

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

**CONTROLE ESTRUTURAL DOS PEGMATITOS TERRAS  
RARAS ASSOCIADOS AO GRANITO MADEIRA, MINA DE PITINGA,  
AMAZONAS, BRASIL**

**FERNANDA CLAAS RONCHI**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

COORIENTADOR – Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff

Porto alegre – 2017

---

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

**CONTROLE ESTRUTURAL DOS PEGMATITOS TERRAS RARAS  
ASSOCIADOS AO GRANITO MADEIRA, MINA DE PITINGA, AMAZONAS,  
BRASIL**

FERNANDA CLAAS RONCHI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

COORIENTADOR – Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff

BANCA EXAMINADORA

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

# UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitor:** Jane Fraga Tutikian

## INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Ronchi, Fernanda Claas

Controle estrutural dos pegmatitos terras raras associados ao granito madeira, Mina de Pitinga, Amazonas, Brasil. / Fernanda Claas Ronchi. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017.  
[56 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Artur Cezar Bastos Neto  
Coorientador(es): Fernando Jacques Althoff

1. Pegmatito. 2. Controle estrutural. 3. Albita granito. 4. Elementos terras raras. 5. Pitinga, Amazônia. I. Título.

CDU 551.24

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

## **Agradecimentos**

Agradeço aos professores Artur Cezar Bastos Neto e Fernando Jacques Althoff por me aceitarem orientar neste trabalho, à Mineração Taboca Ltd, ao Guilherme Alves Vanzela e sua equipe pelos trabalhos de campo; em especial a Gilvana Lima da Soledade e ao CNPQ pelo apoio financeiro (projeto 405839/2013-8).



## RESUMO

Nós estudamos o controle estrutural dos veios de pegmatitos graníticos (tipo F-ETR-Li) associados à fácies albíta granito (AEG) do granito Madeira (~1.83Ga). Esta fácies corresponde ao depósito, de classe mundial, de Sn-Nb-Ta-F (criolita) da mina de Pitinga. Atualmente, esses pegmatitos ricos em ETR (xenotima e gagarinita) são explorados junto com o minério disseminado, porém possuem potencial para exploração por lavra seletiva. Todos os pegmatitos possuem arranjo geométrico e mineralogia similares, o que sugere mesma fonte. Também possuem mineralogia igual à da encaixante e seu alojamento ocorreu na própria rocha parental. O arranjo geométrico dos pegmatitos foi controlado por estruturas contracionais frágeis (falhas inversas, leques de imbricação e cavalos). Os planos de falhas inversas (N320/60SW) serviram como condutos para o fluido que se alojou preferencialmente em fraturas horizontais distensivas. O arranjo geométrico bem definido dessas estruturas e o fato de que também há planos de falhas inversas sem pegmatitos demonstram que as fraturas que hospedam os pegmatitos não foram formadas pela pressão do fluido. A orientação das estruturas contracionais no AEG indica que ocorreu um transporte de SW para NE. Como este corpo possui pequena dimensão, resfriou-se rapidamente. Contudo, sua localização na crosta superior fria e a baixa temperatura *solidus* permitiram a formação dos pegmatitos. No nível estrutural em que se encontram os pegmatitos estudados, quando esses veios se alojaram, o AEG estava cristalizado e posicionado acima da profundidade crustal crítica, onde o estresse normal mínimo é vertical.

**Palavras-chave:** pegmatito, controle estrutural, albíta granito, elementos terras raras, Pitinga, Amazonas.

## ABSTRACT

We study the structural control of pegmatites (F-REE-Li vein-type granite pegmatite) associated to the albite-enriched granite facies (AEG) of the Madeira A-type granite (~1.83 Ga). This facies corresponds to the Madeira world-class Sn-Nb-Ta-F (cryolite) deposit at the Pitinga mine. These REE-rich pegmatites (xenotime and gagarinite), presently exploited together with the disseminated ore, have potential to exploitation by selective mining. They have a common geometric arrangement and share a same mineralogy, therefore they all originate from the same source. They have the same mineralogical composition of the host rock and their emplacement occurred in the parental rock itself. The geometric arrangement of the pegmatites is settled by contractional brittle structures (reverse faults, imbrication fans and horses). The reverse fault planes (~N320/60SW) were essentially the conduits for the fluid. The preferential sites for the pegmatites bodies were the horizontal tensile fractures. The well-marked geometric arrangement of the tectonic structures and the fact that there are also reverse faults planes without pegmatites show that the fractures that host the pegmatites were not formed by the fluid pressure. The orientation of the contractional structures in the AEG indicates a transport from SW to NE. With reduced surface dimensions, the AEG cooled fast, however its location in the cold upper crust and the low solidus temperature allowed pegmatites formation. At the structural level of the studied pegmatites, when these veins positioned, the AEG was crystallized in a position above the critical crustal depth, where minimum normal stress is vertical.

**Keywords:** pegmatite, structural control, albite-enriched granite, rare earth elements, Pitinga, Amazonas.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da mina de Pitinga. ....	13
Figura 2: Compartimentação estrutural das províncias do Brasil .....	14
Figura 3: Modelo de compartimentação do cráton Amazônico. ....	15
Figura 4: Modelo geotectônico para a região das províncias Ventuari-Tapajós e Amazônia Central.....	16
Figura 5: Modelo de compartimentação do cráton Amazônico.....	17
Figura 6: Mapa geológico da região do granito Madeira.....	19
Figura 7: Mapa litológico dos granitos Madeira e Água Boa.....	23
Figura 8: Mapa geológico da fácies albita granito do granito Madeira. ....	26
Figura 9: Modelo de alojamento da fácies albita granito do granito Madeira. ....	30
Figura 10: Modelo geológico da fácies albita granito do granito Madeira. ....	31
Figura 11: Modelo de alojamento da fácies albita granito do granito Madeira. ....	32
Figura 12: Modelo de alojamento para a fácies albita granito do granito Madeira. ....	33
Figura 13: Modelo de alojamento para a fácies albita granito do granito Madeira. ....	34

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ETR – elementos terra rars

F - Flúr

kbar – kilobar

km – quilômetro

L - Leste

Li – Lítio

Ma – Milhões de anos

NE – Nordeste

NW - Noroeste

N - Norte

Nb - Nióbio

O - Oeste

S - Sul

SE - Sudeste

Sn - Estanho

SW – Sudoeste

Ta – Tântalo

Th – Tório

Y – Ítrio

Zr – Zircônio

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO .....	11
1.1 Justificativa .....	11
1.2 Objetivos .....	12
1.3 Localização da área de estudo .....	12
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	13
2.1 Geologia Regional.....	13
2.2 Geologia local .....	18
2.2.1 Suíte Madeira .....	22
2.2.2 Granito Madeira .....	24
2.2.3 Mineralizações do Granito Madeira .....	28
2.2.4 Pegmatitos do Granito Madeira .....	28
2.2.5 Modelos de alojamento do Granito Madeira .....	29
2.2.6 Estrutural da fácies albita granito.....	32
3 Artigo .....	34

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Justificativa

Majoritariamente, estudos de pegmatitos graníticos estão focados principalmente em características texturais, geoquímicas e isotópicas, assim como na configuração geotectônica do magmatismo de granitos. Isto pode ser observado nas classificações de pegmatitos (Cerný, 1991; Cerný & Ercit, 2005; London, 2008; Dill, 2015). Dados sobre a relação estrutural dos pegmatitos com suas rochas hospedeiras, que controlam o tamanho, a forma e a orientação destes corpos, são ainda escassos. Embora este tema seja de suma importância para elucidar os processos de formação de pegmatitos em níveis crustais rasos, sua relevância muitas vezes é ignorada. Esse lapso ocorre porque os estudos geralmente se concentram nos processos responsáveis pela formação das características dos pegmatitos e não no estudo dos pegmatitos como corpos rochosos. A análise estrutural dos pegmatitos, além de fornecer informações sobre o controle dos processos de mineralização durante os estágios finais de atividade magmática, também gera dados sobre mudanças na configuração tectônica ao longo do tempo, desde a geração do magma até sua intrusão em estágios tardios.

Tendo em vista todos estes aspectos, a presente dissertação teve como proposta analisar os pegmatitos sob esta perspectiva. Deste modo, o trabalho focou na análise estrutural dos pegmatitos associados à fácies albíta granito (AEG) do granito Madeira. O granito Madeira (~1,83Ga) é um granito tipo-A, localizado no cráton Amazônico (norte do Brasil). O AEG corresponde a um depósito de classe mundial de Sn-Nb-Ta (REE, Zr, U, Th, criolita) que faz parte da mina de Pitinga. Esta mina é a maior produtora de estanho do Brasil, que explora como co-produtos Nb e Ta. Além destes elementos, ainda há potencial para exploração de F (criolita), Y, ETR, Zr, Li e Th. Esta associação de metais em uma rocha peralcalina que hospeda também um depósito de criolita maciça é um caso único no mundo. Atualmente, estes pegmatitos são explorados indistintamente com o minério disseminado de Sn-Nb-Ta, contudo, como são corpos concentradores de minerais de minério, especialmente de ETR (xenotima e gagarinita), possuem potencial para lavra seletiva.

## **1.2 Objetivos**

O presente trabalho tem como objetivo geral compreender o controle estrutural dos corpos de pegmatito do albita granito de núcleo do granito Madeira. Para atingir este objetivo geral é preciso:

- Investigar rapidamente a mineralogia dos pegmatitos para verificar se provêm todos da mesma fonte;
- Caracterizar suas formas e ocorrências;
- Estabelecer sua geometria e controle estrutural;
- Definir o ambiente tectônico durante seu alojamento;
- Determinar sua forma de propagação.

## **1.3 Localização da área de estudo**

Pertencendo ao município de Presidente Figueiredo, Amazonas, Brasil; a mina de Pitinga, encontra-se praticamente isolada em meio a reserva indígena Waimiri-Atroari.

Com coordenadas  $0^{\circ}45'24.64''S$  e  $60^{\circ}6'29.44''O$ , está mina fica a 325km no sentido norte de Manaus (Fig.1). Para chegar até o local, é necessário percorrer pela BR-174, da capital até o quilômetro 259. Nesse trecho é preciso acessar uma estrada não pavimentada situada a esquerda da rodovia, por onde se percorre 42km para leste até a entrada da reserva indígena. Após sua entrada, deve-se percorrer mais 24km até a Vila de Pitinga. A circulação de pessoas na reserva indígena é controlada pelos índios.

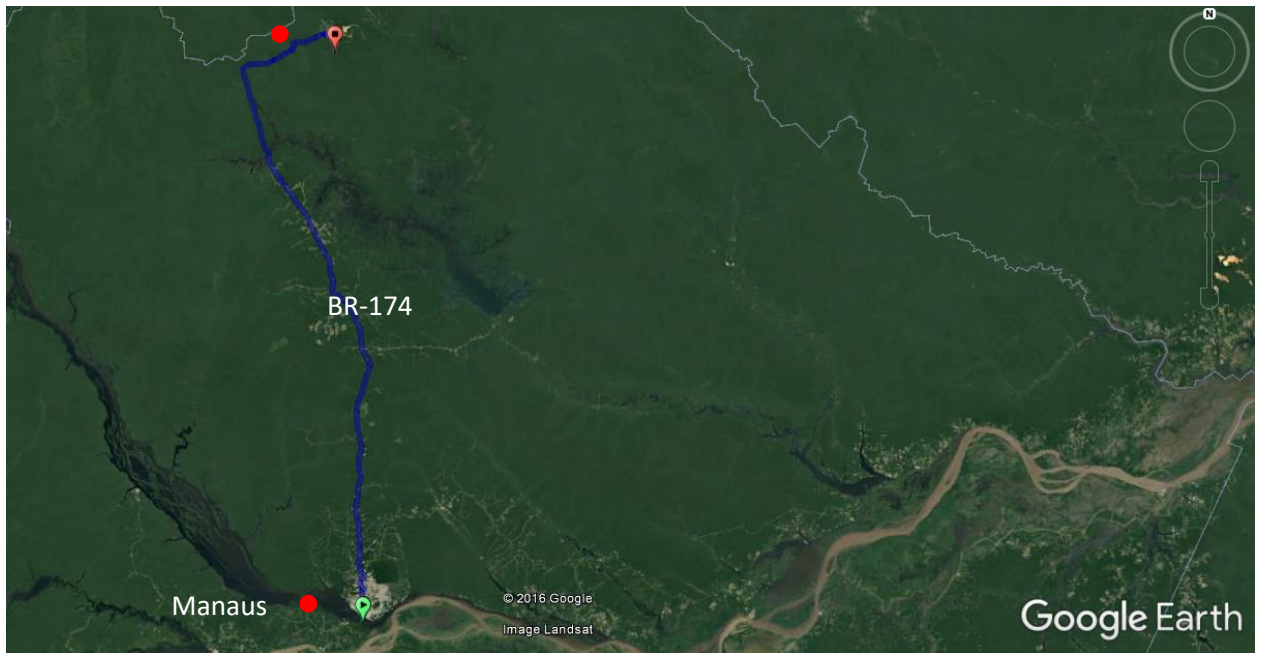


Figura 1: Mapa de localização da mina de Pitinga.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Geologia Regional

O presente capítulo apresenta, resumidamente, os contextos geológicos e geotectônicos: do cráton Amazônico, da região da mina de Pitinga e do granito Madeira com enfoque na sua fácies albita granito onde encontram-se alojados os pegmatitos.

O granito Madeira está inserido na Plataforma Sul Americana, mais precisamente no cráton Amazônico. A primeira tentativa da sua divisão foi realizada por Amaral que a desmembrou em três províncias cratônicas: oriental, central e ocidental (AMARAL *et al.*, 1974).

Posteriormente foi compartimentada por Almeida *et al.* (1981) em duas províncias estruturais pré-cambrianas, separadas geograficamente por uma bacia paleozóica. A Província Rio Branco localizada ao norte da bacia do Amazonas, pertence ao escudo das Guianas e a Província Tapajós situada ao sul, faz parte do escudo Brasil Central (Fig. 2).



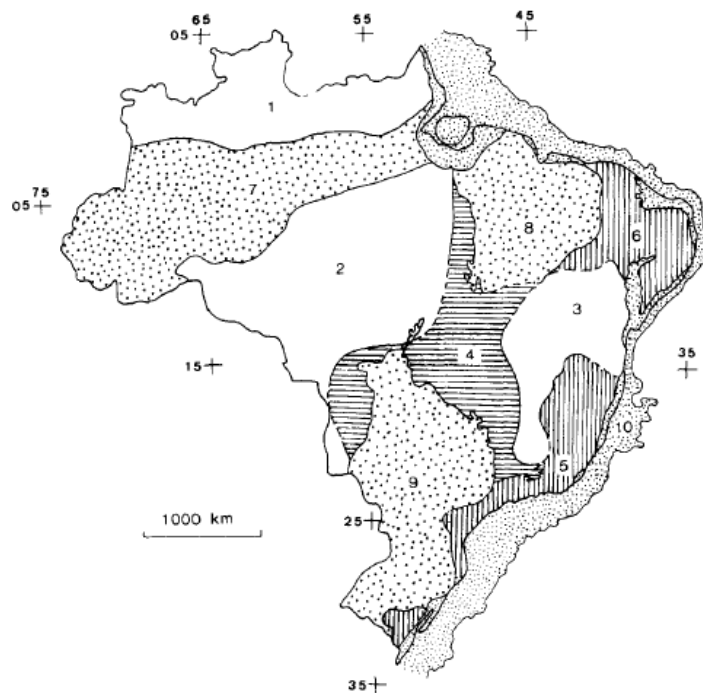


Figura 2: Compartimentação estrutural das províncias do Brasil. 1) Rio Branco; 2) Tapajós; 3) São Francisco; 4) Tocantins; 5) Mantiqueira; 6) Borborema; 7) Amazônia; 8) Parnaíba; 9) Paraná e 10) Província Costeira e Margem continental. Fonte: Almeida *et al.* (1981)

Com a geração de novos dados e o aumento da compreensão geológica, surgiram diversas compartimentações para o cráton Amazônico. Apesar de inúmeros trabalhos sobre o assunto, sua origem e formação continuam sendo palco de divergência. No presente trabalho são apresentados dois modelos geotectônicos mais relevantes até o presente.

O primeiro, de Tassinari e Macambira (1999), fundamenta a evolução geotectônica através de dados isotópicos do embasamento metamórfico e características geológicas. Esses autores subdividem o cráton Amazônico em 6 grandes domínios circundados por cinturões orogênicos Neoproterozóicos (Tucava, Araguaia-Cuiaba, Brasil Central e Tocantins). Nesse modelo o núcleo arqueano representado pela Província Amazônia Central (2,5 Ga) é circundado pelas províncias paleoproterozoicas e mesoproterozoicas: Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55Ga), Rondonian-San Ignácio (1,55 - 1,30 Ga) e Sunsás (1,30-1,0 Ga), conforme apresentado na figura 3.

De acordo com este modelo, Valério *et al.* (2009), sugerem que a evolução do cráton Amazônico começou com acreção de material mantélico nas províncias Ventuari-Tapajós, Rio Negro-Juruena e em parte das províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondonian-San Ignácio. Já as Províncias Sunsás e a outra parte das províncias Maroni-Itacaiúnas e Rondonian-San Ignácio sofreram retrabalhamento de crosta continental. Nesse contexto o granito Madeira localiza-se na borda da província Amazônia Central.

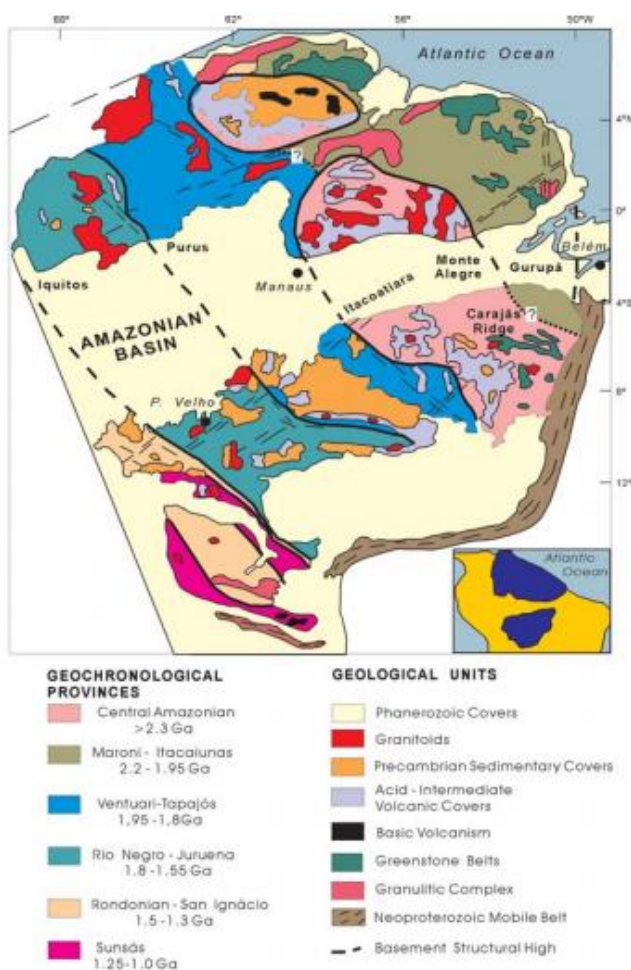


Figura 3: Modelo de compartimentação do cráton Amazônico. Fonte: Tassinari e Macambira (1999).

Rosa *et al.* (2014), através de dados aerogeofísicos, propuseram um modelo geotectônico para a região da Província Amazônia Central e os terrenos acrescionários da Província Ventuari-Tapajós. Neste modelo o cinturão orogênico

Ventuari-Tapajós compreendeu uma placa oceânica que subductou sob a Província Amazônia Central, com transporte tectônico de SW para NE (Fig. 4).

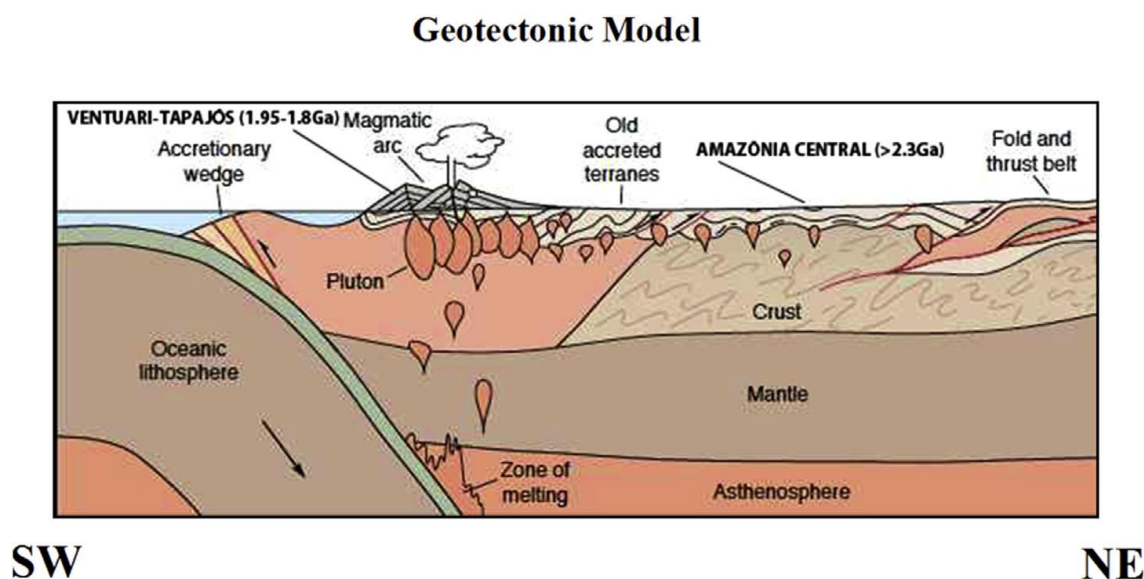


Figura 4: Modelo geotectônico para a região das províncias Ventuari-Tapajós e Amazônia Central. Rosa *et al.* (2014).

O segundo modelo, de Santos *et al.* (2000), utiliza critérios geológicos, geocronológicos, estruturais e magmáticos para subdividir o cráton Amazônico em 8 províncias geotectônicas. São elas: Carajás e Imataca (3,10 - 2,53Ga), Transamazônica (2,25 - 2,0Ga), Tapajós-Parima (2,1 - 1,87Ga), Amazônia Central, Rio Negro (1,86 - 1,52Ga), Rondônia-Juruena (1,75 - 1,47Ga), Sansas (1,33-0,99Ga) e o cinturão de cisalhamento K'Mudku (1,20Ga) (Fig. 5).

Neste contexto a evolução do cráton amazônico está relacionado a sucessivas acreções de arcos magmáticos ao núcleo arqueano Amazônia Central. Dessa maneira, as províncias Carajás, Transamazônica, Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena representam processos acrescionais e de arco, enquanto as províncias Amazônia Central, Rio Negro e Sansas estão associadas a reciclagem da crosta continental. O cinturão de cisalhamento K'Mudku afeta as províncias Rio Negro, Tapajós-Parima e Transamazônica. Nessas circunstâncias geotectônicas, o granito Madeira localiza-se na Província Tapajós-Parima.

Desse modo, vale ressaltar, segundo estes autores, que a Província Amazônia Central foi gerada pela fusão parcial da crosta continental Arqueana da Província Carajás, relacionada a subducção que começou no final da Orogenia Tapajós-Parima (1,88-1,86Ga). E, a Província Tapajós-Parima representa a acreção de sucessivos arcos magmáticos à Província Amazônia Central entre 2.10 e 1,87Ga (SANTOS *et al.*, 2000).

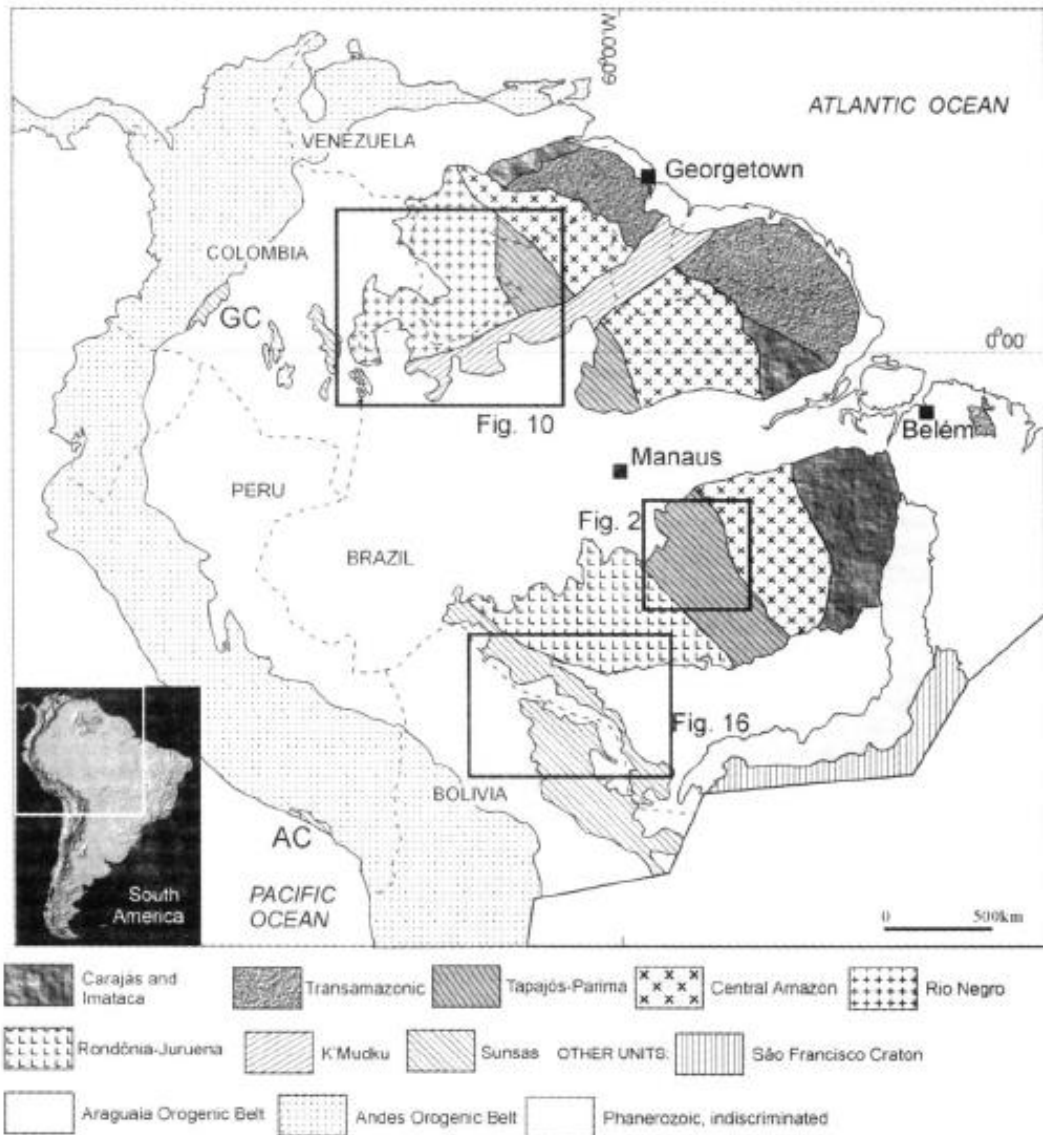


Figura 5: Modelo de compartimentação do cráton Amazônico. Santos *et al.* (2000).

## **2.2 Geologia local**

No entorno do granito Madeira ocorrem rochas da Suíte Água Branca, Supergrupo Utuamã (Grupo Iricoumé e Suíte Mapuera), Formação Urupi e Formação Quarenta Ilhas (Fig. 6).

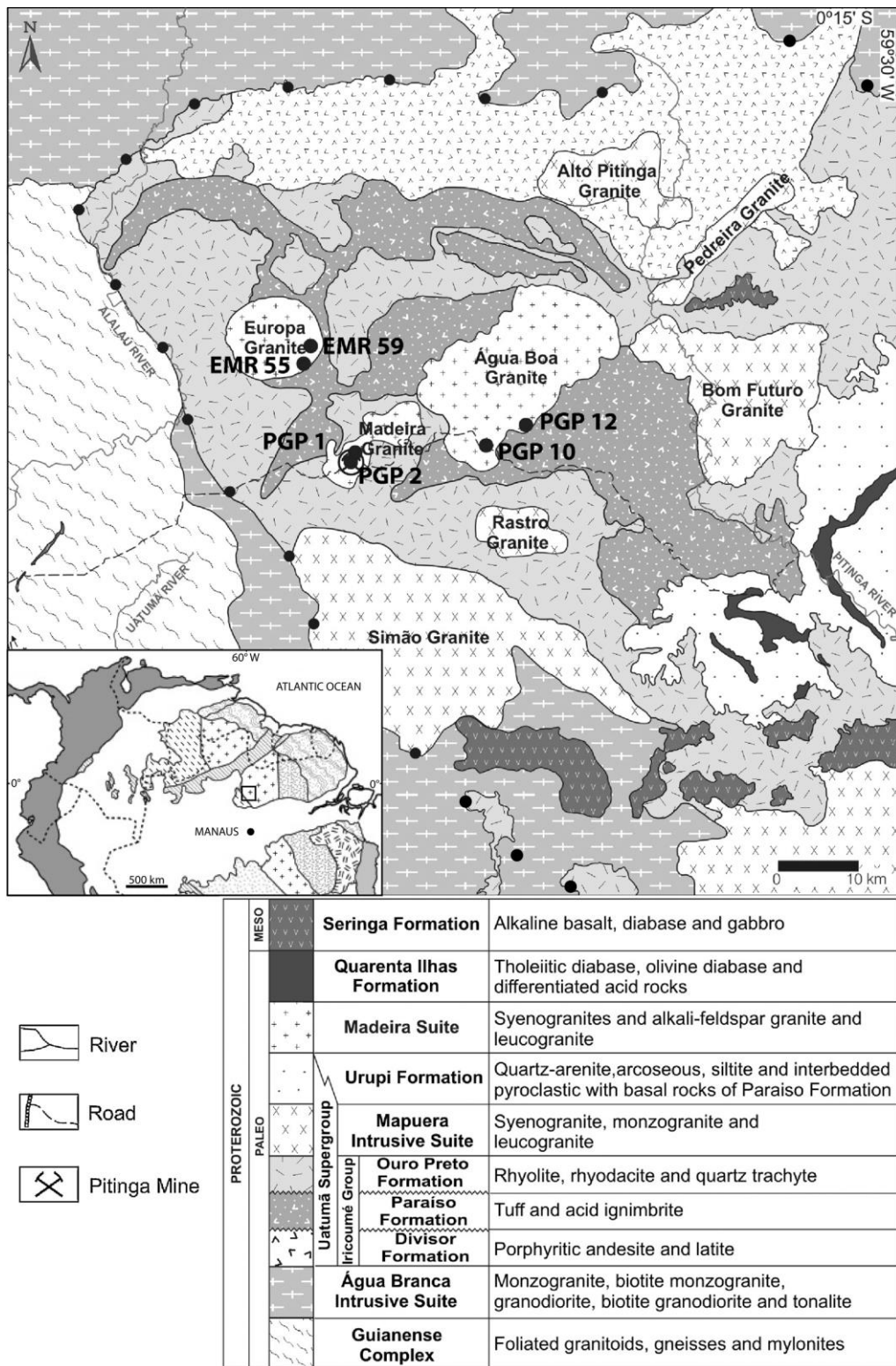


Figura 6: Mapa geológico da região do granito Madeira. Bastos Neto *et al.* (2014).

A Suíte Água Branca corresponde a unidade mais antiga na região, com idade de 1,95Ga (SANTOS e REIS NETO, 1982). Essa unidade também pode ser reconhecida pelos nomes de Granodiorito Água Branca (ARAÚJO NETO e MOEREIRA, 1976) e Adamelito Água Branca (VEIGA *et al.* 1979). Segundo Valério *et*

*al.* (2006), essa suíte é composta por granitóides cálcio-alcálicos com natureza meta a peraluminosas de médio a alto-K, do tipo I normal ou pouco fracionadas, representados por sienogranitos, monzogranitos e termos dioríticos porfiríticos, equigranulares, miloníticos e granofíricos. Esses autores ainda sugerem que o regime de formação desses granitoides é colisional envolvendo processos finais de colagem e subducção. Nesse contexto, uma paleoplaca oceânica colidiu contra o proto-crátón Amazônico (atualmente representado pela Província Amazônia Central), com subsequente construção da Província Ventuari-Tapajós.

O Supergrupo Utumã é a litologia predominante na região da mina de Pitinga. Este supergrupo é composto por rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e seus correspondentes plutônicos na Suíte Mapuera (co-magmáticos).

O Grupo Iricoumé possui idades entre  $1,89-1,88 \pm 2$  Ga (FERRON *et al.*, 2006 e FERRON *et al.*, 2010) e é subdividida nas formações Divisor, Ouro Preto e Paraíso. A Formação Divisor é representada por rochas efusivas e piroclásticas, de composição intermediária, como andesitos e traquiandesitos. A Formação Ouro Preto é constituída por rochas efusivas e hipoabissais, como riolitos, riodacitos, quartzotraquitos, quartzotraquiandesitos e dacitos. E, a Formação Paraíso é composta por rochas piroclásticas ácidas, como ignimbritos, tufos cineríticos, tufos de cristais e seus produtos da re-deposição, como arenitos tufáceos e bechas (FERRON *et al.*, 2006). Esse grupo é intrudido pelas rochas da Suíte Mapuera e da Suíte Madeira (está suíte será abordada em tópico posterior).

A Suíte Mapuera possui idades entre  $1,88 \pm 3$  e  $1,87 \pm 4$  Ga (FERRON *et al.*, 2006), formada por rochas do tipo sienograníticas e subordinadamente por monzograníticas. Essa suíte é representada por 5 granitos denominados de Simão, Bom Futuro, Alto Pitinga, Rastro e Pedreira.

O Supergrupo Uatumã possui caráter metaluminoso a levemente peraluminoso, com afinidade a séries potássicas alcalinas ou magmas do tipo-A. Segundo Ferron *et al.* (2010), a origem dessas rochas está relacionada a uma mistura de magmas em um ambiente pós-colisional, pela reativação de profundas descontinuidades crustais. Nesse contexto, o Grupo Iricoumé representa uma caldeira que entrou em colapso e foi intrudida pela Suíte Mapuera. Em eventos posteriores, através da reativação dessas estruturas, a Suíte Madeira encaixou-se no centro dessa megaestrutura, representando uma fase tardia desse ciclo tecto-magmático (FERRON

*et al.*, 2010; MAXIMINO *et al.*, 2010). Segundo Marques (2014), essas rochas formaram-se em um ambiente pós colisional a intra-placa, com elevação da crosta inferior e geração de magmas em regime extensional, de acordo com o modelo de colapso de caldeira.

A Formação Urupi (VEIGA *et al.*, 1979) ocorre na parte leste da área. Essa formação compreende rochas sedimentares clásticas continentais, tais como quartzarenitos, arenitos arcoseanos e siltitos intercaladas por rochas piroclásticas como tufos silicificados e ignibritos (FERRON *et al.*, 2006). Ainda segundo estes autores, essas rochas são similares as da Formação Paraíso, indicando que sua deposição ocorreu concomitante ou penecontemporânea.

Intrusiva a Formação Urupi, ocorrem as rochas da Formação Quarenta Ilhas. Sua idade é de 1,78Ga (SANTOS *et al.*, 2002). Essa formação é representada por diabásios, gabros, dioritos e quartzo-dioritos. Elas ocorrem na forma de diques, soleiras e *stocks*. Esses corpos intrudem a Formação Quarenta Ilhas através de estruturas regionais pré-existentes, como a Braquissinclinal do Rio Pitinga. Segundo Pierson *et al.* (2010), a colocação da Formação Quarenta Ilhas ocorreu em ambiente intracratônico, sucedido por atividades orogênicas do ciclo Transamazônico (~2,0Ga), pelo magmatismo Utumã e pelo magmatismo anorogênico da Suíte Madeira (1,83Ga).

Vinculado a essa geologia regional a estrutura com maior relevância na região é a Braquissinclinal do Rio Pitinga (MANDETTA *et al.*, 1974). Ela possui forma elíptica e aparentemente controla a colocação de todos os corpos na região. Segundo Ferron *et al.*, (2010) o Grupo Iricoumé está confinado a uma megaestrutura que é paralela a Braquissinclinal. As suítes Mapuera e Madeira estão dispostas respectivamente na borda e centro dessa estrutura. Vale ressaltar que os granitos Madeira, Água Boa e Pedreira estão alinhados e alongados na direção NE-SW paralelos ao flanco norte da braquissinclinal. Segundo Maximino *et al.*, (2010) essa braquissinclinal é uma evidência de um regime extensional com colapso de caldeira. Segundo Ferron *et al.*, (2006) foi através da reativação do sistema distensivo que ocorreu a subsidência da caldeira no interior da megaestrutura. Nesse sistema, dois pulsos principais, separados por 50Ma, ocorreram na região. O primeiro ocorrido aproximadamente entre 1,89 e 1,88Ga teria originado o Supergrupo Utumã e o segundo entre 1,82 e 1,79Ga gerou os plutons da Suíte Madeira.



### 2.2.1 Suíte Madeira

Denominada por Costi *et al.* (2000), a suíte Madeira é composta pelos granitos Europa, Água Boa e Madeira. Esses granitos possuem afinidade geoquímica e são classificados como granitos tipo-A. O contato entre esta suíte e o Grupo Iricoumé dá-se de forma abrupta e por vezes xenólitos que podem ser observados nos granitos (LENHARO *et al.*, 2003).

Sobre o granito Europa, pouco se tem conhecimento. Cerca de 80% de sua área está localizada em terras indígenas, impassível de estudo. Diferentemente dos granitos dessa suíte, este granito possui forma circular. Segundo Prado *et al.* (2007), esse granito pode ser classificado como peralcalino (hipersolvus) de natureza peralcalina, diferentemente de sua encaixante que possui caráter metaluminoso. As idades desse granito estão entre  $1,82 \pm 1\text{Ga}$  (Costi *et al.* 2000) e  $1,83 \pm 6,2\text{Ga}$  (BASTOS NETO *et al.*, 2014), sendo o primeiro corpo da Suíte Madeira a se alojar. Ainda, segundo Prado *et al.* (2007), esse granito pode ter sua origem relacionado a estágios de ressurgência de caldeira.

Os granitos Água Boa e Madeira formam o estreito distrito de Pitinga (Fig.7). Esses granitos são praticamente síncronos e estão alongados na direção NE-SW. Segundo Costi (2000), o granito Água Boa e o Madeira fazem parte de uma mesma estrutura apenas separados por uma falha NW-SE de extensão regional. Para Bastos Neto *et al.* (2014), todas as fácies do granito Água Boa estão alongadas nessa direção. Contudo, no granito Madeira, sua fácies juvenil (albita granito) está alinhado N-S.

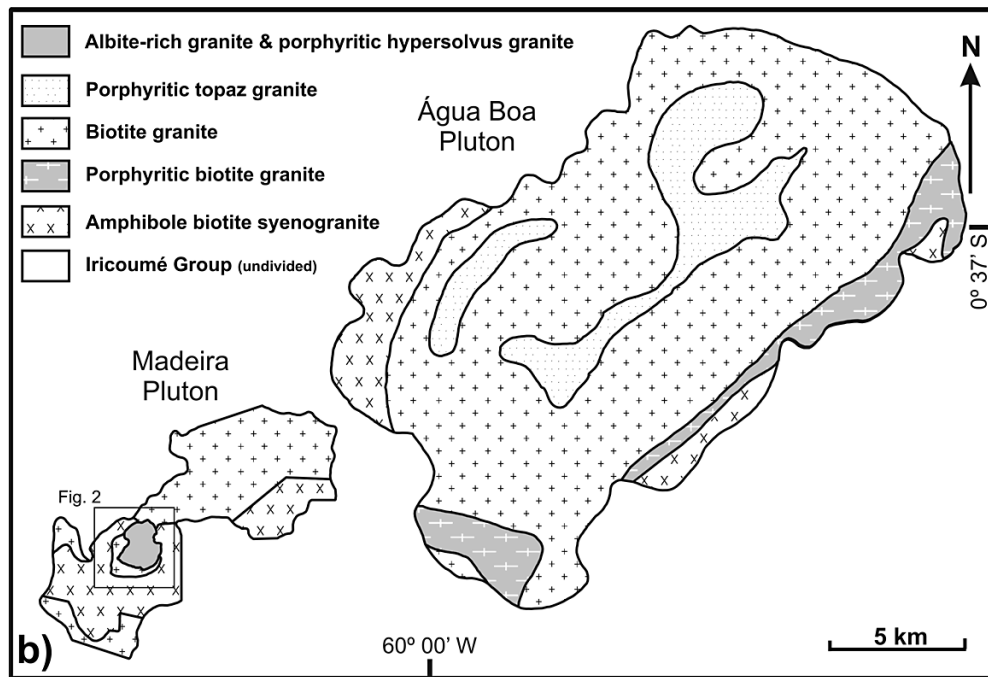


Figura 7: Mapa litológico dos granitos Madeira e Água Boa. Costi et al. (2009).

O granito Água Boa é um granito tipo A, intraplaca, de idades  $1,78 \pm 5\text{Ga}$  (LENHARO, 1998) a  $1,82 \pm 24\text{Ga}$  (BASTOS NETO *et al.*, 2014) que possui características metaluminosas a peraluminosas. Ele possui quatro fácies: anfibólio-biotita-granito, biotita-granito porfirítico fino, biotita-granito e topázio-granito porfirítico. A fácies anfibólio-biotita-granito, inicialmente denominada de Rapakivi (DAUOD e ANTONIETTO JR., 1985), é a mais antiga. Ela possui granulação média a grossa e é composta essencialmente por feldspato potássico perítico, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio. Intrudindo a fácies anterior, a fácies biotita granito porfirítico fino é interpretada com uma borda de resfriamento da fácies biotita-granito. Essa fácies é composta basicamente por feldspato potássico perítico, quartzo e plagioclásio, subordinada por biotita, anfibólio, fluorita e opacos. A fácies biotita-granito é formada por feldspato potássico perítico, quartzo, plagioclásio e biotita. E a última fácies é o topázio-granito porfirítico. Este é constituído por fenocristais de quartzo e feldspato em matriz de granulação fina e rica em quartzo, feldspato e biotita (LENHARO, 1998). O topázio ocorre como fase magmática primária e em agregados intersticiais. Este corpo possui mineralizações de estanho.

### 2.2.2 Granito Madeira

O granito Madeira é o principal corpo mineralizado no distrito de Pitinga. Sua superfície corresponde a 60km<sup>2</sup>, distribuídos em 4 fácies: anfibólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfirítico e albita granito (COSTI, 2000). Essa última ainda é subdividida em albita granito de borda e núcleo (BASTOS NETO *et al.*, 2005).

Segundo Lenharo *et al.* (2003), baseada em relações de fase mineral e concentração de zircão, o granito Madeira foi gerado através de múltiplos estágios de cristalização em diferentes profundidades (pressões). A temperatura máxima estimada para o início de cristalização do sistema é de 930° C e 5 kbar, baixando para 650° C e 1kbar para a fácies albita granito. Dessa maneira, a cristalização começou há uma profundidade de 15km com término de sua colocação há ~1km.

Denominada por Costi (2000), a fácies anfibólio-biotita sienogranito é a mais antiga com idade de  $1,82 \pm 2\text{Ga}$  (COSTI *et al.*, 2000). Segundo Bastos Neto *et al.* (2005), esta rocha é formada por feldspato alcalino perítico, quartzo e plagioclásio, com minerais varietais biotita e hornblenda e acessórios zircão, fluorita e minerais opacos, de caráter metaluminoso. Sua textura varia de equigranular a porfirítica. Quando porfirítica possui intercrescimentos micrográficos e simplectíticos entre biotita e anfibólio, evidência que essa fácies se cristalizou em nível crustal raso. No limite dessa fácies com sua encaixante (Grupo Iricoumé), ocorrem xenólitos da mesma ou, por vezes, esse contato ocorre de forma gradacional, o que seria uma evidência de contemporaneidade desses magmas (COSTI, 2000).

A fácies biotita-feldspato alcalino granito possui idades entre  $1,82 \pm 2\text{Ga}$  (COSTI *et al.* 2000) e  $1,81 \pm 6\text{Ga}$  (LENHARO, 1998) e é intrusiva a fácies anterior. Ela é constituída basicamente por feldspato alcalino perítico e quartzo, com menores quantidades de plagioclásio. Biotita representa a porção varietal e a fluorita, zircão, minerais opacos e topázio os acessórios (COSTI, 2000 e BASTOS *et al.*, 2005). Essa rocha é classificada como meta a peraluminosa. Sua textura é equigranular podendo, localmente, ser porfirítica.

Já a fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfirítico tem idade 1,81Ga (COSTI *et al.*, 2000). Seus pórfiros são constituídos por feldspato potássico e é composta basicamente por feldspato potássico e quartzo que formam uma matriz de

granulação fina a média. Nessa fácies a aparição de plagioclásio limita-se a pertitas de albita em feldspatos. Seus minerais acessórios são representados por biotita, fluorita, zircão e minerais opacos. Processos metassomáticos de albitização e episienitização são observados nessa rocha (COSTI, 2000). Esta fácies e a próxima representam as fácies tardias.

E a fácies albita granito, no qual encontram-se alojados os pegmatitos estudados por essa dissertação, possui idades entre  $1,78 \pm 19\text{Ga}$  (LENHARO, 1998) e  $1,82 \pm 22\text{Ga}$  (BASTOS NETO *et. al.*, 2014) com um forte processo hidrotermal ocorrendo em  $1,782 \pm 4\text{Ga}$  (LENHARO, 1998). Ela intrude a fácies anterior e possui forma ovalada, com eixo N-S medindo 2km e eixo L-O 1,5Km. Segundo Bastos et al. (2005), as relações de campo evidenciam que está fácies e a do granito *hipersolvus* interagiram e foram colocadas simultaneamente. Também no contato entre essas fácies pode-se observar pegmatitos e greisens. Essa é a única fácies que possui mineralização.

Como previamente citado, essa fácies é subdividida (Fig. 8). A fácies albita granito de borda possui cor avermelhada e é constituído por quartzo, feldspato potássico e albita, com acessórios como fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita e columbita. Costi *et al.* (2009), caracteriza essa fácies como peraluminosa, oxidada e portadora de fluorita. E a fácies albita granito de núcleo possui coloração cinza, formado por quartzo, albita e feldspato potássico, subordinadamente por criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro, mica escura rica em Fe, cassiterita e magnetita. Esta fácies é a predominante. Ela é uma fácies do tipo subsolvus, com textura porfírica a seriada, de granulação média a fina. No centro dela hospeda-se a mineralização de criolita massiva. Segundo Costi (2009), essa fácies possui caráter peralcalino.

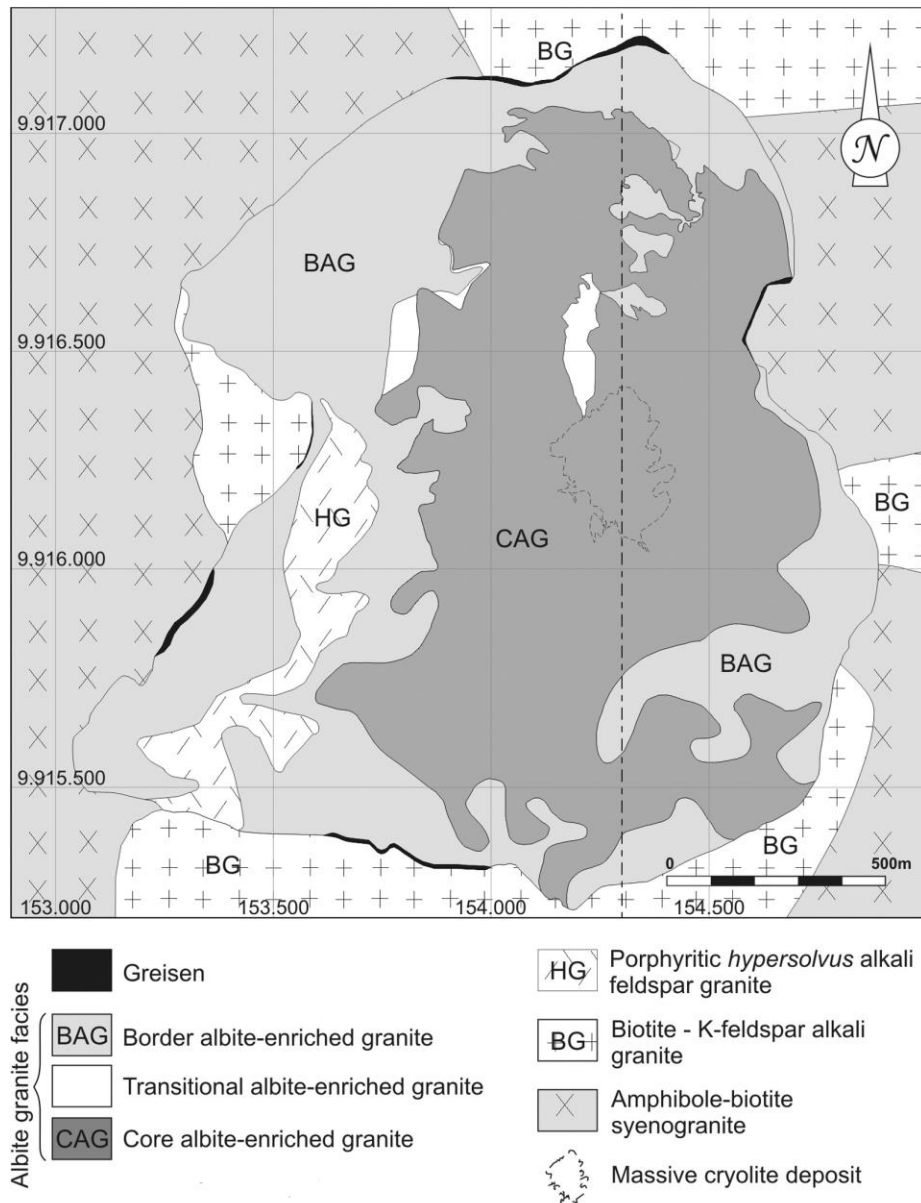


Figura 8: Mapa geológico da fácies albita granito do granito Madeira. Bastos Neto *et al.* (2014).

A origem para a formação da fácies albita granito com essa associação metalogenética distinta, ainda não é bem definida. Sua complexidade e falta de dados gera inúmeras interpretações. Até o presente existem as seguintes hipóteses que tentam explicar sua formação.

A primeira, proposta por Horbe *et al.* (1985), considera que a fácies albita granito é um apogranito (granito afetado por processos pós magmáticos ou de natureza metassomática) associado a mineralizações de estanho e criolita. Essa fácies possui um conteúdo muito alto de flúor que teria sido responsável pelo

rebaixamento do limite solidus do sistema, cristalizando o núcleo em um estágio pneumatolítico e a borda no hidrotermal.

Daudod (1988) considera uma origem magmática para o albita granito, sendo posteriormente afetada por processos metassomáticos superimpostos. Nessa hipótese, processos metassomáticos tardi a pós-magmáticos, registrados nos processos de microclinização, argilização, fluoritização e provável albitização e transformação da biotita em lepidolita afetaram esse corpo.

Continuando nessa linha, Lenharo (1998) propôs duas hipóteses. Na primeira, a fácies albita granito originou-se a partir de fontes crustais e mantélicas, através dos processos de diferenciação relacionados ao granito Europa. Na segunda, essa fácies foi gerada através da fusão parcial de um magma peralcalino ou fonte muito específica (não definida), não relacionada as demais fácies do granito Madeira.

E Costi (2000), também propôs duas hipóteses. A primeira sugere que a origem da subfácies albita granito de núcleo e fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfírico derivaram de magma peralcalino primitivo diferente daquele que formou as demais fácies. Assim, sua fonte poderia ser tanto máfica com pouco tempo de residência crustal, como mantélica. O mesmo autor praticamente descarta essa hipótese, levando em consideração os altos teores de Sn encontrados na fácies albita granito.

A segunda hipótese sugere que todas as fácies do granito Madeira são co-magmáticas e suas diferenças ocorrem devido ao estratosférico teor de F e outros elementos capazes de causar despolimerização. Esse enriquecimento anômalo teria causado uma inversão no *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente.

Contudo, em trabalhos mais recentes Costi *et al.* (2009), afirmam que a origem da fácies albita granito está relacionada a uma separação por imiscibilidade do magma parental (peralcalino/metaluminoso) da fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfírico que gerou um magma peralcalino responsável por essa fácies.

E Bastos Neto *et al.* (2014), propõem que a geração do magma está relacionada a um terceiro evento de magmatismo do granito Madeira que causou um aumento na isoterma local. Nesse ambiente extensional o fluido do manto teria ascendido pela crosta, promovendo processos de fenetização em uma rocha

previamente rica em Sn e introduzido elementos como F, Nb, Y, ETR e Th em concentrações anômalas.

### 2.2.3 Mineralizações do granito Madeira

A mineralização do granito Madeira ocorre restritamente na fácies albita granito. O minério ocorre de forma disseminada, com mineralizações de Sn, Nb e Ta, respectivamente em cassiterita, pirocloro e columbita. O depósito de estanho possui concentrações de 0,17%, sendo o maior produtor desse minério no Brasil. O Nióbio e o Tântalo possuem concentrações de 0,20% e 0,024% respectivamente e são explorados como co-produtos. Além desses minérios ainda possui potencial para F (criolita), Y, ETR, Zr, Li e Th. A estimativa de reserva desses minérios é 164 milhões de toneladas, sendo classificado como um depósito de classe mundial. Ainda, na parte central, ocorre criolita com estimativa de 10 milhões de toneladas com concentrações de 31,9%. Essa associação reunida em um granito peralcalino é única no mundo (BASTOS NETO *et al.*, 2009; BASTOS NETO *et al.*, 2014).

Apenas o minério de estanho ocorre nas duas subfácies, os demais ocorrem distintamente. Na fácies de borda o minério de Nióbio e Tântalo ocorre na forma de columbita, e de Flúor em fluoritas. A fácies de núcleo também apresenta minério de Nióbio e Tântalo, mas em pirocloros. Na parte central desta subfácies ocorre o depósito de criolita, que está disposto tanto na forma disseminada, como maciça.

### 2.2.4 Pegmatitos do granito Madeira

Os pegmatitos ocorrem apenas na fácies albita granito, tanto no centro como em sua borda. Eles configuram-se na forma de veios, miarolas, bolsões e porções pegmatóides de dimensões centimétricas a métricas. Sua composição preponderante é feldspato, quartzo e mica (COSTI, 2000; VELANDIA, 2015). Segundo Paludo (2015), os pegmatitos que ocorrem na forma de veios são muito heterogêneos, constituídos por quartzo, albita, microclínio, criolita, polilitonita, xenotima, gagarinita, galena, esfalerita, hematita, torita, zircão e genthelvita.

A auréola pegmatóide que ocorre em torno do depósito maciço criolítico configura-se preenchendo falhas e fraturas subverticais, com orientação preferencial N-S, sendo pouco desenvolvida ou inexistente em sua base (COSTI, 2000). Ainda segundo este autor, a gênese dos pegmatitos é relacionada a separação e isolamento de fluídos aquosos e aumento de água durante a cristalização da subfácies de núcleo. Segundo Minuzzi *et al.* (2006), esta auréola é constituída por lentes irregulares a amendoadas de feldspato alcalino mesopertítico associado a quartzo leitoso e hialino, mas também por mica escura, criolita, galena e xenotima em menor proporção.

#### 2.2.5 Modelos de alojamento do granito Madeira

Existem dois modelos para o alojamento do granito Madeira. O modelo de Costi *et al.* (2000) sugere que a fácies albita granito se alojou em níveis crustais raso, intrudindo as demais fácies lateralmente na forma de folha (Fig. 9 e 10). Neste modelo o ângulo de contato entre as fácies albita granito e a biotita granito são baixos e as rochas do Grupo Iricoumé estão recristalizadas abaixo da fácies albita granito. Estas duas informações sugerem que ocorreu uma subsidência de caldeira durante a colocação da fácies albita granito.

Os bolsões de criolita maciça neste modelo estão dispostos dentro da fácies granito hipersolvus porfírico e o bolsão superior está em contato com a fácies albita granito.



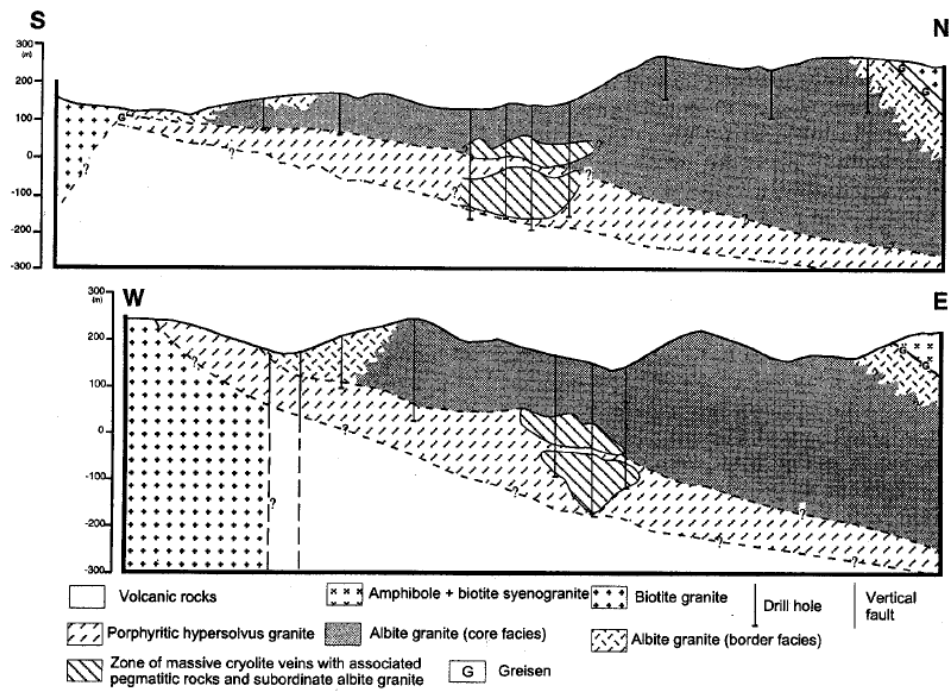
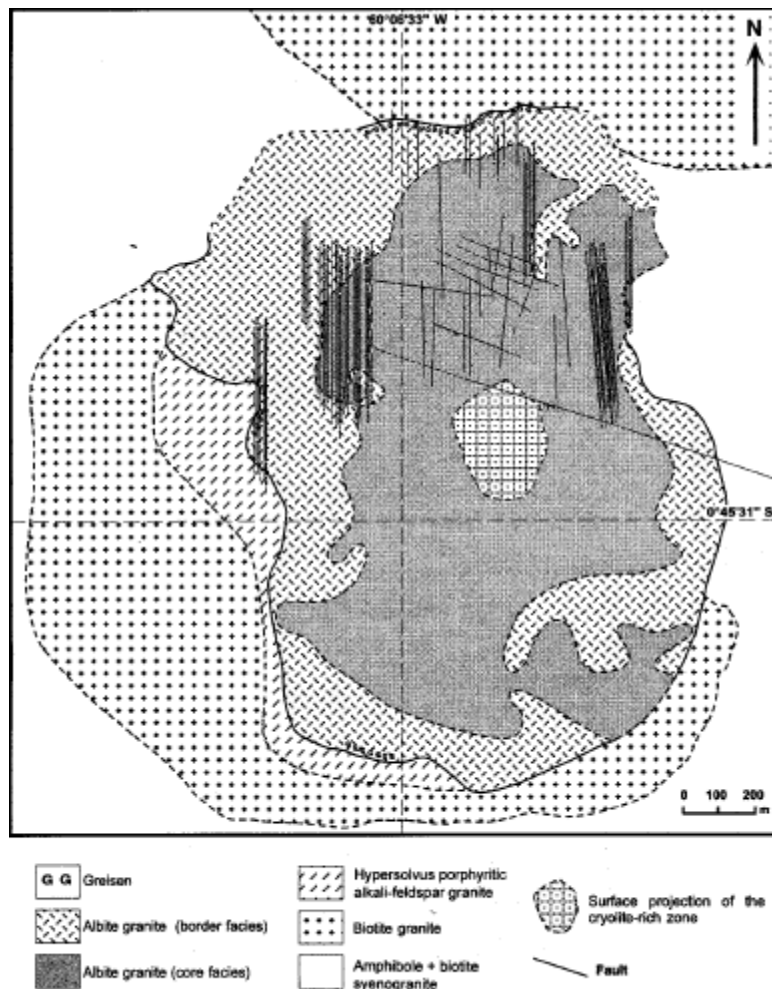


Figura 9: Modelo de alojamento da fácies albite granito do granito Madeira. Fonte: Costi *et al.* (2000).



Geological map of the albite-granite facies of the Madeira Granite.

Figura 10: Modelo geológico da fácies albíta granito do granito Madeira. Fonte: Costi *et al.* (2000).

Minuzzi *et al.* (2006), propuseram um modelo na qual a fácies albíta granito intruiu as demais na forma de domo. Este alojamento teria ocorrido em níveis crustais mais profundos do que aquele proposto por Costi *et al.* (2000), controlado por uma estrutura rúptil N-S.

Neste modelo as mineralizações de Sn, Nb, Ta, criolita e Zr ocorrem na zona apical da cúpula. Como pode ser observado na figura 11, diferentemente do modelo de Costi *et al.* (2000), os bolsões de criolita ocorrem somente na porção central da fácies albíta granito.

Segundo estes autores a reativação destas estruturas frágeis (N-S) teria sido o caminho preferencial para a percolação dos fluídos que geraram o depósito criolítico, a albitização do albíta granito e a formação da auréola pegmatóide.

Correlacionando a parte estrutural da fácies albita granito com os minérios de Nb e Ta, Minuzzi *et al.* (2006), observaram que as curvas de isótopos destes elementos indicam um enriquecimento destes no sentido NE-SW, diferentemente do que se era esperado (controle N-S).

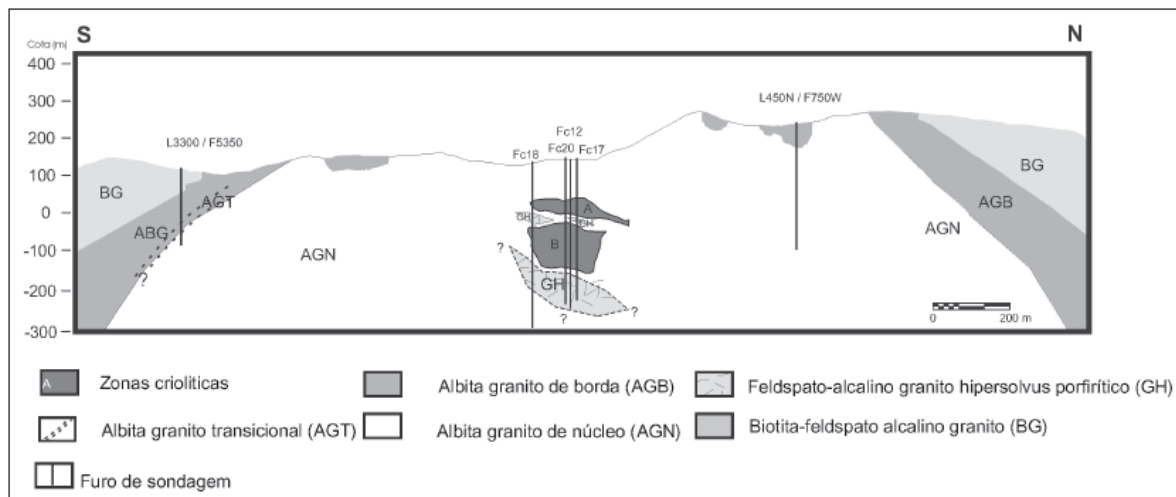


Figura 11: Modelo de alojamento da fácies albita granito do granito Madeira. Minuzzi *et al.* (2006).

## 2.2.6 Estrutural da fácies albita granito

Com relação a estrutural desta fácies existem os trabalhos de Bastos Neto *et al.* (2014) e Siachoque *et al.* (2016) que abordam este assunto. O primeiro, baseado em critérios estruturais e geocronológicos, sugere que a colocação desta fácies ocorreu em um ambiente geotectônico diferente das demais fácies. Enquanto as fácies mais antigas foram colocadas em um ambiente geotectônico com tendência NE-SW, a fácies albita granito alojou-se em um ambiente associado a uma falha transcorrente lateral esquerda de direção N-NE, gerando estruturas rúpteis com orientação preferencial N-S (Fig. 12).

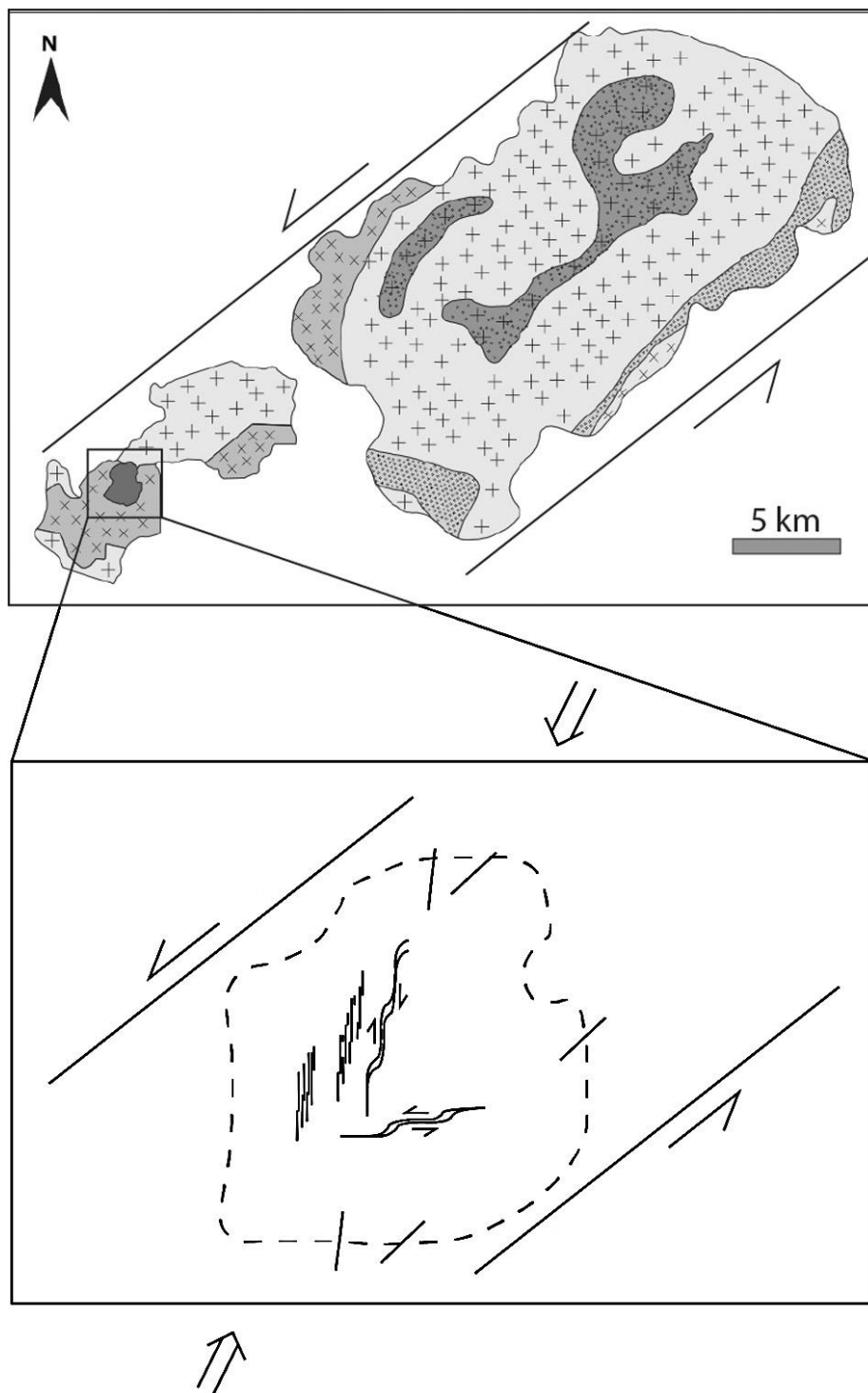


Figura 12: Modelo de alojamento para a fácies albíta granito do granito Madeira. Fonte: Bastos Neto *et al.* (2014).

Em desacordo com este autor, Siachoque *et al.* (2016), através de dados estruturais e de suscetibilidade magnética, sugere que a colocação desta fácies ocorreu através de uma de falha transcorrente lateral direita em um ambiente intracratônico (Fig. 13). Neste contexto, sucessivos pulsos magmáticos, de diferentes

composições, alojaram-se progressivamente dentro desta falha transcorrente ativa, gerando feições tanto dúcteis, como rúpteis.

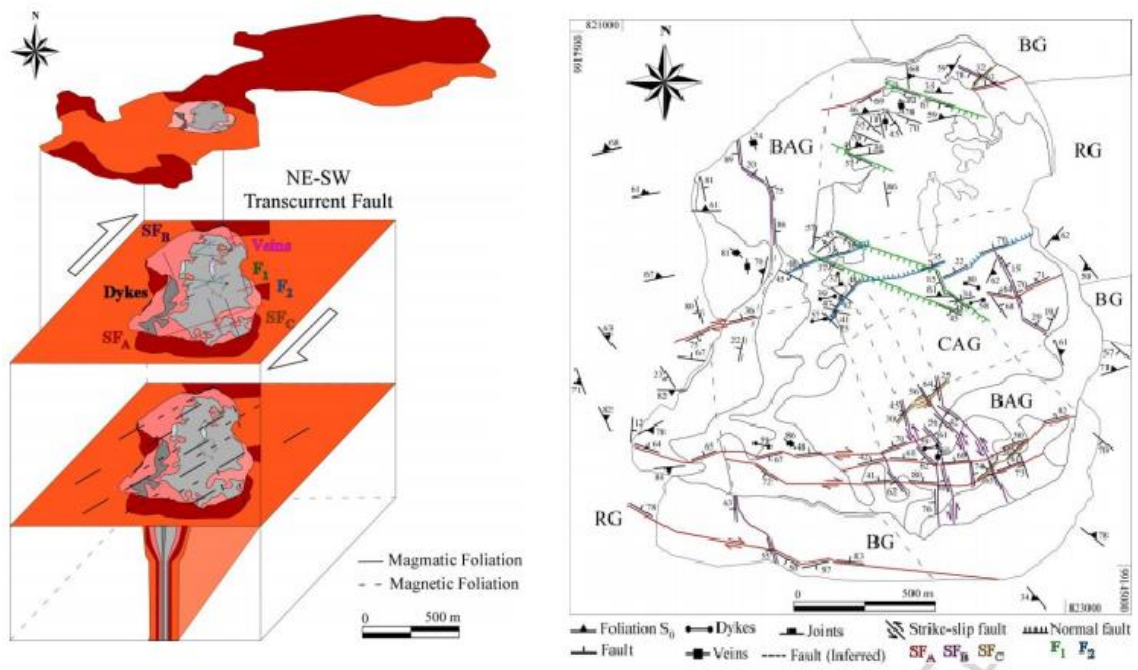


Figura 13: Modelo de alojamento para a fácies albita granito do granito Madeira. Fonte: Siachoque *et al.* (2016).

### 3 Artigo

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. et al. Brazilian structural Provinces: an introduction. **Earth Sciences Reviews**, v.17, p. 1–29, 1981.

AMARAL, G. **Geologia pré-cambriana da região Amazônica**. 1974. 2012 f. Tese de doutorado – Instituto de geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.

ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H. L. Projeto Estanho de Abonari, Brasília: MME/DNPM/CPRM, Brasília, v. 1, p. 232, 1976.

BASTOS NETO, A. C. et al. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: MARINI, O. J., QUEIROZ, E. T., RAMOS, B. W. (Ed.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM/FINEP/ADIMB, 2005. p. 481-552.

BASTOS NETO, A. C. et al. The world-class Sn, Nb, Ta, F (Y, Ree, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga Mining District, Amazonas State, Brazil. **Canadian Mineralogist** v.47, p. 1329-1357, 2009.

BASTOS NETO, A.C. et al. 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**, v. 243, p. 181-196, 2014.

CERNY, P. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? **Precambrian Research**, v.51, p. 429-468, 1991.

CERNY, P.; ERCIT, T. S. The classification of granitic pegmatites revisited. **Canadian Mineralogist**, v.43, p. 2005-2026, 2005.

COSTI, H.T. **Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil**. 2000. 345f. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.

COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C.A.V. Geology and Pb–Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. **International Geology Review**, v. 42, p. 832–849, 2000.

COSTI; H.T. et al. The peralkaline tin-mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian Craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallization processes. **Canadian Mineralogist**, v. 47, p. 1301–1327, 2009.

DAOUD, W. E. K.; ANTONIETTO Jr., A. A geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985. Belém, Pará, **Anais...** SBG/Núcleo Norte, 1985. p. 17-33.

DAOUD, W. E. K. **Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados**. 1988. 194 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.

DILL, H.G. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. **Ore Geology Reviews**, v. 69, p. 417-561, 2015.

FERRON, J.M.T.M. et al. Geologia e geocronologia Pb–Pb de rochas graníticas e vulcânicas áci-das a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v.36, n.3, p. 499–512, 2006.

FERRON, J.M.T.M. et al. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga province, Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.29, p. 483–497, 2010.

HORBE, M. A.; TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H.T. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985. Belém, Pará, **Anais**. Belém: SBG, 1985. p. 284-320.

LENHARO, S.L.R. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. 1998. 290p. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

LENHARO, S.L.R.; POLLARD, P.J.; BORN, H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brasil. **Lithos**, v.66, p. 37-61, 2003.

LONDON, D. Pegmatites. **Canadian Mineralogist Special Publication**, v.10, p. 368, 2008.

MANDETTA, P.; VEIGA JR., J. P.; OLIVEIRA, J. R. 1974. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. CPRM/Manaus, p. 31.

MARQUES, S.N.S. et al. Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of the Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton, Brazil. **Brazilian Journal Geology**, v.44, p. 121-138, 2014.

MAXIMINO, J. et al. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, p. 483–497, 2010.

MINUZZI, O.R.R. et al. O depósito criolítico maciço e o minério disseminado de criolita da mina Pitinga (Amazonas, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v.36 (Suppl.),p. 104–123, 2006.

PALUDO, C.M. **Caracterização dos minerais de ETR e Y nos pegmatitos do albita granito Madeira (Pitinga, AM)**. 2015. 76f. Monografia (graduação), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2015.

PIERSON, R. et al. Litoquímica e química mineral da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga (AM). **Revista Brasileira de Geociências**, v.40 n.3, p. 355-374, 2010.

- PRADO, M. et al. Caracterização petrográfica e geoquímica da parte leste do granito Europa, distrito mineiro de Pitinga, AM. **Revista Pesquisas**, v.34, n.1, 77–99, 2007.
- ROSA, J.W.C.; ROSA, J.W.C.; FUCK, R.A. Geophysical structures and tectonic evolution of the southern Guyana shield, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 52, p. 57-71, 2014.
- SANTOS, J.O.S. et al. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, J.O.S. et al. A new understanding of the provinces of the Amazon cráton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Res.** v. 3, p. 453-488, 2002.
- SIACHOQUE, A.; SALAZAR, C.A.; TRINDADE, R. Emplacement and deformation of A-type granite (Amazonian Craton, Brazil). **Lithos**, v.277, p. 284-301, 2017.
- SANTOS, J. O. S.; REIS NETO, J. M. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. 1982. Salvador, **Anais...**Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 339-348.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton, **Episodes**, v. 22, n.3, p. 174-182, 1999.
- VALÉRIO, C. S. et al. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zirco da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 2, p. 359-370, 2006.
- VALÉRIO, C.S.; SOUZA, V.S.; MACAMBIRA, M.J.B. The 1.90-1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. **Journal of South America Earth Science**, v.28, p. 304-320, 2009.
- VELANDIA, A. S. **Mecanismos de alojamento e deformação da fácies albíta granito do plúton Madeira, mina Pitinga (AM)**. 2015. 130f. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2015.
- VEIGA JR. J.P. et al. **Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final**. Manaus, DNPM/CPRM, v.7, 1979.



Porto Alegre, 06 de dezembro de 2017.

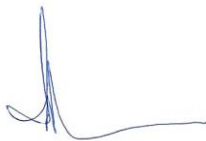
À **Fernanda C. Ronchi** e colaboradores

Venho comunicar 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. Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a divulgação de sua contribuição. A análise sobre a viabilidade de sua publicação será apresentada a V.S. como base nos pareceres dos revisores *ad doc* e membro da Comissão Editorial.

**Manuscrito 734: Structural control of REE-pegmatites associated to the world-class Sn-NB-Ta-cryolite deposit at the Pitanga mine, Amazonas, Brazil.**

**Autores: Fernanda C. Ronchi, Fernando J. Althoff, Artur C. Bastos Neto & Harald Dill.**

Atenciosamente,



Prof. Dr. Paulo Alves de Souza  
Editor Chefe

---

***Pesquisas em Geociências***

Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia

Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127

CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.

Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

1 **Structural control of REE-pegmatites associated to the world-class Sn-Nb-**  
2 **Ta-cryolite deposit at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil.**

3  
4 **Controle estrutural dos Pegmatitos Pitinga associados ao granito Madeira,**  
5 **mina de Pitinga, Amazonas, Brasil.**

6  
7 Fernanda Claas RONCHI<sup>1</sup>, Fernando Jacques ALTHOFF<sup>2</sup>, Artur Cezar BASTOS NETO<sup>1</sup> &  
8 Harald DILL<sup>3</sup>.

9  
10 <sup>(1)</sup> Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av.  
11 Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, Brasil. E-mail: fcronchi@gmail.com e  
12 artur.bastos@ufrgs.br

13 <sup>(2)</sup> Departamento de Geociências, Centro de Filosofia e Humanas, Universidade Federal de Santa.  
14 Campus Universitário, Trindade, CEP 88040-970, Florianópolis, SC, Brasil. E-mail:  
15 fjalthoff@gmail.com

16 <sup>(3)</sup> Gottfried Wilhelm Leibniz Universty, Welfengarten 1 D-30167 Hannover, Germany. E-mail:  
17 h.geo.dill@gmx.de  
18

19 **Abstract**

20 We study the structural control of pegmatites (F-REE-Li vein-type granite pegmatite) associated  
21 to the albite-enriched granite facies (AEG) of the Madeira A-type granite (~1.83 Ga). This facies  
22 corresponds to the Madeira world-class Sn-Nb-Ta-F (cryolite) deposit at the Pitinga mine. These REE-  
23 rich pegmatites (xenotime and gagarinite), presently exploited together with the disseminated ore, have  
24 potential to exploitation by selective mining. They have a common geometric arrangement and share a  
25 same mineralogy, therefore they all originate from the same source. They have the same mineralogical  
26 composition of the host rock and their emplacement occurred in the parental rock itself. The geometric  
27 arrangement of the pegmatites is settled by contractional brittle structures (reverse faults, imbrication  
28 fans and horses). The reverse fault planes (~N320/60SW) were essentially the conduits for the fluid.  
29 The preferential sites for the pegmatites bodies were the horizontal tensile fractures. The well-marked  
30 geometric arrangement of the tectonic structures and the fact that there are also reverse faults planes  
31 without pegmatites show that the fractures that host the pegmatites were not formed by the fluid  
32 pressure. The orientation of the contractional structures in the AEG indicates a transport from SW to  
33 NE. With reduced surface dimensions, the AEG cooled fast, however its location in the cold upper crust  
34 and the low solidus temperature allowed pegmatites formation. At the structural level of the studied  
35 pegmatites, when these veins positioned, the AEG was crystallized in a position above the critical crustal  
36 depth, where minimum normal stress is vertical.

37  
38 **Keywords:** pegmatite, structural control, albite-enriched granite, rare earth elements, Pitinga,  
39 Amazonas.

40

## 41 **Resumo**

42 Nós estudamos o controle estrutural dos veios de pegmatitos graníticos (tipo F-ETR-Li)  
43 associados à fácies albíta granito (AEG) do granito Madeira (~1.83Ga). Esta fácies corresponde ao  
44 depósito, de classe mundial, de Sn-Nb-Ta-F (criolita) da mina de Pitinga. Atualmente, esses pegmatitos  
45 ricos em ETR (xenotima e gagarinita) são explorados junto com o minério disseminado, porém possuem  
46 potencial para exploração por lavra seletiva. Todos os pegmatitos possuem arranjo geométrico e  
47 mineralogia similares, o que sugere mesma fonte. Também possuem mineralogia igual à da encaixante  
48 e seu alojamento ocorreu na própria rocha parental. O arranjo geométrico dos pegmatitos foi controlado  
49 por estruturas contracionais frágeis (falhas inversas, leques de imbricação e cavalos). Os planos de falhas  
50 inversas (N320/60SW) serviram como condutos para o fluido que se alojou preferencialmente em  
51 fraturas horizontais distensivas. O arranjo geométrico bem definido dessas estruturas e o fato de que  
52 também há planos de falhas inversas sem pegmatitos demonstram que as fraturas que hospedam os  
53 pegmatitos não foram formadas pela pressão do fluido. A orientação das estruturas contracionais no  
54 AEG indica que ocorreu um transporte de SW para NE. Como este corpo possui pequena dimensão,  
55 resfriou-se rapidamente. Contudo, sua localização na crosta superior fria e a baixa temperatura *solidus*  
56 permitiram a formação dos pegmatitos. No nível estrutural em que se encontram os pegmatitos  
57 estudados, quando esses veios se alojaram, o AEG estava cristalizado e posicionado acima da  
58 profundidade crustal crítica, onde o estresse normal mínimo é vertical.

59

60 **Palavras-chave:** pegmatito, controle estrutural, albíta granito, elementos terras raras, Pitinga,  
61 Amazonas.

62

## 63 **1 Introduction**

64 As reflected in classification schemes and contents of reviews papers, the studies of  
65 granitic pegmatites are based mostly on textural, geochemical and isotopic characteristics and  
66 on the geotectonic setting of granite magmatism. Data about the structural relationship of the  
67 pegmatites with the host rocks, that interact to control size, shape and orientation of pegmatitic  
68 bodies, are still rare. However, the understanding of the structural elements of the host rock is  
69 necessary in the study of pegmatitic bodies emplaced at upper levels in the crust. There is a lack  
70 of structural data concerning pegmatites because studies are generally focused on the  
71 responsible processes for the formation of the remarkable characteristics of pegmatites, and not  
72 on the study of the pegmatites as rock bodies. The structural analysis of pegmatite bodies can  
73 provide not only information about the controls of the mineralization processes during the final  
74 stages of the magmatic activity, but also about changes in the tectonic setting through the time  
75 from magma generation to late stage intrusion.

76 This work is focused in the structural analysis of pegmatite bodies associated with the  
77 albite-enriched granite facies (AEG) of the Madeira A-type granite (~1.83 Ga), in the Pitinga  
78 mine, located in the Amazonas craton, northern Brazil. The AEG corresponds to the Madeira

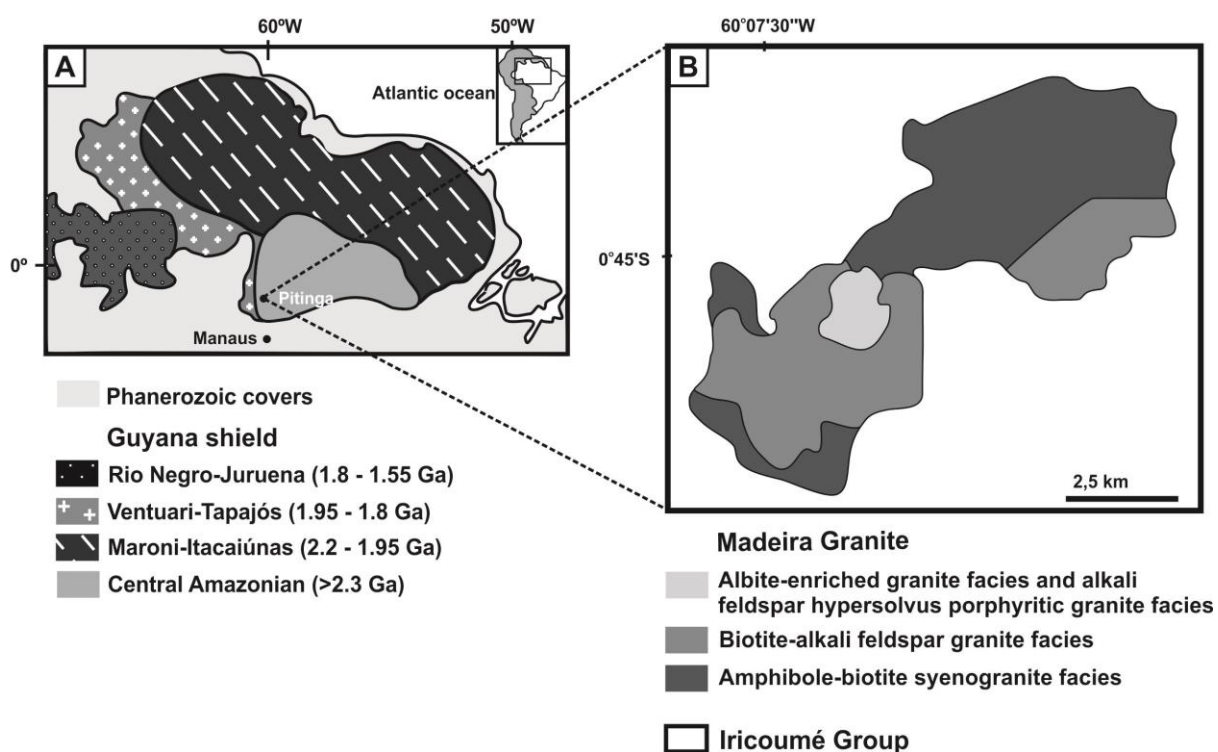
79 world-class Sn-Nb-Ta (REE, Zr, U, Th, cryolite) deposit. This association of cryolite, Sn, Nb  
 80 and Ta and several other rare metals disseminated in the same peralkaline rock which also hosts  
 81 a massive cryolite deposit is unique in the world. At present, the pegmatites are explored  
 82 together with the disseminated Sn-Nb-Ta ore. However, since they are rich in xenotime-(Y),  
 83 particularly rich in Dy, and also contain gagarinite-(Y), their exploitation through selective  
 84 mining is being evaluated.

85

## 86 2. Geological setting and methods

### 87 2.1 Geological setting

88 The Pitinga region situated near to the equator, in the southern part of the Guyana shield  
 89 (Gibbs and Barron, 1983). Geophysical surveys (Rosa *et al.* 2014) have made it possible specify  
 90 that the Pitinga region is located (Fig. 1A) in the Central Amazonas Province (> 2.3 Ga), in the  
 91 edge with the Ventuari-Tapajós Province (1.95 to 1.8 Ga) of the Amazonas craton (Tassinari &  
 92 Macambira, 1999).



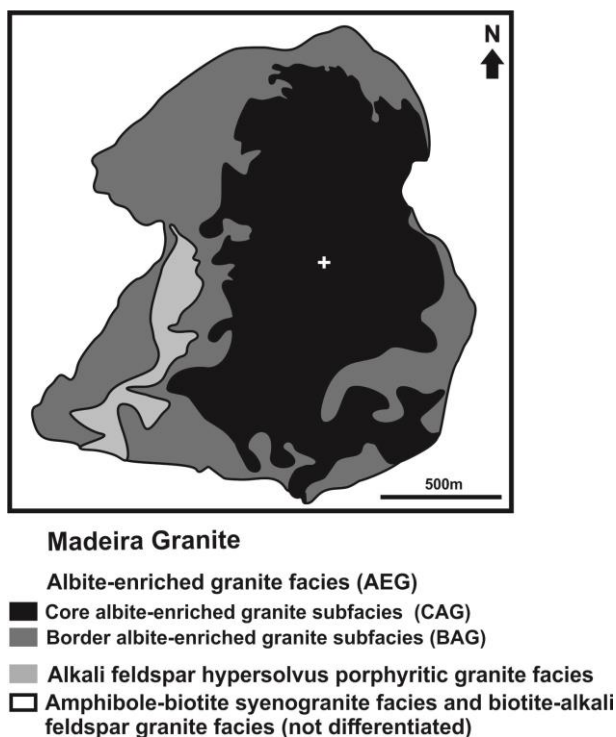
93

94 Figure 1. Geologicals setting and location of Pitinga region. A) Geochronological provinces of  
 95 the Amazonas craton in the Guyana shield (modified from Tassinari & Macambira, 1999); B)  
 96 Facies of the Madeira granite (after Costi, 2000). Ages referenced in the text.

97 Figura 1. Configuração geológica e localização da região de Pitinga. A) Províncias  
 98 geocronológicas do cráton Amazonas no escudo das Guianas (modificado de Tassinari &  
 99 Macambira, 1999); B) Facie do granito Madeira (segundo Costi, 2000). Idades referenciadas  
 100 no texto.

101 The Madeira granite belongs to the Madeira Suite (Costi, 2000) and emplaced in  
102 volcanic rocks of the Iricoumé Group ( $1881 \pm 2$  to  $1890 \pm 2$  Ma,  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  in zircon; Ferron  
103 *et al.*, 2006). Four facies are characterized in the Madeira granite (Fig. 1B). The oldest is an  
104 amphibole-biotite syenogranite ( $1824 \pm 2$  Ma, Pb-Pb in zircon; Costi, 2000). This facies is  
105 crosscutted by a biotite-alkali feldspar granite ( $1822 \pm 2$  Ma, Pb-Pb in zircon, Costi, 2000) and  
106 subsequently by an alkali feldspar *hypersolvus* porphyritic granite ( $1818 \pm 2$  Ma, Pb-Pb in  
107 zircon; Costi, 2000). The AEG, which has very metamorphic zircons ( $1822 \pm 22$  Ma, U-Pb in  
108 zircon; Bastos Neto *et al.*, 2014), exhibits magma-mingling relationship with the *hypersolvus*  
109 granite facies. The AEG is the unique facies mineralized and host the pegmatites studied in this  
110 paper.

111 The AEG has an ellipsoidal shape with the N-S axis measuring 2 km and the E-W 1.5  
112 km and divided in core albite-enriched granite (CAG) and border albite-enriched granite (BAG)  
113 (Fig. 2). The CAG is a subsolvus granite, porphyritic to seriate in texture, fine to medium in  
114 grain size, and composed of quartz, albite, and K-feldspar in nearly equal proportions (25 to  
115 30%). The accessory minerals are cryolite (5%), polyolithionite (4%), biotite (3%), zircon (2%),  
116 and riebeckite (2%). Pyrochlore, cassiterite, xenotime, columbite, thorite, magnetite,  
117 genthelvite and galena occur in minor proportions. The BAG is a peraluminous granite with the  
118 same texture types and essential mineralogy as the CAG core, except for iron-rich minerals,  
119 which have almost completely disappeared because of an autometamorphic process, and the  
120 presence of fluorite instead of cryolite (Costi *et al.* 2000, 2009). The disseminated ore (CAG +  
121 BAG) totalizes 164 Mt with 0.17 wt.% Sn, 0.22 wt.%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  and 0.028 wt.%  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ .



122

123 Figure 2. Geological map of the albite-enriched granite (modified from Minuzzi, 2005). The  
 124 crosses in figures 2 and 4 are located in the same point.

125 Figura 2. Mapa geológico do albita granito (modificado de Minuzzi, 2005). As cruces nas  
 126 figuras 2 e 4 são locais correspondentes.

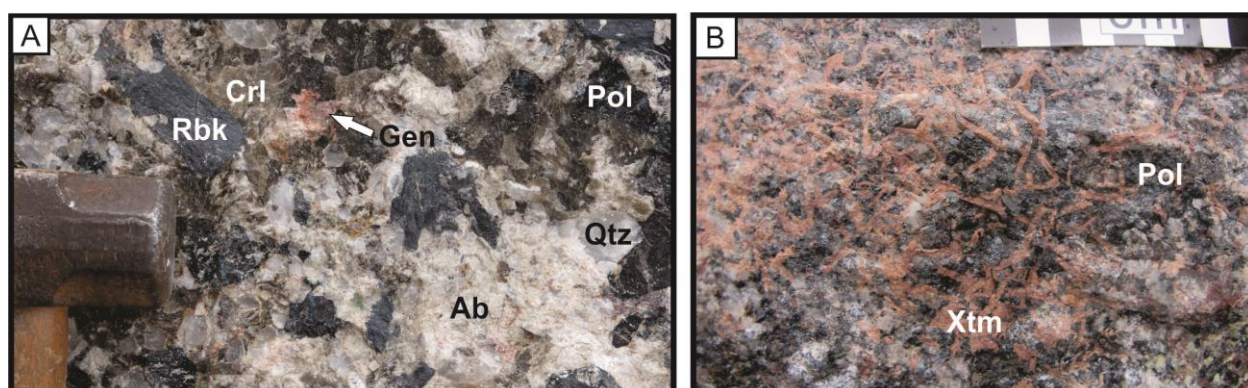
127

128 In the central portion of CAG, in depth not yet reached by the mining operations, occurs  
 129 a massive cryolite deposit of 10 Mt with a grade of 31.9 wt.%  $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ . This deposit is formed  
 130 by several massive bodies of cryolite that are intercalated with the CAG and hypersolvus  
 131 granite. These cryolite bodies are subhorizontal, can be up to 300 m long and 30 m thick, and  
 132 are made up essentially of cryolite crystals (approximately 87% by volume), plus quartz, zircon,  
 133 and feldspar. Bastos Neto *et al.* (2005, 2009) and Minuzzi *et al.* (2006) provide detailed  
 134 descriptions.

135 Several authors (e.g. Costi, 2000; Minuzzi *et al.*, 2006; Pires, 2010; Bastos Neto *et al.*,  
 136 2014) report the existence of pegmatites associated to the CAG. Pires (2010) highlighted the  
 137 richness of the pegmatites in xenotime and their potential to exploitation by selective mining.  
 138 All the minerals of the CAG listed above occur in the pegmatite veins. Quartz, feldspar, cryolite,  
 139 polythionite, and riebeckite are commonly well-developed (Fig. 3A), often-reaching 5 cm,  
 140 locally 10 cm or more. Xenotime-(Y) is not so developed, the larger crystals are in the order of  
 141 2 cm, but crystals such as these may be very abundant (Fig. 3B). In the CAG also occurs the  
 142 pegmatitic AEG (Bastos Neto *et al.* 2009, Stolnik 2015), a textural variation of the AEG in the  
 143 form of bands or lenses, with gradational contact, mineralogy similar to AEG, but with very

144 coarse texture. The pegmatitic AEG is not subject of this paper that focused in the pegmatite  
 145 veins.

146



147

148 Figure 3. Pegmatites minerals. A) Pegmatite vein formed by albite (Ab), quartz (Qtz), riebeckite  
 149 (Rbk), polyolithionite (Pol), cryolite (Crl), and genthelvite (Gen); B) Pegmatite rich in xenotime  
 150 (Xtm) and polyolithionite (Pol).

151 Figura 3. Minerais dos pegmatitos. A) Veio de pegmatito formado por albita (Ab), quartzo  
 152 (Qtz), riebeckita (Rbk), polilitionita (Pol), criolita (Crl) e genthelvita (Gen); B) Pegmatito rico  
 153 em xenotima (Xtm) e polilitionita (Pol).

154

155 The maximum temperature estimated for the beginning of the crystallization of the  
 156 amphibole-biotite sienogranite (the oldest facies) is 930°C, at a depth of approximately 15 km  
 157 (5 kbar) and, for the AEG, is below 650°C at depth ~1km (1 kbar) (Lenharo *et al.*, 2003).  
 158 According to Lenharo (1998) and Costi (2000), there would have been an extreme F-enrichment  
 159 in the residual melt of the AEG, responsible for the formation of the massive cryolite deposit.  
 160 This deposit would be related to a silicate-fluoride liquid-liquid immiscibility (Lenharo's  
 161 model) or to the melt split into a high-water, relatively F-poor portion, and a low-water, Na-Al-  
 162 F-rich residual portion (Costi's Model). However, according to Bastos Neto *et al.* (2009), the  
 163 extreme F-enrichment did not occurred because the crystallization of magmatic cryolite since  
 164 the earlier stages buffered the content of F in the melt. In addition, the fluid inclusions data  
 165 prove that the massive cryolite deposit is hydrothermal, formed from an aqueous fluid (salinity  
 166 ranges from 1.7 to 22.4 wt.% eq. NaCl). The highest homogenization temperature measured in  
 167 massive cryolite is 400°C; the cryolite formation continued until ~100°C.

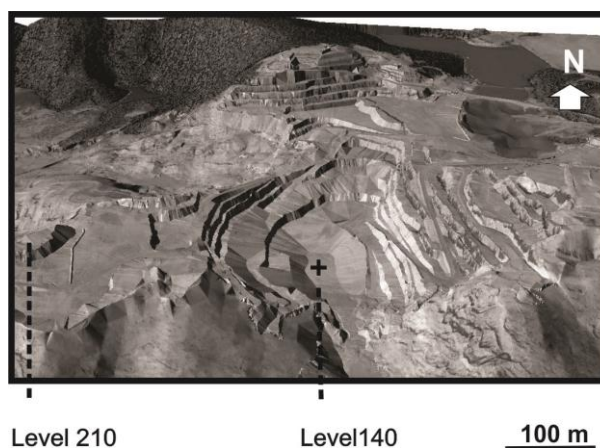
168

## 169 2.2 Methods

170 Detailed structural analysis was carried out in the open pit of the Pitinga mine, in the  
 171 benches between levels 210 and 140 (Fig. 4). The main tectonic structures were characterized  
 172 and their their geometric relationships investigated. Microstructural analysis in standard thin



173 sections of the host rock and pegmatite minerals was made with the objective of determining  
 174 whether or not they were affected by tectonic deformation. The description of contractional  
 175 structures employs the terminology of Boyer & Elliott (1982). The term pegmatite *vein* is used  
 176 in the sense of Bons *et al.* (2012): "aggregate of minerals precipitated from a fluid at a dilatation  
 177 site".  
 178



179  
 180 Figure 4. Pitinga Mine open pit 3D model (october 2016). The crosses in figures 4 and 2 are  
 181 located in the same point.

182 Figura 4. Mapa geológico do albita granito (modificado de Minuzzi, 2005). As cruces nas  
 183 figuras 4 e 2 são locais correspondentes.

184

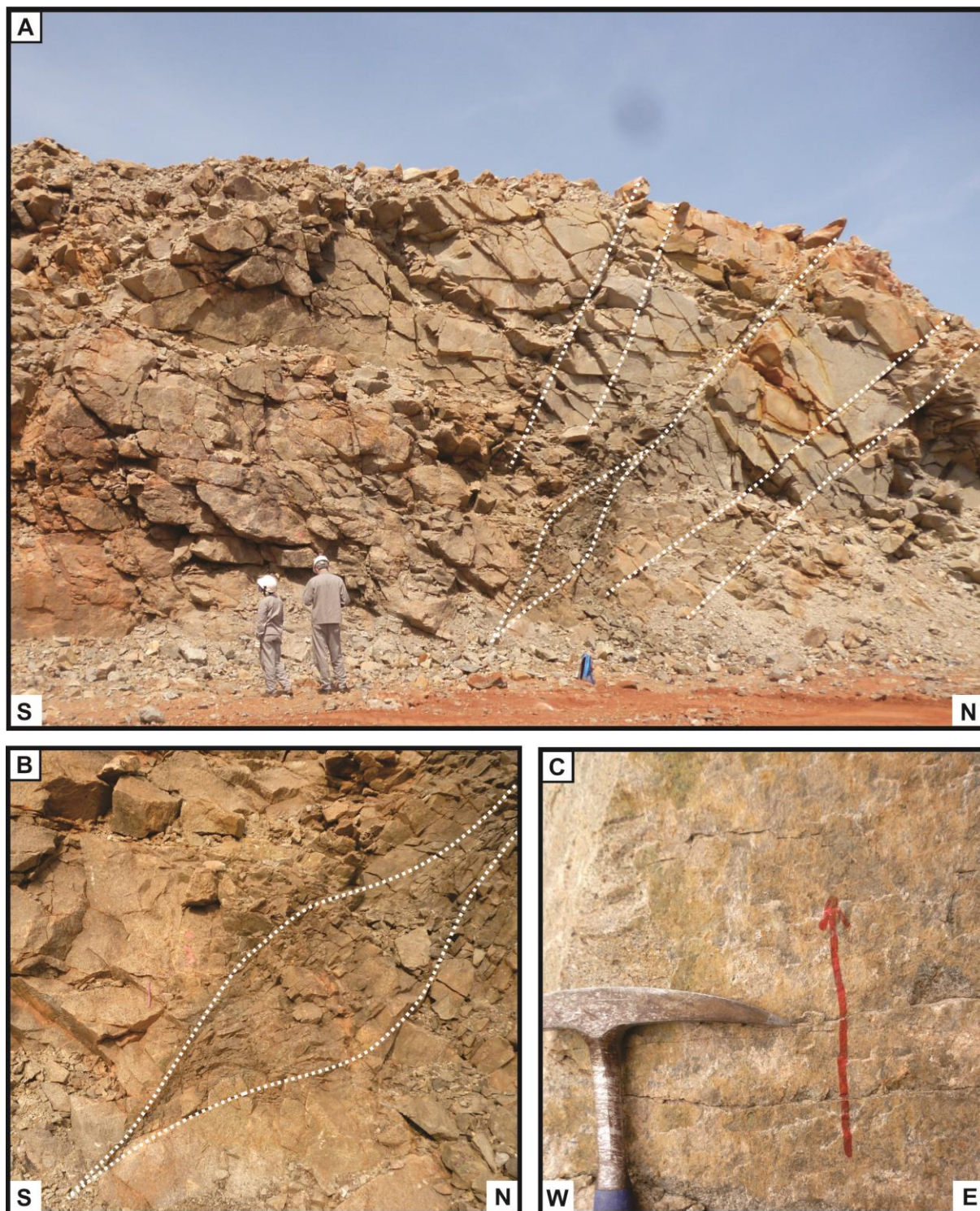
185

### 186 **3 Results**

#### 187 *3.1 Structural geology of the CAG*

188 In the current exposed surface of the CAG occurs principally reverse faults, imbrication  
 189 fans and horses (Fig. 5A). The reverse faults occur as single slip surface or as composing fault  
 190 zones. Even the fault zones have core and damage zones with centimeter thick, that suggest  
 191 small slips. Despite the small thickness, the faults are penetrative and one same fault may be  
 192 tracked through several levels benches. The fault planes are oriented N300 to 340, with dips  
 193 between 45<sup>0</sup> and 80<sup>0</sup> to SW or NE. Some sigmoidal fault planes delimit horses with meter to  
 194 centimeter scales, with S geometry and dip to SW (Fig. 5B). The imbrication fans have meter  
 195 to decameter sizes, with thrust transport to NE. In the structures of this set, the fault-slip  
 196 direction is perpendicular to the strike of fault planes, as recorded by slickenlines and chatter  
 197 marks (Fig. 5C).





198

199 Figure 5. Tectonic structures in the CAG. A) Imbrication fan with horse in the core albite-  
 200 albite-enriched granite. Reverse faults N300 dips to SW; B) Detail of the meter horse observed in A  
 201 (photo width: 2m); C) Chatter marks in reverse fault plane in the CAG. The missing block  
 202 moved up.

203 Figura 5. Estruturas tectônicas no CAG. A) Leque de imbricação com cavalo no albita granito  
 204 de núcleo. Planos de falhas inversas N300 com mergulhos para SW; B) Detalhe de um cavalo  
 205 métrico observado na Fig. A (largura da foto: 2m); C) Estrias no plano de falha inversa no CAG.



206 A widespread network of horizontal extension fractures is associated to the reverse  
 207 faults. These fractures have meter length and millimeter to centimeter width, when they are not  
 208 filled (Fig. 6). The intersection of NE and SW dip fault planes create convex linear features  
 209 with orientation around N330, which sometimes are prominent in the benches (Fig. 7A, B). The  
 210 geometric array of the contractional structures of the AEG (visibles in the CAG) is resumed in  
 211 the stereogram of the (Fig. 8A). It may be related to a stress field in wich  $\sigma_1 = 10/230$ ,  $\sigma_2 =$   
 212  $0/320$  and  $\sigma_3 = 80/050$  (Fig. 8B). The extension fractures are parallels to, or contain, the  
 213 maximum ( $\sigma_1$ ) and the intermediate ( $\sigma_2$ ) principal stresses and are perpendicular to the  
 214 minimum stress ( $\sigma_3$ ). As will be shown below, the contractional structures control the  
 215 orientation of the pegmatite bodies.

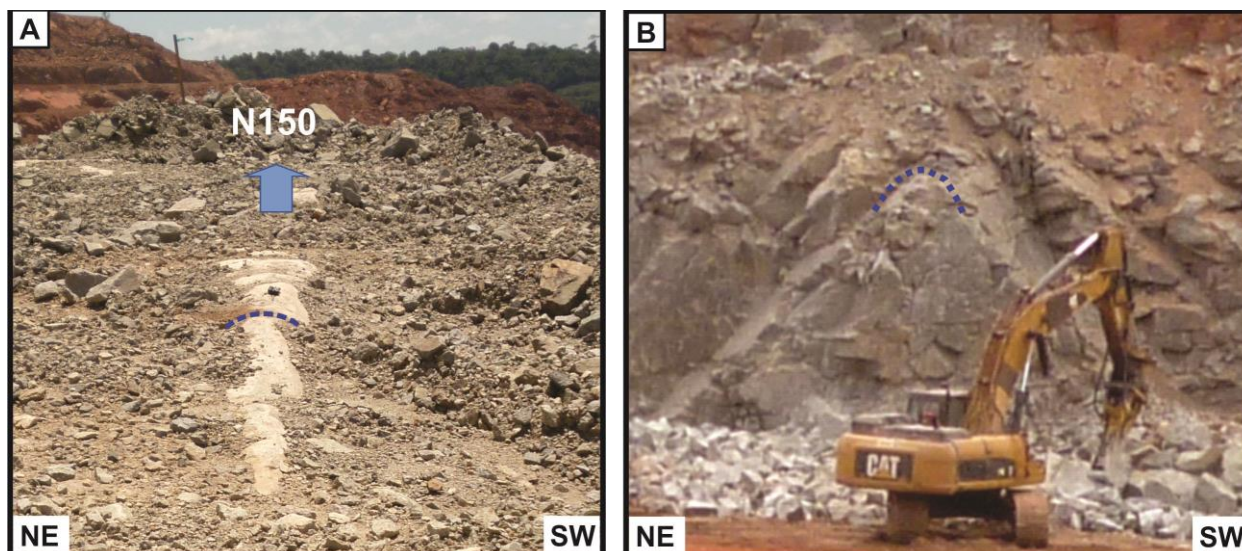


216

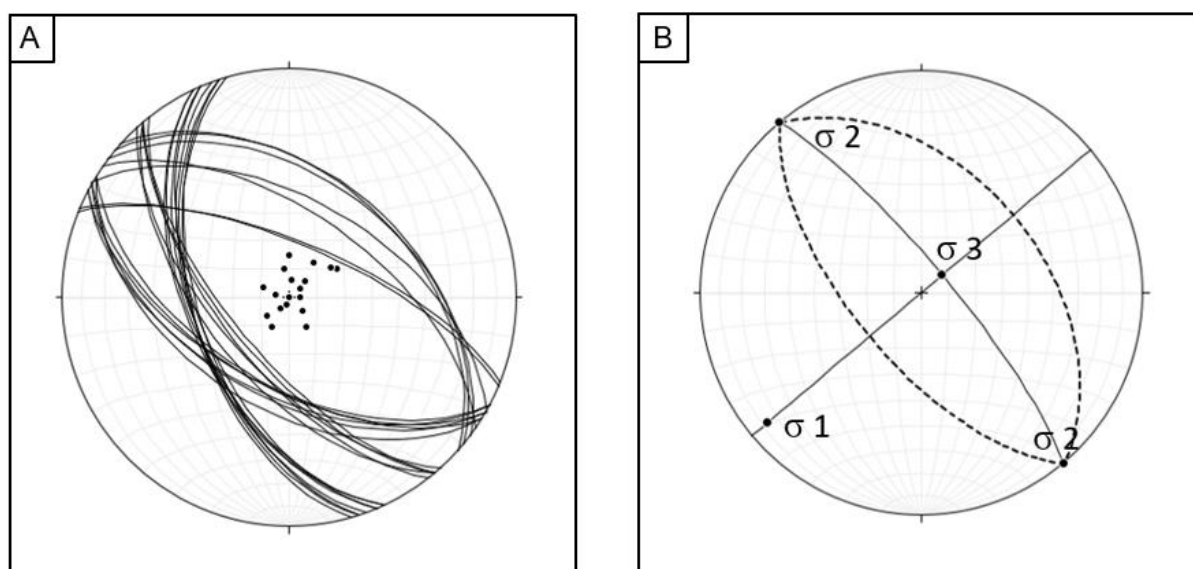
217 Figure 6. Horizontal extension fractures (dotted black lines) associated to reverse faults  
 218 (continuous black lines). Lines with arrows at both ends indicate the opening direction of  
 219 horizontal fractures.

220 Figura 6. Fraturas extensionais horizontais (linhas tracejadas pretas) associadas à falhas  
 221 inversas (linha contínua preta). Linhas com setas em ambas as extremidades indicam o sentido  
 222 de abertura das fraturas horizontais.

223



224  
225 Figure 7. Linear structure formed by the intersection of the reverse fault planes dipping down  
226 NE and SW. A) Plan view; B) Profile of horizontal linear structure striking N320.  
227 Figura 7. Estrutura linear formada pela intersecção dos planos de falhas inversas mergulhando  
228 para NE e SW. A) Vista em plano; B) Perfil de estrutura linear horizontal com direção N320.  
229

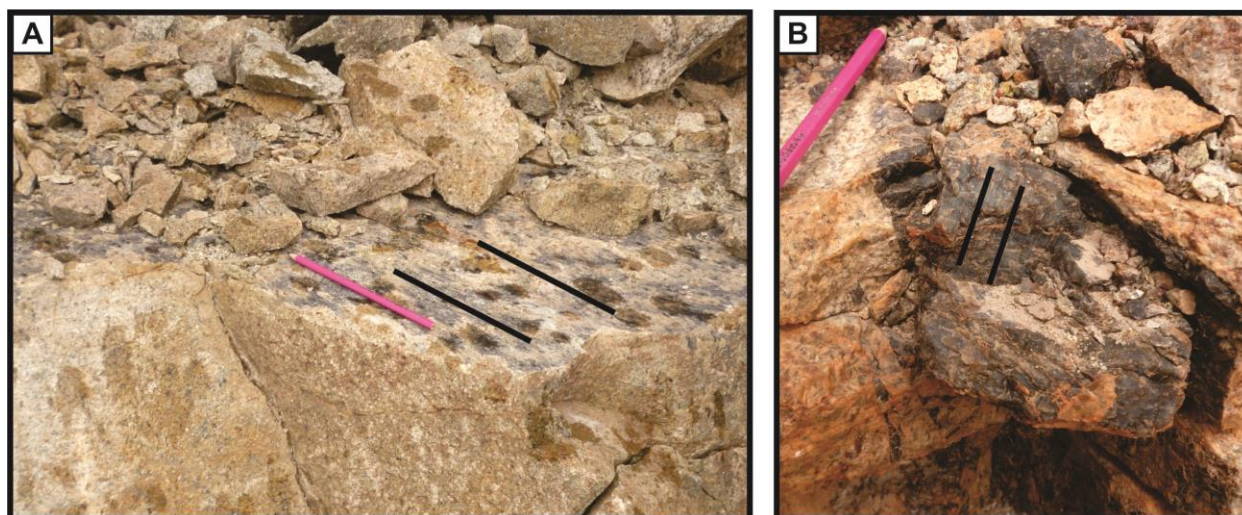


230  
231 Figure 8. Stereogram of geometric array of the contractional structures of the CAG. A) Reverse fault  
232 planes (great circles) and poles of extension fractures (dots) in the core albite-enriched granite  
233 (N: 56); B) Orientation of the principal stresses axes related to the contractional structures of  
234 the core albite-enriched granite. Equal area lower hemisphere Schmidt-Lambert stereographic  
235 projection.  
236 Figura 8. Stereograma do arranjo geométrico das estruturas contracionais do CAG. A) Plano de  
237 falha inversa (círculo grande) e polos das fraturas extensionais (pontos) no albita granito de  
238 núcleo (N:56); B) Orientação dos principais eixos de estresse relacionados à estruturas  
239 contracionais do albita granito de núcleo. Projeção estereográfica construída em rede equiária  
240 hemisfério inferior de Schmidt-Lambert.  
241

242 Less commons than the structures described above, there are also very low angle reverse  
243 faults with main orientation around N20E and dip < 20° to NW or SE. The fault planes are filled



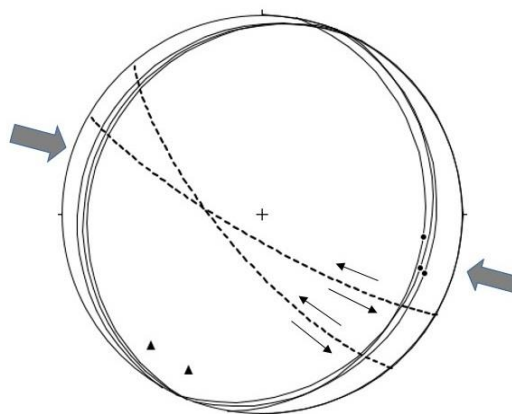
244 with riebeckite or cryolite. Slickenlines indicate transport from ESE to WNW (Fig. 9A). In  
 245 addition, there are hybrid fractures (N310/75SW) filled with fibrous cryolite (15/N213) (Fig.  
 246 9B). The orientations of both groups of structures are consistent with a stress field where  $\sigma_1 =$   
 247  $0/300$  and  $\sigma_3 = 15/210$  (Fig. 10).



248

249 Figure 9. Less common structures. A) Very low angle reverse fault filled with riebeckite.  
 250 Slickenlines indicate transport to WNW (pencil tip); B) Hybrid fracture filled with fibrous  
 251 cryolite.

252 Figura 9. Estruturas menos comuns. A) Falha inversa de muito baixo ângulo preenchida com  
 253 riebeckita. Estrias indicam transporte para WNW (ponta do lápis); B) Plano de fratura híbrida  
 254 subvertical preenchido com fibras de criolita.



255

256 Figure 10. Planes of low angle reverse faults (great circles) with riebeckite slickenlines (dots),  
 257 hybrid fractures (dotted lines) with fibers of cryolite (triangles) and approximate orientation of  
 258 the  $\sigma_1$  (N: 13). Equal area lower hemisphere Schmidt-Lambert stereographic projection.

259 Figura 10. Planos de falha inversa de baixo ângulo (grandes círculos) com estrias de riebeckita  
 260 (pontos), fraturas híbridas (linhas tracejadas) com fibras de criolita (triângulos) e orientação  
 261 aproximada do  $\sigma_1$  (N: 13). Projeção estereográfica construída em rede equiária hemisfério  
 262 inferior de Schmidt-Lambert.

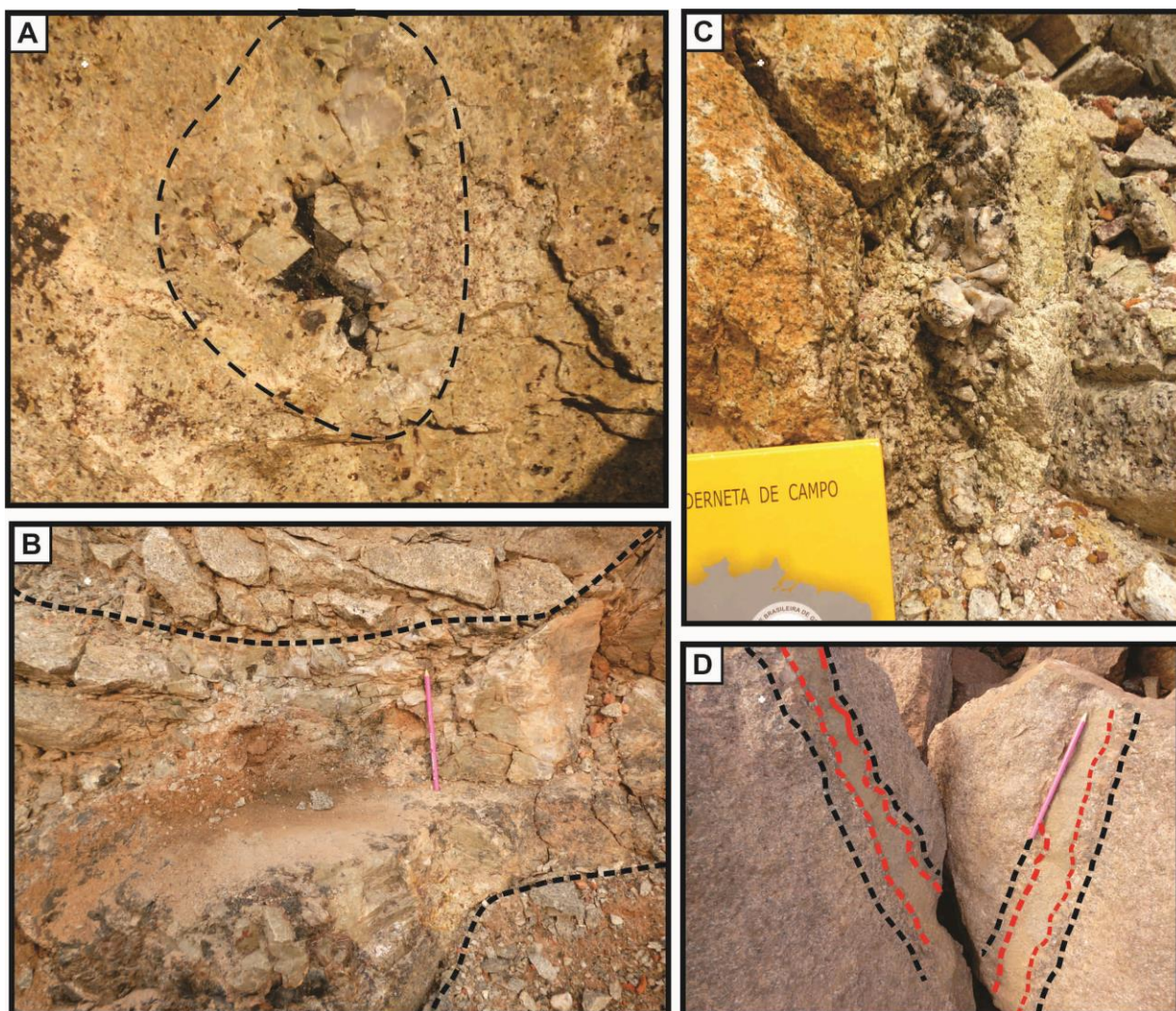
263



264 The orientations of the two sets of structures observed in the open pit are not in  
 265 agreement with a same principal stress axes orientation. This suggests that the formation of  
 266 cryolite may have been asynchronous with the emplacement of the pegmatite bodies.

### 267 3.2 Pegmatite veins

268 In the open pit are observed pegmatites in miarolitic cavities and veins. The miarolitic  
 269 cavities are not ubiquitous. They have centimeter to decimeter sizes filled with quartz, chlorite,  
 270 fluorite and cryolite (Bastos Neto *et al.*, 2014). These pegmatite bodies are not associated with  
 271 fractures (Fig. 11A). They seem to occur more close to the CAG - BAG boundary. A well-  
 272 marked zonation is observed in some miarolitic cavities. The border zone is centimeter and  
 273 formed by quartz and albite crystals. The wall zone consists predominantly of albite and quartz  
 274 crystals, with a hipidiomorphic texture. The beginning of the intermediate zone is marked by  
 275 the preferential orientation of the minerals perpendicular to the wall and abrupt increase of the  
 276 size of the minerals. The nucleus is usually formed only by cryolite.



277

278 Figure 11. Occurrence forms of pegmatites. A) Pegmatite in miarolitic cavity (photo width: 50  
279 cm); B) Pegmatite body emplaced in horizontal extension fracture; C) Pegmatite body  
280 emplaced in reverse fault plane; D) Aplite dike (dotted red line) cutting a pegmatite vein (dotted  
281 black line).

282 Figura 11. Formas de ocorrências de pegmatitos. A) Pegmatito em cavidade miarolítica (largura  
283 da foto: 50cm); B) Corpo de pegmatito alojado em fratura extensional horizontal; C) Corpo de  
284 pegmatito alojado em plano de falha inversa; D) Dique de aplito (linha tracejada vermelha)  
285 cortando um veio de pegmatito (linha tracejada preta).

286

287         There are two types of pegmatite veins visible in the whole mine front, from level 210  
288 to 140. The prevalent type is that of metric tabular bodies, with no more than 1 meter thick,  
289 emplaced in horizontal extension fractures (Fig. 11B). The other group is formed by tabular  
290 bodies emplaced in the reverse fault planes (Fig. 11C). These veins have centimeter to  
291 decimeter thickness and can be discontinuous in a same fault plane. Both types of pegmatite  
292 veins are formed by quartz, albite, riebeckite, K-feldspar and polyolithionite and, to a lesser extent,  
293 cryolite, fluorite, xenotime, thorite and genthelvite. Locally dykes of aplite cut the pegmatite  
294 veins (Fig. 11D).

295         The horizontal pegmatite bodies (Fig. 12) have a thin, well marked, border (centimeter),  
296 with minerals sizes ranging from 0.1 to 5 cm. From the border to the center of the bodies there  
297 is a systematic increase in the size of the minerals, without, however, defining a zoning. The  
298 interior of the bodies is homogeneous, with anhedral to subhedral minerals generally around 5  
299 cm in size. In the subvertical pegmatite bodies the internal zoning is also not well defined,  
300 except for the border zone, which is also thin. The minerals in the border zone are smaller than  
301 the minerals in the interior.





302

303 Figure 12. Pegmatite body emplaced in horizontal extension fracture (black line) associated  
 304 with reverse fault planes (dotted black lines).

305 Figura 12. Corpo de pegmatito alojado em fratura extensional horizontal (linha preta) associado  
 306 aos planos de falhas inversas (linhas pretas tracejadas).

307

308 The orientation of the planar pegmatite bodies (horizontal or subvertical) is controlled  
 309 by the contractional structures existing in the CAG. The subvertical pegmatite veins are  
 310 emplaced in planes of reverse faults and the horizontal pegmatites veins are housed in extension  
 311 fractures. The horizontal pegmatite bodies are perpendicular to the minimum stress axis  $\sigma_3$  and  
 312 the subvertical pegmatite veins occur in the reverse fault planes positioned at approximately  
 313  $60^\circ$  from  $\sigma_3$  (Fig. 8B). Pegmatite veins are preferably emplaced in fault planes that dip to SW.  
 314 Horizontal and subvertical planes are physically connected and the textural characteristics of  
 315 the pegmatites in these places suggest that the fault planes worked as fluid conducts to form the  
 316 horizontal veins.

317

#### 318 4 Discussion

319

320 The pegmatite bodies hosted in the CAG have a common geometric arrangement and  
 321 share a same mineralogy, indicating that they all originate from the same source and thus they

322 correspond to a pegmatite group (London, 2015). Based on the characteristics of the structural  
323 setting, mineralogy, composition and texture, they are classified as granitic type of the REL  
324 (rare elements) class and as NYF family (Nb, Y and REE, and F) in the classification of Cerny  
325 & Ercit (2005) and as F-REE-Li vein-type granite pegmatite in the classification of Dill (2015).  
326 Although evolved pegmatites can originate dykes at great distance, which propagate vertically  
327 to upper crust from a pluton placed in the lower/middle crust, this does not appear to be the case  
328 of the studied pegmatites. The fact that they have the same mineralogical composition of the  
329 host rock strongly suggests that their emplacement occurred in the parental rock itself.

330         With reduced surface dimensions (2 km x 1.5 km), probably the CAG cooled fast and  
331 this can be considered a constraint for CAG to generate pegmatite dykes. However, another  
332 factor may have been decisive for the generation of pegmatites. In the case of plutons located  
333 in the cold upper crust, magmas with low solidus temperature (relatively evolved) can form  
334 pegmatites (Baker, 1998), and the solidus temperature of the CAG is estimated to be about  
335 500°C (Costi *et al.*, 2009).

336         The existence of reverse fault planes and extension fractures with and without pegmatite  
337 indicates that the fluid pressure of the pegmatite did not originate the system of fractures  
338 established in the host rock (CAG). The absence of deformation in the minerals that composed  
339 the pegmatite indicates that the emplacement of the pegmatite is subsequent to the formation of  
340 the contractional system. That is, before the pegmatites emplacement, the CAG, already fully  
341 crystallized, was subjected to a tectonic load and then had a brittle behavior. Effectively, the  
342 CAG crystallized under P-T conditions of 1Kbar and 650°C, to a depth of <1km (Lenharo,  
343 2003). At this crustal level, ductile behavior would not be expected, unless the CAG was  
344 syntectonic. When the pegmatites intrusion occurred, the CAG was positioned above the critical  
345 crustal depth (Brisbin, 1986), where minimum normal stress is vertical. This explains why  
346 reverse fault planes were not preferred sites for the pegmatite emplacement. With the minimum  
347 normal-stress vertical, the horizontal extension fractures were the preferential sites for the  
348 pegmatites. The reverse fault planes, where the pegmatite veins are poorly developed, were  
349 mainly conduits for F-enriched low viscosity residual melt that rise from deeper parts of CAG  
350 and were housed in the fractures perpendicular to the minimum stress axis. The existence of  
351 more tabular bodies in the SW than in the NE dip fault planes should be linked to particular  
352 conditions of normal stress and fluid pressure.

353         Pegmatites of the REL class are characteristic of intermediate to shallow crustal levels.  
354 In this environment, the host rock exhibits brittle behavior, like the structures present at Pitinga



355 mine. On the other hand, the pegmatites of the NYF family have tectonic affiliation with  
356 anorogenic granites (Cerny *et al.*, 2012), as is the case of the CAG.

357 The previous works dealing with the emplacement of the AEG mention the influence of a shear  
358 zone striking NE-SW, left lateral (Bastos Neto *et al.*, 2014) or right lateral (Siachoque *et al.*,  
359 2017), or the influence of N-S structures (Costi *et al.*, 2000; Minuzzi *et al.*, 2006). However,  
360 the structures described above - slickenlines that point down deep, horizontal tensile fractures  
361 - and the determined horizontal intermediate ( $\sigma_2$ ) stress are convincing evidence that the  
362 origin of the contractional structures is not linked to a transpressive regime. The N320 trend of  
363 the fault planes highlighted in the Pitinga Mine is regionally penetrative. This trend is quite  
364 clear in lineaments in SRTM images of the Madeira Granite area and predominates in the  
365 aeromagnetic anomalies of this portion of the Central Amazonas Province (Rosa *et al.*, 2014).  
366 The Pitinga mine is located on the border of the Central Amazonas Province, but at only 50 km  
367 from the limit with the Ventuari-Tapajós Province. The contractional deformation of the CAG  
368 may follow from the final efforts generated during the amalgamation of juvenile terrains (2.0 -  
369 1.8 Ga) which resulted in the formation of the Ventuari-Tapajós Province. The Ventuari-Tapajós  
370 collisional orogenic belt comprised the subduction (~1.89Ga) of an oceanic plate under the  
371 Central Amazonas Province (Valério *et al.*, 2006, Rosa *et al.*, 2014). The vergence to NE of the  
372 contractional structures of the CAG (imbricated zones, horses) is consistent with the expected  
373 orientation of the foreland structures in the Ventuari-Tapajós orogen.

374 Many examples of pegmatite hosted in A-type peralkaline granites of crustal shallow  
375 level exist. In these cases, the fluid pressure generates the fractures in the final stages of the  
376 magmatic evolution (hydraulic fracturing). The data present in this paper suggest the existence  
377 of tectonic fractures in the host rock when the emplacement of the pegmatites occurred at the  
378 studied structural level. Examples of previous development of space into which pegmatite may  
379 be emplaced rare exist and have different geological context. One example is the REE pegmatite  
380 of the Strange Lake Complex (Canada). This complex is a small anorogenic granite with sub  
381 circular shape (~1189 Ma; Pillet *et al.*, 1989). Just as it occurs in the CAG, the pegmatites are  
382 hosted in the youngest phase of the complex. The pegmatite occurs as a large lens and many  
383 thin subvertical dikes (Miller, 1990). The emplacement of the granite created fractures in the  
384 roof zone. Then the pegmatite emplaced in these previous developed sites. Another example of  
385 REE pegmatite, but associated to a granitic gneiss host, is the Kipawa syenite Complex (~1240  
386 Ma) in Canada. The complex is strongly metamorphosed and underwent three deformation  
387 stages. The pegmatites are undeformed small folded veins. They are hosted in the cleavage

388 planes of the F1 folds that are folded in the F2 stage (Currie & Breemen, 1996). Therefore, the  
389 emplacement of the pegmatite is posterior to the development of these planes.

390

## 391 **5. Conclusion**

392

393 The present work allowed reaching the conclusions below.

394 All the pegmatites associated to the albite-enriched granite (~1.83Ga) are classified as  
395 F-REE-Li vein-type granite pegmatite. The pegmatite bodies hosted in the albite-enriched  
396 granite have a common geometric arrangement (miarolitic cavity, horizontal bodies and  
397 subvertical veins) and share a same mineralogy, which is characterized by riebeckite,  
398 polyolithionite, albite, quartz and cryolite with minor genthelvite, xenotime and fluocerite. They  
399 all originate from the same source. They have the same mineralogical composition of the albite-  
400 enriched granite. They occur exclusively in this rock. Because of these characteristics, their  
401 emplacement occurred in the parental rock itself.

402 With reduced surface dimensions (2 x 1,5km), the albite-enriched granite cooled fast.  
403 However, its location in the cold upper crust and the low solidus temperature allowed  
404 pegmatites formation. The structural features of pegmatites and host rock show that at the  
405 structural level of the studied pegmatites, the albite-enriched granite was crystallized when  
406 these veins positioned.

407 The geometric arrangement of the pegmatites is settled by contractional brittle structures  
408 (reverse faults ~N320/60SW, imbrication fans and horses) in the albite-enriched granite. When  
409 the pegmatites intrusion occurred, the albite-enriched granite was positioned above the critical  
410 crustal depth, where minimum normal stress is vertical. The well-marked geometric  
411 arrangement of the tectonic structures, and the fact that there are also reverse faults planes  
412 without pegmatites show that the fractures that host the pegmatites were not formed by the fluid  
413 pressure.

414 As the CAG was positioned above the critical crustal depth, the reverse fault planes  
415 were not the preferred sites for the pegmatite emplacement, but the horizontal extension  
416 fractures associated to these planes. These reverse fault planes were essentially the conduits for  
417 the fluid.

418 The brittle structures in the CAG probably were formed by the final efforts of the  
419 amalgamation of juvenile terrains that result the Ventuari-Tapajós Province. The vergence to  
420 NE of the contractional structures of the CAG is consistent with the expected orientation of  
421 the foreland structures in the Ventuari-Tapajós orogeny.

## 422 **Acknowledgments**

423 The presente work not have been possible without the support given by the Mineração Taboca  
424 Ltd, through Guilherme Vanzela and team. The Conselho Nacional de Desenvolvimento  
425 Científico e Tecnológico CNPq is acknowledged for the financial support (Project  
426 405839/2013-8).

427

## 428 **References**

429

430 Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F., Ferron, J.M.T.M., Minuzzi, O.R.R., Prado, M.,  
431 Ronchi, L.H., Frantz, J.C. & Botelho, N.F. 2005. O depósito de criolita da mina Pitinga  
432 (Amazonas). *In: Marini, J.O., Queiroz, E., Ramos, B.W. (Ed.). Caracterização de*  
433 *Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia.*  
434 *DNPM/CTMINERAL/ADIMB, Brasília, p. 477–552.*

435 Bastos Neto, A. C., Pereira, V.P., Ronchi, L. H., Lima, E. F. & Frantz, J. C. 2009. The world-  
436 class Sn, Nb, Ta, F (Y, Ree, Li) deposit and the massive cryolite associated with the  
437 albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga Mining District, Amazonas  
438 State, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47: 1329-1357.

439 Bastos Neto, A.C., Ferron, J.T.M.M., Chauvet, A., Chemale Jr, F., Lima, E.F.L., Barbanson, L.  
440 & Costa, C.F.M. 2014. U–Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the  
441 AEG at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type magmatism and  
442 implications for the genesis of the Madeira Sn–Ta–Nb (REE, cryolite) world-class  
443 deposit. *Precambrian Research*, 243: 181-196.

444 Baker, D.R. 1998. The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: constraints from new  
445 models of viscosity and dike propagation. *The Canadian Mineralogist*, 36: 255-263.

446 Bons, P.D., Elburg, M.A. & Gomez-Rivas, E. 2012. A review of the formation of tectonic veins  
447 and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43: 33-62.

448 Boyer, S.E. & Elliott, D. 1982. Thrust systems. *The American Association of Petroleum*  
449 *Geologists Bulletin*, 66(9): 1196-1230.

450 Brisbin, W.C. 1986. Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineralogist*, 71: 644-651.

451 Cerny, P. & Ercit, T. S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian*  
452 *Mineralogist*, 43: 2005-2026.

453 Cerny, P., London D. & Novák, M. 2012. Granitic pegmatites as reflections of their sources.  
454 *Elements*, 8: 289-294.

- 455 Costi, H.T., 2000. *Petrology of rare metals-, high-F-alkaline granites: The example of the albite*  
456 *granite from the Pitinga Mine, Amazonas State, Brazil*. Belém, 345p. Doctoral thesis,  
457 Graduate Program in Geosciences, Institute of Geosciences, Federal University of Pará.
- 458 Costi, H.T., Dall’Agnol, R. & Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb–Pb geochronology of  
459 Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton,  
460 northern Brazil. *International Geology Review*, 42: 832-849.
- 461 Costi, H.T., Dall’Agnol, R., Pichavant, M. & Ramo, O.T. 2009. The peralkaline tin-mineralized  
462 Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian Craton, Brazil: Petrography,  
463 mineralogy e crystallization processes. *The Canadian Mineralogist*, 47: 1301-1327.
- 464 Currie, K.L. & Breemen, O.V. 1996. The origin of rare minerals in the Kipawa syenite  
465 Complex, western Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 34: 435-451.
- 466 Dill, H.G. 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology. *Ore Geology*  
467 *Reviews*, 69: 417-561.
- 468 Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C., Prado, M. & Galarza,  
469 M., 2006. Geologia e geocronologia Pb–Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a  
470 intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista*  
471 *Brasileira de Geociências*, 36(3): 499–512.
- 472
- 473 Gibbs, A.K. & Barron, C.N., 1983. The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, 2: 7-14.
- 474 Lenharo, S.L., 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados  
475 da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. São Paulo, 290p. Doctoral thesis, Graduate  
476 Program in Geosciences, Institute of Geosciences, University of São Paulo.
- 477 Lenharo, S.L.R., Pollard, P.J. & Born, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites  
478 associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas,  
479 Brasil. *Lithos*, 66: 37-61.
- 480 London, D. 2015. Reading Pegmatites: Part 1 – What Beryl Says. *Rocks and Minerals*, 90: 138-  
481 149.
- 482 Miller, R.R. 1990. The Strange Lake pegmatite-aplite hosted raremetal deposit, Labrador.  
483 Current Research, Newfoundland Departament of Mines and Energy, Geological  
484 Survey Branch, Report 90 (1): 171-182.
- 485
- 486 Minuzzi, O.R.R., Bastos Neto, A.C., Flores, J.A.A., Pereira & V.P., Ferron, J.T.M.M. 2006. O  
487 depósito criolítico maciço e o minério disseminado de criolita da mina Pitinga  
488 (Amazonas, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(Suppl.): 104–123.

- 489 Pillet D., Bonhomme M.G., Duthou J.L. & Chenevoy M. 1989. Chronologie Rb/Sr et K/Ar du  
490 granite peralkalin du lac Brisson, Labrador central, Nouveau-Quebec. Canadian Journal  
491 Earth Science, 26: 328- 332.
- 492 Pires, A.C. 2010. Xenotima, Gagarinita, Fluocerita e Waimirita da mina de Pitinga (AM):  
493 mineralogia e avaliação preliminar do potencial do albita granito para exploração de  
494 elementos terras raras e ítrio. Porto Alegre, 199p. Doctoral thesis, Graduate Program in  
495 Geosciences, Institute of Geosciences, Federal University of Rio Grande do Sul.
- 496 Rosa, J.W.C., Rosa, J.W.C. & Fuck, R.A. 2014. Geophysical structures and tectonic evolution  
497 of the southern Guyana shield, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 52:  
498 57-71.
- 499
- 500 Siachoque, A., Salazar, C.A. & Trindade, R. 2017. Emplacement and deformation of A-type  
501 granite (Amazonian Craton, Brazil). Lithos, 277: 284-301.
- 502 Stolnik, D. Caracterização da Xenotima na fácies pegmatítica do albita granito de núcleo,  
503 Pitinga (AM). Porto Alegre, 67p. Course conclusion monograph, Geology course,  
504 Institute of Geosciences, Federal University of Rio Grande do Sul.
- 505 Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B. & Galarza, M.A. 2006. Geoquímica e  
506 geocronologia Pb-Pb em zircão da Suíte Intrusiva Água Branca, município de  
507 Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozoico da Amazônia  
508 Ocidental. Revista Brasileira de Geociências, 36(2): 359-370.
- 509 Tassinari, C.C.G. & Macambira, J.B.M. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian  
510 Craton. Episodes, 22: 174-182.

<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
"CONTROLE ESTRUTURAL DOS PEGMATITOS TERRAS RARAS ASSOCIADOS AO GRANITO MADEIRA, MINA DE PITINGA, AMAZONAS, BRASIL"
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: <b>Fernanda Claas Ronchi</b>
Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto
Examinador: Profa. Dra. Juliana Charão Marques
Data: <b>21/02/2018</b>
Conceito: <b>A</b>
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação de mestrado de Fernanda Class Ronchi está muito bem elaborada e bem escrita, consiste de trabalho científico inédito sobre o controle estrutural de pegmatitos mineralizados a elementos terras raras na região amazônica. O trabalho traz contribuições significativas para o entendimento do posicionamento dos corpos mineralizados, suas relações com o Granito Madeira e contextualização tectônica. Os resultados foram submetidos a periódico indexado e de circulação nacional atendendo as normas deste PPGGeo. No parecer destaco questões gerais da dissertação e esboço alguns comentários com o objetivo de contribuir em uma eventual revisão do manuscrito.</p> <p>Relativo à parte inicial da dissertação, nota-se que o texto foi muito bem redigido, faz uso de linguagem científica adequada e é de fácil compreensão. As referências são atualizadas e estão de acordo com os assuntos propostos. Os objetivos e motivação do trabalho estão claros e são bastante pertinentes, porém o texto inicial peca por não apresentar uma seção com informações metodológicas. A revisão sobre a geologia regional e detalhamento da geologia local está bastante completa. No entanto, a qualidade de algumas figuras poderia ser melhor. Figuras exibindo informações que não fazem parte do contexto atrapalham um pouco o leitor e poderiam ter sido editadas como, por exemplo, a Figura 5 que exhibe posição de outras figuras que não fazem parte do texto e a Figura 6 que exhibe siglas não utilizadas no trabalho. Apesar destas pequenas observações, é importante destacar a boa qualidade do trabalho de revisão.</p> <p>Relativo ao manuscrito submetido ao periódico <i>Pesquisas em Geociências</i>, redigido em inglês, observa-se que está bem elaborado, é conciso e coerente com os objetivos. É um texto que, da mesma forma que o texto introdutório e de revisão, é de fácil leitura e exhibe poucos erros graves de digitação/linguagem. Entendo que apenas algumas observações se fazem relevantes: (1) A Figura 3 e o texto que a descreve me parecem tratar-se de fotos e contribuições inéditas pertencentes a este trabalho e, se for este o caso, deveriam ser reposicionados para a seção de resultados. Caso não seja esta a situação, deveriam então contar com inserção de referências. (2) Ao final do item 3.1, a frase "...the formation of cryolite may have been asynchronous with the emplacement of the pegmatites bodies.", na minha opinião, trata-se de uma observação bastante relevante que poderia ser destacada também nas conclusões. (3) A Figura 12 poderia ser melhor editada. Da forma como estão desenhados os corpos e sem informações sobre as rochas, a foto passa a impressão de que os pegmatitos estão truncados pela falha quando, no texto, a idéia central é de que as falhas serviriam como caminho principal para fluidos. (4) Quanto à discussão, destaco que o trabalho faz uso adequado da bibliografia e organiza bem as idéias trazendo importantes contribuições. A única observação refere-se à afirmação sobre a ausência de deformação nos minerais como indicador de momento do posicionamento do pegmatito em relação aos processos deformacionais. A questão é que esta informação sobre os minerais não</p>



está claramente descrita nos resultados. Seria importante destacar mais no texto as informações que levam a esta afirmativa ou referenciar trabalhos prévios que descrevam estas feições.

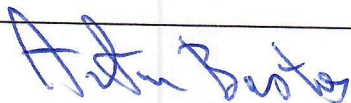
A dissertação na sua íntegra consiste de relevante contribuição para o conhecimento dos pegmatitos mineralizados e traduz um trabalho inédito e de qualidade que atinge de forma plena os critérios do PPGGeo para conferir título de mestre à aluna. As observações elencadas são meras sugestões. Aproveito para congratular a autora, seus orientadores e o Programa pelo excelente trabalho.

Assinatura:



Data: 19/02/2018

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

" CONTROLE ESTRUTURAL DOS PEGMATITOS TERRAS RARAS ASSOCIADOS AO GRANITO MADEIRA, MINA DE PITINGA, AMAZONAS, BRASIL "

Área de Concentração: Geoquímica

Autora: **Fernanda Class Ronchi**

Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

Examinador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Data: 02/04/2018

Conceito: **A** (A, excelente)

PARECER:

A dissertação de mestrado apresentada estuda o controle estrutural dos pegmatitos, nos enclaves raros associados ao Granito Madeira na mina de Pitinga, na Craton Amazônica.

A dissertação é muito bem elaborada e atinge plenamente os objetivos propostos e os requisitos necessários para uma dissertação de mestrado.

A autora escolheu um tema relevante e pouco estudado, focado no controle dos corpos pegmatíticos associados a um granito hiperbásico.

Além de conter informações relevantes o tema é abordado e análise estrutural de corpos que apresentam potencialidade para mineralizações de elementos terras raras, um tema muito importante para as indústrias de ponta, aponhada e composta de ligas metálicas condutoras.

A dissertação utiliza uma metodologia atual e focada nos objetivos do trabalho.

Os resultados são relevantes e importantes no cenário nacional, uma vez que o granito estudado é um dos

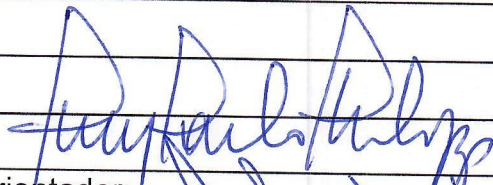


importantes exemplos de granitos mineralizados de Auzoódie.

O texto é muito bem ilustrado e os dados produzidos estão descritos adequadamente.

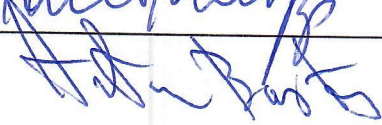
O texto porém contém muitos erros gramaticais e carece de uma revisão mais adequada. A discussão dos dados está amovada com um modelo de evolução das falhas e do magnetismo granítico.

Assinatura:



Data: 02/04/2018

Ciente do Orientador:



Ciente do Aluno:

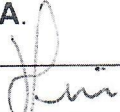


<b>ANEXO I</b>
Título da Dissertação/Tese:
<b>" CONTROLE ESTRUTURAL DOS PEGMATITOS TERRAS RARAS ASSOCIADOS AO GRANITO MADEIRA, MINA DE PITINGA, AMAZONAS, BRASIL "</b>
Área de Concentração: Geoquímica
Autora: <b>Fernanda Claas Ronchi</b>
Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto
Examinador: Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi
Data: 02/08/2018
Conceito: A
<b>PARECER:</b>
<p>A dissertação está bem organizada de acordo com a metodologia científica e a praxe estabelecida nos últimos anos para trabalhos de mestrado e centralizada em um artigo em inglês para a revista "Pesquisas em Geociências". O estudo concentrou-se no albita granito de núcleo. Destaca-se como positivo a abordagem original que enfatiza aspectos de geologia estrutural dos pegmatitos, complementar ao tradicional enfoque petrológico. Outro aspecto positivo são as medidas obtidas em campo que, conforme afirma a linha 172 foram completadas por análises microestruturais em lâminas delgadas, cuja descrição não aparece ao longo do artigo. A notação parcialmente em azimute das medidas em campo, ao invés de em rumo, não facilita a compreensão do texto. A metodologia (item 2.2) não enfatizou, nem justificou, por que o estudo foi efetuado apenas no AGnúcleo. A figura 4 é um modelo 3D da cava e não mapa geológico como diz a legenda em português. Nota-se também a descrição original de fraturas preenchidas por criolita fibrosa e até riebeckita, assim como a sugestão de que a formação da criolita pode ter sido assíncrona com o alojamento dos corpos pegmatíticos, o que tem implicações bastante importantes. O item 3.2 trata não só dos veios pegmatíticos, como assevera o título, mas também das cavidades miarolíticas. Essas cavidades miarolíticas, não associadas com fraturas, são descritas como ocorrendo perto do contato AGBorda/AGNúcleo. Fica a dúvida se estão igualmente distribuídas nas duas sub-fácies ou apenas em uma. Cavidades miarolíticas são normalmente associadas com granitos e granitos pegmatíticos e podem ser preenchidas por minerais do próprio granito ou minerais mais raros em resultado de atividade hidrotermal. A figura 9A mostra fratura com um mineral roxo azulado, classificado como riebeckita, em Pitinga um mineral magmático. Como foi determinada a riebeckita? Tem lâmina? Não poderia ser fluorita? Localmente diques aplíticos cortam os pegmatitos e certamente são posteriores, tal fato não é considerado nas discussões. Os veios preenchidos por granito com textura pegmatítica, a partir daqui denominados pegmatitos, foram controlados por estruturas contracionais frágeis e preencheram fraturas horizontais de extensão (linha 212) associadas a planos de falhas inversas (reversas). As estruturas contracionais controlam a</p>



orientação dos corpos de pegmatito e "fraturas de extensão horizontais abrigam os principais corpos tabulares de pegmatito". Fica a curiosidade: todas essas estruturas (fraturas) cortam apenas o AGnúcleo e não continuam no AGBorda? Tem pegmatito no AGBorda? Se o albita granito de borda representar uma fase inicial de resfriamento e cristalização concêntrica do corpo granítico, poderiam ter se formado fraturas pela natural contração que acontece durante o resfriamento do magma? As fraturas de extensão do AGN não poderiam ser formadas da mesma maneira, por contração durante o resfriamento parcial da câmara magmática? Como conciliar o autometassomatismo do AGBorda com os pegmatitos do AGN? O fenômeno extensional poderia permitir a entrada de magma associado a voláteis (H<sub>2</sub>O ou F) que rebaixam o *solidus* do sistema e permitem a formação de pegmatitos em temperaturas relativamente mais baixas ou, se não associado com voláteis, permitiria a formação dos diques aplíticos (linha 293), o que iniciaria com o magma em temperaturas mais altas, seguidas de resfriamento rápido, formando a textura aplítica? A figura 12 mostra um "corpo de pegmatito alojado em fratura extensional horizontal (linha preta) associado aos planos de falhas inversas". Isso não poderia significar que o pegmatito já consolidado foi cortado e deslocado pela falha? Seriam então dois fenômenos separados no tempo? O evento extensional poderia ser relacionado ao resfriamento do AGBorda e o outro, compressional, um fenômeno tectônico posterior? A linha 271 diz que as cavidades miarolíticas estão no contato com o AGN e AGB. Vesículas e amígdalas em basaltos costumam ocorrer no topo e na base dos derrames. Por analogia isso poderia sugerir que as cavidades miarolíticas se formaram no contato do AGB relativamente frio com o magma do AGN? No momento em que fluidos exsolvidos do AGN criaram o processo de alteração autometassomática do AGB? Em seguida o AGN continua resfriando, sofre contração, criando fraturas de distensão onde entraria o magma proveniente de partes mais profundas do AGN (linha 349)? Um argumento pertinente é que os minerais do pegmatito não mostram deformação. Mas este estado não deformado dos minerais do pegmatito não está mostrado no artigo, nem tem referência bibliográfica relacionada. Evidentemente a boa qualidade do trabalho, como esperado pela metodologia científica, levanta novas questões adicionais e contribui positivamente com a evolução do conhecimento. As discussões são adequadas, relacionam de maneira muito interessante a deformação do granito com a tectônica regional. Ressalta-se em especial a conclusão de uma fonte comum para os pegmatitos e ocorrência dentro da própria rocha parental. A comparação com o Complexo de "Strange Lake" no Canadá parece pertinente. As conclusões encerram o trabalho de maneira lógica, coerente com as informações obtidas, de maneira que a candidata merece ser **aprovada com conceito A.**

Assinatura:



Data: 02/08/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: