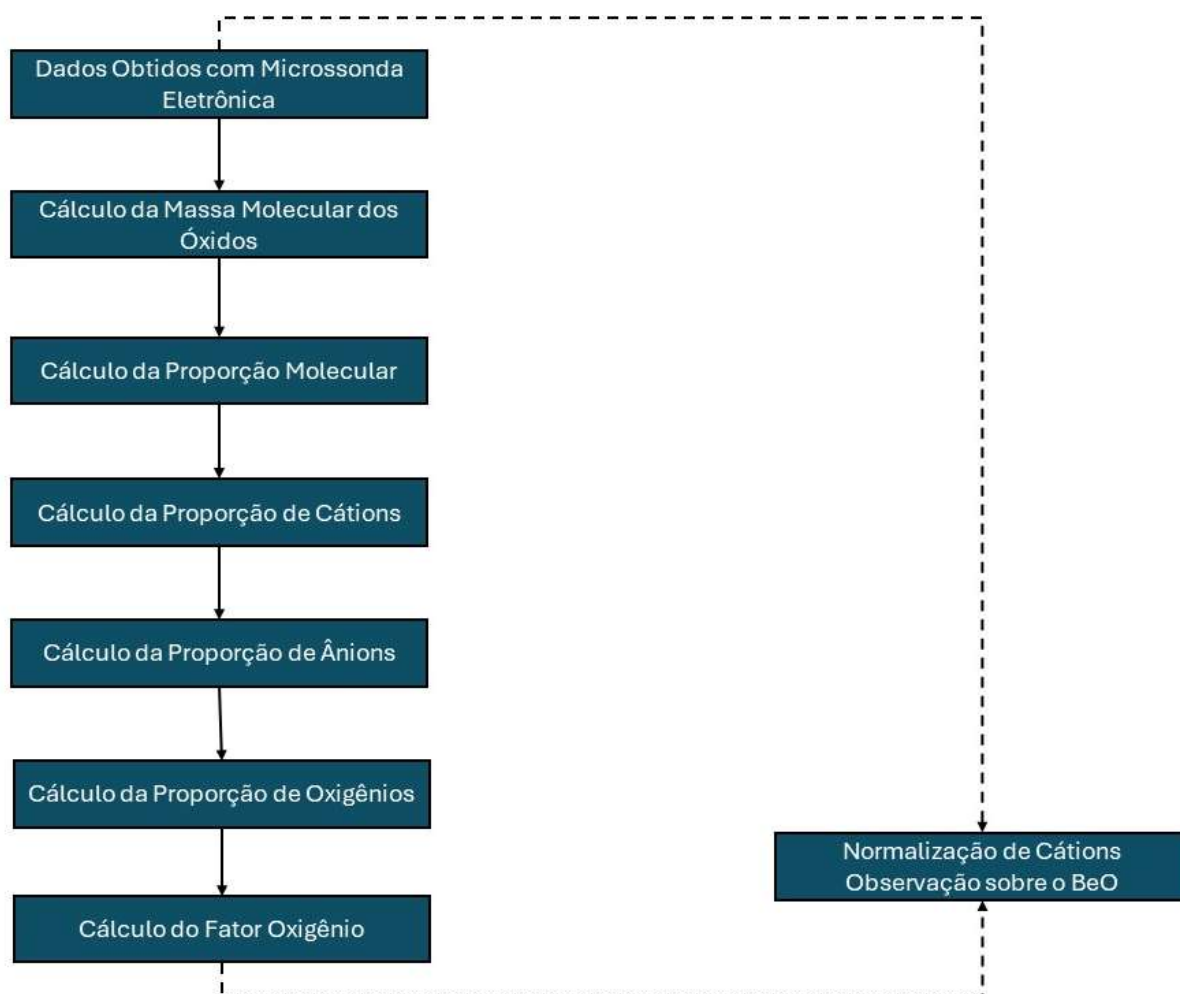


Figura 5 – Fluxograma com o passo a passo para o cálculo da fórmula do berilo com base em análises de microsonda eletrônica.

Fonte: Autores (2024)

5. O que os elementos menores e traços dos berilos informam sobre os pegmatitos

À medida que a cristalização de um magma avança, a distribuição dos elementos traço muda significativamente. Se esses elementos traço ficam mais concentrados no magma restante ou se distribuem pelos minerais que se formam depende principalmente de quão bem esses elementos se encaixam nos minerais em comparação com o magma, o que muda com a temperatura. Em vez de olhar para elementos traço isoladamente, petrólogos e geoquímicos examinam as proporções entre eles como uma forma de entender como o magma se separa e evolui quimicamente (London & Evensen, 2002; Uher *et al.*, 2010). Variações dos teores de Fe, Na, Li e Cs em berilo constituem medidas de fracionamento dentro de pegmatitos de elementos raros. Do ponto de vista petrológico, o céσιο é o mais interessante e útil dos elementos traços sequestrados pelo berilo; poucos outros minerais registram o acúmulo de Cs a valores facilmente mensuráveis (London, 2008, 2015).

Černý (1975) estabeleceu uma nova classificação para o berilo, modificando a proposta por Beus (1966), baseada na variação dos teores de álcalis presente em sua estrutura cristalina, dessa forma se dividem em cinco tipos, descritos na tabela 2.

Tabela 2 – Classificação dos tipos de berilo segundo as concentrações de álcalis em sua estrutura.

Tipo de Berilo	Classificação	Concentração em Álcalis (% em peso)	Características Gerais
1	Berilo livre de álcalis	Teores de álcalis totais < 0,1	ocorre principalmente em pequenas cavidades de predominantemente gráficas, ou em faixas e bolsões pegmatíticos em granitos
2	Berilo potássico e sódico-potássico pobre em álcalis	Teores de K entre 0,5 e 1,0	Ocorre em faixas e bolsões pegmatíticos em granitos e nos núcleos de quartzo de pegmatitos “simples”
3	Berilo sódico	Teores de Na entre 0,5 e 1,0	Ocorre em pegmatitos com paragênese albítica, mas muito pobres em álcalis raros
4	Berilo sódico-litínífero	Teores de Na entre 0,0 e 2,0 Teores de Li chegando a 0,6 Teores baixos de Cs	Ocorre em pegmatitos portadores de Li
5	Berilo céσιο-litínífero	Teores de Cs > 0,5 Altas concentrações de Na e Li	Ocorre em pegmatitos ricos em Li, extremamente diferenciados, frequentemente portadores de polucita e com unidades tardias ricas em lepidolita

Fonte: Černý (1975).

Para Kahwage & Mendes (2005) o berilo pode ser quimicamente subdividido em alcalino e não alcalino, com base nos teores de Li, Cs e Rb que se colocam na sua estrutura através de substituições isomórficas ou preenchendo os canais abertos. Nos pegmatitos diferenciados os teores de álcalis no berilo são bem mais elevados que nos cristais oriundos de pegmatitos pouco diferenciados. Entretanto, o ferro nesses espécimes mostra comportamento inverso ao da alcalinidade, estando mais concentrado nos espécimes não alcalinos de pegmatitos pouco diferenciados.

Informações sobre o hábito do berilo também podem ser obtidas com a sua alcalinidade, berilos pobres em álcalis, forma cristais prismáticos. O hábito prismático aparece no estágio final da evolução do pegmatito. Além disso, a substituição alcalina em Be-tetraedros causa crescimento lateral (Černý *et al.*, 2003). Assim, a transição de um padrão prismático para um padrão tabular com berilo rico em álcalis reflete o processo hidrotermal no estágio final da evolução do pegmatito, isso ocorre com a acomodação de elementos alcalinos como Li, Na, K, Rb e Cs e a substituição de Be²⁺ e Li⁺ na estrutura do berilo ao longo do eixo c (Černý *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2009).

Quando posicionado no diagrama índice de refração *versus* teor de álcalis, o berilo pode exibir diferenças que se devem a variações nos teores de Li⁺, Cs⁺ e Na⁺ (Sinkankas & Read, 1986). Segundo Kahwage & Mendes (2005) berilos com achatamento ao longo do eixo c exibe os maiores valores de índice de refração, isso se deve ao fato de ocorrer a substituição de Li⁺ por Be²⁺ no sítio tetraédrico e compensação de carga por álcalis de raios iônicos grandes como Cs⁺ e Rb⁺, nos canais. Esses cátions causam repulsão eletrostática entre os canais, dificultando o crescimento ao longo do eixo c e alterando tanto a estrutura quanto as propriedades ópticas desse mineral (índice de refração).

Černý (1975), realizou uma análise quantitativa dos teores alcalinos no berilo, propondo que a relação entre os teores de Na/Li e Cs poderia refletir o grau de evolução e fracionamento nas últimas gerações de berilo associadas a diferentes tipos de pegmatitos de elementos raros. Esta proposta foi visualmente representada por Trueman & Černý (1982) (Figura 6), na qual os pegmatitos são classificados em quatro categorias distintas: A) Pegmatitos estéreis, caracterizados pela presença de Be, Nb, Ta e baixo teor de álcalis raros; B) Pegmatitos ricos em Be e álcalis raros; C) Pegmatitos que contêm espodumênio; e D) Pegmatitos com mineralizações ricas em Li, Rb, Cs, Be e Ta.

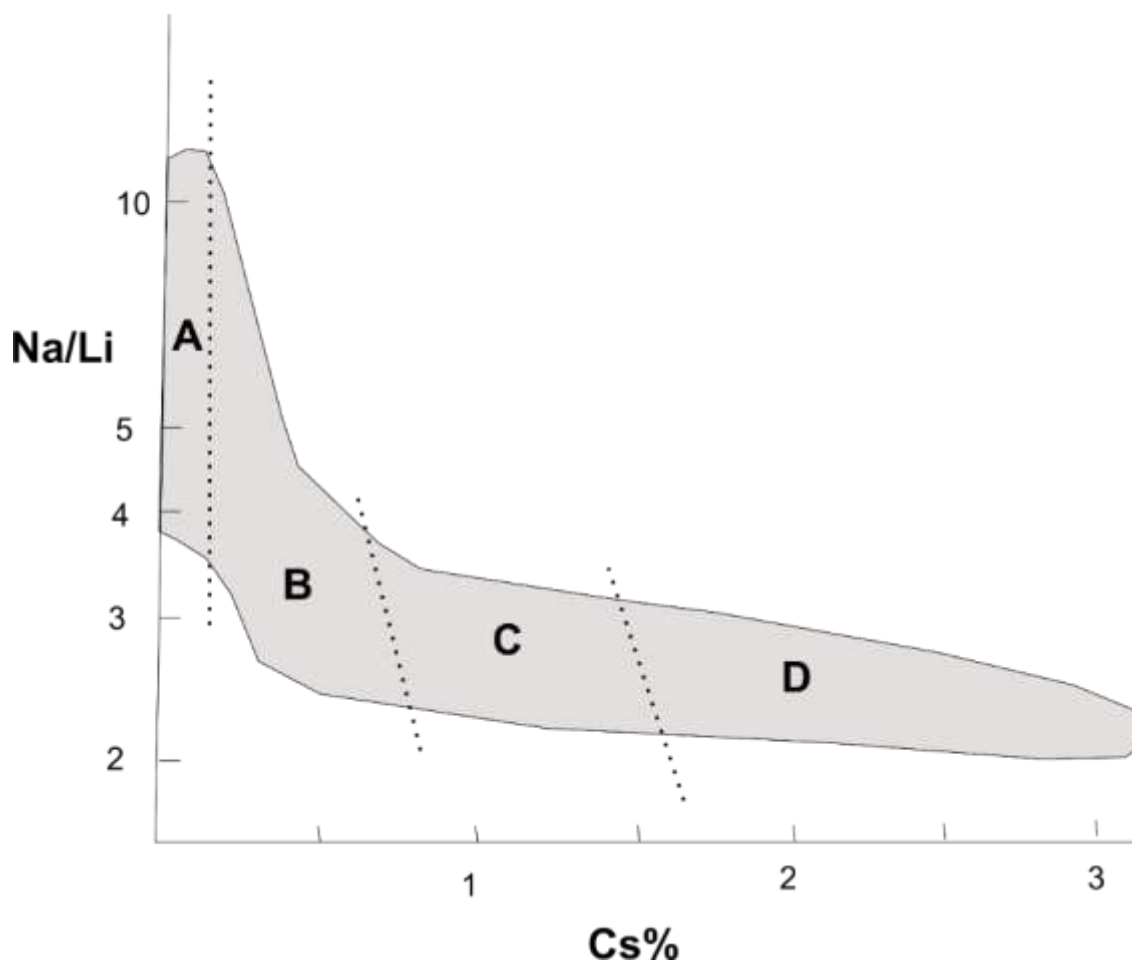


Figura 6 – Classificação dos pegmatitos baseadas nas análises químicas dos berilos.
Fonte: Trueman & Černý (1982).

Segundo Černý *et al.* (1985), em um sistema fertilizado, observa-se um incremento gradativo nos elementos terras raras (ETRs) litófilos ao longo do processo de fracionamento cristalino, que se estende do granito ao pegmatito. Elementos alcalinos raros, como Rb e Cs, juntamente com elementos de alta força de campo (HFSE - *High Field Strength Elements*), tais como Nb e Ta, além de determinadas razões como Rb/Sr, Nb/Ta e Zr/Hf, são considerados indicadores cruciais desse fracionamento granítico. Estes também podem sinalizar a proximidade a um corpo parental de granito. Foi observado que granitos altamente diferenciados apresentam baixas razões Nb/Ta e Zr/Hf (Dostal & Chatterjee, 2000). Verifica-se que os pegmatitos mais diferenciados (ou mais evoluídos) localizam-se distalmente em relação ao granito parental, enquanto os menos diferenciados (ou menos evoluídos) encontram-se em posições proximais. Assim, a distância em relação ao magma parental pode ser um fator determinante no grau de diferenciação pegmatítica (Steiner, 2019).

Barton & Young (2002) para compararam a composição de várias rochas hospedeiras portadoras de Be com base nos componentes alcalinos, sílica e alumina em álcali total, adaptaram a divisão composicional de alcalino e subalcalino de Wilson (1989) (Figura 7).

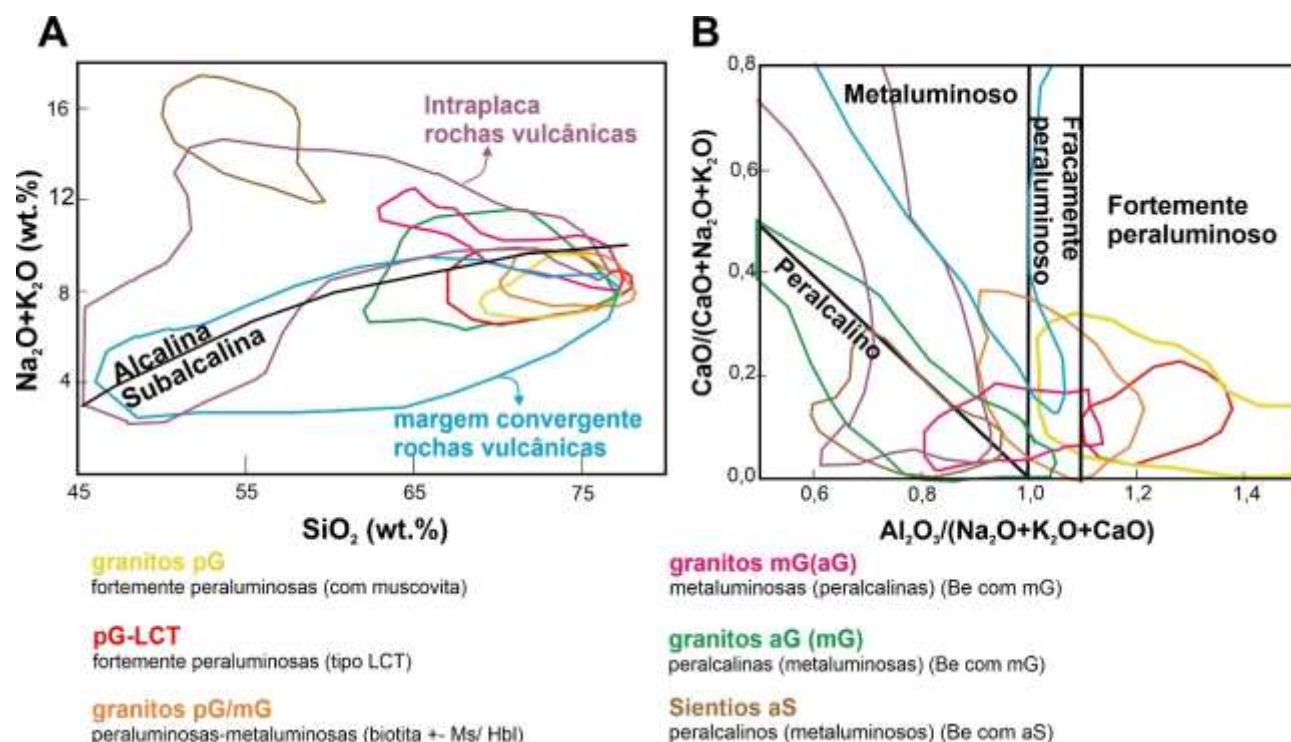


Figura 7 – a) Gráfico total de álcali vs. sílica com campos de dados químicos de rocha inteira selecionados de depósitos de Be (Barton; Young, 2002). A divisão composicional de alcalino e subalcalino é de Wilson (1989). (b) Gráfico CaO/(Na₂O + K₂O + CaO) vs. Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO) (% em peso) com a projeção de dados compostos de depósito de Be (Barton; Young, 2002). PG-LCT = tipo LCT; PG = fortemente peraluminoso; PG/MG = granito peraluminoso; MG (AG) = granito metaluminoso; AG (MG) = peralcalino; (AG) = sienitos peralcalinos.

Fonte: Autores (2024)

Barton e Young (2002) classificaram as rochas ígneas que contêm berílio em quatro categorias, levando em consideração os níveis de Al₂O₃ e SiO₂: (1) de peraluminosas fortes a moderadas, agrupadas na família BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (BASH); (2) de metaluminosas a ligeiramente peraluminosas, com enriquecimentos variáveis de Nb, Ta, F, Sn, Mo e Li - estas têm minerais do grupo fenacita, bertrandita e helvita; é característico a alteração hidrotermal de micas de Li-Fe; (3) de peralcalinas a metalumínicas, com saturação de quartzo e ricas em Nb-Y-F, com fenacita, bertrandita e silicatos de Ca-Na-Be; a alteração hidrotermal feldspática é característica; (4) peralcalinas (quartzo subsaturado), caracterizadas por uma elevada concentração de Nb-ETR-Y juntamente com silicato de Ca-Na-Be e minerais do grupo helvita; a alteração hidrotermal feldspática é característica.

Merino *et al.* (2013) conduziram uma análise detalhada sobre a co-ocorrência de gahnita, crisoberilo e berilo como minerais acessórios em um plúton peraluminoso altamente evoluído, especificamente o leucogranito de Belvís de Monroy, localizado em Cáceres, Espanha. Em seu estudo, os autores empregaram o diagrama de Na₂O versus FeO (expressos em porcentagem de peso) (Figura 8) como um instrumento analítico chave para inferir as possíveis origens dos berilos examinados. Este diagrama foi elaborado com base em análises de berilos previamente realizadas por Uher *et al.* (2010), permitindo assim uma comparação e interpretação mais aprofundadas das fontes potenciais desses minerais no contexto geológico do plúton estudado.

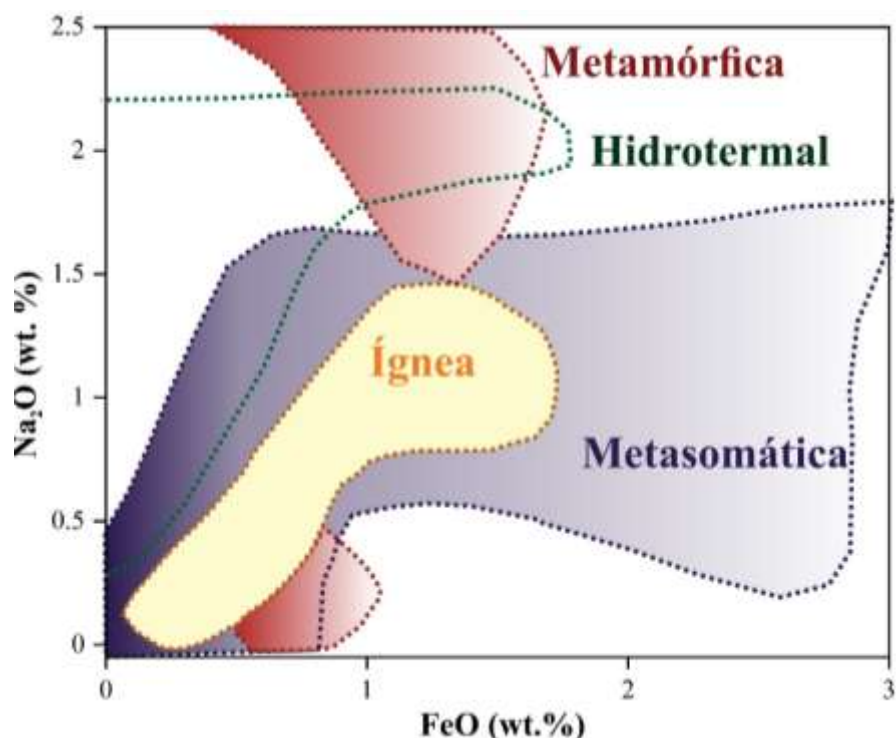


Figura 8 – Diagrama de Na_2O vs. FeO (em peso%). A composição do berilo de outros contextos tectônicos mundiais foi plotada para comparação, bem como a tendência magmática encontrada em outros cristais de berilo magmático.

Fonte: Merino *et al.* (2013)

6. Conclusões

A associação de berilos com pegmatitos não portadores de esmeralda tem implicações petrogenéticas significativas, que fornecem informações sobre a formação dos berilos e as condições geológicas de seus ambientes hospedeiros, os pegmatitos. As implicações incluem:

- Os pegmatitos são corpos intrusivos que cristalizam a partir de magmas graníticos ou alcalinos em condições de baixa velocidade de resfriamento, permitindo o crescimento de cristais de grande tamanho. A presença de berilo nesses ambientes sugere que houve disponibilidade de elementos formadores de berilo, como o berílio (Be), nas fases finais da cristalização do magma. No entanto, a ausência de esmeralda indica que o ambiente carecia de cromo (Cr) ou vanádio (V), elementos necessários para dar à esmeralda sua cor verde característica.
- A formação de berilo em pegmatitos sugere um magma com composição específica, rico em sílica e elementos alcalinos, mas pobre em elementos de cromóforos. Isso reflete a diferenciação do magma, onde os elementos mais leves e incompatíveis, como o Be, se concentram nas fases residuais líquidas.
- O berílio necessário para a formação do berilo pode ser derivado de fontes magmáticas profundas ou de rochas metassedimentares que foram submetidas a processos de anatexia (fusão parcial).
- Berilos em pegmatitos pode formar-se em ambientes tectônicos mais estáveis, onde o magma diferenciado pode intrudir e cristalizar em grandes corpos pegmatíticos.
- A formação de berilo em pegmatitos indica processos de enriquecimento e diferenciação magmática que permitem a concentração de Be em soluções residuais. A transição de um hábito prismático para tabular, é um indicativo do aumento de álcalis, resultado de um processo hidrotermal no estágio final da evolução do pegmatito.

Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado pelas seguintes agências brasileiras de pesquisa: CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brasil – projeto 310072/2021-2), FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Brasil - projetos APQ-01448-15, PPM-00588-18 e APQ-00764-23), PROPP/UFOP 22/2019 (23109.004080/2019-88) e PROPP/UFOP 13/2020 (23109.000928/2020-33). O primeiro autor agradece ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, à Universidade Federal de Ouro Preto e à CAPES pela bolsa de pós-graduação.

Referências

- Aurischio, C.; Conte, A. M.; De Vito, C.; Ottolini, L. Beryl from miarolitic pockets of granitic pegmatites, Elba, Italy: Characterization of crystal chemistry by means of EMP and SIMS analyses. *Canadian Mineralogist*, v. 50, n. 6, 1467–1488, 2012. <https://doi.org/10.3749/canmin.50.6.1467>
- Aurischio, C.; Fioravanti, G.; Grubessi, O.; Zanazzi, P. Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *American Mineralogist*, v. 73, n. 7–8, 826–837, 1988.
- Aurischio, C.; Grubessi, O.; Zecchini, P. Infrared spectroscopy and crystal chemistry of the beryl group. *Canadian Mineralogist*, v. 32, n. 1, 55–68, 1994.
- Bacík, P.; Fridrichová, J.; Uher, P.; Rybár, S.; Bizovská, V.; Luptáková, J.; Vrábliková, D.; Pukancík, L.; Vaculovic, T. Octahedral substitution in beryl from weakly fractionated intragranitic pegmatite predné solisko, tatry mountains (Slovakia): The indicator of genetic conditions. *Journal of Geosciences (Czech Republic)*, v. 64, n. 1, 59–72, 2019. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.272>
- Bakakin, V. V.; Rylov, G. M.; Belov, N. V. X-ray diffraction data for identification of beryl isomorphs. *Geochemistry International*, v. 7, 924–933, 1970.
- Barton, M. D.; Young, S. Non-pegmatitic Deposits of Beryllium: Mineralogy, Geology, Phase Equilibria and Origin. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 50, n. 1, 591–691, 2002. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.50.14>
- Beus, A. A. *Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits*. W. H. Freeman and Company. 1966
- Bragg, L.W., Langworthy, F.R.S., 1926. The structure of beryl, $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$. Proceedings of the Royal Society of London. 111, 691–714. <https://doi.org/10.1098/rspa.1926.0088>
- Černý, P. Alkali variations in pegmatitic beryls and their petrogenetic implications. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie Abhandlungen*, v. 123, n. 2, 198–212, 1975.
- Černý, P., Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. *Geoscience Canada*. 1991.
- Černý, P.; Ercit, T.S. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, v. 43, 2005–2026, 2005. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>
- Černý, P.; Anderson, A. J.; Tomascak, P. B.; Chapman, R. Geochemical and Morphological Features of Beryl from The Bikita Granitic Pegmatite, Zimbabwe. *The Canadian Mineralogist*, v. 41, n. 4, 1003–1011, 2003. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.4.1003>
- Černý, P.; Meintzer, R. E.; Anderson, A. J. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites; selected examples of data and mechanisms. *The Canadian Mineralogist*, v. 23, n. 381–421, 1985.
- Daneshvar, N.; Azizi, H.; Asahara, Y.; Tsuboi, M.; Minami, M.; Mohammad, Y. O. Geochemistry and Genesis of Beryl Crystals in the LCT Pegmatite Type, Ebrahim-Attar Mountain, Western Iran. *Minerals*, v. 11, n. 7, 717, 2021. <https://doi.org/10.3390/min11070717>

- Dostal, J.; Chatterjee, A. K. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, v. 163, n. 1–4, 207–218, 2000. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00113-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00113-8)
- Fan, Z. W.; Xiong, Y. Q.; Shao, Y. J.; Wen, C. H. Textural and chemical characteristics of beryl from the Baishawo Be-Li-Nb-Ta pegmatite deposit, Jiangnan Orogen: Implication for rare metal pegmatite genesis. *Ore Geology Reviews*, v. 149, 105094, 2022. <https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2022.105094>
- Gandini, A. L.; Achtschin, A. B.; Bello, R. M. S.; Pedrosa Soares, A. C. Berilo. In *Gemas de Minas Gerais*. Minas Gerais: SBG, 2001. p. 100–127.
- Giuliani, G.; Groat, L. A.; Marshall, D.; Fallick, A. E.; Branquet, Y. Emerald Deposits: A Review and Enhanced Classification. *Minerals*, v. 9, n. 2, 105. 2019. <https://doi.org/10.3390/min9020105>
- Groat, L. A.; Giuliani, G.; Marshall, D. D.; Turner, D. Emerald deposits and occurrences: A review. *Ore Geology Reviews*, v. 34, n. 1–2, 87–112. 2008. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.09.003>
- Jiang, Y.; Li, J.; Li, P.; Cai, Y.; Zhang, L. Geochemical and Spectroscopic Features of Beryl (Aquamarine) from Renli No. 5 Pegmatite in Hunan, Central China. *Minerals*, v. 13, n. 3, 336, 2023. <https://doi.org/10.3390/min13030336>
- Kahwage, M. A.; Mendes, J. C. A influência da alcalinidade na causa e melhoramento de cor de berilo da província pegmatítica oriental, em Minas Gerais. *Geochimica Brasiliensis*, v. 19, n. 1, 1–7, 2005.
- Klein, C.; Dutrow, B. *Manual de Ciências dos Minerais*. Porto Alegre: Bookman, 2012. 716p.
- London, D. *Pegmatites*. Canadian Mineralogist – special publication 10, 2008.
- London, D. Reading Pegmatites: Part 1—What Beryl Says. *Rocks & Minerals*, v. 90, n. 2, 138–153. 2015. <https://doi.org/10.1080/00357529.2014.949173>
- London, D.; Evensen, J. M. Beryllium in Silicic Magmas and the Origin of Beryl-Bearing Pegmatites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 50, n. 1, 445–486, 2002. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.50.11>
- Lum, J. E.; Viljoen, F.; Cairncross, B.; Frei, D. Mineralogical and geochemical characteristics of beryl (aquamarine) from the Erongo Volcanic Complex, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, v. 124, 104–125, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.09.006>
- Merino, E.; Villaseca, C.; Orejana, D.; Jeffries, T. Gahnite, chrysoberyl and beryl co-occurrence as accessory minerals in a highly evolved peraluminous pluton: The Belvís de Monroy leucogranite (Cáceres, Spain). *Lithos*, v. 179, 137–156, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.004>
- Neiva, A. M. R.; Neiva, J. M. C. Beryl from the granitic pegmatite at Namivo, Alto Ligonha, Mozambique. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie - Abhandlungen*, v. 181, n. 2, 173–182, 2005. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2005/0015>
- Pauly, C.; Gysi, A. P.; Pfaff, K.; Merkel, I. Beryl as indicator of metasomatic processes in the California Blue Mine topaz-beryl pegmatite and associated miarolitic pockets. *Lithos*, v. 404–405, 1–16, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106485>
- Reed, S. J. B. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge, UK. Cambridge University Press, 2005. 232p.
- Rudnick R. L. & Gao S. 2003. The composition of the continental crust. In: Rudnick RL (ed) *The Crust*, Treatise on Geochemistry 3, Elsevier, 1–64.
- Sinkankas, J.; Read, P. G. *Beryl*. Butterworths & Co, 1986. 225p.
- Steiner, B. Tools and Workflows for Grassroots Li–Cs–Ta (LCT) Pegmatite Exploration. *Minerals*, v. 9, n. 8, 1–23, 2019. <https://doi.org/10.3390/min9080499>

-
- Suo, Q.; Shen, P.; Luo, Y.; Li, C.; Feng, H.; Cao, C.; Pan, H.; Bai, Y. Beryl Mineralogy and Fluid Inclusion Constraints on the Be Enrichment in the Dakalasu No.1 Pegmatite, Altai, NW China. *Minerals*, v. 12, n. 4, 1-19, 2022. <https://doi.org/10.3390/min12040450>
- Trueman, D. L.; Černý, P. Exploration for rare-element granitic pegmatites. In *Granitic pegmatites in science and industry*. Mineralogical Association of Canada, 1982. p. 463–464.
- Turner, D.; Groat, L. A. Non-Emerald Gem Beryl. In L. A. Groat (Ed.), *Geology of Gem Deposits*. Mineralogical Association of Canada, 2007. p. 111–143.
- Uher, P.; Chudík, P.; Bacík, P.; Vaculovic, T.; Galiova, M. Beryl composition and evolution trends: an example from granitic pegmatites of the beryl-columbite subtype, Western Carpathians, Slovakia. *Journal of Geosciences*, v. 55, n. 1, 69–80, 2010. <https://doi.org/10.3190/JGEOSCI.060>
- Viana, R. R.; Jordt-Evangelista, H.; Magela da Costa, G.; Stern, W. B. Characterization of beryl (aquamarine variety) from pegmatites of Minas Gerais, Brazil. *Physics and Chemistry of Minerals*, v. 29, n. 10, 668–679, 2002. <https://doi.org/10.1007/s00269-002-0278-y>
- Wang, R.; Cheng Che, X.; Dong Zhang, W.; Lan Zhang, A.; Cheng Zhang, H. Geochemical evolution and late re-equilibration of NaCs-rich beryl from the Koktokay #3 pegmatite (Altai, NW China). *European Journal of Mineralogy*, v. 21, n. 4, 795–809, 2009. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1936>
- Wilson, M. Review of igneous petrogenesis: a global tectonic approach. *Terra Nova*, v. 1, n. 2, 218–222, 1989. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1989.tb00357.x>