

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS NYF-PEGMATITOS DA MINA  
DE PITINGA (AMAZONAS-BRASIL)**

CARINA MACHADO PALUDO

ORIENTADOR - Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

CO-ORIENTADOR - Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira

Volume I

Porto Alegre - 2018

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS NYF-PEGMATITOS DA MINA  
DE PITINGA (AMAZONAS-BRASIL)**

CARINA MACHADO PALUDO

ORIENTADOR - Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

CO-ORIENTADOR - Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira

**BANCA EXAMINADORA**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Andrea Ritter Jelinek - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Juliana Marques Charão - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Luis Henrique Ronchi - Universidade Federal de Pelotas

Dissertação de Mestrado apresentada  
como requisito parcial para a obtenção do  
Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre - 2018

### CIP - Catalogação na Publicação

Paludo, Carina Machado  
MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS NYF-PEGMATITOS DA  
MINA DE PITINGA (AMAZONAS-BRASIL) / Carina Machado  
Paludo. -- 2018.

65 f.

Orientador: Artur Cezar Bastos Neto.

Coorientador: Vitor Paulo Pereira.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,  
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto  
Alegre, BR-RS, 2018.

1. pegmatitos. 2. elementos terras raras. 3.  
flúor. 4. mina de Pitinga. 5. ítrio. I. Bastos Neto,  
Artur Cezar, orient. II. Pereira, Vitor Paulo,  
coorient. III. Título.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao CNPq por financiar esta pesquisa através do projeto nº 405839/2013-8 (Geologia, mineralogia e caracterização tecnológica do minério no depósito do granito Madeira e em planta piloto, com vistas à exploração de ETRP na mina Pitinga (AM). Avaliação do potencial para ETRP de granitos análogos na Província Estanífera de Goiás), coordenação Artur Cezar Bastos Neto.

Ao Vitor Paulo Pereira por toda paciência e dedicação.

À minha família e ao Anuar.

## RESUMO

Os pegmatitos estudados estão associados à fácies albíta granito do granito Madeira, a qual corresponde ao depósito de Sn-Nb-Ta (F, ETR, U, Th) Madeira, na mina Pitinga (AM) e estão associados a falhas de orientação N320/60SW. Estas rochas contêm minerais poucos comuns como gagarinita ( $\text{NaCaYF}_6$ ), genthelvita ( $\text{Zn}_4\text{Be}_3(\text{SiO}_4)_3\text{S}$ ) e polilitionita ( $\text{KLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$ ), além de grandes quantidades de criolita ( $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ ). Com base na composição química e mineralógica, estes pegmatitos foram classificados em três tipos: PEG ANF (teores médios de K e Na, com alta concentração de anfibólios), PEG POL (rico em K e com alta concentração de polilitionita) e PEG CRIO (rico em Na e com alta concentração de criolita). Estes pegmatitos contêm altos teores de ETR (especialmente ETRP) e Y, que estão concentrados principalmente na xenotima e na gagarinita. Estes elementos também ocorrem em elevados teores na grande parte dos demais minerais analisados. Também se destacam as concentrações anômalas de F, muito superiores às detectadas nos pegmatitos de outras localidades, e que promoveram o enriquecimento em Li, Na, K, Rb e Cs. A similaridade na composição química do AGN com os pegmatitos indica que eles possuem a mesma fonte.

**Palavras-chave.** pegmatitos, elementos terras raras, flúor, ítrio, granito Madeira, Pitinga (AM)

## ABSTRACT

The pegmatites studied are associated with the albite granite facies of the Madeira granite, which corresponds to the Sn-Nb-Ta (F, ETR, U, Th) Madeira deposit at the Pitinga mine (AM). They are associated with N320/60SW orientation faults. These rocks contain few common minerals such as gagarinite ( $\text{NaCaYF}_6$ ), genthelvite ( $\text{Zn}_4\text{Be}_3(\text{SiO}_4)_3\text{S}$ ) and polyolithionite ( $\text{KLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$ ), as well as large amounts of cryolite ( $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ ). Based on the chemical and mineralogical composition, these pegmatites were classified into three groups: PEG ANF (medium K and Na, with high concentration of amphiboles), PEG POL (K rich and with high polyolithionite concentration) and PEG CRIO (rich in Na and with high concentration of cryolite). These pegmatites contain high levels of REE (especially HREE) and Y, which are mainly concentrated in xenotime and gagarinite. These elements also occur at high levels in most of the other minerals analyzed. Anomalous concentrations of F, much higher than those detected in pegmatites from other localities, were also highlighted, and promoted enrichment in Li, Na, K, Rb and Cs. The similarity in the chemical composition of AGN with pegmatites indicates that they have the same source.

**Keywords.** pegmatites, rare earth elements, fluorine, yttrium, Madeira granite, Pitinga (AM)

## SUMÁRIO

Sobre a estrutura desta dissertação:.....	4
1 Introdução .....	5
1.1 Objetivos .....	5
1.2 Localização e vias de acesso .....	5
1.3 Geologia da área .....	5
1.4 Pegmatitos.....	8
1.4.1 Generalidades.....	8
1.4.2 Classificação .....	9
1.5 Elementos Terras Raras.....	13
1.5.1 Generalidades.....	13
1.5.2 O efeito <i>tetrad</i> .....	13
1.5.3 Aplicações.....	16
1.6 Metodologia.....	16
REFERÊNCIAS.....	18
2 Artigo científico .....	21
ANEXOS .....	63

**Sobre a estrutura desta dissertação:**

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo intitulado “Mineralogia e geoquímica dos pegmatitos ricos em ETR, F e metais alcalinos associados à fácies albita granito no depósito de Sn-Nb-Ta- (F, ETR, U, Th) Madeira (mina Pitinga, AM-Brasil)” a ser publicado na Revista Pesquisas em Geociências.

Sua organização compreende as seguintes partes principais:

**Capítulo 1. INTRODUÇÃO:** objetivos, localização e vias de acesso, geologia da área, breve revisão sobre pegmatitos e elementos terras raras, metodologia e referências.

**Capítulo 2. ARTIGO CIENTÍFICO:** artigo submetido à Revista Pesquisas em Geociências, conforme requisito para obtenção do título de mestre pelo Curso de Pós-graduação em Geociências da UFRGS. Este artigo constitui o corpo principal da dissertação e se intitula “Mineralogia e geoquímica dos pegmatitos ricos em ETR, F e metais alcalinos associados à fácies albita granito no depósito de Sn-Nb-Ta- (F, ETR, U, Th) Madeira (mina Pitinga, AM-Brasil)”.

**ANEXOS:** Relatório semestral de desempenho acadêmico e histórico escolar completo.



## **1 Introdução**

### **1.1 Objetivos**

Estudos preliminares voltados para os ETR em Pitinga, mostraram que o depósito Madeira, associado ao granito de mesmo nome, que já produz minério disseminado de Sn, Nb e Ta, tem grande potencial para produção de ETRP como coproduto. O aprofundamento da lavra expôs pegmatitos ainda mais ricos em ETRP. Devido a isto, o objetivo com este trabalho é efetuar o estudo geoquímico e mineralógico dos pegmatitos do depósito Madeira, identificando suas paragêneses e os principais minerais de ETR.

### **1.2 Localização e vias de acesso**

O Distrito mineiro de Pitinga (Fig.1) localiza-se na porção norte do estado do Amazonas, no município de Presidente Figueiredo. A mina está a cerca de 325 km ao norte de Manaus, próxima à divisa com o estado de Roraima. A área situa-se entre as coordenadas geográficas 0°30'S a 0°51'S e 60°15'W a 59°47'W.

O acesso rodoviário é feito pela BR 174 (rodovia Manaus - Boa Vista) até o km 264, onde, a partir deste ponto, a leste, o caminho segue por uma estrada secundária não pavimentada por cerca de 70 km até chegar à mina.

### **1.3 Geologia da área**

A mina de Pitinga situa-se no Cráton Amazônico, na porção norte da Plataforma Sul-Americana. Nesta área existem rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé ( $\cong 1,88$  Ga, Ferron, 2006), que foram intrudidas por oito corpos graníticos. Segundo Ferron *et al.* (2008), existem duas gerações de granitos, sendo a mais antiga constituída pelos corpos Alto Pitinga, Bom Futuro Norte, Bom Futuro Sul, Rastro e Simão e a mais jovem pelos granitos Água Boa, Europa e Madeira.

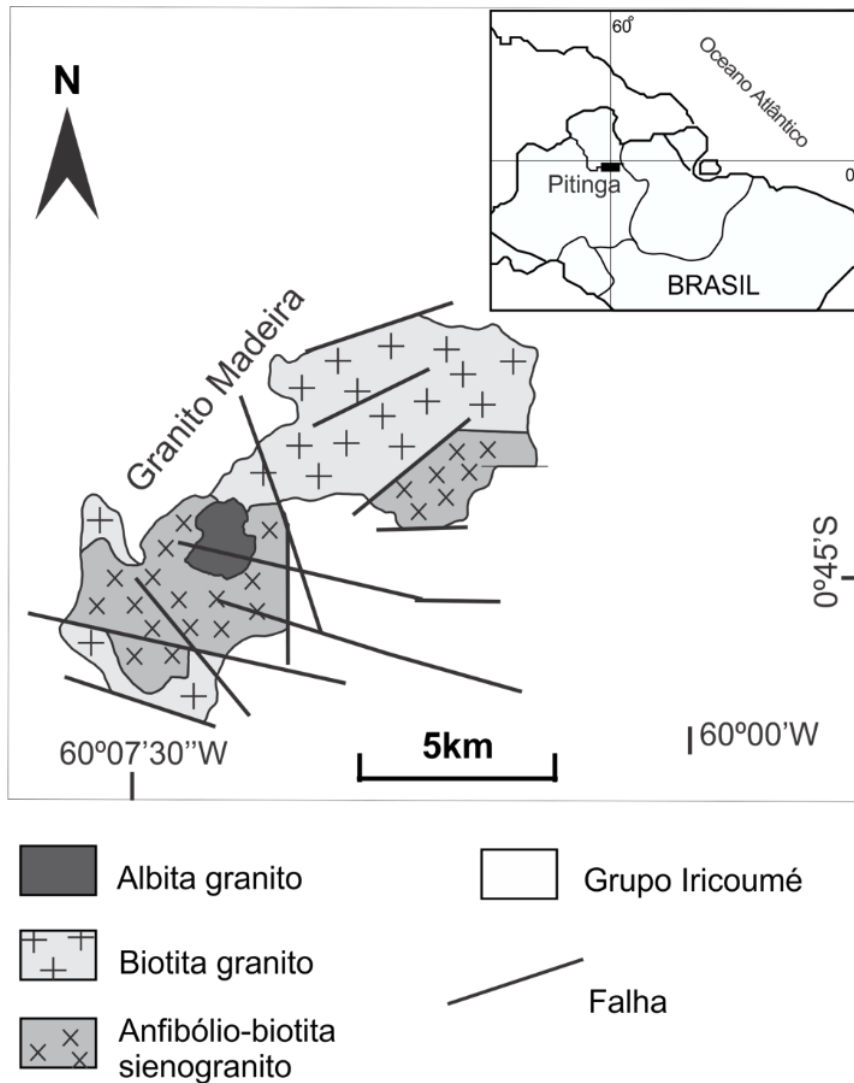


Figura 1. Mapa de localização e mapa geológico do granito Madeira (Modificado de Costi, 2000).

O granito Madeira (Fig. 1) tem uma superfície de aproximadamente 60km<sup>2</sup> e possui importantes mineralizações em Sn (cassiterita), Nb, Ta (pirocloro e columbita) e criolita (Na<sub>3</sub>AlF<sub>6</sub>), além de altas concentrações de Zr, ETR, Y, Li e U, com possível potencial econômico. Este granito foi dividido em quatro fácies por Costi (2000): anfíbólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, feldspato alcalino granito *hipersolvus* e albita granito. A fácies albita granito (Fig. 2a) é orientada na direção N-S, sendo intrusiva nas anteriores. O albita granito foi dividido nas subfácies albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB).

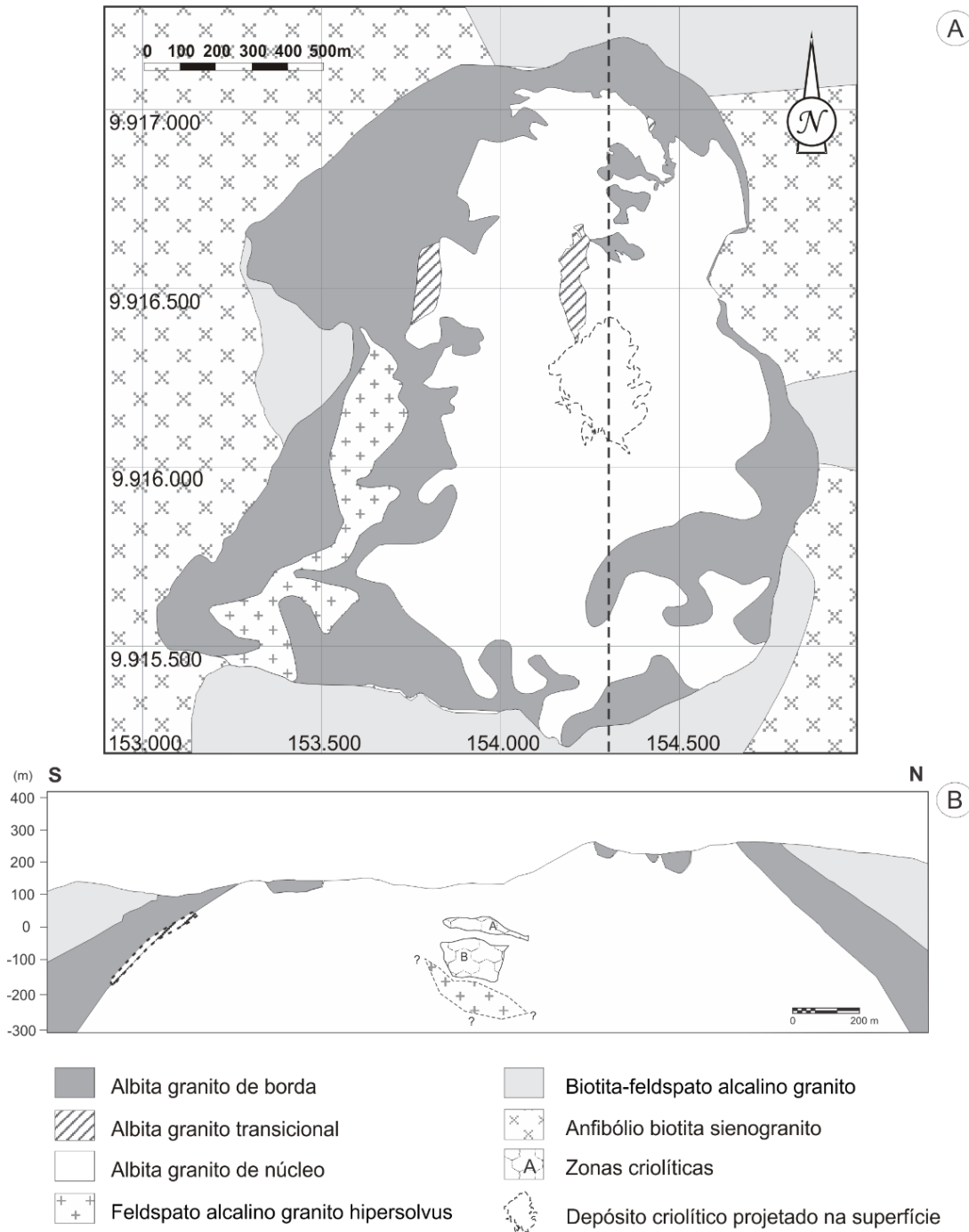


Figura 2. a) Mapa geológico do albita granito b) Depósito criolítico maciço (Modificado de Minuzzi *et al.* 2008).

O AGN é um granito subsolvus, constituído essencialmente por quartzo, albita, microclínio e, subordinadamente, pirocloro que altera para columbita, xenotima, gagarinita, galena, esfalerita, criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, anita, cassiterita, magnetita, hematita e fluorita. O AGN transiciona para o AGB, que é

formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita e tem, em menor quantidade, pirocloro/columbita, fluorita, zircão, clorita, cassiterita e hematita.

Os minérios de Sn e Nb ocorrem disseminados no AGN e no AGB, sendo que a subfácies de núcleo também possui minério de criolita, que pode ocorrer disseminada ou maciça. Neste caso forma um depósito criolítico maciço (DCM) na porção central do AGN (Fig. 2b).

Horbe *et al.* (1985) e Teixeira *et al.* (1992) atribuíram uma origem metassomática para o granito Madeira e consideram o albita granito como apogranito, sendo que a formação deste foi associada à mineralização de criolita. Para estes autores, a presença deste mineral, como fase portadora de F em lugar do topázio, sugere a origem metassomática. Esta gênese não foi confirmada pelos estudos petrológicos realizados por Lenharo (1998) e Costi (2000), que propuseram uma origem magmática. Segundo Bastos Neto *et al.* (2009), a mineralização em criolita é decorrente de processos hidrotermais, conforme verificado em análises de inclusões fluidas.

De acordo com Bastos Neto *et al.* (2014), foram reconhecidos três tipos diferentes de estruturas no albita granito: geodos/miarolas, fraturas aproximadamente verticais e estruturas aplainadas. Segundo estes autores, as fraturas aproximadamente verticais, que possuem direção preferencial N-S, podem ser preenchidas por pegmatitos e aplitos. Os pegmatitos em estudo estão associados principalmente à porção central do AGN (Fig. 2a) e foram formados nos estágios tardios, próximos aos bolsões criolíticos, em um ambiente rico em ETR, Y e F.

## **1.4 Pegmatitos**

### **1.4.1 Generalidades**

O termo pegmatito é usualmente empregado no sentido textural, segundo a definição de Jahns (1955). Conforme este autor, pegmatitos são rochas holocristalinas que apresentam, pelo menos em parte, uma granulação muito grosseira, contendo como principais constituintes os minerais encontrados tipicamente em rochas ígneas comuns, mas com a característica de apresentarem extremas variações no que se refere ao tamanho dos grãos. Além do aspecto textural (granulação muito grosseira), a designação pegmatito é aplicada para

descrever fusões residuais de estágio tardio, que acumulam altas concentrações de voláteis dissolvidos, quase fluidos, onde os átomos movem-se facilmente. Mesmo com taxas de resfriamento moderadas, podem crescer cristais muito grandes em um magma fluido rico em voláteis, que são excelentes portadores de ETR.

De acordo com Simmons & Webber (2008), as texturas pegmatíticas podem se desenvolver em qualquer tipo de rocha ígnea intrusiva. Mais comumente, o termo é usado para se referir a pegmatitos graníticos, que são compostos predominantemente por quartzo, feldspatos e micas.

O modelo mais amplamente aceito sobre a gênese de pegmatitos foi o de Jahns (1955) e Jahns & Burnham (1969), que promulgaram a ideia de que os pegmatitos desenvolvem-se a partir de fusões residuais graníticas constituídas pela coexistência de vapor de água e fluido silicático. Jahns & Burnham (1969) também estabeleceram o conceito de que a água atua como uma fase incompatível e que conforme a cristalização progride, o vapor rico em água é separado do fluido silicático. No modelo de Jahns, é a interação entre a fase fundida e o vapor hidratado que dá origem a texturas pegmatíticas e a transição de granito para pegmatito começa no ponto de saturação de H<sub>2</sub>O. A presença de uma fase de vapor aquosa é, portanto, essencial para a formação de pegmatitos e foi utilizada para explicar o tamanho grosseiro dos cristais. Ao contrário do proposto anteriormente, a evidência experimental mais recente de London (2005) sugere que a presença de uma fase rica em vapor hidratado não é essencial para o desenvolvimento da textura pegmatítica.

#### **1.4.2 Classificação**

A classificação de pegmatitos depende de uma variação de fatores como: composição química e mineralógica, textura, estrutura interna, forma e tamanho do corpo pegmatítico, relações com a rocha encaixante e gênese.

Os esquemas de classificação de pegmatitos modernos são fortemente influenciados pela classificação da profundidade das rochas graníticas, publicada por Buddington (1959) e Ginsburg *et al.* (1979). Estes autores classificaram os pegmatitos de acordo com a sua profundidade de colocação e relação com metamorfismo e plútons graníticos. Ginsburg *et al.* (1979) distinguiram quatro classes geológicas (abissal, muscovita, elementos raros e miarolítica). A revisão de

Cerný (1991) deste esquema de classificação (Quadro 1) é a mais utilizada nos dias de hoje. A classificação de pegmatitos de Cerný (1991), é uma combinação de profundidade de colocação, grau metamórfico e conteúdo de elementos menores. Esta classificação foi amplamente aceita e é de uso geral atualmente.

Quadro 1. As quatro classes de pegmatitos graníticos (depois de Cerný, 1991).

Classe	Família	Elementos menores (típicos)	Ambiente
Abissal	-	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo mineralização pobre à moderada	4-9 kbar 700-800°C
Muscovita	-	Li, Be, Y, REE, Ti, U, Th, Nb>Ta mineralização pobre à moderada, micas e minerais cerâmicos	5-8 kbar 580-650°C
Elementos raros	LCT	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, B, P, F, mineralização pobre à abundante, gemas para uso industrial	2-4 kbar 500-650°C
	NYF	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F, mineralização pobre à abundante, minerais cerâmicos	variável
Miarolítica	NYF	Be, Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F, mineralização pobre	1-2 kbar

O método de classificação introduzido por Cerný (1990,1991), utiliza critérios paragenéticos e geoquímicos. Constituído por três grupos distintos: NYF, LCT e NYF+LCT. A família NYF, constituída principalmente pelos elementos Nb, Y e F, além de Be, ETR, Sc, Ti, Zr, Th e U; fracionados por granitos do tipo A e I (subaluminosos a metaluminosos). A família LCT, peraluminosa, marcada pela acumulação de Li, Cs e Ta, além de Rb, Be, Sn, B, P e F; derivados de granitos do tipo-S, menos comumente de granitos tipo-I. A família NYF+LCT, híbrida entre as duas famílias anteriores, possui caráter subaluminoso a levemente peraluminoso, englobando em sua mineralogia minerais típicos da NYF e LCT.

Esta classificação tem quatro categorias ou classes principais. Estas são Abissal (alto grau, alta a baixa pressão), Muscovita (alta pressão, temperatura mais

baixa), Elementos raros (baixa temperatura e pressão) e Mirolítica (nível raso). A classe de elementos raros são subdivididas com base na composição em famílias LCT e NYF: LCT para o enriquecimento de lítio, céσιο e tântalo e NYF para o enriquecimento de nióbio, ítrio e flúor. A classe elementos raros também é subdividida em tipos e subtipos de acordo com as características mineralógicas ou geoquímicas (Fig. 3). Quase todas as descrições de pegmatitos recentes classificam as pegmatitos de acordo com famílias, tipos e subtipos de LCT e NYF.

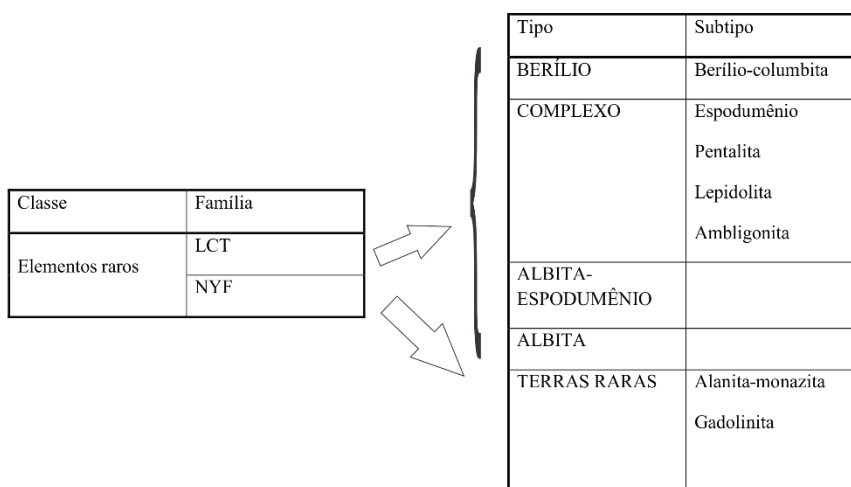


Figura 3. Tipos e subtipos de pegmatitos graníticos relacionados às famílias LCT e NYF, (modificado de Cerný, 1991).

Cerný & Ercit (2005) publicaram uma nova revisão da classificação de Cerný (1991). Novas categorias de subclasses NYF e LCT são introduzidas, as assinaturas geoquímicas são expandidas e as características dos granitos associados são utilizadas.

O esquema de classificação mais recente é o CMS (*Chemical composition–Mineral assemblage–Structural geology*), proposto por Dill (2016). Esta classificação é um sistema binário, abordando o minério e a composição do minério. O corpo do minério é subdividido em tipos de pegmatitos (pseudopegmatito, metapegmatito, pegmatóide, pegmatito e pegmatito plutônico), forma e estrutura, enquanto a composição do minério é caracterizada pelos qualificadores químicos e mineralógicos que permitem um acesso aberto para todos os símbolos de elementos e nomes minerais (Fig. 4). O esquema CMS pode ser vinculado aos códigos alfanuméricos do esquema de classificação *Chessboard* (Dill, 2010) de depósitos minerais.

<b>ORE BODY</b>						
Host rock lithology	Metamorphic rocks			Metamorphic and magmatic rocks	Magmatic rocks	Remarks
<b>1<sup>st</sup> order term</b> Type of pegmatitic/ aplitic rock	Pseudopegmatite/ pseudoaplite	Metapegmatite/ metaaplite	Pegmatoid/ aploid	Pegmatite/ aplite	Plutonic pegmatite/ aplite	Mandatory
	Aplitic: grain size << host rock and homogeneous Pegmatitic : grain size >> host rock and heterogeneous				Aplitic: grain size << host rock Pegmatitic : grain size >> host rock host rock and heterogeneous	
	<u>Fixed terminology</u>					
Specific type of host rock	Gneiss, amphibolite , eclogite e.g., cordierite-sillimanite-gneiss-hosted pegmatoid				Granite, syenite, granodiorite e.g. syenite pegmatite	Optional
Determination	Mapping in the field the ore-host rock relation and measuring the grain size by visual examination					
<b>2<sup>nd</sup> order term</b> Shape and structure	Tabular, schlieren, stock-like, pockets, vein-type, pipes, chimneys, floors e.g. tabular Sc-Nb aplice, schlieren quartz-albite pegmatoid				Miarolitic, pod-like, pockets, vein-type, schlieren e.g. miarolitic granite pegmatite	Mandatory
	<u>Open terminology</u>					
Internal structure	Unzoned - rimmed-complex/ ungraded-complex/ graded (e.g. UST)					
	<u>Open terminology</u>					
Size (thickness)	cm-sized, dm-sized , meter-sized					Optional
Determination	Mapping in the field the shape by visual examination and measuring the morphological increments and size with a yardstick					
<b>3<sup>rd</sup> order term</b> Chemical qualifier	Sn, W, Ta, Nb, Sc, Be, Li, Cs, Rb, REE ,Y, U, Th, B, F, P, Zr e.g. Nb-Li pegmatite, (Sc-U)-Nb-P aploid					Mandatory Can be linked to the "Chessboard classification scheme of mineral deposits", using alpha-numerical codes
	<u>Open terminology</u>					
Determination	By visual inspection of rock-forming minerals, including hand lens for accessory minerals (put in brackets) Rock-forming and accessory minerals ⇒ chemical symbols (e.g. beryl, euclase ⇒ Be, Li mica ⇒ Li, allanite ⇒ REE, if necessary LREE)					
<b>4<sup>th</sup> order term</b> Mineralogical qualifier	quartz, feldspar, foid, garnet, zeolite, mica, corundum, graphite e.g. (andalusite)-quartz-feldspar metapegmatite, graphite- feldspar-quartz pegmatite					Mandatory Can be linked to the "Chessboard classification scheme of mineral deposits", using alpha-numerical codes
	<u>Open terminology</u>					
Specific type of minerals for gemstone-bearing pegmatites , fine-tuning and genetic interpretation	e.g. Al pegmatite (ruby), F-Sn-W granite pegmatite (topaz>fluorite), Li-Nb-P pegmatite (triphylite), Li-Nb-P pegmatite (amblygonite)					Optional - Composite of level 3 and 4
	<u>Open terminology</u>					
Determination	See 3 <sup>rd</sup> order term for determination an					
<b>ORE COMPOSITION</b>						

Figura 4. Esquema de classificação CMS de pegmatitos e aplitos (retirado de Dill, 2016).



## 1.5 Elementos Terras Raras

### 1.5.1 Generalidades

Os elementos terras raras (ETR) correspondem aos elementos do grupo dos lantanídeos e são caracterizados pelo preenchimento do subnível interno 4f. Normalmente os ETR têm valência +3, as exceções são o Ce, que pode ter valência +4 em condições oxidantes, e o Eu, que pode ter valência +2 em condições redutoras. O  $Ce^{4+}$  é importante no estudo dos processos intempéricos, enquanto que o  $Eu^{2+}$  concentra nos plagioclásios das rochas ígneas durante o processo de cristalização fracionada, gerando uma anomalia negativa no padrão de distribuição de ETR dessas rochas. O Pm não ocorre na natureza por causa da rápida desintegração de seus isótopos.

Segundo Formoso *et al.* (2016), as interpretações geoquímicas com base nos ETR estão relacionadas, principalmente, com os valores de raios iônicos que decrescem gradualmente com o aumento do número atômico, devido ao acréscimo de carga no núcleo, causando contração dos subníveis eletrônicos (contração dos lantanídeos), em especial 5s e 5p. Devido a isso, esses elementos têm comportamento geoquímico diferente, sendo agrupados em elementos terras raras leves (ETRL) e elementos terras raras pesadas (ETRP). Os ETRL tendem a se concentrar em rochas altamente fracionadas, como nas rochas básicas e nos carbonatitos, enquanto que os ETRP e especialmente o Y tendem a se concentrar em rochas ácidas fracionadas, como os granitos alcalinos e os pegmatitos.

De acordo com Gieré (1990), as terras raras têm forte tendência a formar complexos aquosos, ocorrendo como cátions isolados somente em soluções a baixas temperaturas. Segundo Bau & Dulski (1995), em fluidos hidrotermais uma variedade de ligantes incluindo  $F^-$ ,  $Cl^-$ ,  $OH^-$ ,  $SO_4^{2-}$  e  $CO_3^{2-}$  podem complexar os ETR.

### 1.5.2 O efeito *tetrad*

O efeito *tetrad* é o fracionamento dos ETR decorrente do aumento ou diminuição da estabilidade dos complexos devido à interação dos elétrons do subnível 4f em relação aos seus vizinhos lantanídeos. Segundo Masuda *et al.* (1987), os padrões de ETR normalizados podem ser subdivididos em quatro tetras, segmentos constituídos por quatro elementos (La-Nd, Pm-Gd, Gd-Ho e Er-Lu). Somente a primeira e a terceira tetra podem ser utilizadas para quantificar o efeito

*tetrad*, porque a segunda tetra é camuflada pela ausência de Pm na natureza e pelo comportamento distinto do  $\text{Eu}^{2+}$  em sistemas magmáticos com baixa fugacidade de oxigênio e alta temperatura. A quarta tetra é pouco desenvolvida e, segundo Irber (1999), isso pode ser explicado devido a superposição do aumento da estabilidade dos complexos de ETRP (menor raio iônico, especialmente o Lu), em relação ao efeito *tetrad* pouco pronunciado.

Masuda & Ikeuchi (1979) identificaram o efeito *tetrad* em padrões de distribuição de ETR normalizados pelo condrito em amostras de ambiente marinho. Além disso, foi verificado (Masuda *et al.* 1987) que existem dois tipos de efeito *tetrad*, tipo M e tipo W, que são conjugados entre si, isto é, côncavo e convexo. Frequentemente, as águas do mar exibem efeito *tetrad* do tipo W, enquanto os hidróxidos precipitados (Bau, 1999) e resíduos de reações aquosas mostram padrão tipo M.

Segundo Irber (1999), em granitos altamente evoluídos somente o tipo M é conhecido que implica na remoção do padrão tipo W. A presença de efeito *tetrad* indica condições de sistema aberto durante a cristalização do granito. Segundo este autor, esse efeito foi registrado em rochas magmáticas e em precipitados de fluidos hidrotermais, entretanto trabalhos recentes relacionam o efeito *tetrad* a rochas ígneas altamente diferenciadas, que são interpretadas como transicionais entre o fim de sistema magmático e hidrotermal de alta temperatura.

Irber (1999) desenvolveu um cálculo (Fig.5) para a quantificação deste efeito para rochas graníticas e, para sua utilização, selecionou padrões sem anomalia de Ce e sem padrão zig-zag errôneo devido à falta de precisão analítica. De acordo com este autor, para determinar um padrão de ETR livre de efeito *tetrad*, os pontos extremos da tetra isolada La-Nd (Gd-Ho) servem como referência desenhar de uma linha virtual e o desvio do Ce e Pr (e Tb e Dy) desta linha expressa a contribuição da respectiva tetra (equações 1 e 2). A média geométrica dos valores da primeira e terceira tetra produz o valor do efeito *tetrad* (equação 3).

**Equação 1:**  $t1 = (\text{Ce}/\text{Ce}^t \times \text{Pr}/\text{Pr}^t)^{0,5}$

**Equação 2:**  $t3 = (\text{Tb}/\text{Tb}^t \times \text{Dy}/\text{Dy}^t)^{0,5}$

sendo:  $\text{Ce}/\text{Ce}^t = \text{Ce}_{\text{CN}} / (\text{La}_{\text{CN}}^{2/3} \times \text{Nd}_{\text{CN}}^{1/3})$

$\text{Pr}/\text{Pr}^t = \text{Pr}_{\text{CN}} / (\text{La}_{\text{CN}}^{1/3} \times \text{Nd}_{\text{CN}}^{2/3})$

$$\text{Tb}/\text{Tb}^t = \text{Tb}_{\text{CN}} / (\text{Gd}_{\text{CN}}^{2/3} \times \text{Ho}_{\text{CN}}^{1/3})$$

$$\text{Dy}/\text{Dy}^t = \text{Dy}_{\text{CN}} / (\text{Gd}_{\text{CN}}^{1/3} \times \text{Ho}_{\text{CN}}^{2/3})$$

$\text{Ln}_{\text{CN}}$ : Concentração de lantanídeo normalizado pelo condrito

**Equação 3:** Grau do efeito *tetrad* =  $\text{TE}_{1,3} = (\text{t}_1 \times \text{t}_3)^{0,5}$

De acordo com Irber (1999), os valores calculados de efeito *tetrad* (equação 3) variam de 1,00 até valores muito maiores do que 1,00 e somente aqueles com  $\text{TE}_{1,3} > 1,10$  são considerados como representantes efeito *tetrad* significativo.

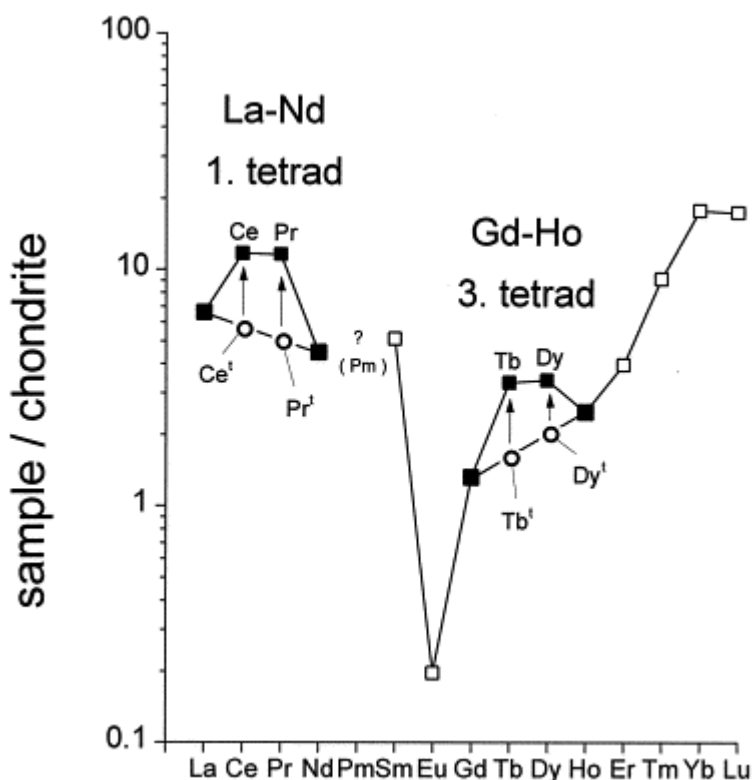


Figura 5. Diagrama esquemático mostrando os princípios para o cálculo do grau de efeito *tetrad* ( $\text{TE}_{1,3}$ ) (retirado de Irber, 1999)

Segundo Irber (1999), o efeito *tetrad* pode ocorrer na transição de sistema magmático silicático para um sistema hidrotermal de alta temperatura e na coexistência de um magma silicático com um fluido tardio aquosos de alta temperatura cristalizando minerais. Em ambos os casos há forte complexação dos ETR por F. Este autor também verificou a importância da complexação por F no fracionamento de ETR pela correlação positiva do efeito *tetrad* com os conteúdos de

F em rocha total, pois, considera o F como o agente complexante mais importante nos fluidos dos estágios tardios dos granitos.

### **1.5.3 Aplicações**

De acordo com Castor & Hendrick (2006), os ETR podem ser classificados segundo suas aplicações e usos na indústria. São elementos amplamente usados na indústria automotiva, na produção de vidros, em telas de computadores, televisores, em cerâmicas e pigmentos. Como catalisadores têm diversas aplicações nas refinarias de petróleo, também são utilizados em produtos farmacêuticos e em métodos avançados de filtragem e remoção de microrganismos da água. Além disso, são importantes para a defesa das nações devido ao uso em mísseis, radares, sonares, binóculos, mira de rifles e lasers, equipamentos ópticos, incluindo lentes de câmeras, filtros e lentes protetoras, lasers e supercondutores. Estes elementos são utilizados em componentes eletrônicos e são essenciais na produção de lâmpadas fluorescentes e em lâmpadas de mercúrio. Com os ETR são produzidos ímãs para um grande número de equipamentos, incluindo refrigeradores; são constituintes fundamentais em vários equipamentos de comunicação, inclusive em satélites. Também utilizados na medicina, como sensores de oxigênio, compõem agentes de contraste, constituem componentes das imagens por ressonância magnética e das tomografias. Na metalurgia são constituintes em várias ligas metálicas. Finalmente, se destaca seus usos na produção de gemas sintéticas, tecidos, estoque de hidrogênio combustível, lubrificação, fotografias e no controle da temperatura em fornos de micro-ondas.

### **1.6 Metodologia**

Para a presente pesquisa, foi aproveitado o material coletado em campanha de campo realizada anteriormente pelo professor orientador, totalizando 56 amostras de pegmatitos e da rocha parental. Análises detalhadas destas amostras foram realizadas em lupa binocular, para posterior cominuição. As amostras de pó foram utilizadas para análises químicas por ICP-MS e por difração de raios X. Considerando que nos pegmatitos ocorrem grãos centimétricos de vários minerais, foi realizada a moagem de grandes quantidades de amostra, que foram homogeneizadas a fim de possibilitar o registro das principais fases minerais presentes. A fim de realizar estudos mineralógicos de detalhe, foram separados

minerais, que também foram cominuídos e analisados por DRX. As análises por microscopia óptica (luz transmitida e refletida) permitiram a identificação e caracterização dos minerais e também possibilitaram selecionar àquelas a serem analisadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Estas análises ao MEV permitiram escolher os cristais a serem analisados por microsonda eletrônica. Também foram utilizados os programas Excel e "UnitCellWin" (Holland & Redfern, 1997).

Os dados analíticos das diferentes técnicas utilizadas são apresentados a seguir:

**Microscopia óptica:** Realizada em um microscópio marca Leica, modelo DMLP, do Instituto de Geociências da UFRGS, que possibilitou análises em luz natural, polarizada e transmitida com aumentos entre 25x e 500x.

**Difração de raios X:** As amostras de pó foram analisadas em um difratômetro marca Siemens, modelo D5000, do Instituto de Geociências desta Universidade. As análises foram realizadas entre 2 e  $70^{\circ}2\theta$ , com passo de  $0,02^{\circ}2\theta/s$ .

**Microscopia Eletrônica de Varredura:** As análises foram realizadas em um microscópio de marca JEOL, modelo 6110-LV, Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS. Para isto, foi utilizada a energia de 15kV e corrente de 25nA em amostras metalizadas com carbono.

**Microssonda Eletrônica:** As análises foram realizadas em dois equipamentos distintos, em uma microssonda de marca JEOL, modelo JXA-8230, com cinco espectrômetros WDS, que pertence ao Laboratório de Microssonda Eletrônica do Departamento de Geologia da Universidade de Brasília – UnB. As condições de análise utilizadas foram 20kV, 50nA para Na, ETR, U, Th e para os minerais sulfetados; 15kV e 10nA para os demais elementos.

**Análises químicas de rocha total (ICP):** As análises geoquímicas de rocha total para elementos maiores, menores e traço, incluindo os ETR foram realizadas no *Activation Laboratories Ltda* (ACTLABS, Canadá). Os métodos utilizados foram: TD-ICP para Li, FUS-ISE para F, CS para S, FUS-ICP-OES para os elementos maiores; FUS-ICP-MS para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr; FUS-MS para os ETR e demais elementos menores e traço.

## REFERÊNCIAS

- Bastos Neto, A.C.; Ferron, J.T.M.M., Chauvet, A., Chemale J.F., de Lima, E.F., Barbanson, L. & Costa, C.F.M. 2014. U-Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn-Ta-Nb (REE, cryolite) world-class deposit. *Precambrian Research*, 243: 181-196.
- Bastos Neto, A.C.; Pereira, V.P.; Ronchi, L.H.; Lima, E.F.; Frantz. 2009. The world-class Sn, Nb, Ta, F, (Y, RE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga Mining District, Amazonas State, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47: 1329-1357.
- Bau, M. & Dulski, P. 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2): 213-223.
- Bau, M. 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide *tetrad* effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(1): 67-77.
- Buddington, A. F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70: 671-747.
- Castor, S. B. & Hedrick, J. B. 2006. Rare earth elements. *Industrial Minerals and Rocks*. Colorado, 769-792.
- Cerný, P. & Ercit, T. S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43: 2005-2026.
- Černý, P. 1990. Distribution affiliation and derivation of rare-element Granitic pegmatites in the Canadian Shield. *Geologische Rundschau*, 79: 183-226.
- Černý, P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatitic deposits. *Geoscience Canada*, 18(2): 49-67.
- Costi, H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albite granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Belém, 345p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará.

- Dill, H.G. 2010. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*, 100(1): 1-420.
- Dill, H.G. 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. *Ore Geology Reviews*, 69: 417-561.
- 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.
- Ercit, T. S. 2005. REE-enriched granitic pegmatites. *Rare-element geochemistry and mineral deposits: Geological Association of Canada, GAC Short Course Notes*, 17: 175-199.
- Ferron J.M.T.M.; Bastos Neto A.C.; Lima E.F.; Nardi L.V.S.; Costi H.T.; Pierosan R.; Prado M. 2008. Petrologia, geoquímica e geocronologia de rochas vulcânicas e graníticas paleoproterozóicas (1,89 a 1,88 Ga) da província de Pitinga, cráton Amazônico, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44. 2008, Curitiba. *Anais...* Curitiba, SBG, v. 1, p. 531-531.
- Ferron, J.M.T.M. 2006. *Geologia Regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da província Pitinga, cráton Amazônico*. Porto Alegre, 331p. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Formoso, M.L.L., Pereira, V.P., Menegotto, E., Nardi, L.V.S., Bastos Neto, A.C. & Cunha, M.C.L. 2016. Os elementos terras raras e sua importância para o setor mineral do Brasil. In: *Recursos Minerais do Brasil: Problemas e Desafios*, Academia Brasileira de Ciências. p. 68 – 83
- Brown, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe, R.S. (Ed.). *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. London, John Wiley, p. 437-460.
- Gieré, R. 1990. Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles. *Terra Nova*, 2(1) : 60-67.
- Ginsburg, A.I., Timofeyev, I.N., & Feldman, L.G. 1979. *Principles of Geology of the Granitic Pegmatites: Nedra*. Moscow, Russia, 296p.

- Holland, T.J.B. & Redfern, S.A.T. 1997. Unit cell refinement from powder diffraction data; the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61(1): 65-77.
- Horbe M.A., Horbe A.C., Teixeira J.T. & Costi H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2, 1985, Belém. *Anais...* Belém, SBG, v. 3, p. 284-320.
- Irber, W. 1999. The lanthanide *tetrad* effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3): 489-508.
- Jahns, R.H. 1955. The study of pegmatites. *Economic Geology*, 50<sup>th</sup> Anniversary volume: 1025-1130.
- 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.
- Lenharo, S.L.R. 1998. *Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. São Paulo, 290p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- London, D. 2005. Geochemistry of alkali and alkaline earth elements in ore-forming granites, pegmatites and rhyolites. Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits. *Geological Association of Canada Short Course Notes*, 17: 17-43.
- Masuda, A. & Ikeuchi, Y. 1979. Lanthanide *tetrad* effect observed in marine environment. *Geochemical Journal*, 13(1): 19-22.
- Masuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, Y. & Takenaka, T. 1987. Lanthanide *tetrad* effects in nature: two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal*, 21(3): 119-124.
- Minuzzi, O.R.R.; Bastos Neto, A.C.; Formoso, M. L.L.; Andrade, S.; Janasi, V. & Flores, J.A.A. 2008. Rare earth elements and yttrium geochemistry applied to the genetic study of cryolite ore at the Pitinga Mine. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80: 719-733.
- Simmons, W. B., & Webber, K. L. 2008. Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, 20(4): 421-438.
- Teixeira, J.T.; Costi, H.T.; Minuzzi, O.R.R. & Soares, E.A.A. 1992. Depósitos Primários de Criolita, Cassiterita, Xenotima e Columbita em Apogranito- Mina



de Pitinga (AM). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG. v.37, p. 212-213

## **2 Artigo científico**

---

Porto Alegre, 15 de janeiro de 2018.

**À Carina Machado Paludo e colaboradores**

Comunico o recebimento do manuscrito listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Contudo, para dar prosseguimento às atividades editoriais, é necessário realizar pequenos ajustes, a maioria dos quais apontados no arquivo em anexo. Peço especial atenção à confecção do resumo e abstract, que devem conter informações relevantes conforme apontado nas instruções aos autores.

**Observações:**

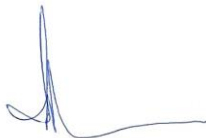
- a) Salvar a nova versão como o nome Man 747 Paludo et al v2.
- b) Na mensagem eletrônica, no campo "assunto", inserir: Man 747 Paludo et al.

Aguardo nova submissão até 22/01/2018. Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição.

**Manuscrito 747:** Mineralogia e geoquímica dos pegmatitos ricos em ETR, F e metais alcalinos associados à fácies albíta granito no depósito de Sn-Nb-Ta- (F, ETR, U, Th) Madeira (mina Pitinga, AM-Brasil).

**Autores:** Carina Machado PALUDO, Artur Cezar BASTOS NETO, Vitor Paulo PEREIRA & Nilson Francisquini BOTELHO.

Atenciosamente,



Prof. Dr. Paulo Alves de Souza - Editor Chefe

1 **Mineralogia e geoquímica dos pegmatitos ricos em ETR, F e metais**  
2 **alcalinos associados à fácies albita granito no depósito de Sn-Nb-Ta- (F,**  
3 **ETR, U, Th) Madeira (mina Pitinga, AM-Brasil)**

4  
5 **Mineralogy and geochemistry of pegmatites rich in ETR, F and alkali**  
6 **metals associated with albite granite facies in the deposit of Sn-Nb-Ta- (F,**  
7 **REE, U, Th) Madeira (Pitinga mine, AM-Brazil)**

8  
9 Carina Machado PALUDO<sup>1</sup>, Artur Cezar BASTOS NETO<sup>2</sup>, Vitor Paulo PEREIRA<sup>2</sup> & Nilson  
10 Francisquini BOTELHO<sup>3</sup>

11  
12 <sup>(1)</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av.  
13 Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail:  
14 paludocarina@gmail.com.

15 <sup>(2)</sup> Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio  
16 Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail:  
17 vitor.pereira@ufrgs.br, artur.bastos@ufrgs.br.

18 <sup>(3)</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, CEP  
19 70.910-900, Brasília, Brasil. E-mail: nilsonfb@unb.br.

20

21 **Resumo.** Os pegmatitos estudados estão associados à fácies albita granito do granito  
22 Madeira, a qual corresponde ao depósito de Sn-Nb-Ta (F, ETR, U, Th) Madeira, de classe  
23 mundial. Estão associados a falhas de orientação N320/60SW. A paragénesis é composta  
24 por albite, microclínio, quartzo, polilitionita, riebeckita, fluoro-arfvedsonita,  
25 fluoro-eckermannita, criolita, xenotima, gagarinita-(Y), hematita, zircão,  
26 pirocloro, cassiterita, torita, zircão, columbita, magnetita, galena, esfalerita e  
27 bismuto nativo. Com base na composição química e em minerais típicos, foram  
28 divididos em: PEG ANF (médios K e Na; riebeckita e genthelvita), PEG POL (alto K;  
29 polilitionita e xenotima) e PEG CRIO [alto K, muito rico em F; criolita e gagarinita-(Y)].  
30 Dados de química mineral e de estrutura dos principais minerais dos pegmatitos são  
31 apresentados e comparados com os do albite granito. A integração de dados  
32 mineralógicos com a geoquímica dos três tipos de pegmatitos caracteriza a rocha  
33 encaixante como a rocha parental, registra o enriquecimento em F, ETR e elementos do  
34 grupo 1 e permite acompanhar a evolução químico-mineralógica do sistema albite granito  
35 até o líquido residual mais tardio (PEG CRIO).

36 **Palavras-chave.** pegmatitos, elementos terras raras, flúor, ítrio, granito Madeira, Pitinga  
37 (AM)

38

39 **Abstract.** The pegmatites studied are associated with the granite albite facies of the  
40 Madeira granite, which corresponds to the world-class Madeira deposit of Sn-Nb-Ta (F,  
41 ETR, U, Th). They are associated with N320/60SW orientation faults. The paragenesis  
42 is composed of albite, microcline, quartz, polyolithionite, riebeckite, fluoro-arfvedsonite,  
43 fluoro-eckermannite, cryolite, xenotime, gagarinite-(Y), hematite, zircon, pyrochlor,  
44 cassiterite, thorite, zircon, columbite, magnetite, galena, sphalerite and native bismuth.  
45 Based on the chemical composition and typical minerals, they were divided into: PEG

46 ANF (medium K and Na, riebeckite and genthelvite), PEG POL (high K, polyolithionite  
47 and xenotime) and PEG CRIO [high K, very rich in F; cryolite and gagarinite- (Y)].  
48 Mineral chemistry data and structure of the major minerals of the pegmatites are  
49 presented and compared with those of the albite granite. The integration of mineralogical  
50 data with the geochemistry of the three types of pegmatites characterizes the encasing  
51 rock as the parental rock, records the enrichment in F, ETR and elements of group 1 and  
52 allows to follow the chemical-mineralogical evolution of the albite granite system to  
53 residual liquid (PEG CRIO).  
54 **Keywords.** pegmatites, rare earth elements, fluorine, yttrium, Madeira granite, Pitinga  
55 (AM)

56

57

## 58 **1 Introdução**

59

60 Pegmatitos são rochas de granulação muito grossa, abundantes em quartzo, feldspato  
61 e/ou mica, podem possuir mega cristais dos minerais formadores de rocha e/ou minerais de  
62 elementos raros (Dill, 2015). As texturas pegmatíticas podem ser encontradas em rochas  
63 ígneas de todas as composições. No entanto, prevalecem as composições graníticas. Apenas  
64 uma pequena proporção de pegmatitos (<1%) possui assembleias que contêm minerais  
65 incomuns, como, por exemplo, minerais essenciais de lítio, berílio, céσιο, boro, fósforo e  
66 tântalo. Essas rochas exóticas são denominadas pegmatitos de elementos raros (não devem ser  
67 confundidas com pegmatitos de elementos terras raras, que são um subconjunto dos  
68 pegmatitos de elementos raros) (London & Kontak, 2012). Os pegmatitos sensu stricto  
69 migram para ambientes diferentes daqueles de seus locais de origem e alojam-se em estruturas  
70 que fornecem o espaço e as condições necessárias para sua acomodação (Dill, 2015).

71 Este trabalho enfoca pegmatitos muito incomuns. Eles são do tipo elementos raros, do  
72 subtipo pegmatitos de elementos ETR, com uma paragênese nunca descrita anteriormente.  
73 Eles estão alojados em estruturas localizadas na rocha parental, a qual, por sua vez, também  
74 possui características muito particulares. Trata-se de um albite granito que corresponde ao  
75 depósito de Sn-Nb-Ta-F Madeira, com 130 Mt (minério disseminado). Adicionalmente, na  
76 parte central do depósito Madeira, ocorre um corpo de criolita maciça hidrotermal com 10 Mt  
77 (37 wt% Na<sub>3</sub>AlF<sub>6</sub>) (Bastos Neto *et al.* 2009). Estes pegmatitos, que nunca foram estudados,  
78 vêm sendo minerados indistintamente junto com o minério disseminado e sua exploração por  
79 lavra seletiva para produção de ETR [xenotima e gagarinita-(Y)] é viável. O estudo destes  
80 pegmatitos foi iniciado pela investigação do controle estrutural (Ronchi *et al.* 2017). O  
81 presente trabalho representa uma primeira contribuição para o seu estudo mineralógico,  
82 apresenta também dados de geoquímica de rocha total e discute brevemente algumas

83 implicações dos seus resultados para o entendimento da evolução magmática do sistema albita  
 84 granito.

85

## 86 2 Área, materiais e métodos

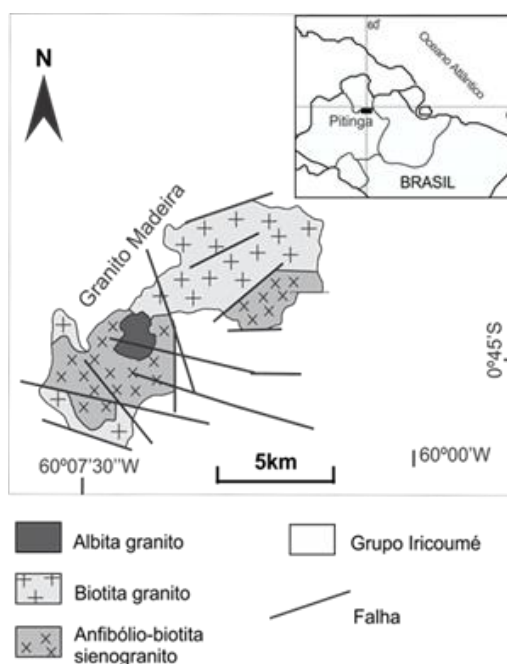
87

### 88 2.1 Localização da área

89

90 A mina de Pitinga situa-se no nordeste do estado do Amazonas (Fig.1A). A área faz  
 91 parte do Escudo das Guianas e nela predominam as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé  
 92 (Fig. 1B) com idade de ~1,88 Ga (Ferron *et al.* 2016, 2010). Estas rochas foram intrudidas por  
 93 três corpos graníticos (Madeira, Europa e Água Boa) pertencentes à Suíte Madeira (Costi  
 94 2000) e com idades em torno de 1.83 Ga. O principal corpo granítico mineralizado em Pitinga  
 95 é o granito Madeira (Fig. 1B).

96



97

98 Figura 1. Localização da mina Pitinga e mapa geológico do granito Madeira (modificado de  
 99 Costi, 2000).

100 *Figure 1. Location of Pitinga mine and geological maps of Madeira granite (modified from*  
 101 *Costi, 2000).*

102

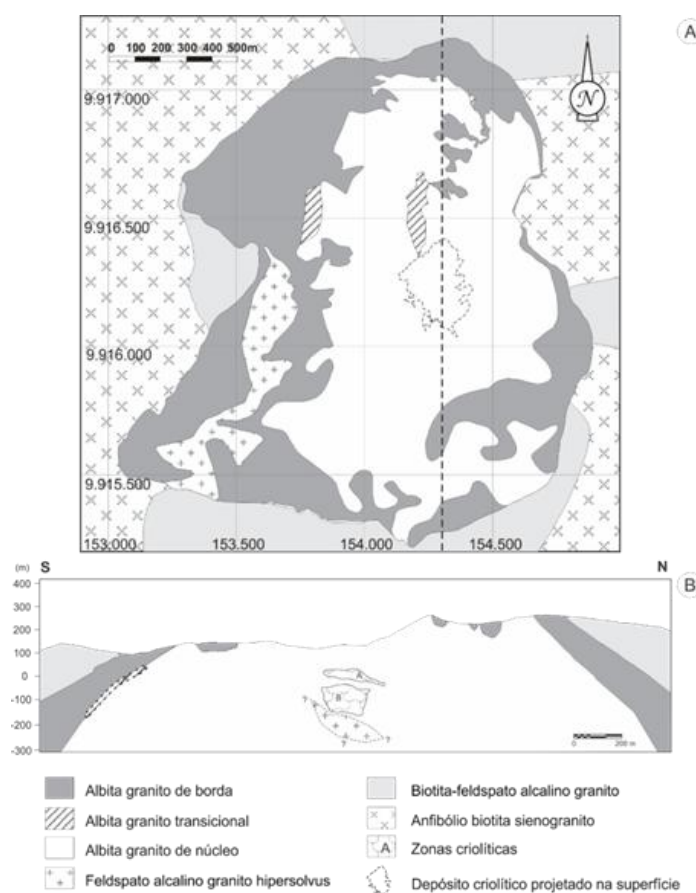
103 O granito Madeira (Fig. 1) tem uma superfície de aproximadamente 60km<sup>2</sup>. Este  
 104 granito foi dividido em quatro fácies por Costi (2000): anfibólio-biotita sienogranito, biotita-

105 feldspato alcalino granito e albita granito (Fig. 1) e feldspato alcalino granito *hipersolvus*  
106 (Fig. 2). O granito Madeira tem orientação geral NE-SW, mas a fácies albita granito é  
107 orientada na direção N-S. Segundo Costi (2000) os magmas do albita granito e do granito  
108 *hipersolvus* interagiram e intrudiram as duas fácies anteriores.

109 O albita granito foi subdividido nas subfácies albita granito de núcleo (AGN) e albita  
110 granito de borda (AGB). O AGN é um granito subsolvus, constituído essencialmente por  
111 quartzo, albita, microclínio e, subordinadamente, polilitionita, riebeckita, annita, criolita (duas  
112 gerações: magmática e hidrotermal) e zircão, contendo também pirocloro (que altera para  
113 columbita), xenotima, torita, galena, esfalerita, cassiterita, magnetita e hematita. O AGN  
114 transiciona para o AGB, que é formado essencialmente pela mesma paragênese, exceto pela  
115 ausência dos minerais ferromagnesianos, que foram totalmente alterados por um processo  
116 autometassomático (Costi 2000), e pela presença de fluorita no lugar da criolita. O depósito  
117 Madeira (130 Mt com 0,2% Sn, 0,2% Nb e 0,002% Ta) corresponde ao albita granito (AGN e  
118 AGB). Os minérios de Sn (cassiterita) e Nb-Ta (pirocloro e columbita), assim como a  
119 xenotima e torita, ocorrem disseminados nas duas subfácies. No centro do AGN, em  
120 subsuperfície, ocorre um depósito de criolita maciça (Fig. 2) com 130 Mt com 37% de  
121  $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ .

122

123



124

125 Figura 2. Mapa geológico (modificado de Minuzzi *et al.* 2008). A) Mapa geológico do albita  
 126 granito; B) Depósito criolítico maciço (DCM).

127 *Figure 2. Geological map (modified from Minuzzi et al. 2008). A) Geological map of the*  
 128 *albite granite facies; B) Cryolite massive deposit (CMD).*

129

130 Horbe *et al.* (1985) e Teixeira *et al.* (1992) atribuíram uma origem metassomática para  
 131 o albita granito que consideraram como apogranito, sendo sua formação associada à  
 132 mineralização de criolita. Para estes autores, a presença deste mineral, como fase portadora de  
 133 F em lugar do topázio, sugere a origem metassomática. Esta gênese não foi confirmada pelos  
 134 estudos petrológicos realizados por Lenharo (1998) e Costi (2000), que propuseram uma  
 135 origem magmática para o albita granito e que a formação do depósito de criolita maciça,  
 136 considerado magmático, resulta do extremo enriquecimento em F nos estágios finais da  
 137 evolução do magma do albita granito. Segundo Bastos Neto *et al.* (2009), o extremo  
 138 enriquecimento em F não ocorreu devido ao tamponamento exercido pela cristalização de  
 139 criolita, desde os estágios iniciais até o final da evolução do magma. Ainda segundo estes  
 140 autores, dados de inclusões fluidas mostram que o depósito de criolita maciça é hidrotermal.

141 A existência de fácies pegmatóides no AGN e de veios de pegmatitos é descrita por  
142 diversos autores (e.g. Costi, 2000; Minuzzi *et al.*, 2006; Pires, 2010; Bastos Neto *et al.*, 2014).  
143 Pires (2010) destaca a riqueza destes em xenotima e seu potencial para exploração por lavra  
144 seletiva. Os pegmatitos ocorrem principalmente nas partes centro-norte e noroeste do AGN  
145 (Fig. 2), onde estão distribuídos irregularmente, com espessuras de até 1 m, não mapeáveis na  
146 escala desta figura. Nas frentes de lavra observam-se estes corpos em cavidades miarolíticas e  
147 veios (Bastos Neto *et al.*, 2014). O presente artigo está focado nos veios.

148 De acordo com Ronchi *et al.* (2017), existem dois tipos de veios pegmatíticos. O tipo  
149 predominante são corpos tabulares, que não ultrapassam 1 metro de espessura e estão alojados  
150 em fraturas extensionais horizontais. O outro tipo são corpos tabulares alojados em planos de  
151 falha inversa. Estes veios têm espessura centimétrica a decimétrica e podem ser contínuos ou  
152 descontínuos em um mesmo plano de falha. A disposição geométrica dos pegmatitos está  
153 determinada por estruturas compressivas frágeis. Os planos de falha inversa (N320/60SW)  
154 serviram de condutos para os fluidos, que se alojaram preferencialmente em fraturas de tensão  
155 horizontal. O outro tipo são corpos tabulares alojados em planos de falha inversa. Estes veios  
156 têm espessura centimétrica a decimétrica e podem ser descontínuos em um mesmo plano de  
157 falha. A disposição geométrica dos pegmatitos está determinada por estruturas compressivas  
158 frágeis. Os planos de falha inversa (N320/60SW) serviram de condutos para o fluido, que se  
159 alojaram preferencialmente em fraturas de tensão horizontal. A orientação das estruturas  
160 contracionais no albita granito indica um transporte de SW para NE. Devido ao seu tamanho  
161 reduzido, o albita granito resfriou rapidamente. Porém sua localização na crosta superior fria e  
162 a baixa temperatura solidus permitiram a formação dos corpos pegmatíticos. No nível  
163 estrutural dos pegmatitos, quando os veios se posicionaram, o albita granito foi cristalizado  
164 posicionado acima da profundidade crustal crítica, onde o estresse normal mínimo é vertical.

## 165 166 2.2 *Materiais e métodos*

167  
168 A identificação mineralógica foi realizada em microscópio óptico da marca Leica e  
169 modelo DMLP. Para as análises por DRX foi utilizado um aparelho de marca Siemens,  
170 modelo D5000, pertencente ao Instituto de Geociências da UFRGS. As condições de análises  
171 foram no intervalo de 2 a  $70^{\circ}2\theta$ , com passo de  $0,02^{\circ}2\theta$  por segundo. O cálculo dos  
172 parâmetros cristalográficos foi realizado com o auxílio do programa *UnitCellWin*, (Holland &  
173 Redfern, 1997). As análises ao MEV foram realizadas no Microscópio Eletrônico de  
174 Varredura da marca JEOL, modelo 6110-LV, do Laboratório de Geologia Isotópica do



175 Instituto de Geociências da UFRGS. A metalização foi com carbono, utilizando energia de 15  
176 Kv, corrente de 25 nA. Para a química mineral foi utilizada a microsonda eletrônica da marca  
177 JEOL, modelo JXA-8230 equipada com cinco espectrômetros WDS, pertencente ao Instituto  
178 de Geociências/UnB. As condições de análise utilizadas foram 20kV, 50nA para Na, ETR, U,  
179 Th e para os minerais sulfetados; 15kV e 10nA para os demais elementos.

180 Com base nas paragêneses foram separadas 56 amostras para análises de rocha total,  
181 que foram realizadas por ICP-MS e ICP-OES nos laboratórios da Actlabs (Canadá). Os  
182 métodos utilizados foram: TD-ICP para Li, FUS-ISE para F, CS para S, FUS-ICP-OES para  
183 os elementos maiores; FUS-ICP-MS para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr; FUS-MS para os ETR e  
184 demais elementos menores e traço.

185

### 186 **3 Resultados**

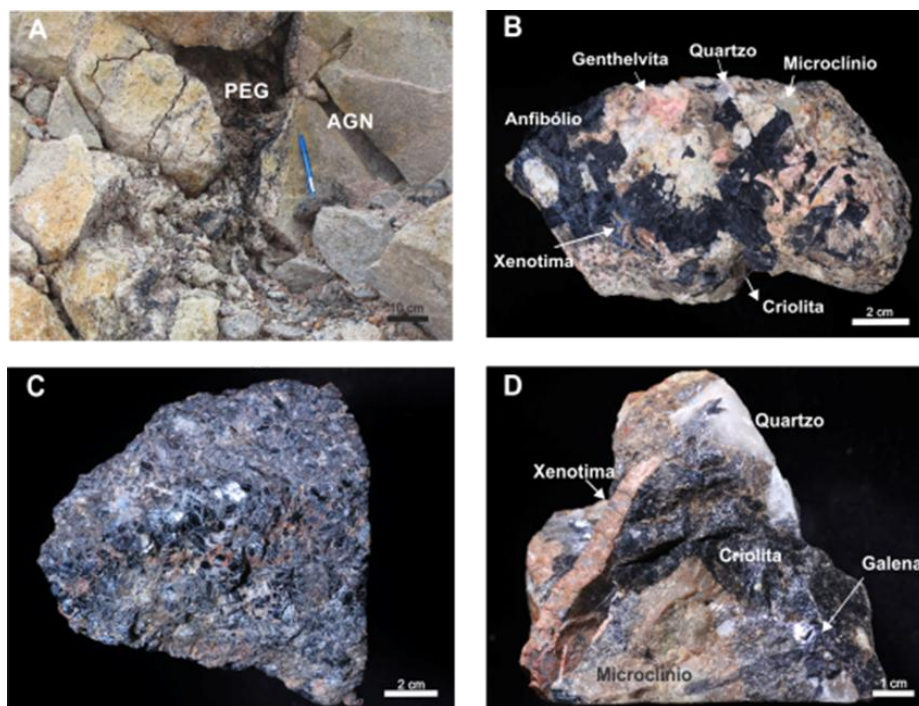
187

#### 188 *3.1 Petrografia*

189

190 A figura 3 ilustra o aspecto macroscópico dos pegmatitos. Na maioria dos casos, a  
191 textura pegmatítica é bem marcada pelos cristais de riebeckita, polilitionita, quartzo, criolita,  
192 microclínio e albita. Mas outros minerais, como a xenotima, torita, genthelvita, galena e, mais  
193 raramente, zircão e cassiterita, também ocorrem em cristais com 2,5 cm ou maiores. No  
194 conjunto de pegmatitos estudados foram identificados cerca de 20 minerais e estabelecida  
195 uma ordem de cristalização (Fig. 4) válida para todos os veios. As abundâncias relativas dos  
196 diversos minerais variam muito, nas mais diversas escalas. Mesmo assim, os pegmatitos  
197 podem ser divididos em 3 tipos conforme os minerais predominantes e suas respectivas  
198 texturas. (1) Pegmatitos com riebeckita abundante e bem desenvolvida (PEG ANF), nos quais  
199 tipicamente a genthelvita também é bem desenvolvida. (2) Pegmatitos ricos em polilitionita  
200 (PEG POL) nos quais a xenotima costuma ser abundante, sem ser necessariamente bem  
201 desenvolvida. (3) Pegmatitos ricos em criolita, nos quais quartzo, galena e xenotima são  
202 frequentemente bem desenvolvidos.

203



204  
 205 Figura 3. Características macroscópicas dos três tipos de pegmatitos associados ao albite  
 206 granito de núcleo. (A) Afloramento do PEG ANF (vide texto) preenchendo fratura; (B)  
 207 Amostra do PEG ANF, com anfibólio, microclínio, quartzo, genthelvita, xenotima e criolita;  
 208 C) Amostra do PEG POL (vide texto) com agregados de polilitionita e grãos de xenotima; D)  
 209 Amostra do PEG CRIO (vide texto) com criolita maciça, cristal centimétrico de xenotima e  
 210 microclínio, quartzo e galena.

211 *Figure 3. Macroscopic features of the three types of pegmatites associated to the core albite*  
 212 *enriched granite. A) PEG ANF filling fracture; B) Sample of PEG ANF, with amphibole,*  
 213 *microcline, quartz, genthelvite, xenotime and cryolite grains; C) Sample of PEG POL with*  
 214 *polyolithionite aggregates and xenotime grains; D) Sample of PEG CRIO with massive*  
 215 *cryolite, centimetric xenotime crystal and microcline grains, quartz and galena.*

216

Torita	-----
Zircão	-----
Pirocloro/Columbita	-----
Cassiterita	-----
Columbita	-----
Magnetita	?-----?
Albita	-----
Microclínio	-----
Quartzo I	-----
Xenotima	-----
Gagarinita	-----
Genthelvita	-----
Riebeckita	-----
Polilitionita	-----
Galena	-----
Bismuto nativo	-----
Esfalerita	-----
Criolita I	-----
Quartzo II	-----
Criolita II	-----
Hematita	-----
Clorita	-----

217

218 Figura 4. Evolução da paragênese nos pegmatitos do albita granito.

219 *Figure 4. Parageneses evolution in the pegmatites associated with the albite enriched granite.*

220

221 Albita, microclínio e quartzo são os constituintes essenciais da matriz dos pegmatitos

222 (Fig. 5A). Os grãos de albita são podem ser anédricos, subédricos ou euédricos e possuem

223 dimensões que variam de 0,5 mm a 3,0 cm, normalmente formando cristais tabulares. Os

224 cristais estão dispersos nos pegmatitos, mas também podem ocorrer inclusos no microclínio,

225 quartzo, polilitionita, criolita, xenotima ou gagarinita, indicando que fizeram parte dos

226 primeiros estágios de cristalização dos pegmatitos. No contato com criolita II ocorrem feições

227 de corrosão na albita. Os grãos de microclínio também podem ter formas variadas. Seus grãos

228 possuem dimensões entre 0,6 mm a 5,0 cm e seus cristais frequentemente estão alterados.

229 Existem duas gerações de quartzo, sendo que a primeira é constituída por grãos intersticiais

230 que formam a matriz e são predominantemente anédricos. Porém existe a cristalização de

231 quartzo tardio, cujos grãos podem ter dimensões de até 6,0 cm. Neste caso, podem conter

232 inclusões de albita, microclínio, polilitionita e criolita. A existência de extinção ondulante e

233 de microfraturas, que podem estar preenchidas por criolita, hematita, quartzo microcristalino

234 ou argilominerais (Fig. 5B), é decorrente dos processos tectônicos tardios.

235 O anfibólio amplamente predominante é a riebeckita (Fig. 3B). Outras variedades

236 foram identificadas em análises por microsonda eletrônica (ver abaixo), mas não são

237 distinguíveis petrograficamente. A riebeckita ocorre como cristais anédricos disseminados ou

238 na forma de cristais aciculares agregados, cujas dimensões variam de 0,6 mm a 4,7 cm. Ao

239 microscópio óptico apresenta forte pleocroísmo em tons de azul ou verde (Fig. 5C). Os  
240 cristais estão frequentemente alterados para polilitionita (Fig. 5D).

241 A polilitionita ocorre como agregados constituídos por cristais anédricos, raramente  
242 subédricos, variando de 0,2 mm a 1,5 cm. Os cristais possuem fraco pleocroísmo, que pode  
243 variar de incolor a verde claro. Muitos grãos têm inclusões de albita, microclínio e quartzo I.  
244 É comum a deformação dos cristais, que são destacadas pelo encurvamento das clivagens,  
245 frequentemente preenchidas por hematita secundária decorrente da alteração de outros  
246 minerais, como a torita. A existência de polilitionita deformada associada a quartzo com  
247 fraturas e/ou com extinção ondulante é decorrente de um evento tectônico posterior à  
248 formação dos pegmatitos. Boa parte da polilitionita das amostras foi formada pela alteração  
249 do anfibólio. Por outro lado, frequentemente, os cristais de polilitionita apresentam feições de  
250 corrosão no contato com a criolita II (Fig. 5E) que podem ser herdadas do anfibólio original.  
251 Também pode haver a pseudomorfose total ou parcial da polilitionita por criolita. Em muitos  
252 destes casos, observa-se, dentro da criolita, a hematita que se encontrava na clivagem da  
253 polilitionita (Fig. 5F).

254 Nos pegmatitos foi identificada a presença de duas gerações de criolita, que foram  
255 denominadas criolita I e criolita II. Juntamente com a polilitionita, a criolita é um dos  
256 minerais mais abundantes nos pegmatitos. Pode formar zonas de criolita maciça ou agregados  
257 de cristais, ou ocorrer disseminada na rocha, intersticialmente aos demais minerais.  
258 Macroscopicamente, os cristais são anédricos, com cores variando de preta a caramelo,  
259 porém, ao microscópio óptico, é incolor e possui birrefringência de primeira ordem. Em luz  
260 polarizada, apresenta diversos aspectos, podendo ter a cor cinza (Fig. 5D, E e G) ou preta  
261 (Fig. 5A e 5B). A criolita I não apresenta feições de corrosão com qualquer outro mineral. É  
262 predominantemente maclada, sendo comuns maclas complexas (Fig. 5G e H). Pode ocorrer  
263 como inclusões orientadas (Fig. 6H) em diversos minerais. A criolita II apresenta feições de  
264 corrosão com praticamente todos os minerais e frequentemente tem abundantes  
265 microinclusões (Fig. 5H). A distinção entre as gerações de criolita também pode ser realizada  
266 pela diferença de relevo, porque a criolita I possui relevo mais alto do que a criolita II (Fig.  
267 5I). Destaca-se o fato da criolita II corroer a criolita I, gerando locais com mistura destas fases  
268 minerais.

269 A genthelvita é um mineral comum nos pegmatitos, principalmente nas amostras PEG  
270 ANF. Seus grãos têm a cor rosa (Fig. 3B) e dimensões que variam de 1,0 mm a 4,7 cm, sendo  
271 frequentemente anédricos ou raramente euédricos. Ao microscópio óptico os cristais são  
272 incolores em luz natural e isotropos em luz polarizada.

273 A xenotima é o principal mineral de minério de ETR. Ocorre em grandes quantidades,  
274 como cristais prismáticos marrons, com comprimentos variando de 0,4 mm a 7,0 cm (Fig.  
275 3D). Ao microscópio óptico é incolor e com birrefringência de terceira ordem, podendo  
276 ocorrer disseminada na rocha, de forma isolada, ou como agregados intercrescidos. Alguns  
277 grãos contêm inclusões, que podem ser de zircão, pirocloro, cassiterita, albita, microclínio ou  
278 quartzo (Fig. 5A). Também é comum o intercrescimento com torita e zircão (Fig. 6A) e, mais  
279 raramente, com gagarinita (Fig. 6B). Pires *et al.*(2006) descreveu pela primeira vez a  
280 gagarinita no AGN, na base da zona criolítica B (Fig. 2B), mas os pegmatitos em estudo  
281 também contêm este mineral que é mais frequente nos PEG CRIO. Os grãos de gagarinita-(Y)  
282 são anédricos têm dimensões que variam de 0,2 mm a 4,0 cm e a cor rosa. Ao microscópio  
283 óptico é incolor e possui birrefringência de terceira ordem; comumente com fraturas (Fig. 6C)  
284 e apresenta feições de corrosão no contato com criolita.

285 A torita é muito comum como cristais avermelhados, anédricos, alongados, em geral  
286 de 0,3 mm a 10,0 mm, mais raramente com até 2 cm. Comumente forma intercrescimentos  
287 com zircão e/ou xenotima ou forma aglomerados com estes minerais, pirocloro e cassiterita.  
288 (Fig. 6A). Frequentemente ocorre como inclusões nos maiores cristais de xenotima. Uma  
289 feição característica associada à torita é a existência de fraturas preenchidas por hematita, que  
290 se irradiam a partir das extremidades de seus cristais, propagando-se para os minerais  
291 vizinhos. O zircão ocorre em pequenas quantidades e seus cristais são euédricos ou  
292 subédricos, com dimensões que variam de 0,2 a 2,0 mm. Seus grãos às vezes são zonados e  
293 frequentemente ocorrem com uma borda, cujas propriedades ópticas são diferentes daquelas  
294 do núcleo (Fig. 6A). Comumente seus cristais estão alterados e fraturados ou mesmo podem  
295 estar corroídos por criolita.

296 Os grãos de pirocloro são anédricos, com dimensões que podem chegar a 0,7 mm,  
297 sendo frequentemente fraturados e alterados para columbita (Fig. 5C), de forma similar ao  
298 que foi descrito por Minuzzi *et al.* (2005) para o pirocloro do AGN. Ocorrem individualmente  
299 disseminados na rocha e, em alguns casos, formam agrupamentos de cristais menores  
300 frequentemente associados com cassiterita. Além da columbita formada por alteração do  
301 pirocloro, também ocorre columbita primária, em cristais anédricos, com coloração opaca  
302 ferruginosa, dimensões em torno de 0,8 mm, mais frequentemente associados com cassiterita,  
303 indicando a cristalização simultânea, mas ocorrendo também cristais não associados a este  
304 mineral, dispersos pela rocha (Fig. 6D). A cassiterita geralmente ocorre disseminada como  
305 grãos subédricos, com dimensões de até 0,8 mm. Ao microscópio óptico apresenta coloração  
306 castanha, birrefringência de terceira ordem e intensas zonações (Fig. 6E). A magnetita ocorre

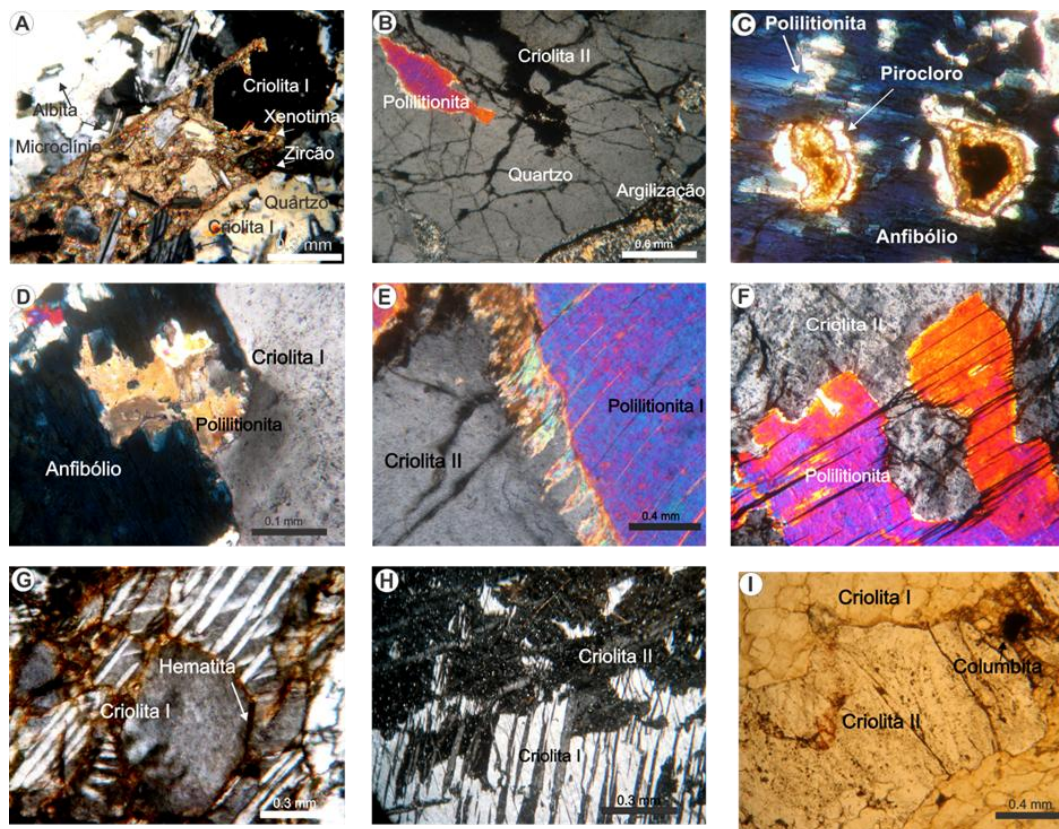
307 localizadamente e em pequena quantidade. Seus cristais são euédricos e estão sempre  
308 associados com massas criptocristalinas heterogêneas resultantes da alteração dos demais  
309 minerais dos pegmatitos.

310 Os grãos de galena, facilmente identificáveis pelas figuras de arranque, possuem grãos  
311 anédricos, cujos tamanhos variam, frequentemente, de 0,2 mm a 4,0 mm; podendo ultrapassar  
312 os 10 cm. Em análises microscópicas é possível verificar que comumente ocorre a associação  
313 entre galena, esfalerita e bismuto nativo, sendo que este pode ocorrer incluso na galena (Fig.  
314 6F) ou fazendo parte da composição do mineral em substituição ao Pb. A esfalerita é  
315 observada somente nas bordas dos grãos de galena.

316 A alteração dos anfibólios, da polilitionita e dos feldspatos por fluidos hidrotermais  
317 gerou argilominerais (Fig. 5B) que, segundo Ronchi *et al.* (2011), podem ser illita ou  
318 esmectita. Este processo tardio também promove a alteração dos anfibólios para clorita (Fig.  
319 6G). Posteriormente e/ou concomitantemente a este evento ocorreu a percolação de criolita II  
320 ao longo das fraturas de alguns cristais de quartzo (Fig. 6H). Este evento promoveu, em  
321 alguns casos, a desestabilização e formação de quartzo microcristalino, que, por vezes, forma  
322 pequenos veios, que cortam principalmente o quartzo primário e a criolita I.

323 Devido à desestabilização concomitante de vários minerais, é comum a presença de  
324 agregados microcristalinos contendo, principalmente, criolita, quartzo, polilitionita, anfibólio  
325 e hematita secundária (Fig. 6I). Esta hematita frequentemente está associada com a  
326 desestabilização da torita, também preenche interstícios entre os minerais, bem como  
327 clivagens da polilitionita ou forma uma película em torno de alguns minerais, principalmente  
328 da criolita e do microclínio.

329

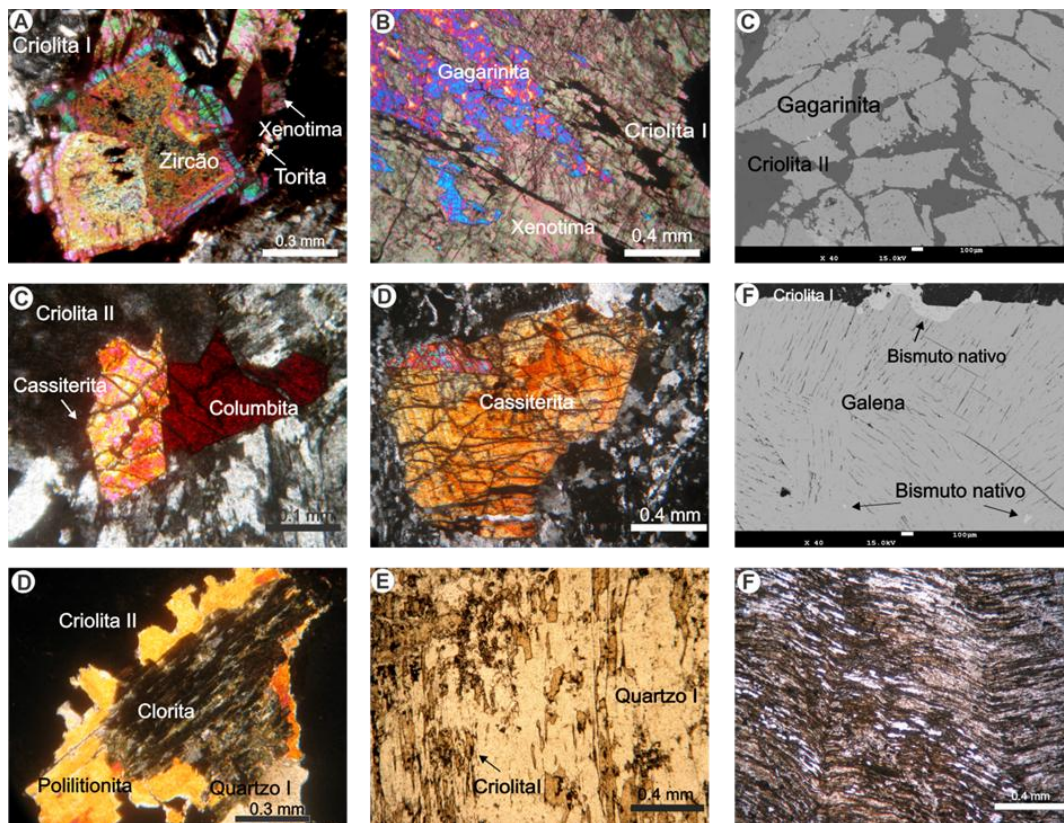


330  
 331 Figura 5. Feições microscópicas dos pegmatitos. A) Matriz dos pegmatitos formada por  
 332 quartzo e microclínio (partes sup. e inf.) e xenotima (com inclusões de albita, microclínio,  
 333 quartzo e criolita I) associada com zircão, luz polarizada; B) Quartzo com inclusão de  
 334 polilitionita e fraturas preenchidas por criolita II e argilominerais, luz polarizada; C) Pirocloro  
 335 columbitizado incluído em anfibólio, luz natural; D) Anfibólio e polilitionita associados com  
 336 criolita I, luz polarizada; E) Feições de corrosão no contato polilitionita com criolita II, luz  
 337 polarizada; F) Polilitionita, com hematita na clivagem, substituída por criolita II (com relictos  
 338 da hematita da mica), luz polarizada; G) Criolita I maclada cinza com hematita na borda, luz  
 339 polarizada; H) Criolita I maclada e criolita II com microinclusões, luz polarizada; I)  
 340 Diferenças texturais entre criolita I (sem inclusões) e criolita II, luz natural.

341 *Figure 5. Microscopic features of pegmatites. A) Pegmatite matrix formed of quartz,*  
 342 *microcline (upper left and lower right) and xenotime (with inclusions of albite, microcline,*  
 343 *quartz and cryolite I) associated with zircon, polarized light; B) Quartz with polyolithionite*  
 344 *inclusion, with fractures filled by cryolite II and clay minerals, polarized light; C)*  
 345 *Columbitized pyrochlore included in amphibole, natural light; D) Amphibole and*  
 346 *polyolithionite associated with cryolite I, polarized light; E) Corrosive features in the contact*  
 347 *of polyolithionite with cryolite II, polarized light; F) Polyolithionite (with hematite in cleavage)*  
 348 *partially replaced by cryolite II (with hematite relicts), polarized light; G) Twinned cryolite I*

349 *with hematite in the bordure, polarized light; H) Cryolite I and cryolite II with*  
 350 *microinclusions, polarized light; I) Textural difference between cryolite I (without inclusions)*  
 351 *and cryolite II, natural light.*

352



353

354 *Figura 6. Feições microscópicas dos pegmatitos. A) Intercrescimento de zircão com xenotima*  
 355 *e torita, com criolita I associada, luz polarizada; B) Inclusões de gagarinita-(Y) em xenotima,*  
 356 *luz polarizada; C) Gagarinita brechada com matriz de criolita II, imagem BSE; D) Cassiterita*  
 357 *com feições de corrosão no contato com a criolita II e com bordas retilíneas nos contatos com*  
 358 *a columbita primária e outros minerais da matriz (formada por agregados microcristalinos de*  
 359 *quartzo e criolita I), luz polarizada; E) Grão de cassiterita zonado associado a agregados*  
 360 *microcristalinos de quartzo e criolita I, luz polarizada; F) Bismuto nativo na borda da galena e*  
 361 *em inclusões na galena, imagem BSE; G) Polilitionita secundária, formada pela alteração de*  
 362 *anfíbólio desestabilizado pelo fluido formador da criolita II, o anfíbólio relicto foi cloritizado,*  
 363 *luz polarizada; H) Inclusões orientadas de criolita I dentro de quartzo, luz natural; I) Matriz*  
 364 *formada por agregados microcristalinos orientados de criolita, quartzo, polilitionita, anfíbólio*  
 365 *e hematita.*

366 *Figure 6. Microscopic features of the pegmatites. A) Intergrowth of zircon, xenotime and*  
 367 *thorite, with associated cryolite I, polarized light; B) Gagarinite-(Y) inclusions in xenotime,*  
 368 *polarized light; C) Brecciated gagarinite-(Y) with cryolite II in the matrix, BSE image; D)*



369 *Cassiterite with corrosive features in the contact with cryolite II and with rectilinear edge in*  
 370 *the contact with primary columbite and with the matrix (microcrystalline aggregates of quartz*  
 371 *and cryolite I), polarized light; E) Zoned cassiterite associated with microcrystalline*  
 372 *aggregates of quartz and cryolite I, polarized light; F) Native bismuth as inclusions in galena*  
 373 *and in the border of galena, BSE image; G) Secondary polyolithionite formed from amphibole*  
 374 *affected by the fluid that formed cryolite II, the relict amphibole was subsequently chloritized,*  
 375 *polarized light; H) Cryolite I inclusions oriented within quartz, natural light; I) Matrix*  
 376 *formed by oriented microcrystalline aggregates of cryolite, quartz, amphibole, and hematite.*

377

### 378 3.2 Mineralogia

379

#### 380 3.2.1 Riebeckita

381

382 Composições representativas e fórmulas estruturais dos anfibólios são apresentadas na  
 383 Tabela 1. Na grande maioria das análises, o anfibólio é riebeckita, porém, em alguns pontos  
 384 de um mesmo cristal, a composição pode ser de fluoro-arfvedsonita (ex. 7 e 8) ou fluoro-  
 385 eckermannita (ex. 9 e 10). Estas diferenças são decorrentes da variação nos conteúdos de Na,  
 386 Al, Fe<sup>2+</sup> e Fe<sup>3+</sup>. Segundo Hawthorne *et al.* (2012), os anfibólios sódicos admitem Li na  
 387 estrutura. O fato deste elemento não ser determinado nas análises por microsonda eletrônica,  
 388 justifica alguns fechamentos mais baixos (~96%). Para Oberti *et al.* (2003), se Si<sup>></sup>8 apfu e/ou  
 389 o sítio C<sup><</sup>5 apfu, são grandes as possibilidades de existir Li na estrutura do anfibólio, o que  
 390 está de acordo com o observado nas análises dos anfibólios dos pegmatitos estudados. O  
 391 conteúdo de F do anfibólio varia de 0,27 a 3,53 wt%. A correlação negativa -0,89 encontrada  
 392 entre Fe e F<sup>2+</sup> (Fig. 6) nos pegmatitos aqui estudados pode ser explicada pelo efeito Fe<sup>2+</sup>-F  
 393 avoidance (Rosenberg & Foit, 1977). Por outro lado, o F apresenta forte correlação positiva  
 394 com o Na (0,96), a qual provavelmente é uma consequência indireta do mesmo efeito Fe-F  
 395 avoidance no sentido de que a rejeição ao Fe favorece a entrada do Na, elemento que pode  
 396 ocupar diferentes sítios cristalográficos em anfibólios.

397

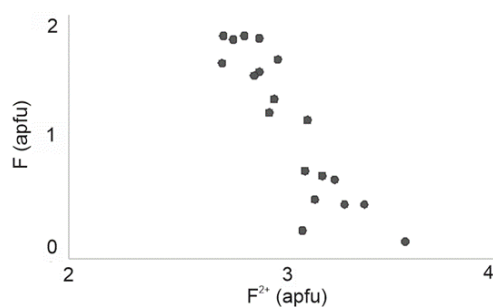
398 Tabela 1. Composições representativas e respectivas fórmulas estruturais dos anfibólios dos  
 399 pegmatitos.

400 Table 1. Representative compositions and structural formulae of the amphiboles from  
 401 pegmatites.

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

SiO <sub>2</sub> (%)	51,08	51,49	51,03	51,22	51,39	50,62	51,91	51,24	52,08	51,84
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,01	0,49	0,21	0	0	0	0,07	0,05	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71	1,1	0,99	0,31	1,57	0,74	1,07	0,99	1,03	0,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,03	0	0	0,16	0	0,05	0,04	0,07	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9,89	6,07	6,26	14,31	6,8	9,71	2,81	4,47	1,14	0
FeO	23,76	25,46	25,72	21,62	24,42	22,9	26,78	26,36	27,76	28,64
MnO	0,61	0,69	0,48	0,55	0,73	0,68	0,93	0,85	0,99	1,03
MgO	0,02	0	0,02	0,03	0,02	0	0,02	0	0,01	0,01
ZnO	1,73	1,57	1,71	1,5	1,98	2,47	2,8	2,43	3	2,83
CaO	0,02	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	6,83	7,21	7,26	6,4	6,5	6,81	7,95	7,72	8,15	8,5
K <sub>2</sub> O	0,59	0,59	0,76	0,12	1,68	0,72	1	1,18	1,37	1,32
SrO	0,11	0,09	0	0	0	0,05	0,11	0	0	0
UO <sub>2</sub>	0,18	0,18	0,21	0,2	0,28	0,25	0,21	0,25	0,29	0,27
F	0,89	1,33	1,26	0,27	1,41	0,88	2,57	2,21	3	3,53
Cl	0	0	0	0,01	0	0,02	0	0	0,03	0,02
Total parcial	96,64	95,82	96,32	96,75	96,94	95,87	98,25	97,91	98,98	99,29
O=F, Cl	0,37	0,56	0,53	0,12	0,59	0,37	1,08	0,93	1,27	1,49
Total	96,27	95,26	95,79	96,63	96,35	95,50	97,17	96,98	97,71	97,8
Si (apfu)	8,176	8,323	8,24	8,101	8,247	8,19	8,369	8,285	8,406	8,406
<sup>IV</sup> Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ΣT	8,176	8,323	8,24	8,101	8,247	8,19	8,369	8,285	8,406	8,406
<sup>VI</sup> Al	0,134	0,21	0,188	0,057	0,296	0,141	0,204	0,188	0,196	0,188
Ti	0,026	0,002	0,06	0,025	0	0	0	0,008	0,007	0,03
Cr	0,001	0,004	0	0	0,02	0	0,006	0,005	0,009	0
Fe <sup>3+</sup> *	1,191	0,738	0,76	1,703	0,821	1,182	0,341	0,543	0,138	0
Fe <sup>2+</sup> *	3,18	3,441	3,474	2,859	3,277	3,098	3,61	3,564	3,747	3,883
Mn	0,082	0,094	0,065	0,073	0,1	0,093	0,127	0,116	0,136	0,141
Mg	0,005	0	0,004	0,006	0,005	0,001	0,005	0	0,003	0,001
Zn	0,205	0,188	0,204	0,175	0,234	0,295	0,333	0,29	0,357	0,339
ΣC	4,824	4,677	4,76	4,899	4,753	4,81	4,631	4,715	4,594	4,592
Na	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
ΣB	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ca	0,004	0	0,004	0	0	0	0	0	0	0
Na	0,12	0,258	0,274	0	0,024	0,135	0,485	0,42	0,55	0,671
K	0,12	0,122	0,157	0,024	0,343	0,148	0,205	0,242	0,282	0,274
Sr	0,01	0,009	0	0	0	0,005	0,01	0	0	0
ΣA	0,254	0,389	0,439	0,024	0,367	0,291	0,700	0,669	0,832	0,944
F	0,448	0,678	0,646	0,136	0,715	0,448	1,31	1,131	1,531	1,809
Cl	0	0,001	0	0,003	0,001	0,005	0,001	0	0,008	0,006
OH*	1,552	1,322	1,354	1,861	1,285	1,548	0,689	0,869	0,461	0,185

Fórmula estrutural calculada na base de 23 oxigênios. OH calculado segundo Hawthorne *et al.* (2012).



403 Figura 6. Diagrama binário F (apfu) versus  $Fe^{2+}$  (apfu) para os anfibólios dos pegmatitos.

404 *Figure 6. Binary diagram F (apfu) versus  $Fe^{2+}$  (apfu) for the amphiboles from the pegmatites.*

405

### 406 3.2.2 Polilitionita

407

408 Os resultados das análises químicas por microsonda eletrônica da polilitionita e as  
 409 respectivas fórmulas estruturais são apresentados na Tabela 2. A classificação seguiu  
 410 Tichendorf *et al.* (2007). O  $Li_2O$  foi calculado segundo Tindle & Webb (1990). A polilitionita  
 411 possui características cristal químicas bastante diferentes em relação à fórmula ideal  
 412  $KLi_2Al(Si_4O_{10})(F,OH)_2$ . Destacam-se a presença de  $^{IV}Al$ , a substituição de Li por Fe (~0,4  
 413 apfu) no sítio octaédrico e a vacância do sítio intercamadas (da ordem de 0,2). A polilitionita  
 414 dos pegmatitos é muito semelhante à polilitionita do AGN (Schuck, 2015). Ambas se  
 415 caracterizam por uma composição próxima ao extremo Li da série polilitionita-siderofilita  
 416 (Fig. 7), sendo classificadas como polilitionita rica em Fe. Em ambas, a ocupação do sítio OH  
 417 por F é completa na grande maioria das análises. O total das análises é um pouco abaixo do  
 418 ideal devido à provável presença de Rb (Costi, 2000) o qual não foi possível analisar. Os  
 419 parâmetros cristalográficos da polilitionita dos pegmatitos são  $a = 8,96 \text{ \AA}$ ,  $b = 5,20 \text{ \AA}$ ,  $c =$   
 420  $19,89 \text{ \AA}$  e  $\beta = 94, 29^\circ$ . O parâmetro “c” é similar ao encontrado por Brigatti *et al.* (2005) ( $c =$   
 421  $20,20 \text{ \AA}$ ), para uma polilitionita pertencente ao grupo espacial C2/c. Neste caso, pode ser  
 422 considerada um polimorfo 2M2 da lepidolita que, segundo Deer *et al.* (1992), é caracterizado  
 423 pelos parâmetros  $a = 9,2 \text{ \AA}$ ,  $b = 5,3 \text{ \AA}$ ,  $c = 20 \text{ \AA}$  e  $\beta = 90^\circ$ .

424

425 Tabela 2. Composições representativas e fórmulas estruturais da polilitionita dos pegmatitos.

426 *Table 2. Representative compositions and structural formulae of the polyolithionite from the*  
 427 *pegmatites.*

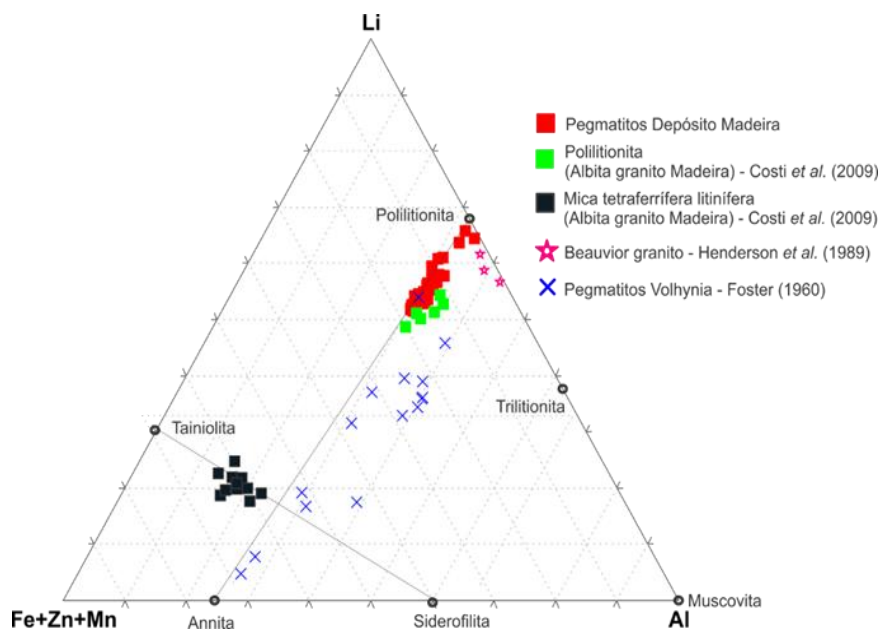
Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> (%)	55,27	54,57	54,69	54,22	55,14	56,55	56	55,82	55,96	56,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,65	12,68	12,66	12,5	12,49	12,65	12,78	12,37	12,26	13,13
TiO <sub>2</sub>	0	0,35	0,31	0,12	0,12	0,01	0,07	0	0,06	0,06
FeO	6,85	6,72	7,15	7,23	6,79	5,54	5,27	5,76	6,19	4,54
MnO	0,21	0,27	0,29	0,19	0,17	0,08	0,18	0,25	0,14	0,18
ZnO	0,99	0,78	1,05	1,08	0,98	0,67	0,66	0,71	0,71	0,56
Li <sub>2</sub> O*	6,31	6,11	6,15	6,01	6,27	6,66	6,52	6,47	6,51	6,77
CaO	0,07	0,04	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,06	0,1	0,14	0,08	0,09	0,1	0,16	0,1	0,1
K <sub>2</sub> O	8,73	8,36	8,64	8,67	8,55	8,77	8,88	8,51	8,49	8,75
SrO	0,07	0,08	0	0,09	0,2	0	0,12	0,12	0,03	0
ETR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,22	0,29	0,29	0,19	0,24	0,08	0,24	0,3	0,16
F	8,75	9,04	8,91	9,02	9,43	9,44	9,09	9,16	9,54	9,92

Cl	0,02	0,04	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0
Total parcial	100,23	99,35	100,29	99,6	100,44	100,74	99,8	99,62	100,32	101,09
O=F,Cl	3,71	3,82	3,75	3,8	3,97	3,98	3,83	3,86	4,02	4,18
Total	96,52	95,53	96,54	95,8	96,47	96,76	95,97	95,76	96,3	96,91
Si (apfu)	3,84	3,834	3,817	3,827	3,848	3,885	3,875	3,884	3,883	3,884
Ti	0	0,018	0,016	0,006	0,006	0	0,004	0	0,003	0,003
<sup>IV</sup> Al	0,160	0,146	0,163	0,163	0,142	0,115	0,125	0,116	0,117	0,116
$\Sigma^{IV}$	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
<sup>VI</sup> Al	0,876	0,905	0,879	0,877	0,885	0,91	0,917	0,898	0,886	0,94
Fe	0,399	0,395	0,417	0,427	0,396	0,319	0,305	0,335	0,359	0,259
Mn	0,012	0,016	0,017	0,011	0,01	0,005	0,01	0,015	0,008	0,01
Zn	0,051	0,04	0,054	0,056	0,05	0,034	0,033	0,036	0,036	0,029
Li*	1,764	1,726	1,725	1,706	1,761	1,845	1,815	1,81	1,817	1,86
$\Sigma^{VI}$	3,10	3,08	3,09	3,08	3,10	3,11	3,08	3,09	3,11	3,10
Ca	0,006	0,003	0,002	0,001	0	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003
Na	0,016	0,008	0,013	0,019	0,011	0,011	0,014	0,021	0,013	0,013
K	0,774	0,749	0,77	0,781	0,761	0,769	0,783	0,755	0,751	0,765
Sr	0,003	0,003	0	0,004	0,008	0	0,005	0,005	0,001	0
ETR	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001
$\Sigma^{XII}$	0,8	0,766	0,787	0,806	0,782	0,783	0,804	0,784	0,769	0,782
OH	0,066	0	0,032	0	0	0	0,009	0	0	0
F	1,931	2,009	1,968	2,014	2,081	2,055	1,989	2,016	2,094	2,145
Cl	0,003	0,005	0	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0

Fórmula estrutural calculada na base de 11 oxigênios. Li<sub>2</sub>O calculado segundo Tindle & Webb (1990).

428

429



430

431 Figura 7. Diagrama ternário Li–Fe+Zn+Mn–Al para Li- micas (adaptado de Costi *et al.* 2009).

432 *Figure 7. Diagram ternary Li–Fe+Zn+Mn–Al for Li-micas (adapted from Costi et al. 2009).*

433

## 434 3.2.3 Xenotima

435

436 A xenotima (YPO<sub>4</sub>) é um dos pólos da solução sólida constituída por este mineral  
 437 além do zircão (ZrSiO<sub>4</sub>), da coffinita (USiO<sub>4</sub>) e da torita (ThSiO<sub>4</sub>). A xenotima é um dos mais  
 438 importantes minerais de minério de ETR. Estes elementos ocupam o sítio com coordenação  
 439 VIII, que acomoda mais facilmente os ETRP do que os ETRL, devido ao menor raio iônico  
 440 dos primeiros. Composições representativas e respectivas fórmulas estruturais da xenotima  
 441 são apresentadas na Tabela 3.

442

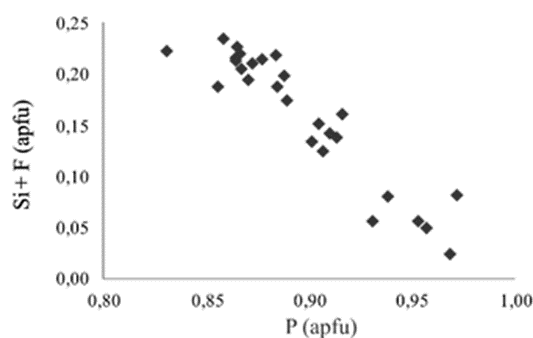
443 Tabela 3. Composições representativas e respectivas fórmulas estruturais da xenotima dos  
 444 pegmatitos.

445 *Table 3. Representative composition and respective structural formulae of xenotime in*  
 446 *pegmatites.*

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	33,44	31,76	31,82	32,34	31,84	32,14	31,79	32,75	33,08	32,71
SiO <sub>2</sub>	0,01	0,05	0,13	0,05	0,13	0,08	0,08	0,06	0,06	0,03
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,16	31,25	30,19	30,71	30,76	30,66	31,68	33,18	31,40	30,39
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,74	0,74	0,82	0,69	0,47	0,54	0,51	0,54	0,53
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,08	6,13	7,19	7,35	6,15	6,53	6,55	6,50	6,56	6,59
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,91	1,94	2,62	2,11	3,11	2,16	1,84	1,34	2,37	2,16
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,89	8,42	8,44	8,88	8,80	8,73	8,85	8,67	9,03	8,70
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,43	16,07	15,05	14,06	13,77	15,47	14,09	13,51	14,50	16,21
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,78	1,64	1,54	1,94	1,86	1,59	1,91	1,80	1,94	1,84
CaO	0,05	0,08	0,00	0,00	0,11	0,00	0,19	0,00	0,32	0,00
ThO <sub>2</sub>	0,11	0,14	0,27	0,11	0,32	0,15	0,14	0,19	0,02	0,01
F	0,22	1,15	2,08	1,33	2,06	2,04	1,24	1,30	0,75	0,45
Total parcial	100,66	99,34	100,14	99,78	99,60	100,06	98,90	99,87	100,61	99,64
F=O	0,09	0,48	0,87	0,56	0,87	0,86	0,52	0,55	0,31	0,19
Total	100,57	98,86	99,26	99,22	98,73	99,20	98,38	99,33	100,29	99,45
P ( <i>apuf</i> )	0,997	0,979	0,983	0,991	0,985	0,989	0,981	0,988	0,997	0,996
Si	0,000	0,002	0,005	0,002	0,005	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001
Y	0,603	0,605	0,586	0,591	0,598	0,593	0,614	0,630	0,595	0,582
Gd	0,007	0,009	0,009	0,010	0,008	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Dy	0,069	0,072	0,085	0,086	0,072	0,076	0,077	0,075	0,075	0,076
Ho	0,033	0,022	0,030	0,024	0,036	0,025	0,021	0,015	0,027	0,025
Er	0,098	0,096	0,097	0,101	0,101	0,100	0,101	0,097	0,101	0,098
Yb	0,155	0,178	0,168	0,155	0,153	0,171	0,157	0,147	0,157	0,178
Lu	0,019	0,018	0,017	0,021	0,021	0,018	0,021	0,019	0,021	0,020
Ca	0,018	0,017	0,018	0,018	0,018	0,018	0,017	0,018	0,018	0,018
Th	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000
F	0,025	0,132	0,240	0,152	0,238	0,235	0,142	0,146	0,084	0,051
O	3,966	3,789	3,713	3,817	3,721	3,733	3,790	3,816	3,912	3,937

Fórmula estrutural calculada na base de (Y+ETR+Ca+Na+Th+U) + (P+Si) = 2 e O= 4-F (Bastos Neto *et al.* 2012).

447 Os componentes zircão, cofinita e torita ocorrem de forma muito subordinada nos  
 448 cristais de xenotima analisados. As concentrações dos diversos elementos presentes são pouco  
 449 variáveis. Os teores de Y situam-se entorno de 31 wt%  $Y_2O_3$ . As concentrações de ETR são  
 450 altas (média de 36,12 wt%  $ETR_2O_3$ ) e, entre estes, constata-se o predomínio dos ETRP com  
 451 as seguintes médias: de 14,06 wt% de  $Yb_2O_3$ ; 8,75 wt% de  $Er_2O_3$ ; e 6,49 wt% de  $Dy_2O_3$ . Os  
 452 padrões de distribuição dos ETRP são constantes ao longo dos grãos. Considerando tratar-se  
 453 de mineral sem sítio OH, os teores de F são altos (entre 0,09 e 0,87 wt% de F). A correlação  
 454 positiva deste halogênio com o Si (+0,89) indica a existência da substituição  $O^{2-} + P^{5+} = F^- +$   
 455  $Si^{4+}$ , como bem ilustra o diagrama da figura 8. Entretanto, devido aos baixos valores de Si,  
 456 somente esta substituição não pode explicar todo o F presente na xenotima. Portanto, é  
 457 provável que ocorra a formação de tetraedros  $PO_3F$  (Tait *et al.* 2011), mecanismo utilizado  
 458 por Bastos Neto *et al.* (2012) para explicar o F da xenotima do AGN e do AGN pegmatítico  
 459 (variação de fácies muito grossa e rica em F). Nestas fácies os teores de F chegam a 4,03  
 460 wt%, enquanto que na xenotima dos pegmatitos estes valores são muito menores e, portanto,  
 461 deve ter ocorrido menor substituição do  $^{IV}O$  para justificar o balanço de cargas. A formação  
 462 destes tetraedros causa o encurtamento da cela unitária da xenotima e, conseqüentemente, cria  
 463 a preferência pelos ETRP com os raios iônicos menores, o que é o caso da xenotima estudada.  
 464 Os parâmetros cristalográficos da xenotima deste trabalho ( $a= 6,85 \text{ \AA}$  e  $c= 6,02 \text{ \AA}$ ) são  
 465 similares aos da xenotima do albita granito pegmatítico reportados por Bastos *et al.*(2012).  
 466



467  
 468 Figura 8. Diagrama binário (Si + F) apfu x P (apfu) para a xenotima dos pegmatitos.  
 469 *Figure 8. Binary diagram (Si + F) apfu x P (apfu) for the xenotime from the pegmatites.*

470  
 471 3.2.4 Gagarinita-(Y)

472  
 473 A gagarinita-(Y) é um mineral relativamente raro, com apenas cerca de uma dezena de  
 474 ocorrências (Mindata.org, 2017), e fórmula ideal  $NaCaY(F,Cl)_6$ . Composições representativas

475 e fórmulas estruturais da gagarinita-(Y) são apresentadas na Tabela 4. Comparativamente à  
 476 fórmula ideal, a gagarinita-(Y) estudada destaca-se pelos baixos conteúdos de Na e Ca,  
 477 respectivamente, ~0,3 e ~0,4 apfu e pela presença de ETR (~0,4 apfu). A presença destes  
 478 últimos em substituição ao Na<sup>1+</sup> e Ca<sup>2+</sup> praticamente assegura o equilíbrio de cargas do  
 479 mineral mesmo com uma vacância de cátions da ordem de 0,3. Cada ocorrência de gagarinita-  
 480 (Y) (Pyatenko & Voronkov, 1962; Prokof'ev & Ryabenko, 1988; Kabalov *et al.*, 1993;  
 481 Hughes & Drexler, 1994; Frank-Kamenetskii *et al.*, 1994) possui suas relações entre Na, Ca e  
 482 ETR típicas. A mais próxima da fórmula ideal é a de Voronkov *et al.* (1962): Na<sub>0,8</sub>Ca<sub>0,8</sub>Y<sub>1,2</sub>F<sub>6</sub>.  
 483 A composição mais semelhante à da gagarinita-(Y) estudada é a de Hughes & Drexler (1994):  
 484 Na<sub>0,6</sub>Ca<sub>0,95</sub>ETR<sub>0,32</sub>Y<sub>0,75</sub>F<sub>5,41</sub>.

485

486 Tabela 4. Composições representativas e fórmulas estruturais da gagarinita-(Y) dos  
 487 pegmatitos.

488 *Table 4. Representative compositions and structural formulae of the gagarinite from the*  
 489 *pegmatites.*

Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na (%)	2,76	2,75	2,19	2,70	2,73	2,32	3,40	3,63	2,72	3,75
Ca	8,20	7,71	8,87	8,58	7,43	8,64	7,93	7,25	8,48	6,69
Pb	0,30	0,24	0,17	0,32	0,24	0,21	0,35	0,23	0,33	0,22
Y	24,30	25,00	24,03	25,01	25,10	25,11	23,42	24,60	24,65	25,60
Sr	0,13	0,13	0,09	0,23	0,17	0,16	0,10	0,18	0,10	0,13
Th	0,15	0,17	0,19	0,22	0,18	0,20	0,18	0,20	0,16	0,17
U	0,20	0,25	0,21	0,17	0,22	0,20	0,25	0,17	0,22	0,23
La	0,48	0,52	0,50	0,41	0,66	0,64	0,67	0,58	0,40	0,17
Ce	3,13	3,09	2,97	2,79	3,86	3,72	3,55	3,56	2,59	2,02
Pr	0,31	0,29	0,29	0,19	0,32	0,35	0,30	0,30	0,27	0,20
Nd	1,13	1,12	1,12	0,99	1,38	1,35	1,31	1,14	1,23	1,01
Sm	0,65	0,61	0,73	0,62	0,85	0,61	0,73	0,70	0,78	0,69
Eu	0,06	0,05	0,01	0,00	0,12	0,10	0,00	0,06	0,06	0,06
Gd	1,24	1,18	1,21	1,22	1,31	1,16	1,22	1,28	1,21	1,24
Tb	0,29	0,66	0,61	0,58	0,44	0,65	0,44	0,48	0,54	0,56
Dy	4,50	4,70	4,94	4,88	4,70	4,80	4,65	4,70	4,77	5,02
Ho	1,01	1,10	1,03	1,16	1,01	0,92	1,25	0,94	0,92	1,14
Er	3,60	3,94	3,97	4,16	3,85	3,96	3,97	3,69	3,83	3,96
Tm	0,63	0,70	0,71	0,75	0,74	0,76	0,82	0,74	0,57	0,70
Yb	3,74	3,96	3,84	3,77	3,74	3,88	4,00	3,80	3,61	3,75
Lu	0,70	0,71	0,61	0,71	0,71	0,66	0,81	0,75	0,72	0,66
F	42,52	42,46	42,13	41,87	41,74	40,98	42,32	42,7	42,5	42,67
Total	100,03	101,34	100,42	101,33	101,50	101,38	101,67	101,68	100,66	100,65
Na (apfu)	0,376	0,379	0,294	0,362	0,378	0,311	0,493	0,52	0,367	0,541
Ca	0,644	0,605	0,676	0,654	0,587	0,658	0,623	0,592	0,651	0,548
Pb	0,005	0,004	0,002	0,005	0,004	0,003	0,006	0,004	0,005	0,003
Y	0,889	0,925	0,875	0,894	0,9	0,869	0,871	0,918	0,894	0,994
Sr	0,005	0,005	0,003	0,008	0,006	0,006	0,004	0,007	0,004	0,005
Th	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003
U	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003

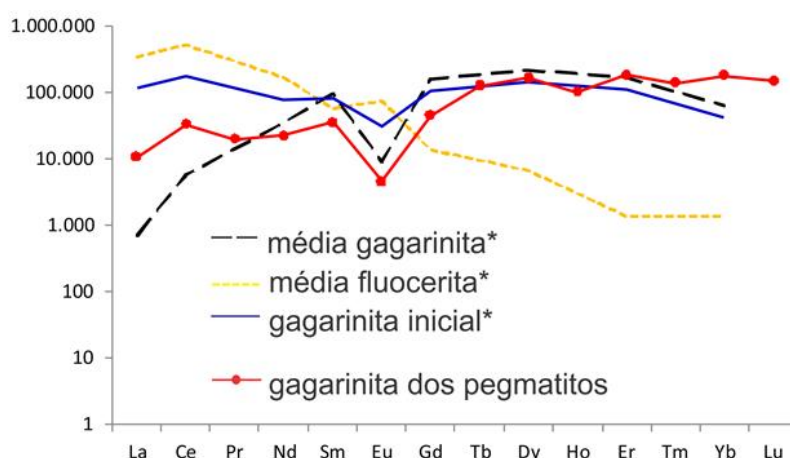
La	0,011	0,012	0,011	0,009	0,015	0,014	0,015	0,014	0,009	0,004
Ce	0,072	0,07	0,065	0,061	0,087	0,081	0,08	0,083	0,061	0,047
Pr	0,007	0,007	0,006	0,004	0,007	0,008	0,007	0,007	0,007	0,005
Nd	0,025	0,025	0,024	0,021	0,03	0,029	0,029	0,026	0,026	0,023
Sm	0,014	0,013	0,015	0,013	0,018	0,013	0,016	0,015	0,016	0,015
Eu	0,001	0,001	0	0	0,002	0,002	0	0,001	0,001	0,002
Gd	0,024	0,024	0,024	0,024	0,027	0,023	0,024	0,027	0,024	0,026
Tb	0,006	0,013	0,012	0,011	0,009	0,013	0,009	0,01	0,011	0,012
Dy	0,089	0,091	0,093	0,092	0,091	0,092	0,091	0,095	0,091	0,102
Ho	0,019	0,021	0,019	0,022	0,02	0,017	0,024	0,019	0,018	0,023
Er	0,07	0,074	0,072	0,076	0,073	0,072	0,075	0,072	0,071	0,078
Tm	0,012	0,013	0,013	0,014	0,014	0,014	0,015	0,014	0,011	0,014
Yb	0,067	0,072	0,068	0,067	0,069	0,069	0,073	0,072	0,066	0,071
Lu	0,012	0,013	0,011	0,013	0,013	0,012	0,015	0,014	0,013	0,013
F	5,716	5,77	5,62	5,705	5,792	5,654	5,866	5,932	5,721	5,996

Fórmula estrutural calculada na base de  $(Ca+Y+ETR)= 2$  (Pyatenko & Voronkov, 1962).

490

491 A gagarinita-(Y) dos pegmatitos é rica em ETR comparativamente às demais da  
 492 literatura. O padrão de distribuição dos ETR em diferentes grãos de gagarinita-(Y) é similar,  
 493 marcado pela maior riqueza em ETRP do que em ETRL (Fig. 9). Os conteúdos médios de  
 494 ETRL e ETRP são, respectivamente, 6,90 wt%  $ETRL_2O_3$  e 16,7 wt%  $ETRP_2O_3$ . Destacam-se  
 495 as concentrações médias de: 5,51 wt% de  $Dy_2O_3$ ; 4,52 wt% de  $Er_2O_3$ ; e 4,36 wt% de  $Yb_2O_3$ .  
 496 Ressalta-se que, dentre os diversos minerais de ETR do depósito Madeira, este é o único que  
 497 tem o valioso Dy como o ETR mais abundante. A gagarinita-(Y) dos pegmatitos é semelhante  
 498 à descrita no AGN por Pires *et al.* (2006) no que tange a todos os aspectos acima. Porém,  
 499 distingue-se desta última por ser mais rica em ETRL (Fig. 9) e por não conter exsoluções de  
 500 fluocerita-(Ce). Os parâmetros cristalográficos da gagarinita-(Y) dos pegmatitos ( $a = 6,00 \text{ \AA}$  e  
 501  $c = 3,54 \text{ \AA}$ ) são similares aos encontrados por Jambor *et al.* (1996) e Pires *et al.* (2006).

502



503

504 Figura 9. Padrão de distribuição dos ETR na gagarinita-(Y) dos pegmatitos comparado com  
 505 os padrões da gagarinita-(Y) hospedeira, da fluocerita-(Ce) exsolvida e da gagarinita-(Y)



506 inicial (composição calculada) do albite granito de núcleo (dados em Pires *et al.* 2006).  
 507 Normalizados pelo condrito (Anders & Grevesse, 1989).

508 *Figure 9. REE normalized distribution patterns of the gagarinite-(Y) from the pegmatites*  
 509 *compared with host gagarinite-(Y), exsolved fluocerite-(Ce), and initial gagarinite-(Y)*  
 510 *(calculated composition) from the core albite enriched granite (data in Pires et al. 2006)*  
 511 *Normalized by chondrite (Anders & Grevesse, 1989).*

512

### 513 3.2.5 Genthelvita

514

515 A genthelvita  $[\text{Be}_3\text{Zn}_4(\text{SiO}_4)_3\text{S}]$  é um dos pólos do grupo da helvita (Hassan &  
 516 Grundy, 1985), uma solução sólida constituída por este mineral, pela helvita (Mn) e danalita  
 517 (Fe). As composições representativas e fórmulas estruturais da genthelvita são apresentadas  
 518 na Tabela 7. Este mineral apresenta variações significativas nos teores de ZnO (36 – 50,6  
 519 wt%), FeO (2,3 – 11 wt%) e MnO (0,5 – 3,06 wt%). Os demais componentes variam muito  
 520 pouco. A composição molar média é genthelvita (84%), danalita (11%) e helvita (4%). Isto  
 521 equivale a composições intermediárias entre as genthelvitas de Mont Saint Hilaire e  
 522 Cumberland (Fig. 10), duas ocorrências famosas entre os colecionadores de minerais.

523 A genthelvita é único mineral do depósito Madeira que contém Be, possuindo  
 524 concentrações calculadas deste elemento da ordem de 13 wt% BeO. Os minerais do grupo da  
 525 helvita frequentemente contêm pequenas quantidades de ETR no sítio do Zn, Fe e Mn  
 526 (Raimbault & Bilal, 1993). Na genthelvita estudada, os ETR ocorrem em concentrações de até  
 527 3200 ppm, mais comumente em torno de 2000 ppm, tratando-se de valores muito altos  
 528 comparados com genthelvitas de outras localidades (Tab. 5). As concentrações de  $\text{ETRL}_2\text{O}_3$  e  
 529  $\text{ETRP}_2\text{O}_3$  são semelhantes. O parâmetro cristalográfico calculado para este mineral ( $a = 8,115$   
 530 Å) é similar àqueles de outras localidades (Hassan & Grundy, 1985).

531

532 Tabela 5. Composições representativas e fórmulas estruturais da genthelvita dos pegmatitos.

533 *Table 5. Representative compositions and structural formulae of the genthelvite from the*  
 534 *pegmatites.*

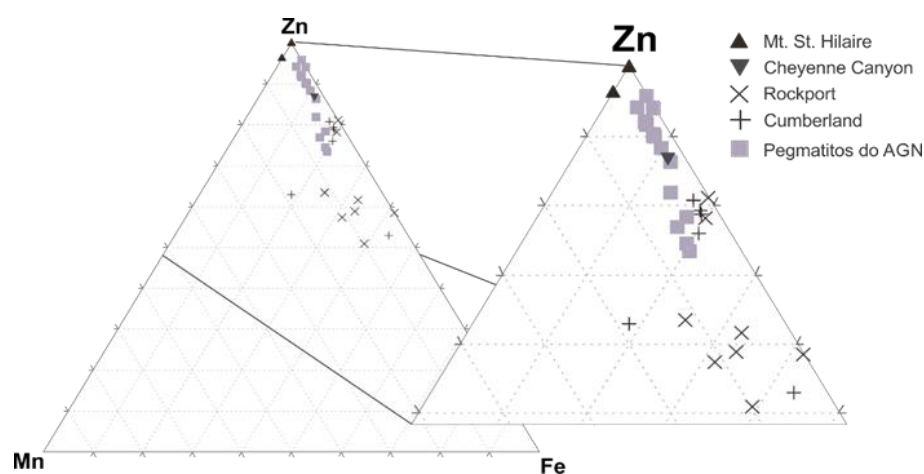
Amostra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ZnO (%)	46,95	46,46	47,12	49,57	40,47	48,22	36,96	48,61	38,89	44,9
FeO	4,41	4,73	3,7	3,03	9,46	3,23	10,94	3,59	10,66	6,03
MnO	1,52	1,75	1,74	0,47	2,73	0,54	3,03	0,34	3,08	1,63
$\text{ETR}_2\text{O}_3$	0,25	0,18	0,08	0,01	0,25	0,22	0,32	0,19	0,3	0,28
BeO	12,91	12,96	12,93	12,88	12,99	12,92	13,04	12,88	12,98	12,84

SiO <sub>2</sub>	31,55	31,6	31,76	31,2	31,69	31,88	32,19	31,63	31,56	31,27
S	5,43	5,3	5,27	5,16	5,22	5,33	5,26	5,28	5,22	5,33
Total parcial	103,02	102,98	102,6	102,32	102,81	102,34	101,74	102,52	102,69	102,28
O=S	2,72	2,65	2,64	2,58	2,61	2,66	2,63	2,64	2,61	2,66
Total	100,3	100,33	99,96	99,74	100,2	99,68	99,11	99,88	100,08	99,62
Zn (apfu)	6,702	6,607	6,716	6,956	5,742	6,88	5,225	6,956	5,521	6,446
Fe	0,713	0,762	0,598	0,582	1,52	0,522	1,751	0,582	1,714	0,981
Mn	0,249	0,286	0,284	0,055	0,444	0,088	0,491	0,055	0,502	0,268
ETR	0,016	0,012	0,005	0,013	0,016	0,014	0,021	0,013	0,019	0,017
ΣM	7,68	7,667	7,603	7,606	7,722	7,504	7,488	7,606	7,756	7,712
Be	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	6,099	6,087	6,131	6,129	6,089	6,16	6,165	6,129	6,068	6,08
S	1,972	1,918	1,912	1,921	1,884	1,932	1,892	1,921	1,883	1,945

Fórmula estrutural calculada na base de 26 (O + S). BeO calculado para totalizar 6 apfu (Zito & Hanson, 2017).

535

536



537

538 Figura 10. Diagrama ternário (Zn-Mn-Fe). Comparação entre a composição da genthelvita  
539 dos pegmatitos com os dados da literatura (Dunn, 1976).

540 *Figure 10. Ternary diagram (Zn-Mn-Fe). Comparison between genthelvite composition of*  
541 *pegmatites and literature data (Dunn, 1976).*

542

543 Tabela 6. ETR da genthelvita dos pegmatitos do depósito Madeira e de outras localidades.

544 *Table 6. REE of genthelite from the pegmatites from the Madeira deposit and other localities.*

ppm	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Ym	Yb	Lu
Pegmatitos do AGN	60	274	195	132	169	198	123	0	33	262	278	32	86	149
Cheyenne Canyon <sup>1</sup>	0,5	0,6	ni	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,5	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,5
Sucuri <sup>2</sup>	0,9	4,2	ni	ni	3,93	0,13	nd	1,9	ni	ni	ni	ni	63,2	22,6
	10,4	53	ni	ni	34,6	1,27	63,5	12,4	ni	ni	ni	ni	146	42
Dajishan <sup>2</sup>	1,21	2,3	ni	ni	0,28	0,3	nd	0,43	ni	ni	ni	ni	7,35	1,81
	1,01	2	ni	ni	0,31	0,21	nd	nd	ni	ni	ni	ni	8,14	1,86

<sup>1</sup>(Zito & Hanson, 2017), <sup>2</sup>(Raimbault & Bilal, 1993), ni: não informado, nd: não detectado.

545

546 *3.2.6 Galena*

547

548 Composições representativas e fórmulas estruturais da galena são apresentadas na  
 549 tabela 7. O mineral apresenta algumas características particulares, destacando-se as altas  
 550 concentrações de U (até 4525 ppm), Cd (até 2500 ppm) e ETR (até 1,13 wt%). A distribuição  
 551 dos diversos ETR é muito irregular, mas ETRL e ETRP ocorrem em proporções semelhantes;  
 552 Nd (~0,29 wt%) é o mais abundante. A concentração de Bi na galena é nula inclusive nos  
 553 cristais com “exsolução” de bismuto nativo. As análises do bismuto nativo mostram não haver  
 554 nenhum outro componente além deste metal. É possível, portanto, que as complexas relações  
 555 entre a galena e o bismuto nativo representem texturas de imiscibilidade e não de exsolução.  
 556 O parâmetro cristalográfico da galena ( $a = 5,93 \text{ \AA}$ ) é similar aos descritos na literatura  
 557 (Anthony *et al.* 1990), de modo que a presença dos ETR não modifica o retículo do mineral.

558

559 Tabela 7: Composições representativas da galena dos pegmatitos.

560 *Table 7. Representative composition of the galena from the pegmatites.*

<b>Amostra</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>10</b>
S (%)	13,15	13,2	13,16	13,21	13,01	13,18	13,1	11,5	13,7	13,28
Pb	86,23	86,06	86,38	85,81	86,14	87,08	86,58	87,56	84,74	85,49
Zn	0	0	0	0	0,04	0	0,01	0	0	0,09
Fe	0,06	0,02	0	0,04	0	0	0,01	0,03	0	0,02
Cd	0,06	0,02	0,08	0,19	0,11	0,09	0,15	0,06	0,25	0,09
Se	0,049	0,012	0,028	0,058	0,047	0,00	0,018	0,016	0,097	0,048
Sb	0,094	0,015	0,164	0,018	0,332	0,11	0,018	0,183	0,169	0,118
U	0,058	0,129	0,396	0,396	0,125	0,157	0,056	0,019	0,425	0,077
ETR	0,31	0,34	0,32	0,41	0,45	0,29	0,33	1,13	0,6	0,5
Total	100,011	99,796	100,528	100,132	100,254	100,91	100,272	100,498	99,981	99,713
S (apfu)	0,495	0,497	0,494	0,497	0,491	0,493	0,492	0,457	0,508	0,497
Pb	0,502	0,501	0,502	0,499	0,503	0,504	0,503	0,538	0,486	0,496
Zn	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,002
Fe	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0
Cd	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001
Se	0,001	0	0	0	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,001
Sb	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0,001	0,001
U	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001
ETR	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002

Fórmula estrutural calculada na base Pb:S = 1:1

561

562

## 563 3.3 Geoquímica

564

565 Para o estudo de geoquímica de rocha total foram analisadas 36 amostras dos 3 tipos  
 566 de pegmatito (PEG ANF, PEG POL e PEG CRIO). Composições representativas são  
 567 apresentadas na tabela 8, juntamente com uma composição representativa do AGN obtida a  
 568 partir da média de 10 análises de amostras desta rocha. Os resultados são apresentados em %  
 569 de elemento em peso, devido à grande riqueza em F e à maior parte do Na e Al no PEG CRIO  
 570 estarem na forma mineralógica de criolita ( $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ ).

571

572 Tabela 8. Composição média (10 análises) do albite granito de núcleo e composições  
 573 representativas dos três tipos de pegmatitos. Dados em % peso de elemento.

574 *Table 8. Average composition (10 analyses) of the core albite enriched granite and*  
 575 *representative compositions of the three types of pegmatites. Data in element wt%.*

	AGN	PEG ANF				PEG POL				PEG CRIO			
	média	(1)	2	3	4)	(5	6	7	8)	(9	10	11	12)
Si (%)	32,88	32,46	30,15	30,26	29,58	29,85	31,82	21,75	22,26	4,11	4,84	0,24	11,74
Al	6,7	5,55	5,93	5,52	6,07	5,31	4,19	4,92	6,03	10,94	5,88	12,49	8,7
Fe	1,55	3,11	3,06	4,71	3,26	2,27	5,4	2,79	4,17	0,28	0,1	0,03	0,82
Ca	0,11	0,08	0,18	0,08	0,04	0,05	0,14	0,31	0,26	0,09	3,66	0,06	0,09
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,11	0,01	0,01	0,03
Mn	0,03	0,06	0,13	0,11	0,08	0,09	0,08	0,09	0,13	0,02	0,01	0,01	0,02
Ti	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,01	0,01	0	0,01
Na	4,17	4,86	6,68	3,97	4,96	2,17	0,59	3,17	2,68	27,43	16,83	31,81	21,17
K	3,46	0,44	1,12	1,77	3,37	5,12	3,82	3,01	4,67	0,11	0,02	0,01	0,34
P	0,01	0,36	0,12	0,43	0,1	0,14	0,42	2,35	1,47	0,01	0,01	0	0,15
S	0,02	0,02	0,02	0,14	0,05	0,23	0,05	0,05	0,05	0,05	0,34	0,03	0,52
F	1,73	2,03	5,48	1,44	4,19	4,07	2,09	5,91	7,13	39,9	35,8	44,4	29,2
Li													
ppm	789	625	1100	1210	1190	5550	5450	5500	>10000	311	26	15	586
Be	42,6	39	59	27	26	123	124	174	493	12	3	1	51
Zn	832	1290	1650	4170	1520	2150	2730	2670	4810	910	550	230	2860
Rb	6125	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	394	22	4	>1000
Sr	16,04	17	37	49	57	202	346	519	440	208	465	127	197
Zr	6304	4588	2650	4634	>10000	1472	697	1345	2571	15	38	6	60
Nb	1505	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	847	>1000	>1000	123	130	15	78
Sn	1628	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	476	243	5	>1000
Cs	140	66,8	62,5	202	150	175	164	174	332	8	0,8	0,5	18,8
Ba	21,43	5	22	15	11	20	32	43	24	10	35	6	117
Hf	480,8	491	325	443	>1000	239	132	325	384	8	102	1,6	46,8
Ta	160,6	200	168	186	323	275	92,2	288	311	2,9	0,1	0,6	1,6
Pb	729	1320	1140	893	2820	8750	1530	2890	1430	607	>10000	821	>10000
Bi	14,66	7,3	13,8	5,2	21,7	61,8	25,7	50,5	30,9	1	61,8	3,7	43,6
Th	706	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	13,2	688	1,3	673
U	301	221	391	327	414	62,1	37,1	130	169	0,2	0,9	0,1	3,6
Y	1446	6095	5006	7165	1611	2375	8268	>10000	>10000	319	>10000	24	2395
La	390,9	25,4	48,9	20	27,4	34,9	32,8	110	71,2	6,2	>2000	0,3	3,1
Ce	806,1	102	221	85,5	105	127	138	476	277	22	>3000	0,9	12,9
Pr	135,6	15,4	39,3	13,3	12,8	13,9	25,7	81,5	42,3	3,29	>1000	0,12	2,66
Nd	418	68,1	176	61,5	41,1	42,4	120	398	196	13,8	>2000	0,7	16,9
Sm	158,9	92,5	160	96,9	36	35,3	129	535	295	8,8	>1000	0,3	27,3
Eu	5,5	3,18	1,76	3,64	1,04	1,04	3,87	17,9	10,7	0,21	80,7	0,05	0,96

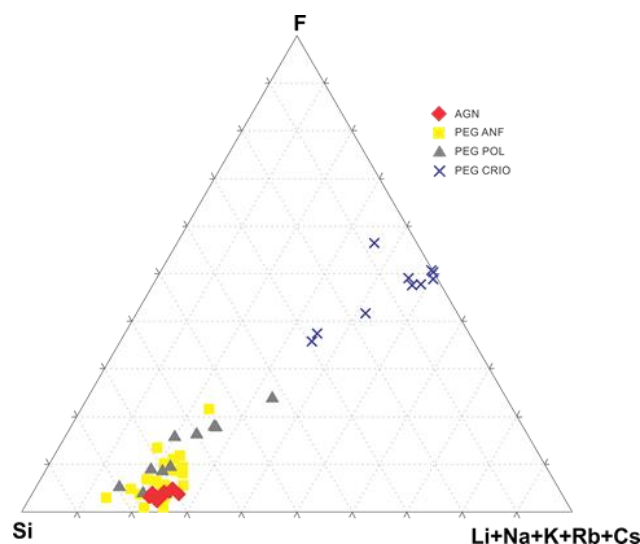
Gd	159,4	258	279	309	80,3	72,9	270	>1000	738	12,5	>1000	0,4	67,3
Tb	66,4	179	136	222	53,5	52,2	182	870	539	6	>1000	0,2	51,1
Dy	370,4	980	967	>1000	644	648	>1000	984	876	53,6	>1000	1,8	651
Ho	63,2	631	299	799	180	190	626	>1000	>1000	11,8	>1000	0,4	194
Er	180	>1000	>1000	>1000	731	845	>1000	953	>1000	39,7	>1000	1,4	882
Tm	28,5	501	174	626	138	186	596	975	>1000	6,56	>1000	0,26	192
Yb	182,1	>1000	>1000	>1000	878	>1000	985	>1000	>1000	38,3	>1000	1,7	>1000
Lu	21,7	415	124	502	113	180	568	>1000	>1000	4,4	>1000	0,26	193

576

577

578 A composição química dos pegmatitos é dominada pelo Si, como comumente ocorre  
579 nestas rochas, mas o F pode ocorrer em concentrações da mesma ordem de grandeza do Si,  
580 exclusivamente no PEG CRIO (F ~35 wt.%, chegando a 44 wt%). No PEG POL, a  
581 concentração de F varia de 2,09 a 7,13 wt% e no PEG ANF, de 1,44 e 4,19 wt%. Os  
582 pegmatitos também são ricos em metais alcalinos. O tratamento estatístico mostra fortes  
583 correlações negativas do Si com o F (-0,98) e do Si com os metais alcalinos 1 (-0,93). F e  
584 metais alcalinos têm correlação +0,94. As variações nos conteúdos de Si são decorrentes,  
585 principalmente, dos teores modais de quartzo I, que decrescem do AGN para o PEG ANF,  
586 para o PEG POL e para o PEG CRIO. Conforme pode ser visto na figura 4, o quartzo I  
587 cristaliza antes das fases mais ricas em F e daquelas ricas em metais alcalinos, como a criolita.  
588 Os valores modais de criolita aumentam na sequência acima. A figura 11 mostra as relações  
589 diretas entre o Si, F e metais alcalinos, marcadas pelo enriquecimento em F e em total de  
590 metais alcalinos e pelo empobrecimento em Si, a partir do AGN, passando pelo PEG ANF,  
591 para o PEG POL e chegando ao PEG CRIO. Se considerados individualmente os metais  
592 alcalinos não mostram esta evolução devido à polilitionita (Tab. 2) a qual, em contraste com a  
593 riebeckita (Tab. 1), concentra 7 vezes mais K do que Na, e incorpora todo o Li que ainda  
594 existia livre no sistema.

595



596

597 Figura 11. Diagrama ternário F x Si x (Li+Na+K+Rb+Cs) (elemento em % peso) para  
 598 amostras dos pegmatitos e do albite granito de núcleo.

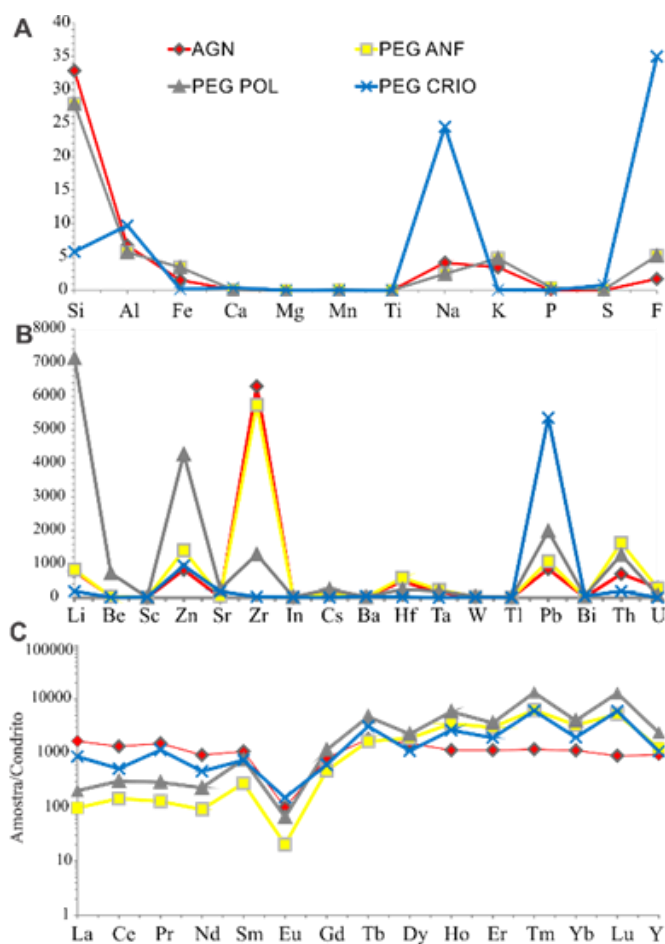
599 *Figure 11. Ternary diagram F x Si x (Li+Na+K+Rb+Cs) (element wt%) for pegmatite and*  
 600 *albite enriched granite samples.*

601

602 Dentre os elementos menores e traço (Fig. 12), destacam-se o Li (19 – >10.000 ppm),  
 603 U (0,2 – 500 ppm), Th (0,7– >2.000 ppm), Be (1– 3.948 ppm), Zn (30 – >10.000 ppm) e Pb  
 604 (61– >10.000 ppm). As variações dos teores destes elementos, juntamente com os de Zr, Hf, e  
 605 U, são decorrentes principalmente da cristalização de polilitionita (Li), genthelvita (Be e Zn),  
 606 zircão (Zr e Hf), torita (U e Th) e galena (Pb). Na maioria das amostras, os teores de Nb e Sn  
 607 e Rb ultrapassam o limite superior de detecção (>1.000ppm), impossibilitando a obtenção de  
 608 valores médios confiáveis e, por isto, foram excluídos do diagrama. De maneira geral, os  
 609 comportamentos dos elementos menores e traço dos pegmatitos mostram que a maior  
 610 similaridade com o AGN é a do PEG ANF, seguida pelo PEG POL e pelo PEG CRIO.

611 Em relação aos padrões de distribuição dos ETR e Y (Fig. 12C), o AGN apresenta  
 612 pronunciada anomalia negativa em Eu e baixo fracionamento dos ETR. Comparativamente ao  
 613 AGN, os pegmatitos apresentam anomalia em Eu semelhante, são mais pobres em ETRL e  
 614 mais ricos em ETRP. Os conteúdos médios de ETRP nos pegmatitos são: PEG POL (3.135  
 615 ppm), PEG ANF (2.104 ppm) e PEG CRIO (1.569 ppm). Os conteúdos médios de Y são:  
 616 AGN (1.446 ppm), PEG ANF (1.967 ppm), PEG POL (3.754 ppm) e PEG CRIO (1.690  
 617 ppm). No conjunto dos pegmatitos, os ETR mais abundantes são o Yb (~518 ppm) e o Dy  
 618 (~438 ppm). Para o PEG POL e PEG ANF as correlações do P com ETR e Y são de,  
 619 respectivamente, +0,88 e +0,95, mostrando que a xenotima é o principal mineral portador  
 620 destes elementos. No PEG CRIO, a correlação de +0,99 entre ETRL e Ca indica a gagarinita-  
 621 (Y) como principal mineral portador destes elementos. Algumas amostras de PEG ANF e  
 622 PEG POL apresentam efeito *tetrad* do tipo M (Masuda *et al.* 1987) bem marcado. As  
 623 intensidades deste efeito foram calculadas segundo Irber (1999), obtendo-se:  $TE_{1-3} = 1,56$  no  
 624 AGN;  $TE_{1-3} = 1,55$  no PEG ANF; e  $TE_{1-3} = 1,49$  no PEG POL. Segundo este autor, valores de  
 625  $TE_{1-3} > 1,10$  são considerados significativos para o efeito *tetrad*.

626



627  
 628 Figura 12. Diagramas para comparação das distribuições (médias) de elementos no albíta  
 629 granito e nos pegmatitos. (A) Elementos maiores. (B) Elementos menores e traço. (C) Padrões  
 630 de distribuição dos ETR e Y normalizados pelo condrito (Anders & Grevesse, 1989).

631 *Figure 12. Diagrams for comparison of elements averages in the albite enriched granite and*  
 632 *the pegmatites. (A) Major elements. (B) Minor and trace elements. (C) Distribution patterns of*  
 633 *the ETR and Y normalized by the chondrite (Anders & Grevesse, 1989).*

634

## 635 4 Discussão

636

### 637 4.1 Rocha parental e classificação

638

639 Os pegmatitos migram para ambientes diferentes daqueles de seus locais de origem e,  
 640 na grande maioria dos casos, alojam-se em estruturas externas à sua rocha parental. Segundo  
 641 Dill (2016), granitos e pegmatitos são similares em suas composições (química e  
 642 mineralógica), mas são duas entidades distintas. No caso estudado, a comparação das  
 643 paragêneses da rocha encaixante com a dos pegmatitos não deixa nenhuma margem de dúvida  
 644 no sentido de que, o albíta granito encaixante é a rocha parental dos pegmatitos.

645 Só existe um caso mundial de granito com paragênese idêntica ao albíta granito de  
646 Pitinga, que é o do albíta granito do complexo Ririwai (Ogunleye *et al.* 2006) na Província  
647 Younger Granites (Nigéria). Este albíta granito contém pirocloro, criolita, anfibólios sódicos,  
648 micas trioctaédricas variando em composição de annita a siderofilita, microclínio, xenotima,  
649 torita, esfalerita, galena (ocasionalmente com inclusões de bismuto nativo) e fluorita, além da  
650 mineralização de cassiterita e columbita. Pequenas quantidades de genthelvita ocorrem em  
651 veios. Este albíta granito também é rico em ETR, Rb, Th, Zr, Hf, Zn, Cu, Nb e Sn. Porém,  
652 nele não foram encontrados pegmatitos associados, com exceção de corpos muito pequenos,  
653 no contato com a encaixante, constituídos por feldspato, quartzo e pequenas quantidades de  
654 pirocloro. Além disso, em Ririwai não existe um depósito de criolita maciça.

655 O termo pegmatito é muito abrangente devido às inúmeras composições químicas,  
656 associações mineralógicas, estruturas e gêneses diferentes. Com base nisto, várias  
657 classificações são propostas na literatura. A classificação CMS de Dill (2016) considera a  
658 composição, mineralogia e estrutura, e está diretamente relacionada com o esquema  
659 *Chessboard* (Dill, 2010). Nesta classificação, os pegmatitos do AGN enquadram-se no tipo  
660 [24d E] por estarem hospedados em rochas ígneas alcalinas e por serem portadores de  
661 minérios de ETR-Y. Na classificação de Cerny & Ercit (2005) os pegmatitos estudados  
662 pertencem à classe Elementos Raros e à família NYF, pois são enriquecidos em ETR, Nb, Y e  
663 F, além de estarem associados a granitos do tipo-A e a ambientes de baixa pressão e  
664 temperatura.

665

#### 666 4.2 Mineralogia

667

668 Comparações entre os mesmos minerais no AGN e nos pegmatitos mostram  
669 principalmente semelhanças, mas também ocorrem algumas diferenças abaixo analisadas que  
670 permitem caracterizar evoluções na cristalização do sistema albíta granito.

671 No caso dos anfibólios, ocorre amplo predomínio da riebeckita tanto no AGN quanto  
672 nos pegmatitos; com variações fluoro-arfvedsonita e fluoro-eckermannita nos pegmatitos e  
673 para arfvedsonita e ferro-ferrinyboita no AGN (Schuck, 2015). As diferenças sistemáticas,  
674 entre a riebeckita do AGN e a dos pegmatitos são dadas por esta última ser mais rica em F e  
675 Si. Na riebeckita do AGN, somente em uma de cada 10 análises o Si preenche completamente  
676 o sítio tetraédrico, o que não ocorre em nenhum caso nos pegmatitos onde invariavelmente o  
677  $Si > 8$ . Na riebeckita do AGN o F raramente ultrapassa 0.7 wt%, enquanto que na do PEG  
678 ANF chega a 3.53 wt% F, o que é coerente com o enriquecimento em F no líquido



679 pegmatítico. Não encontramos na literatura anfibólio sódico tão rico em F quanto o destes  
680 pegmatitos. No depósito criolítico de Katugin (Transbaikalia- Rússia), o anfibólio sódico  
681 possui até 2,5 wt% F (Sharygin *et al.* 2016).

682 Costi (2000) caracterizou dois tipos de micas litiníferas, uma polilitionita com altos  
683 teores de F e Li, e teores consideráveis de Rb e Zn, classificada como Zn-Rb polilitionita, e  
684 uma mica ferrífera, também rica em Rb e Zn, caracterizada pela marcante presença de  $Fe^{3+}$   
685 tetraédrico, o que, segundo este autor, corroboraria a deficiência de  $Al_2O_3$  no líquido  
686 formador do AGN. Ambas estão plotadas na figura 7. Segundo Costi (2000) as duas micas -  
687 ocorrem tanto disseminadas (no AGN), como de forma maciça (nas zonas pegmatóides) -  
688 cristalizaram sob condições de T, P e  $fO_2$  semelhantes. Segundo Costi *et al.* (2009) as razões  
689 K/Rb e as concentrações de F aumentam das micas do AGN para as micas das zonas  
690 pegmatóides. A mica tetraferrífera não foi encontrada nos pegmatitos aqui estudados. Estes  
691 são veios, diferentemente das zonas pegmatóides estudadas por Costi (2000), as quais  
692 constituem variações de fácies mais grossas, apropriadamente denominadas pegmatóides. O  
693 campo composicional da polilitionita dos pegmatitos superpõe-se em grande parte à Zn-Rb  
694 polilitionita de Costi (2000) (Fig. 7) e se estende um pouco mais, em direção ao pólo  
695 polilitionita, com alguns cristais mostrando composição deste pólo, o que sugere cristalização  
696 dos veios de pegmatito a partir de um líquido um pouco mais evoluído do que o das zonas  
697 pegmatóides. Algumas micas litiníferas de Foster (1960) e de Henderson *et al.* (1989)  
698 apresentam composições próximas àquelas da polilitionita deste estudo, a qual tem como  
699 característica marcante os teores de Zn e F, mais elevados do que os apresentados por Neiva  
700 (2013), Tischendorf *et al.* (2007), Brigatti *et al.* (2005) e Levillain *et al.* (1981). Destaca-se  
701 ainda que as concentrações em ETR da polilitionita dos pegmatitos são muito superiores às  
702 encontradas na literatura sobre micas litiníferas. A existência de teores de Al relativamente  
703 elevados nos pegmatitos pode explicar a ausência da mica tetraferrífera.

704 A xenotima dos pegmatitos possui diferenças significativas nos teores de F quando  
705 comparados com a xenotima do AGN e do AGN pegmatítico. Nestas fácies os teores de F  
706 chegam a 4,03 wt%, enquanto que na xenotima dos pegmatitos estes valores são muito  
707 menores (0,87 wt%). Este fato pode ser decorrência da maior quantidade de P disponível nos  
708 pegmatitos, o que, por consequência, diminuiria a substituição de  $F^- + Si^{4+}$  por  $O^{2-} + P^{5+}$  e  
709 também a formação de tetraedros  $PO_3F$ . Nos pegmatitos, a xenotima também é mais pobre em  
710 ETR em relação àquela do AGN, devido ao fato do Y concentrar mais nas amostras PEG,  
711 reduzindo relativamente à substituição por ETR.

712 Na gagarinita-(Y) do AGN (Pires *et al.*, 2006) as inclusões de fluocerita-(Ce) foram  
713 atribuídas à exsolução dos ETRL de raio iônico maior do que o do Sm devido à contração  
714 (por resfriamento) da estrutura de uma gagarinita-(Y) inicial, cuja composição calculada  
715 apresenta quantidades semelhantes de ETRP e ETRL. Formaram-se, assim, a gagarinita-(Y)  
716 hospedeira (rica em ETRP e pobre em ETRL) e a fase exsolvida, fluocerita-(Ce), rica em  
717 ETRL (Fig. 9). Nesta figura, observa-se que os três tipos de gagarinita-(Y) (inicial, hospedeira  
718 e a dos pegmatitos) têm padrões de ETRP idênticos e padrões de ETRL distintos: a  
719 gagarinita-(Y) inicial é a mais rica em ETRL, seguida pela dos pegmatitos e pela hospedeira.  
720 Assim, interpreta-se que a gagarinita-(Y) dos pegmatitos não exsolveu ETRL porque não os  
721 tinha em quantidades suficientes para desestabilizar sua estrutura com o resfriamento. Esta  
722 afirmativa é corroborada pelos padrões de ETR das rochas (Fig. 12), onde se observa que os  
723 pegmatitos são mais pobres em ETRL do que o AGN. Ou seja, a gagarinita inicial do AGN e  
724 a gagarinita dos pegmatitos reproduziram os padrões de ETR dos ambientes em que se  
725 formaram. As xenotimas do AGN e dos pegmatitos não apresentam diferenças significativas,  
726 o que provavelmente se deve à forte preferência deste mineral por ETRP, dificultando que sua  
727 composição reflita a evolução dos ETR no magma.

728 A genthelvita é um mineral raro, porém é encontrado com frequência nos pegmatitos  
729 do AGN e registra o enriquecimento do fluido em Zn, que também está contido, em menor  
730 quantidade, na esfalerita. A galena é outra fase sulfetada que também ocorre em maiores  
731 quantidades nos pegmatitos em relação à rocha parental evidenciando o enriquecimento de Pb  
732 nas fases tardias.

733

### 734 4.3 Geoquímica

735

736 Por todo o mundo são conhecidos pegmatitos graníticos enriquecidos em F, como, por  
737 exemplo: Quartz Creek, Colorado, com 100-6.000 ppm de F (Staaaz & Trites, 1955);  
738 Pohjanma, Finlândia, com 2.000 ppm de F (Haarpala, 1966); Bernic Lake, Manitoba, com  
739 5.000 ppm de F (Mulligan, 1965); Mongólia, com 7.700 ppm de F (Gundsambuu, 1974);  
740 Mora, Novo México, com 9.000 ppm de F (Jahns, 1953); Ivigtut, Groelândia, com 5.000-  
741 30.000 ppm de F (Boggild, 1953). Nesta última ocorrência também existe um depósito de  
742 criolita maciça, cuja origem, entretanto, é metassomática (Goodenough *et al.* 2000), e os  
743 vínculos com o granito hospedeiro ainda são motivo de discussão na literatura, contrastando,  
744 portanto, com o caso de Pitinga, onde o depósito de criolita maciça é hidrotermal, diretamente  
745 vinculado à evolução do sistema albita granito. Os pegmatitos do albita granito de Pitinga

746 representam, portanto, um caso sem precedentes. Tanto no AGN, quanto nos pegmatitos, o F  
 747 promoveu enriquecimento nos elementos do grupo 1 da tabela periódica (Li, Na, K, Rb e Cs)  
 748 observada pela correlação estatística  $>0,94$ . Antipin *et al.* (2006) verificam que as rochas  
 749 enriquecidas em F e com cristalização de criolita, normalmente possuem a mesma paragênese  
 750 encontrada nos pegmatitos do AGN, inclusive pelos fluoretos de ETR.

751 Quando comparados os teores dos elementos menores e traço dos pegmatitos do AGN  
 752 com pegmatitos enriquecidos em ETR de outras localidades (Tab. 9), verifica-se, mais uma  
 753 vez, a singularidade de Pitinga. Onde os pegmatitos têm conteúdos de Li, Rb, Cs, Be, Ba, Zr,  
 754 Nb, Ta muito elevados, sobretudo no PEG ANF e PEG POL. Nas amostras PEG CRIO  
 755 observa-se enriquecimento em Rb, Be e Ba, em comparação com os pegmatitos das outras  
 756 localidades.

757

758 Tabela 9. Comparação das concentrações de alguns elementos traço nos pegmatitos do albíta  
 759 granito com outros pegmatitos graníticos enriquecidos em ETR (dados em Ercit, 2005).

760 *Table 9. Comparison of some trace elements in the pegmatites from the albite enriched*  
 761 *granite with others ETR enriched granitic pegmatites (data in Ercit, 2005).*

Pegmatito	Li(ppm)	Rb	Cs	Be	Ba	Zr	Nb	Ta	Th	U
1	-	63	-	-	5,29	245	554	-	1910	93
2	8	90	20	-	-	-	nd	nd	-	-
3	16	80	20	-	-	-	nd	nd	-	-
4	210	180	-	<35	-	380	40-600	15-60	-	-
5	832	>1000	108	34,6	12	5747	>1000	237	1634	284
6	7134	>1000	250	728	24	1292	>1000	196	1272	77
7	193	317	6,9	12	40	26	160	3,4	193	1,8

1- Pegmatito subalcalino, Mt. Bisson, Canadá; 2 - Pegmatito plagioclásio-microclínio, Kheto-Lambino, Rússia; 3 - Pegmatito plagioclásio-muscovita, Northern Karelia, Rússia; 4 - Pegmatito albíta-amazonita, West Keivy, Rússia; 5 - PEG ANF; 6 - PEG POL; 7 - PEG CRIO; "-" não analisado; "nd" não detectado.

762

763 Os ETR formam complexos com os elementos alcalinos e com o F, e estes migram  
 764 para as porções apicais das intrusões graníticas (Mineyev, 1963). De acordo com Wood  
 765 (1990), os ETRP são mais fortemente complexados pelo F do que os ETRL. Explica-se,  
 766 assim, a maior riqueza do AGN em ETRL e dos pegmatitos em ETRP, pois estes tenderão a  
 767 permanecer no magma na forma de complexos, ao invés de serem incorporados nos minerais  
 768 mais precoces. Algumas amostras dos pegmatitos PEG ANF e PEG POL apresentaram o  
 769 padrão de efeito *tetrad* do tipo M, o mesmo reconhecido por Costi (2000) no AGN e por  
 770 Nardi *et al.* (2013) nos zircões deste granito. Segundo Wood (1990), fluidos contendo teores  
 771 significativos de F acarretam variações na estabilidade de complexos de ETR promovendo  
 772 seu fracionamento pelo efeito *tetrad* (Masuda *et al.* 1987). Este efeito decorre da interação do

773 F com os elétrons do subnível 4f dos ETR e do Y, promovendo a maior ou menor estabilidade  
774 dos complexos, atuando em 4 tétrades (La-Nd, Pm-Gd, Gd-Ho e Er-Lu) e possuindo os  
775 padrões M e W. Segundo Irber (1999), em granitos altamente evoluídos somente o tipo M é  
776 conhecido.

777 A sequência evolutiva sugerida pelas características modais e texturais AGN, PEG  
778 ANF, PEG POL e PEG CRIO é corroborada pelos dados de química mineral e geoquímica de  
779 rocha. O PEG CRIO pode representar o líquido magmático mais evoluído do sistema albíta  
780 granito. Portanto, o extremo enriquecimento em F - defendido por Lenharo (1998) e Costi  
781 (2000) e contestado por Bastos Neto *et al.* (2009) – pode ter ocorrido, mas em porções muito  
782 restritas do magma que geraram apenas estes pequenos pegmatitos. Por outro lado, a  
783 possibilidade de refusão de zonas mais ricas em F não pode ser descartada.

784

## 785 **5 Conclusões**

786

787 Os pegmatitos deste estudo enquadram-se na classificação CMS (Dill 2016) como  
788 pegmatitos do tipo 24d E (hospedados em rochas ígneas alcalinas e portadores de minérios de  
789 ETR-Y). Eles pertencem à classe Elementos Raros e à família NYF (Cerný & Ercit, 2005),  
790 pois são ricos em ETR, Nb, Y e F, estão associados a granitos do tipo-A e a ambientes com  
791 baixas pressões e temperaturas.

792 As diferenças na composição e nos valores modais dos pegmatitos possibilitaram  
793 separá-los nos grupos: PEG ANF (rico em anfibólio, com valores intermediários de K e Na),  
794 PEG POL (rico em polilitionita, com altos valores de K) e PEG CRIO (rico em criolita, com  
795 altos valores de Na).

796 Os ETR + Y aumentam na seguinte ordem: AGN, PEG CRIO, PEG ANF e PEG POL,  
797 sendo que os ETRL empobrecem nas fases finais, enquanto que os ETRP e o Y enriquecem  
798 nestas fases mais tardias. Dentre estes elementos, destacam-se os mais altos teores em Dy, Er  
799 e Yb na xenotima, na gagarinita e nas análises de rocha total, independentemente dos valores  
800 modais destes minerais, já que os ETR também têm valores significativos na maioria dos  
801 demais minerais analisados. Relativamente aos padrões de distribuição dos ETR, foi possível  
802 constatar que apresentam sempre uma significativa anomalia negativa de Eu, tanto em  
803 análises de rocha total, quanto nas análises dos minerais, sendo esta, uma característica de  
804 rochas com altos teores de F. Os conteúdos de F dos pegmatitos do depósito Madeira são os  
805 mais elevados já descritos na literatura, atestando a singularidade destes corpos. Estes altos  
806 teores promoveram o enriquecimento em Li, Na, K, Rb e Cs.

807 A sequência evolutiva AGN, PEG ANF, PEG POL e PEG CRIO é confirmada pelos  
808 dados de química mineral e geoquímica de rocha. O PEG CRIO pode representar o líquido  
809 magmático mais evoluído do sistema albíta granito, onde o extremo enriquecimento em F  
810 ocorreu em porções muito restritas do magma, gerando estes pegmatitos. Porém, a  
811 possibilidade de refusão de zonas mais ricas em F não pode ser desconsiderada.

812 A comparação das paragêneses e da geoquímica da rocha encaixante com a dos  
813 pegmatitos deixa claro que, o albíta granito é a rocha parental dos pegmatitos.

814

815 Agradecimentos. Esta pesquisa foi financiada pelo CNPq através do projeto nº 405839/2013-8. Os  
816 autores agradecem à Mineração Taboca Ltda pelo apoio aos trabalhos de campo.

817

## 818 **Referências bibliográficas**

819

820 Anders, E. & Grevesse, N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar.

821 *Geochimica et Cosmochimica acta*, 53(1): 197-214.

822 Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W. & Nichols M.C. 1999. *Handbook of Mineralogy*,

823 *Mineral Data Publishing, Tucson Arizona, USA*. Disponível em:

824 <<http://www.handbookofmineralogy.org/pdfs/galena.pdf>>. Acesso em 10 out. 2017.

825 Antipin, V.S., Savina, E.A. & Mitichkin, M.A. 2006. Geochemistry and formation conditions  
826 of rare-metal granites with various fluorine-bearing minerals (fluorite, topaz, and  
827 cryolite). *Geochemistry International*, 44(10): 965-975.

828 Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Pires A.C., Barbanson, L. & Chauvet, A. 2012. F-Rich  
829 xenotime from the world-class Madeira Nb–Ta–Sn deposit associated with the albite-  
830 enriched granite at Pitinga, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 50: 1453-1466.

831 Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Ronchi, L.H., Lima, E.F. & Frantz, J.C. 2009. The world-  
832 class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the  
833 albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district,  
834 Amazonas State, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47(6): 1329-1357.

835 Bastos Neto, A.C., Ferron, J.T.M.M., Chauvet, A., Chemale J.F., de Lima, E.F., Barbanson,  
836 L. & Costa, C.F.M. 2014. U-Pb dating of the Madeira Suite and structural control of  
837 the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type  
838 magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn-Ta-Nb (REE, cryolite)  
839 world-class deposit. *The Canadian Mineralogist*, 31: 119–127.

840 Boggild, O.B. 1953. The mineralogy of Greenland. *Medd Gronland*, 149(3): 1-442.

- 841 Brigatti, M.F., Caprilli, E., Malferrari, D., Medici, L. & Poppi, L. 2005. Crystal structure and  
842 chemistry of trilitionite-2M2 and polyolithionite-2M2. *European Journal of*  
843 *Mineralogy*, 17(3): 475-481.
- 844 Cerný, P. & Ercit, T.S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The*  
845 *Canadian Mineralogist*, 43: 2005-2026.
- 846 Costi, H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais*  
847 *raros: o exemplo do Albita granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Belém, 345p.  
848 Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de  
849 Geociências, Universidade Federal do Pará.
- 850 Costi, H.T., Dall'Agnol, R., Pichavant, M., & Rämö, O.T. 2009. The peralkaline tin-  
851 mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian Craton, Brazil:  
852 petrography, mineralogy and crystallization processes. *The Canadian Mineralogist*,  
853 47(6): 1301-1327.
- 854 Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*.  
855 England, Longman, 558p.
- 856 Dill, H.G. 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: mineralogy and  
857 geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*, 100: 1-420.
- 858 Dill, H.G. 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. *Ore Geology*  
859 *Reviews*, 69: 417-561.
- 860 Dill, H.G. 2016. The CMS classification scheme (Chemical composition–Mineral  
861 assemblage–Structural geology)–linking geology to mineralogy of pegmatitic and  
862 aplitic rocks. *Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 193(3): 231-263.
- 863 Dunn, P.J. 1976. Genthelvitite and the helvitite group. *Mineralogical Magazine*, 40: 627-636.
- 864 Ercit, T.S. 2005. REE-enriched granitic pegmatites. *Rare-element geochemistry and mineral*  
865 *deposits: Geological Association of Canada*, 17: 175-199.
- 866 Ferron, J.M.T., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Nardi, L.V., Costi, H.T., Pierosan, R. & Prado,  
867 M. 2010. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic  
868 and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil.  
869 *Journal of south American earth sciences*, 29(2): 483-497.
- 870 Ferron, J.M.T.M. 2006. *Geologia Regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas*  
871 *graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da província Pitinga, cráton Amazônico*.  
872 Porto Alegre, 331p. Tese de Doutorado, Programa de Pós Graduação em Geociências,  
873 Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- 874 Foster, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geological*  
875 *Survey Professional Paper*, 354: 11-49.
- 876 Frank-Kamenetskaya, O.V., Fundamenskii, V.S., Tsytsenko, A.K. & Frank-Kamenetskii,  
877 V.A. 1994. Crystal structure of gargarinite from precision X-ray data: structural  
878 changes in the  $\text{NaCaTRF}_6\text{-Na}_{1.5}\text{TR}_{1.5}\text{F}_6$  series. *Crystallography Reports*, 39: 923-928.
- 879 Goodenough, K.M., Upton, B.G.J. & Ellam, R.M. 2000. Geochemical evolution of the Ivigtut  
880 granite, South Greenland: a fluorine-rich "A-type" intrusion. *Lithos*, 51(3): 205-221.
- 881 Gundsambuu, T. 1974. Genetic relationship between the tin--tungsten deposits and granitic  
882 magmatism of Mongolia. *Geological Survey*, 99-103.
- 883 Haarpala, I. 1966. On the granitic pegmatites in the Peraseinajoki-Alavus area, south  
884 Pohjanmaa, Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, 224: 1-98.
- 885 Hassan, I. & Grundy, H.D. 1985. The crystal structures of helvite group minerals. *American*  
886 *Mineralogist*, 70: 186-192.
- 887 Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. &  
888 Welch, M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American*  
889 *Mineralogist*, 97: 2031-2048.
- 890 Henderson, C.M.B., Martin, J.S. & Mason, R.A. 1989. Compositional relations in Li-micas  
891 from S.W. England and France: an ion and electron microprobe study. *Mineralogical*  
892 *Magazine*, 53: 427-49.
- 893 Holland, T.J.B. & Redfern, S.A.T. 1997. Unit cell refinement from powder diffraction data;  
894 the use of regression diagnostics. *Mineralogical Magazine*, 61: 65-77.
- 895 Horbe M.A., Horbe A.C., Teixeira J.T. & Costi H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia,  
896 petroquímica e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2,  
897 1985, Belém. *Anais...* Belém, SBG, v. 3, p. 284-320.
- 898 Hughes, J.M. & Drexler, J.W. 1994. Refinement of the structure of gargarinite-(Y),  $\text{Na}_x$   
899  $(\text{Ca}_x\text{REE}_{(\text{sub } 2-x)})\text{F}_6$ . *The Canadian Mineralogist* 32(3): 563-565.
- 900 Irber, W. 1999. The lanthanide *tetrad* effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu,  
901 Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et*  
902 *Cosmochimica Acta*, 63: 489-508.
- 903 Jahns, R.H. 1953. The genesis of pegmatites. *American Mineralogist*, 38: 1078-1112.
- 904 Jambor, J.L., Roberts, A.C., Owens, D.R. & Grice, J.D. 1996. Zajacite-(Ce), a new rare-earth  
905 fluoride from the Strange Lake Deposit, Quebec-Labrador. *The Canadian*  
906 *Mineralogist*, 34(6): 1299-1304.

- 907 Kabalov, Y.K., Sokolova, E.V. & Grigor'ev, A.P. 1993. Determination of the crystal structure  
908 of new mineral  $\text{Na}_{1.23}\text{Ca}_{0.12}\text{Y}_{1.28}\text{TR}_{0.24}\text{F}_6$  by means of Rietveld refinement. *Doklady*  
909 *Akademii Nauk*, 330(6): 713-715.
- 910 Lenharo, S.L.R. 1998. *Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos*  
911 *Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. São Paulo, 290p. Tese de  
912 Doutorado, Curso de Pós-graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São  
913 Paulo.
- 914 London, D. & Kontak, D.J. 2012. Granitic pegmatites: scientific wonders and economic  
915 bonanzas. *Elements*, 8(4): 257-261.
- 916 Levillain, C., Maurel, P. & Menil, F. 1981. Mössbauer studies of synthetic and natural micas  
917 on the polyolithionite-siderophyllite join. *Physics and Chemistry of Minerals*, 7: 71-76.
- 918 Masuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, Y. & Takenaka, T. 1987. Lanthanide *tetrad* effects in  
919 nature: two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal* 21(3): 119-124.
- 920 Mineyev, D.A. 1963. Geochemical differentiation of rare earths. *Geochemistry*, 1: 1129-1149.
- 921 Minuzzi, O.R.R. 2005. *Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita*  
922 *da subfácies albita granito de núcleo, mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Porto Alegre,  
923 249p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de  
924 Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 925 Minuzzi, O.R.R., Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P. & Flores, J.A.A. 2006. O depósito  
926 criolítico maciço e o minério disseminado de criolita da mina Pitinga. *Revista*  
927 *Brasileira de Geociências*, 36: 104-123.
- 928 Minuzzi, O.R.R., Bastos Neto, A.C., Formoso, M.L.L., Andrade, S., Janasi, V. & Flores, J.A.  
929 A. 2008. Rare earth elements and yttrium geochemistry applied to the genetic study of  
930 cryolite ore at the Pitinga mine. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80: 719-  
931 733.
- 932 Mogilevsky, P., Eugene B.Z., Triplicane A.P. & Meisenkothen F. 2006. Composition, lattice  
933 parameters, and room temperature elastic constants of natural single crystal xenotime  
934 from Novo Horizonte. *Physics and chemistry of minerals*, 33(10): 691-698.
- 935 Mulligan, R. 1965. Geology of Canadian lithium deposits. *Economic Geology*, 21: 1-131.
- 936 Nardi, L.V., Formoso, M.L., Jarvis, K., Oliveira, L., Bastos Neto, A.C. & Fontana, E. 2012.  
937 REE, Y, Nb, U, and Th contents and *tetrad* effect in zircon from a magmatic-  
938 hydrothermal F-rich system of Sn-rare metal–cryolite mineralized granites from the  
939 Pitinga mine, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 33: 34-42.



- 940 Neiva, A.M. 2013. Micas, feldspars and columbite–tantalite minerals from the zoned granitic  
941 lepidolite-subtype pegmatite at Namivo, Alto Ligonha, Mozambique. *European*  
942 *Journal of Mineralogy*, 25(6): 967-985.
- 943 Oberti, R., Cámara, F., Ottolini, L. & Caballero, J.M. 2003. Lithium in amphiboles. *European*  
944 *Journal of Mineralogy*, 15: 309-319.
- 945 Ogunleye, P.O., Garba, I. & Ike, E.C. 2006. Factors contributing to enrichment and  
946 crystallization of niobium in pyrochlore in the Kaffo albite arfvedsonite granite,  
947 Ririwai Complex, Younger Granites province of Nigeria. *Journal of African Earth*  
948 *Sciences*, 44(3): 372-382.
- 949 Pires, A.C., Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Botelho, N.F. & Minuzzi, O.R.R. 2006.  
950 Gagarinita-(Y) com polimorfo de fluocerita: provável caso de formação de um novo  
951 mineral por exsolução de ETRL a partir de fluoreto de ETRP (mina Pitinga – AM).  
952 *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 141-149.
- 953 Pires, A.C. 2010. *Xenotima, gagarinita, fluocerita e waimirita da mina Pitinga (AM):*  
954 *mineralogia e avaliação preliminar do potencial do albita granito para exploração de*  
955 *elementos terras raras e ítrio*. Porto Alegre, 199p. Tese de Doutorado, Programa de  
956 Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio  
957 Grande do Sul.
- 958 Pyatenko, Y.A. & Voronkov, A.A. 1962. The formula of gagarinite. *Journal of Structural*  
959 *Chemistry*, 3: 696-697.
- 960 Raimbault, L. & Bilal, E. (1993). Trace element contents of helvite-group minerals from  
961 metasomatic albitites and hydrothermal veins at Sucuri, Brazil and Dajishan, China.  
962 *The Canadian Mineralogist*, 31: 119-127.
- 963 Ronchi, L.H., Bastos Neto, A.C., Gedoz, S.C., Weber, M.L., Pereira, V.P. & Andrek, M.  
964 2011. A Transição Magmático-Hidrotermal Registrada por Inclusões Fluidas no  
965 Albita-Granito de Núcleo, Mina Pitinga, Amazonas. In: *Contribuições à metalogenia*  
966 *do Brasil*. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, Cap. X, 18p.
- 967 Ronchi, F.C., Althoff, F.J., Bastos Neto, A.C. & Dill, H. 2017. Structural control of the  
968 Pitinga Pegmatite Group associated to the Madeira granite (Pitinga Mine, Amazon,  
969 Brazil). *Revista Pesquisas em Geociências*, submetido em dezembro 2017.
- 970 Rosenberg, P.E. & Foit, F.F. 1977. Fe<sup>2+</sup>-F avoidance in silicates. *Geochimica et*  
971 *Cosmochimica Acta*, 41: 345-346.
- 972 Schuck, C. 2015. *Contribuição à mineralogia do albita granito madeira (mina Pitinga,*  
973 *Amazonas): estudo do anfibólio, biotita e polilitionita*. Porto Alegre, 87p. Monografia

- 974 de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade  
975 Federal do Rio Grande do Sul.
- 976 Sharygin, V.V., Zubkova, N.V., Pekov, I.V., Rusakov, V.S., Ksenofontov, D.A., Nigmatulina,  
977 E.N. & Pushcharovsky, D.Y. 2016. Lithium-containing Na-Fe-amphibole from  
978 cryolite rocks of the Katugin rare-metal deposit (Transbaikalia, Russia): chemical  
979 features and crystal structure. *Russian Geology and Geophysics*, 57: 1191-1203.
- 980 Staatz, M.H. & Trites, A.F. 1955. Geology of the Quartz Creek pegmatite district, Gunnison  
981 country, Colorado. *U.S. Geological Survey*, 26: 1-111.
- 982 Tait, K.T., Barkley, M.C., Thompson, R.M., Origlieri, M.J., Evans, S.H., Prewitt, C.T. &  
983 Yang, H. 2011. Bobdownsite, a new mineral species from Big Fish River, Yukon,  
984 Canada, and its structural relationship with whitlockite-type compounds. *The  
985 Canadian Mineralogist*, 49(4): 1065-1078.
- 986 Teixeira, J.T.; Costi, H.T.; Minuzzi, O.R.R. & Soares, E.A.A. 1992. Depósitos Primários de  
987 Criolita, Cassiterita, Xenotima e Columbita em Apogranito- Mina de Pitinga (AM). In:  
988 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992, São Paulo. *Anais....* São Paulo,  
989 SBG. v.37, p. 212-213.
- 990 Tindle, A.G. & Webb, P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using  
991 microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of  
992 Mineralogy*, 2: 595-610.
- 993 Tischendorf, G., Förster, H.J., Gottesmann, B. & Rieder, M. 2007. True and brittle micas:  
994 composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71: 285–320.
- 995 Voronkov, A.A., Shumyatskaya, N.G. & Pyatenko, Y.A. 1962. Crystal structure of gagarinite.  
996 *Journal of Structural Chemistry*, 3(6): 665-669.
- 997 Wood S.A. 1990. The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium–2:  
998 Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturated  
999 water pressure. *Chemical Geology*, 88: 99-125.
- 1000 Zito, G. & Hanson, S.L. 2017. Genthelvitite overgrowths on danalite cores from a pegmatite  
1001 miarolitic cavity In Cheyenne Canyon, El Paso County, Colorado. *The Canadian  
1002 Mineralogist*, 55: 195-206.

## ANEXOS

<b>RELATÓRIO SEMESTRAL DE DESEMPENHO ACADÊMICO</b>	
<b>Semestre</b>	<b>Atividades desenvolvidas</b>
2016/1	<ul style="list-style-type: none"><li>- análises macroscópicas e ao microscópio ótico;</li><li>- disciplinas obrigatórias;</li><li>- revisão bibliográfica.</li></ul>
2016/2	<ul style="list-style-type: none"><li>- análises macroscópicas e ao microscópio ótico;</li><li>- análises por DRX;</li><li>- disciplinas obrigatórias;</li><li>- revisão bibliográfica.</li></ul>
2017/1	<ul style="list-style-type: none"><li>- estágio docência na disciplina Mineralogia B;</li><li>- análises macroscópicas e ao microscópio ótico;</li><li>- análises ao MEV;</li><li>- análises por microsonda eletrônica;</li><li>- revisão bibliográfica.</li></ul>
2017/2	<ul style="list-style-type: none"><li>- proficiência em língua inglesa;</li><li>- redação da dissertação e do artigo;</li><li>- revisão bibliográfica.</li></ul>

**CARINA MACHADO PALUDO****161760****Lista das atividades de ensino do aluno avaliadas pelo curso.**

**HISTÓRICO CURSO**  
**GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico - 01/03/2016**

Período Letivo	Código	Disciplina	Créditos	Conceito	Situação
2017/01		Estágio Docência	4	A	Aprovado
2016/02	GEB00056	Cristaloquímica Aplicada	4	A	Aprovado
2016/02	GEB00057	Depósitos minerais em ambientes hidrotermais	5	A	Aprovado
2016/02	GEP92-60	T. E. em Geoquímica: GEOPOLÍTICA DO PETRÓLEO - ASPECTOS POLÍTICOS E ECONÔ	2	A	Aprovado
2016/01	GEB00052	Geologia Estrutural de rochas intrusivas - estrut. magmáticas e subsolid	5	A	Aprovado
2016/01	GEB00116	Geoquímica das águas subterrâneas	4	A	Aprovado
2016/01	GEP00048	Geoquímica das rochas graníticas	5	B	Aprovado
		Inglês em 11/08/2017	-	-	-

**Totais**

Créditos Cursados com Aprovação neste Curso: 29  
 Total: 29

**ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

**" MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS NYF-PEGMATITOS DA MINA DE PITINGA  
(AMAZONAS-BRASIL)"**

Área de Concentração: Geoquímica

Autora: **Carina Machado Paludo**

Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

Examinador: Prof. Dr. Luis Henrique Ronchi

Data: 18/02/2018

Conceito: **A**

**PARECER:**

A dissertação foi organizada de acordo com os preceitos consagrados da metodologia científica e, seguindo requisito do PPGeo UFRGS, tem seu corpo principal focalizado em um artigo científico. O primeiro capítulo de introdução apresenta como objetivos "efetuar um estudo geoquímico e mineralógico dos pegmatitos do depósito Madeira, identificando suas paragêneses e os principais minerais de ETR", o que na realidade corresponde aos métodos de trabalho utilizados. Porém o artigo esclarece mais adequadamente que o "entendimento da evolução magmática do sistema albita granito" é o objetivo geral. Na revisão bibliográfica (p. 8) ao relatar os possíveis processos genéticos a autora cita adequadamente autores que consideraram a possibilidade metassomática (apogranito), ao passo que outros propuseram uma origem magmática. Entretanto a autora não faz justiça ao trabalho de Bastos Neto *et. al.* (2009), que não somente se refere à origem hidrotermal dos corpos de criolita, como também contextualiza a gênese em um processo de transição magmático – hidrotermal, no qual a presença de voláteis tem um papel decisivo. Esse fato, porém, é devidamente corrigido no artigo final. Também nesse capítulo inicial é ressaltada que a presença de fases voláteis diversas, entre outras água e flúor, interagindo com fases magmáticas e importantes na formação dos pegmatitos. Sugiro como leitura complementar Webber *et. al.* 1999. *American Mineralogist* 84:708-717. A revisão bibliográfica inclui ainda a classificação dos pegmatitos e a utilidade dos ETRs no contexto dessa dissertação. Foram utilizadas diversas técnicas analíticas inteiramente necessárias e suficientes para a realização do trabalho.

O artigo, também adequadamente organizado, depois de um rápido enquadramento do problema a ser tratado apresenta resultados valiosos e originais sobre a petrografia e mineralogia dos pegmatitos. Em especial destaca-se a classificação macroscópica em três tipos de pegmatitos e a evolução da paragênese válida para todos os veios nos pegmatitos do albita granito, trabalho esse fundamental no entendimento da evolução magmática pretendida. É interessante a constatação de que a riebeckita está alterada para polilitionita o que me parece uma informação nova. A presença de duas fases de criolita torna mais instigante a relações entre esse mineral nos pegmatitos e nos corpos maciços. Certamente o estudo de inclusões fluidas nos minerais presentes nos pegmatitos fornecerá informações importantes. A primeira figura 6 (p. 14) deve ter sua numeração corrigida, assim como a segunda figura 6 (p. 17) que é a figura 7, portanto. Ressalta-se como ponto positivo integração entre os dados petrográficos, químicos e geoquímicos conduzindo a conclusões coerentes. A singularidade do albita granito de Pitinga, as relações estabelecidas entre os minerais do granito e dos pegmatitos, a classificação dos pegmatitos, a sequência evolutiva confirmada pelos dados de química mineral e geoquímica de rocha e a conclusão final de que o albita granito é a rocha parental dos pegmatitos demonstram a alta qualidade do trabalho dessa dissertação, aprovada com conceito A.

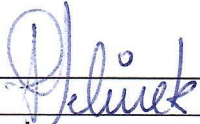
Assinatura:



Data: 18/02/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

<b>ANEXO I</b>	
Título da Dissertação / Tese:	
<b>“MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS NYF-PEGMATITOS DA MINA DE PITINGA (AMAZONAS-BRASIL)”</b>	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: <b>Carina Machado Paludo</b>	
Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto	
Examinadora: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek	
Data: 06/02/2018	
Conceito: A (excelente)	
PARECER:	
<p>A dissertação é estruturada na forma de artigo científico, que foi submetido à Revista Pesquisas em Geociências.</p> <p>O objetivo principal foi efetuar o estudo geoquímico e mineralógico dos pegmatitos do Depósito Madeira, identificar suas paragênese e principais minerais de ETR. Estes pegmatitos ocorrem associados à fácies albita-granito do Granito Madeira, o qual corresponde a depósitos de Sn-Nd-Ta (F, ETR, U, Th), já estudados por outros autores.</p> <p>Tal objetivo foi buscado por meio de análises químicas por ICP-MS, difração de raios-x e microsonda eletrônica a partir de 56 amostras pré-selecionadas através de microscopia ótica e por MEV.</p> <p>No momento de interpretação, foram identificados três tipos químicos diferenciados no pegmatito e a integração dos dados mineralógicos com aqueles geoquímicos, permitiram caracterizar a rocha encaixante como rocha parental.</p> <p>Finalmente, é feita uma breve discussão da implicação dos resultados obtidos para o entendimento da evolução magmática do sistema albita-granito. É meritória de destaque o estudo de um importante depósito mineral, de classe mundial, que representa um retorno social do estudo realizado, de extrema importância econômica.</p> <p>De maneira geral, a dissertação e o artigo científico estão bem redigidos, e ao final da leitura, é evidente o amadurecimento científico do autor.</p> <p>Pode-se dizer que foram plenamente satisfeitos os objetivos pretendidos, justificando-se desta maneira, a obtenção do grau de Mestre com conceito A (excelente).</p>	
Assinatura: 	Data: 06/02/2018
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

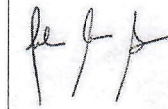
<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>“MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS NYF-PEGMATITOS DA MINA PITINGA (AMAZONAS-BRASIL)”</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Carina Machado Paludo</b>
Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto
Examinador: Profa. Dra. Juliana Charão Marques
Data: <b>19/02/2018</b>
Conceito: <b>A</b>
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação de mestrado da aluna Carina Machado Paludo está muito bem estruturada e o texto bem redigido. O estudo trata de um assunto de grande relevância tanto científica quanto econômica e os dados produzidos sobre os pegmatitos da Mina Pitinga estão bem apresentados e claramente discutidos. Os objetivos propostos são coerentes com a metodologia. Os resultados foram organizados no formato solicitado pelo PPGGeo e um trabalho submetido a periódico indexado nacional, o que atende às normas deste Programa de Pós-Graduação. Neste parecer destaco alguns aspectos gerais da dissertação e realizo sugestões com intuito de colaborar para a publicação em andamento.</p> <p>Os capítulos iniciais de revisão abordam aspectos gerais da geologia do Granito Madeira e pegmatitos associados, revisa a classificação de pegmatitos, fornece informações gerais sobre os elementos terras raras e apresenta uma abordagem sucinta sobre as metodologias a serem utilizadas. Faço uma ressalva à figura 4 que consiste de um esquema de classificação de pegmatitos e aplitos. A figura está em muito baixa resolução e em inglês. O esquema poderia ter sido facilmente traduzido e refeito, facilitando a transmissão da informação pretendida. Outra observação é referente à parte metodológica que poderia ter sido desenvolvida de forma mais completa. No entanto, de um modo geral, a parte inicial da dissertação está em conformidade ao esperado.</p> <p>O trabalho com os resultados da dissertação foi submetido ao periódico <i>Pesquisas em Geociências</i>. Nota-se que o texto está muito bem redigido e foi revisado em detalhe, restando poucos erros de digitação ou clareza. Não obstante, na página 6 há uma repetição de texto entre as linhas 155 e 159. Inconsistência foi observada entre o número de amostras mencionado na metodologia e posteriormente na seção de geoquímica. Algumas poucas figuras apresentam falta de indicação de nomes para minerais, ausência ou repetição de numeração. Cabe salientar que equívocos desta natureza foram raramente observados o que atesta o cuidado na realização do trabalho e sua revisão.</p> <p>O estudo representa uma contribuição importante e inédita para a região da Mina Pitinga e fornece uma petrografia de detalhe, química mineral e dados geoquímicos para os pegmatitos associados ao Granito Madeira. Como sugestão, poderia ser dada maior ênfase a importância econômica dos diferentes tipos de pegmatitos descritos destacando os elementos mais significativos de cada tipo já na introdução do trabalho. Nos resultados, haveria benefício se fosse revisada a ordem com que são apresentados os minerais e suas relações, talvez seguindo a ordem dos processos em relação ao tempo relativo. Neste sentido, a figura 4 mereceria uma reformulação com inserção de um cabeçalho justamente indicando a natureza dos eventos em relação à ordem de cristalização. Poderiam ser marcados quais os processos que ocorreram durante a fase magmática, se são iniciais ou tardios, e quais são os processos posteriores</p>



relacionados a alterações chamadas de secundárias no texto. Quanto a estas, não está clara a natureza das mesmas. Ainda relativo a figuras, a figura 6 poderia ser removida sem prejuízo para o leitor e a figura 7 talvez ficasse melhor se apresentada nas discussões. A crítica talvez mais importante seja relativa às discussões. Sugere-se uma revisão da primeira parte por estar com problemas de conexão entre os parágrafos e com pouco uso dos dados produzidos no trabalho. Na segunda parte, seria interessante adicionar um parágrafo geral para integrar as informações e discutir a evolução magmática dos pegmatitos. Isto é realizado ao final da terceira parte, mas está um pouco deslocado e incompleto.

Enfatizo que os comentários são apenas de caráter construtivo como sugestões para benefício da publicação. A dissertação é considerada de muito boa qualidade e atingiu plenamente os critérios para aprovação. Parabênzo a autora, seus orientadores e o PPGGeo pela excelência do trabalho.

Assinatura:



Data: 19/02/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: