

Variações mineralógicas e petrográficas na porção central do albita-granito Madeira, Pitinga, AM

Marcelo Leopoldo Weber, Samuel Comparsi Gedoz, Francisco Benetti, Ana Carla Petry, Luiz Henrique Ronchi

Laboratório de Inclusões Fluidas, PPGeo, UNISINOS, Av. Unisinos, 950, 93022-000 São Leopoldo RS, Brasil. mlweber@unisinos.br, ronchi@unisinos.br

Artur Bastos Neto, Vitor Paulo Pereira

Instituto de Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900 Porto Alegre RS, Brasil. artur.bastos@ufrgs.br, vitor.pereira@ufrgs.br

Fernando Jacques Althoff

Laboratório de Inclusões Fluidas, PPGeo, UNISINOS, Av. Unisinos, 950, 93022-000 São Leopoldo RS, Brasil. althoff@unisinos.br

ABSTRACT

MINERALOGIC AND PETROGRAPHIC VARIATIONS IN THE CENTRAL PORTION OF THE MADEIRA ALBITE GRANITE, PITINGA, AM. The Pitinga albite granite is a porphyritic facies of the Paleoproterozoic Madeira Granite (~1.83Ga) containing major massif and disseminated cryolite in its core. The phenocrysts, mainly quartz but also potassic feldspar, mica e amphibole associated with zircon, cryolite, polyolithionite, pyrochlore, cassiterite and magnetite are corroded by an albitic matrix composed by albite, potassic feldspar, quartz, cassiterite, cryolite, opaque minerals and secondary fluorite. The mineralogical and petrographic variations, observed in the granite core, suggests that saline, water-rich fluids exsolved from the same body of magma allowed the occurrence of oxidation reactions and cryolitization, argillization and silicification processes, which are responsible for corrosion and replacement of primary magmatic minerals in a late stage of its cooling history.

Key words: albite-granite, cryolite, Pitinga, Madeira Granite, Proterozoic.

RESUMO

O albita-granito de Pitinga é uma fácies porfírica do granito paleoproterozóico Madeira (~1,83Ga) que contém concentrações importantes de criolita disseminada e maciça na porção central de sua fácies de núcleo. Os fenocristais, principalmente de quartzo, mas também feldspato potássico, mica e anfibólio, associados a zircão, criolita, polilitionita, pirocloro, cassiterita e minerais opacos, são corroídos por uma matriz composta por albita, feldspato potássico, quartzo, cassiterita, criolita e minerais opacos, além de fluorita secundária. As variações mineralógicas e petrográficas observadas nos três furos de sondagem estudados, localizados na porção central do granito, sugerem que soluções salinas ricas em água exsolvidas a partir do mesmo corpo de magma permitiram a ocorrência de reações de oxidação e processos de criolitização, argilização e silicificação que corroeram e substituíram os minerais magmáticos em um estágio tardio de sua história de resfriamento.

Palavras-chave: albita-granito, criolita, Pitinga, Granito Madeira, Proterozóico.

INTRODUÇÃO

Albita-granitos caracterizados por mineralizações metálicas (Nb, Ta, Sn) foram denominados por geólogos da antiga União Soviética como “apogranitos”, um termo genético que implica em alteração metassomática sobre um granito preexistente. Nesse caso, massas de albita com aspecto sacaroidal substituem minerais primários de granitos, sienitos ou pegmatitos, constituindo o processo de albitiza-

ção metassomática (Wenk e Bulakh, 2004). A descoberta de equivalentes vulcânicos e subvulcânicos de apogranitos conduziu parte dos pesquisadores a considerá-los como magmáticos (Helba *et al.*, 1997) criando-se assim uma controvérsia sobre os mecanismos genéticos.

A descoberta de cassiterita em aluviões em 1979, pela CPRM, despertou a atenção de empresas de mineração para a região de Pitinga, situada no município de Presidente Figueiredo, no Estado do

Amazonas (Figura 1). Em 1986, sondagens realizadas pela Paranapanema S.A. no Granito Madeira, principal fonte da cassiterita aluvionar lavrada na mina Pitinga, revelou a existência de criolita (Na_3AlF_6) disseminada (Horbe *et al.*, 1991) e maciça (Teixeira *et al.*, 1992; Bastos Neto *et al.*, 2005) e uma interessante variação litológica, mineralógica e petrográfica gerada por diversos fenômenos magmáticos, hidrotermais e intempéricos. A presença de grandes quantidades de cri-

olita é um fenômeno singular, anteriormente descrito apenas em Ivigtut na Groenlândia (Pauly e Bailey, 1999).

Diversos trabalhos de cunho geral e específico já foram publicados sobre os depósitos polimetálicos (Sn, Nb, Ta e criolita) e seus subprodutos (Zr, ETR, Y, Li e U) para Pitinga (Lenharo, 1998; Lenharo *et al.*, 2003; Costi, 2000; Costi *et al.*, 2005; Bastos Neto *et al.*, 2005). O objetivo deste estudo é refinar o modelo geológico proposto para o depósito de criolita a partir do estudo detalhado da evolução paragenética relacionada a fluidos deutéricos.

CONTEXTO GEOLÓGICO

O depósito polimetálico de Pitinga localiza-se no Escudo das Guianas, no limite entre as províncias Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga) e Amazônica Central (1,88 - 1,70 Ga), segundo Santos *et al.* (2000).

Regionalmente, descrevem-se rochas metamórficas de fácies anfíbolito a granulito do Complexo Guianense (Issler *et al.*, 1974) intrusivas, com afinidade geoquímica cálcio-alcalina, metaluminosa a peraluminosa e idades Rb-Sr de 1.951 Ma da Suíte Intrusiva Água Branca (Veiga Jr. *et al.*, 1979; Santos e Reis Neto, 1982). Também ocorrem rochas vulcânicas e plutônicas associadas, ambas com composição intermediária a ácida do Supergrupo Uatumã, divididas respectivamente, em Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera (Figura 1). A Suíte Madeira de Costi (2000) é constituída pelos granitos Madeira (1.822 Ma - Pb-Pb, Costi *et al.*, 2000), Água Boa (1.815 - U-Pb, Lenharo, 1998) e Europa (1.829 Ma - Pb-Pb, Costi *et al.*, 2000).

Na região ainda ocorrem rochas sedimentares da Formação Urupi, cortadas por diabásios, gabros e basaltos de idade 1.780 Ma (Santos *et al.*, 2002) da Formação Quarenta Ilhas e basaltos alcalinos, diabásios e gabros mais jovens da Formação Seringa (Veiga Jr. *et al.*, 1979).

O Granito Madeira ocupa uma área de 60 km², possui forma elíptica, alongada segundo a direção NE-SW (Lenharo *et al.*, 2003; Figura 2) e é subdividido em quatro fácies, definidas como anfibólio-biotita-sienogranito, biotita-feldspato alcali-

no-granito, feldspato alcalino-granito hipersolvus e albíta-granito, sendo a última subdividida nas fácies de borda e de núcleo (Horbe *et al.*, 1991; Figura 3).

O anfibólio-biotita-sienogranito é a fácies mais precoce, ocorrendo ao longo das bordas nordeste, noroeste e sudoeste do *stock*, denominada por Horbe *et al.* (1985) como fácies rapakivi. Geoquimicamente, caracteriza-se como metalumino-

sa e possui texturas indicativas de cristalização em níveis crustais rasos.

A fácies biotita-feldspato alcalino-granito, intrusiva no anfibólio-biotita-sienogranito, é caracterizada como metaluminosa a peraluminosa e os contatos com a fácies albíta-granito são diretos, fraturados, localmente formando greisens no contato nas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste (Pires, 2005).



MESO PROTEROZOICO PALEO	V V	Fm. Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios e gabros
	+	Fm. Quarenta Ilhas	Diabásios toleíticos, olivina-diabásios e diferenciados ácidos
	++	Suíte Madeira	Sienogranitos, feldspato alcalino-granitos e leucogranitos
	+	Fm. Urupi	Quartzo-arenitos, siltitos e tufo intercalados (Fm. Paraiso) nas porções basais
	+	Suíte Mapuera	Sienogranitos, monzogranitos e leucogranitos
	+	Fm. Ouro Preto	Riolitos, riadacitos e quartzo-traquitos
	+	Fm. Paraiso	Tufo ácidos e ignimbritos
	+	Fm. Divisor	Andesitos porfiríticos e latitos
	+	Suíte Água Branca	Monzogranitos, biotita-monzogranitos, granodioritos, biotita granodioritos e tonalitos
	+	Complexo Guianense	Granitóides foliados, gnaisses e milonitos derivados de rochas granitóides

Figura 1. Mapa de localização e mapa geológico da área da mina de Pitinga (modificado de Bastos Neto *et al.*, 2005).

Figure 1. Geological and location map of the Pitinga quarry area (modified from Bastos Neto *et al.*, 2005).

O feldspato alcalino-granito hipersolvus tem textura porfírica e é composto essencialmente por feldspato potássico perítico e quartzo, com proporções acessórias de biotita, fluorita, opacos e zircão (Costi *et al.*, 2005). O contato com o albita-

granito é transicional e interdigitado, localmente podendo apresentar efeitos de albitização e epissenitização (Costi *et al.*, 2000).

O albita-granito é a fácies mais tardia do Granito Madeira e, devido às características geoquímicas, petrográficas e me-

talogenéticas, foi dividida em albita-granito de borda e albita-granito de núcleo (Horbe *et al.*, 1991). Ambas possuem textura porfírica a seriada (Costi *et al.*, 2005). O albita-granito de borda, que tem coloração vermelha, envolve o albita-granito de núcleo e é considerado como um evento de autometassomatismo do albita granito (Costi *et al.*, 1995). Composto essencialmente por feldspato potássico e albita, tem com acessórios, cassiterita, fluorita, zircão, hematita, cloritas, columbita, opacos, xenotímio, carbonatos e galeina (Costi, 2000).

O albita-granito de núcleo é um granito subsolvus, tem coloração cinza com pontuações e manchas pretas quando inalterado e tons amarelados, quando intemperizado (Costi, 2000; Bastos Neto, *et al.*, 2005). A composição essencial é albita, quartzo, feldspato potássico e, acessoriamente, criolita, zircão, polilitionita, mica escura, riebeckita, pirocloro, cassiterita e magnetita (Costi *et al.*, 2005), além de xenotímio e gagarinita (Pires, 2005). É nesta fácies que se encontra o depósito criolítico maciço (Teixeira *et al.*, 1992), constituído por um conjunto de corpos sub-horizontais (com veios e *stockworks* associados) de criolita, acumulados em duas zonas principais, denominadas Zonas Criolíticas A (entre as cotas +78 m e -36 m) e B (entre as cotas -10 m e -163 m). Entre as cotas +82 m e +55 m, ocorrem corpos que podem ter constituído uma terceira zona criolítica, chamada Zona Zero, que teria sido erodida (Bastos Neto *et al.*, 2005).

As mineralizações de Sn, Nb, Ta e criolita estão presentes apenas na fácies albita-granito do plúton Madeira. O Sn, Nb e Ta ocorrem disseminados em ambas as subfácies, enquanto a mineralização de criolita disseminada ou maciça se localiza apenas no albita-granito de núcleo. A ocorrência de flúor no albita-granito de borda é representada por fluorita (Bastos Neto *et al.*, 2005).

MÉTODOS

Foram descritos três furos de sondagem verticais, totalizando 923 m, localizados no centro do albita-granito. As va-

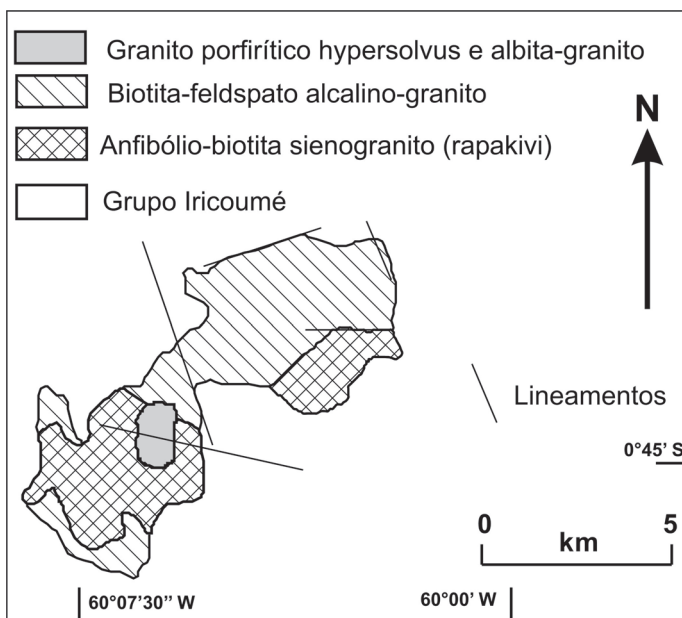


Figura 2. Mapa geológico do Granito Madeira (modificado de Costi *et al.*, 2000).
Figure 2. Geological sketch map of the Madeira Granite (modified from Costi *et al.*, 2000).

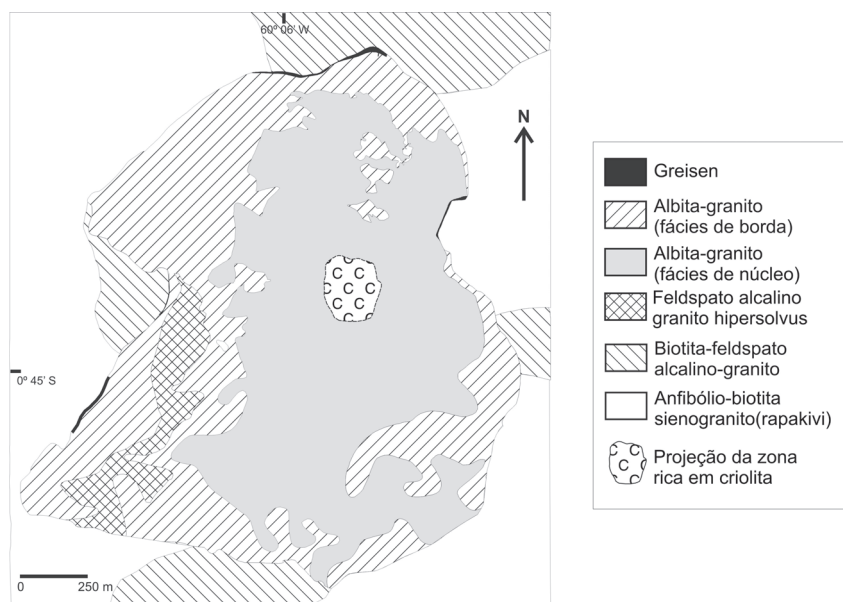


Figura 3. Mapa geológico da fácies albita granito do Granito Madeira (modificado de Minuzzi, 2005).
Figure 3. Geological sketch map of the albite granite facies in the Madeira Granite (modified from Minuzzi, 2005).

riações litológicas, mineralógicas e petrográficas observadas foram estudadas ao microscópio petrográfico, microscópio eletrônico de varredura JEOL JMS-580 e em difratômetro de raios X, os dois últimos pertencentes à Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Nas análises por EDS acoplado ao MEV, utilizou-se voltagem de 20 kV, corrente de feixe de 25 nA e tempo de contagem de 100 s. As análises por difração de raios X foram realizadas em difratômetro SIEMENS D-5000, no intervalo entre 2 a 82° 2 θ , com passo de 0,02° no tempo de 2 s, utilizando radiação Cu-K α e filtro de níquel. Para

as argilas, foram realizadas análises de amostras natural, glicolada e calcinada a 500°C. No total, foram descritas 50 lâminas delgadas, realizadas 55 análises por EDS e seis análises por difratometria de raios X.

O ALBITA-GRANITO DE NÚCLEO E SUAS VARIAÇÕES

A descrição dos furos de sondagem permitiu identificar que, macroscopicamente, o albíta-granito de núcleo é cinza, mas localmente apresenta variações em sua cor e composição. Em média, os primei-

ros 20 m dos furos são constituídos por laterita, seguidos de uma faixa de transição gradual, com espessura variável, para a rocha não intemperizada. Entre esta faixa e o topo da zona criolítica A, o albíta-granito de núcleo cinza apresenta diversas zonas intercaladas em que predominam, de maneira irregular, ora cores vermelhas, ora amarelas, com contatos gradacionais entre si, além de uma pequena faixa friável. Essas variações possuem espessuras diversas. Na porção mediana a inferior dos furos, ocorrem lentes centimétricas a métricas de criolita disseminada branca ou maciça, caramelo e preta, correspondentes às zonas A e B, intercaladas por albíta-granito cinza (Figura 4).

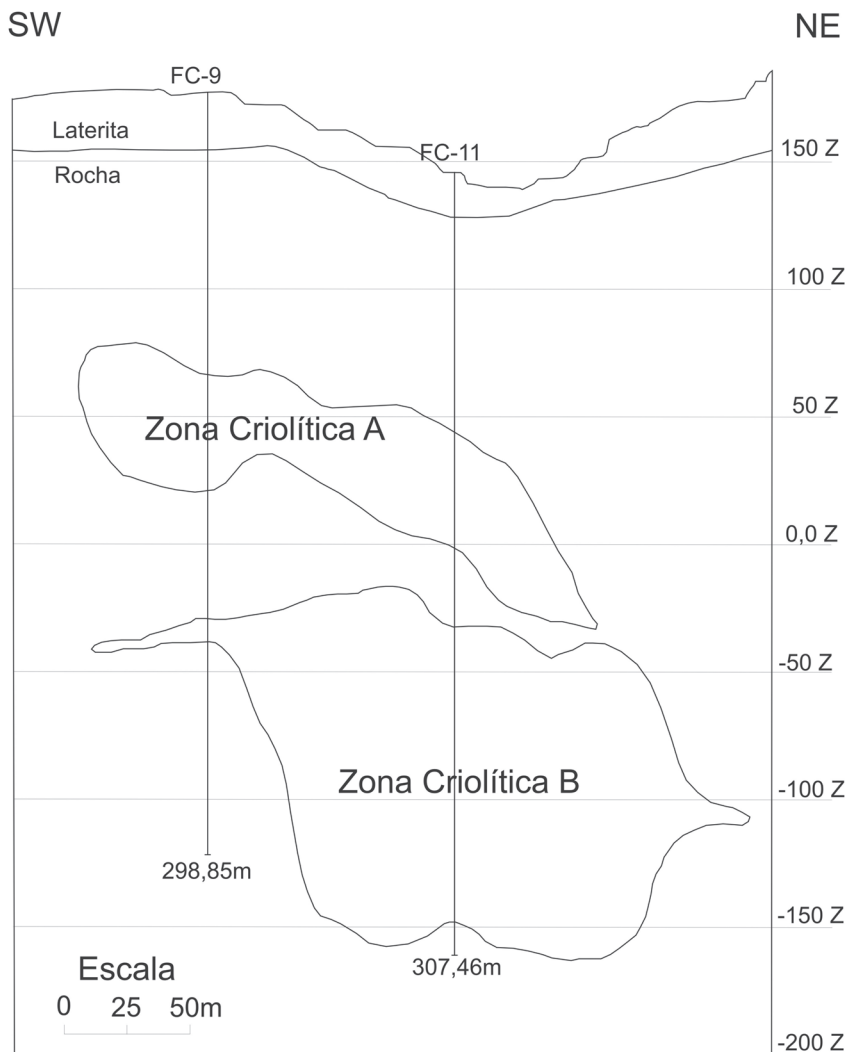


Figura 4. Perfil esquemático mostrando as zonas criolíticas A e B e da posição de dois dos furos descritos (modificado de Costi, 2000).
Figure 4. Cross section showing the A and B cryolite rich-zones and the position of two of the described diamond drills (modified from Costi, 2000).

Albíta-granito de núcleo cinza

O albíta-granito é de cor cinza com pontuações e manchas pretas, tem textura predominante porfirítica e localmente seriada. É composto por quartzo (26%), albíta (25%), feldspato potássico (26%), criolita (5%), mica incolor (4%), mica verde (3%), fluorita (3%), zircão (2%), anfibólio (2%) e, acessoriamente, pirocloro, cassiterita e opacos (4%). Os fenocristais são de quartzo, feldspato potássico, mica e anfibólio. A matriz é composta por albíta, feldspato potássico, quartzo, além de cassiterita, zircão, criolita e minerais opacos. Adicionalmente, foram observados minerais secundários, como fluorita, e argilas, identificadas por difratometria de raios X como ílita e caolinita.

O quartzo, que ocorre tanto como fenocristal, como na matriz, possui contornos anédricos e tamanho entre 0,4 a 4,0 mm e 0,07 a 0,2 mm, respectivamente, extinção ondulante moderada e aparência límpida, com abundante presença de inclusões fluidas. Os fenocristais de quartzo imersos na matriz albítica são arredondados, ovais ou anédricos. Seus contatos com o feldspato potássico, riebeckita, mica, zircão e criolita são retilíneos a curvos (Figuras 5A-B). Inclusos no quartzo, podem ocorrer cristais amebóides de criolita e ripas de albíta dispostas paralelamente às bordas, marcando linhas de crescimento (textura *snowball*, Figura 5C). A corrosão pela criolita e pela matriz

albitica é significativa (Figura 5D). Ainda, é possível observar pequenas fraturas preenchidas por sílica ou pela matriz albitica com criolita e minerais de argila.

A albita da matriz encontra-se na forma de cristais com hábito tabular ou subédricos a anédricos, possui tamanho máximo de 0,8 mm, tem maclas polisintéticas mal definidas e em xadrez, eventualmente ocorrendo segundo a lei de Carlsbad. O feldspato potássico é subédrico a anédrico, em geral com macla em grade característica de microclínio e tamanhos maiores que o da albita e menores que o do quartzo. Ocasionalmente, apresenta inclusões de granulação fina reconhecidas ao MEV como albita.

A criolita disseminada ocorre na forma de cristais anédricos ou arredondados e ocupando espaços intercrystalinos na matriz e em fraturas (Figuras 5E-F). Seu tamanho varia entre 0,02 a 1,0 mm, e seus contatos com a albita são retílineos ou irregulares.

Os cristais de mica podem ser de cor verde ou incolor. A mica verde possui pleocroísmo com tons de verde, amarelo a marrom, seus cristais são subédricos e com tamanhos variados. Sua clivagem é destacada por óxidos/hidróxidos de ferro e, por vezes, apresenta bordas corroídas pela matriz albitica. As micas incolores têm pleocroísmo variando de incolor ao azul claro e constituem cristais anédricos alongados corroídos pela matriz, sendo comum a presença de inclusões de quartzo, criolita e albita, com contatos retílineos não reativos. Além desses dois tipos de mica, ainda ocorrem argilas disseminadas na matriz.

Os cristais de zircão apresentam hábito subédrico a euédrico, têm aspecto poroso, em especial no núcleo, devido à ocorrência de inúmeras inclusões microgranulares, reconhecidas ao MEV como óxido de ferro, albita, feldspato potássico, quartzo e cassiterita. Observa-se a presença de sobrecrecimento do zircão, mais suscetível à corrosão pela matriz.

O anfíbio ocorre na forma de cristais prismáticos alongados com intenso pleocroísmo azul claro a escuro, característico da riebeckita, localmente corroído por criolita e pela matriz albitica (Figuras 5A-B).

A cassiterita apresenta cristais subédricos, de tamanhos variados, com alternância de zonas irregulares de coloração laranja e vermelho. O pirocloro ocorre na forma de cristais subédricos finos disseminados na matriz. Os opacos podem ser galena euédrica ou cristais anédricos de granulação fina, possivelmente óxidos de ferro.

Albita-granito de núcleo: criolitização

O albita-granito neste caso é caracterizado pelo aumento do conteúdo modal da criolita intercrystalina em relação à albita e ao feldspato potássico (Figuras 5E-

F). Em casos extremos, os termos petrográficos primários (fenocristais e matriz) cedem lugar à criolita que, em suas maiores concentrações, forma as lentes maciças. São os dois corpos maiores, referidos como Zonas A e B.

As lentes de criolita maciça possuem espessuras variáveis entre 0,02 e 4 m, sendo formadas por cristais de criolita com dimensões médias entre 1 e 2,5 cm na Zona A e mais grossos, com até 4 cm, na Zona B. Os cristais podem ser de cores caramelo com preto ou de cor branca. A criolita possui um caráter altamente corrosivo, na maioria dos casos restando raros vestígios da assembléia original, tais como fenocristais de quartzo,

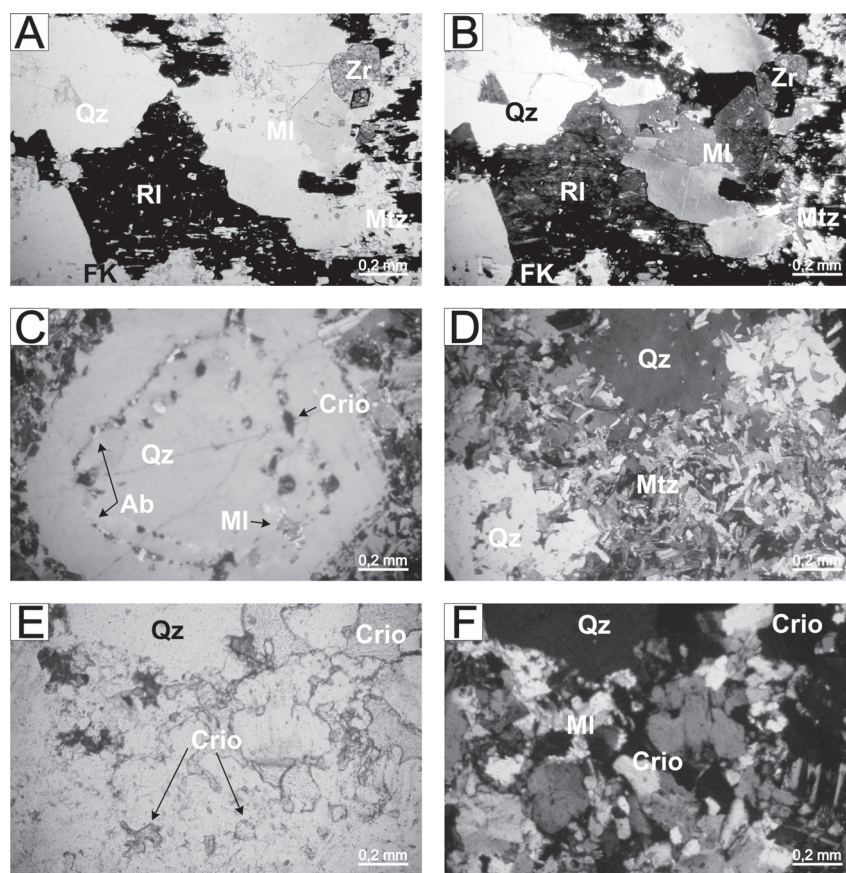


Figura 5. A-B. Paragênese magmática do albita-granito: quartzo (Qz), feldspato potássico (FK), riebeckita (Ri), zircão (Zr), mica litinífera (Ml) e matriz albitica (Mtz). A, fotomicrografias em luz polarizada não analisada (LPNA); B, fotomicrografias em luz polarizada analisada (LPA); C. Inclusões de criolita (Crio), albita (Ab) e Ml em fenocristal de quartzo (LPA); D. Quartzo corroído pela matriz (Mtz) (LPA); E-F. Criolita intercrystalina (E, LPNA; F, LPA).
Figure 5. A-B. Albite granite magmatic paragenesis of the: quartz (Qz), potassic feldspar (FK), riebeckite (Ri), zircon (Zr), lithium-rich mica (Ml) and albitic matrix (Mtz). A, photomicrographs in plane polarizers (PP); B, photomicrographs in crossed polarizers (CP); C. Cryolite inclusions (Crio), albite (Ab) and Ml in quartz phenocrysts (CP); D. Matrix corroding quartz (Mtz) (CP); E-F. Intercrystaline cryolite (E, PP; F, CP).

além de mica incolor-azul e zircão (Figuras 6A-C). A criolita varia de subédrica a anédrica e é normalmente maclada em duas direções ortogonais. As maclas são geralmente alongadas, com terminações afiladas e, eventualmente, parcialmente apagadas por recristalização, em especial no entorno de fraturamentos.

Albíta-granito de núcleo avermelhado: oxidação

Macroscopicamente, diferencia-se do albíta-granito cinza por possuir coloração fortemente avermelhada. Ao microscópico, as amostras apresentam as mesmas composições e relações mineralógicas do albíta-granito cinza, diferindo pela total ausência de anfibólio e substituição parcial a total das micas verdes por óxidos de ferro a partir das clivagens, fenômeno este que é muitas vezes marcado por associação com argilas (Figuras 7A-B). Adicionalmente, se observa que os feldspatos destas amostras estão mais turvos em relação aos do albíta-granito, devido à abundância em óxidos de ferro. O óxido de ferro preenche fraturas cortando não somente os fenocristais como a matriz albítica e, eventualmente, envolve e preenche espaços intersticiais de cristais da matriz. Os óxidos de ferro não são observados, no entanto, disseminados na criolita maciça.

Albíta-granito de núcleo: silicificação

A silicificação do albíta-granito de núcleo é caracterizada por uma massa de quartzo microcristalino com óxidos de ferro distribuídos pervasivamente, corroendo todas as fases anteriores, tanto os fenocristais, quanto a matriz albítica e a criolita maciça. O topázio, identificado por análise ao MEV, é euédrico, com tamanhos de 0,02 a 1,2 mm, bordas límpidas e núcleo turvo, devido à presença de inclusões fluidas e óxidos de ferro, e ocorre localmente associado ao quartzo microcristalino em fraturas, tanto cortando como corroendo a criolita maciça (Figura 6D). Eventualmente, fraturas preenchidas por argila (ilita e caolinita) cortam esse quartzo microcristalino (Figuras 7E-F).

Albíta-granito de núcleo amarelado: argilização

Compõem-se de mineral fino, de aspecto micáceo, identificado por difratometria de raios X como uma associação de ilita e pouca caolinita, cuja composição foi confirmada ao MEV. Essa argilização substitui a rocha em graus variáveis e corrói a criolita maciça (Figuras 6E-F). Nos termos menos alterados, a argilização é disseminada; porém, pode formar massas preenchendo veios e pequenas fraturas. O albíta-granito intensamente argilizado possui cor predominante amarela, com eventuais pontuações vermelhas, ambas devidas ao óxido de ferro. Ao microscópio, a massa de cor amarela ocorre

como um agregado de cristais muito finos de ilita, localizadamente maiores e radiais. No caso extremo, restam apenas quartzo, fluorita e zircão, parcialmente corroídos pela argilização. O feldspato potássico é o mineral que sofre o maior processo de substituição, enquanto a mica incolor a azul mantém-se melhor preservada. Eventualmente, foram observados veios de fluorita aparentemente também atacados pela argilização (Figuras 7C-D).

Albíta-granito de núcleo friável

Caracteriza-se por uma zona intensamente fraturada, talvez relacionada a uma falha, com alternância de porções mais e menos friáveis. Ao microscópio, nota-se

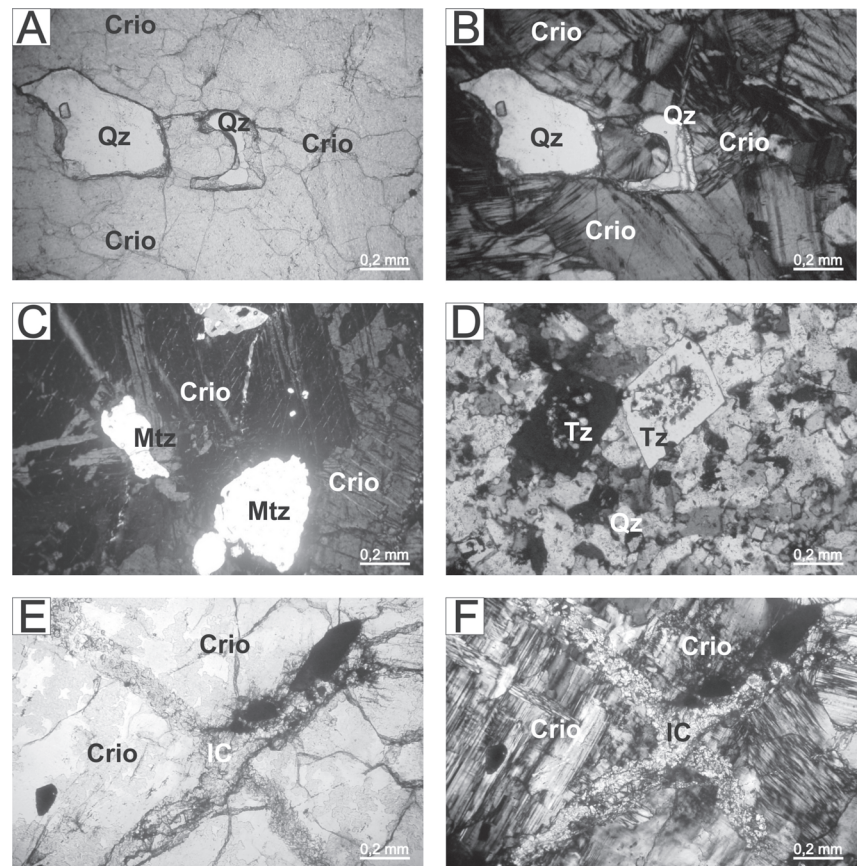


Figura 6. Albíta-granito de núcleo: criolitização/silicificação. A-C. Quartzo (Qz) corroído por criolita maciça (Crio): A, LPNA; B, LPA; C, restos da matriz (Mtz) dentro da criolita maciça (LPA); D. Topázio (Tz) em quartzo microcristalino (LPA); E-F. Criolita maciça corroída por ilita e caolinita (IC) (E, LPNA; F, LPA).

Figure 6. Albite granite cryolitization/silicification. A-C. Massif cryolite (Crio) corroding quartz (Qz): A, PP; B, CP; C, relicts of matrix (Mtz) in massif cryolite (CP); D. Topaz (Tz) in microcrystalline quartz (CP); E-F. Massif cryolite (Crio) corroding illite and kaolinite (IC) (E, PP; F, CP).

que os minerais nas porções menos alteradas são os mesmos do albíta-granito inalterado, porém silicificados. A mica verde e o anfibólio são substituídos por óxido de ferro.

DISCUSSÕES

Diversos trabalhos tratando do albíta-granito de Pitinga discutiram aspectos litológicos e mineralógicos. Costi (2000, baseado em Smith e Brown, 1988) considerou, por exemplo, a albíta da matriz com maclas xadrez (*chessboard*) como relacionada a processos de substituição *subsolidus*. Este mesmo autor referiu-se à textura *snowball* e definiu que as micas com

pleocroísmo incolor a azulado são litíferas da família da polilitionita e denominou a mica verde de tetraferrífera.

Bastos Neto *et al.* (2005) e Mínuzzi (2005), por outro lado, descreveram detalhadamente um processo de columbitização do pirocloro e fazem referência à criolita maciça, com dois conjuntos ortogonais de maclas caracterizadas por pontas afiladas, como originadas por deformação.

As fases aqui definidas incluem o albíta-granito de núcleo cinza afetado de maneira gradual por processos tardios que produziram as cores avermelhadas e amareladas acima descritas. Adicionalmente, nas porções centrais, aumentam os teores de criolita nos interstícios da matriz albítica

até atingir as concentrações correspondentes aos níveis criolíticos maciços intercalados com o albíta-granito de núcleo.

Conforme anteriormente descrito, é bastante clara a presença de uma associação dos fenocristais de quartzo, micas, feldspato alcalino e anfibólio, cujas relações de contato com minerais acessórios como zircão, criolita e minerais opacos permitem sugerir uma paragênese magmática original. Todos os minerais dessa primeira assembléia são claramente corroídos pela matriz albítica cinza com a qual se associam cristais de quartzo, feldspato alcalino, opacos e, notadamente, a criolita disseminada em posição intergranular ou até formando lentes maciças.

O albíta-granito cinza é manchado de vermelho por um processo de oxidação do ferro da mica verde tetraferrífera e da riebeckita. Em alguns casos, observa-se a presença de argilização associada a este processo. Nota-se que a alteração argílica pode variar de incipiente a forte, afetando principalmente os feldspatos, consumindo a matriz albítica, corroendo os minerais da paragênese magmática original e a criolita maciça. Da mesma forma, a argilização preenche fraturas no quartzo microcristalino. Nesse processo, a mica com pleocroísmo de incolor a azul claro (polilitionita), onde o ferro está ausente, permanece pouco alterada. Ressalte-se a presença de pelo menos um veio de fluorita roxa corroída por essa argilização.

A porção friável descrita consiste em uma zona permeável que, possivelmente, permitiu a circulação de fluidos meteoricos e o conseqüente intemperismo. Nesse caso, nota-se que a intercalação de zonas mais preservadas é devida a presença de quartzo microcristalino.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Bastos Neto *et al.* (2005) e Costi *et al.* (2005) descrevem detalhadamente as relações de contato intrusivo do albíta-granito com as demais fácies do Granito Madeira, exceto com o feldspato alcalino-granito porfirítico hipersolvus, interpretado por Costi *et al.* (2000) como tendo sido alojado simultaneamente ao albíta-granito. Ambos os autores concordam

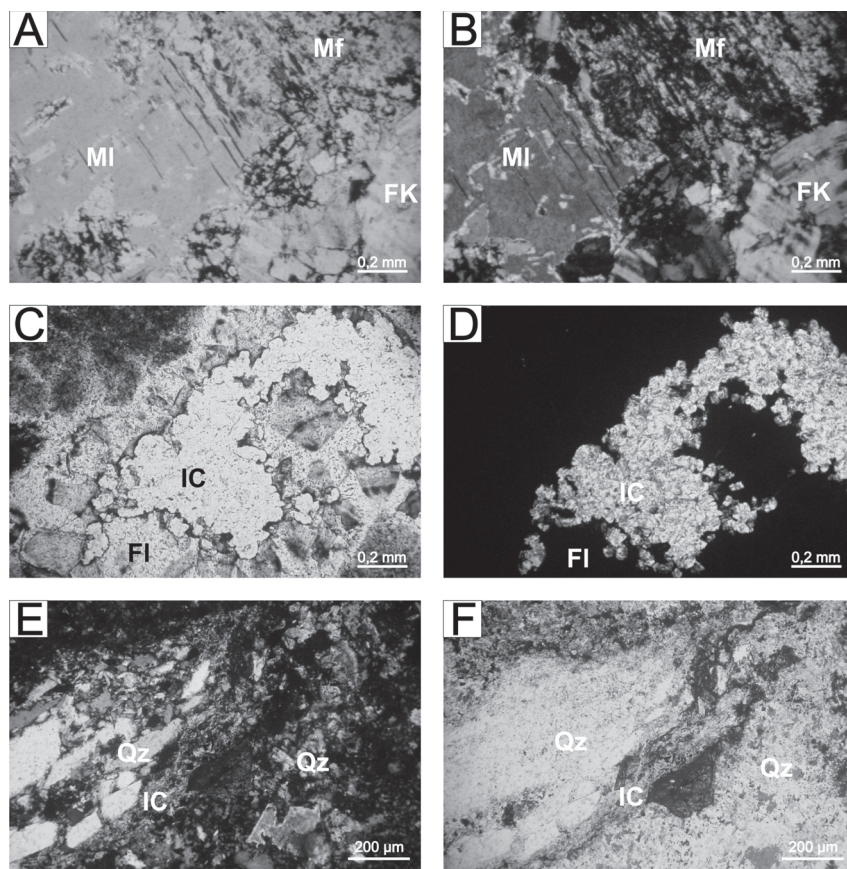


Figura 7. Argilização do albíta-granito. A-B. Mica litinífera (ML) em contato não reativo com mica ferrífera (Mf) e feldspato potássico (FK), ambos relativamente mais corroídos por ilita e caolinita (IC) (A, LPNA; B, LPA); C-D. Ilita e caolinita substituindo a fluorita (FI) (D, LPNA; E, LPA); E-F. Fratura preenchida por ilita e caolinita cortando quartzo microcristalino (E, LPNA; F, LPA).

Figure 7. Albite granite argillization. A-B. lithium-rich mica (ML) in non-reactive contact with dark, iron mica (Mf), which, as well as potassic feldspar (FK) is relatively more corroded by illite and caolinite (IC) (A, PP; B, CP); C-D. Illite and caolinite replacing fluorite (FI) (C, PP; D, CP); E-F. Fracture filled by illite and caolinite cutting microcrystalline quartz (E, PP; F, CP).

que a transição do albita-granito de núcleo cinza para o albita-granito de borda, em geral vermelho, ocorreu devido a um processo de autometassomatismo do albita-granito por ação de fluidos residuais. Aspectos texturais e composicionais dessas rochas são adequadamente apresentados, buscando confirmar a existência de uma fase magmática inicial rica em flúor, que evoluiu para uma fase pegmatítica e culminou em uma fase hidrotermal de fluidos residuais do albita-granito, sem CO₂, que formou os bolsões de criolita maciça. Finalmente, esse fluido hidrotermal teria interagido com fluidos meteóricos aquecidos em profundidade (Bastos Neto *et al.*, 2006).

Diante disto, a gênese e evolução do albita-granito e da mineralização de criolita parece ter sido polifásica, baseada dos seguintes argumentos principais: (i) contatos intrusivos do albita-granito com suas encaixantes, exceto com o feldspato alcalino-granito porfirítico hipersolvus; (ii) albitização, quando registrada, restrita às fácies do albita-granito e a porções do feldspato alcalino-granito porfirítico hipersolvus; (iii) fenocristais de quartzo em contato não reativo com feldspato potássico, riebeckita, micas e zircão, constituindo uma primeira paragênese magmática; (iv) textura *snowball* do quartzo com inclusões de albita e criolita magmáticas; (v) matriz albitica corroendo os minerais da primeira paragênese magmática; (vi) textura xadrez (*chessboard*) da albita formada nos estágios pós-magmáticos, em geral relacionados a processos de substituição *subsolidus* (Costi, 2000; Smith e Brown, 1988); (vii) criolita ocupando espaços intercristalinos gradativamente maiores, na matriz albitica; (viii) restos da matriz albitica ocorrem inclusos em criolita maciça; (ix) fraturas preenchidas por quartzo microcristalino e topázio cortando a criolita maciça; (x) texturas de corrosão da criolita maciça por argilas (ilita e caolinita); (xi) fraturas preenchidas por ilita e caolinita recortando o quartzo microcristalino com óxido de ferro; e, (xii) intemperismo.

As texturas e estruturas, descritas nos furos de sondagens e lâminas delgadas provenientes do centro do corpo do albita-granito de núcleo permitem reconstituir

parte da história evolutiva e que está de acordo com a descrita por Costi (2000) e Bastos Neto *et al.* (2005). Acrescentam-se algumas fases menores, possivelmente deutéricas hidrotermais, formadas a partir do mesmo corpo de magma em estágios tardios da sua história de resfriamento e que gerou, sucessivamente, fases de criolitização, oxidação, silicificação e argilização sobre as paragêneses magmáticas.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos ao Dr. Hilton T. Costi, pelas valiosas sugestões, e ao CNPq e UNISINOS pela concessão das bolsas de iniciação científica para MLW, SCG, FB e ACP.

REFERÊNCIAS

- BASTOS NETO, A.C.; PEREIRA, V.P.; LIMA, E.F.; FERRON, J.M.T.M.; MINUZZI, O.R.R.; PRADO, M.; RONCHI, L.H.; FLORES, J.A.A.; FRANTZ, J.C.; PIRES, A.C.; PIEROSAN, R.; HOFF, R.; BOTELHO, N.F.; ROLIM, S.B.; ROCHA, F. e ULMANN, L. 2005. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: O.J. MARINI; E.T. QUEIROZ e B.W. RAMOS (orgs.), *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNP/CT-MINERAL/ADIMB, Brasília, p. 477-552.
- BASTOS NETO, A.C.; MINUZZI, O.R.R.; PEREIRA, V.P.; RONCHI, L.H.; FRANTZ, J.C.; FERRON, J.M.T.M. e LIMA, E.F. 2006. The Pitinga cryolite deposit (Amazonas, Brazil). In: R. DALL'AGNOL; L.T. ROSA-COSTA e E.L. KLEIN (eds.), *Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton*. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO (em CD-ROM).
- COSTI, H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Belém, UFPA, Tese de Doutorado, 345 p.
- COSTI, H.T.; BORGES, R.M.K. e DALL'AGNOL, R. 2005. Depósitos de estanho da Mina Pitinga Estado do Amazonas. In: O.J. MARINI; E.T.

QUEIROZ e B.W. RAMOS (orgs.), *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNP/CT-MINERAL/ADIMB, Brasília, p. 391-475.

- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R. e MOURA, C.A.V. 2000. Geology and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, **42**:832-849.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.T. e POPINI, M.V.F., 1995. The albita granite of Pitinga Mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: SYMPOSIUM ON RAPA-KIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, IGCP Project 426, Belém, Brazil. *Abstracts*, p. 20-21.
- HELBA, H.; TRUMBULL, R.B.; MORTEANI G.; KHALIL, S.O. e ARSLAN, A. 1997. Geochemical and petrographic studies of Ta mineralization in the Nuweibe albita granite complex, Egypt. *Mineralium Deposita*, **32**:164-179.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.M.C.; COSTI, H.T. e TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil - a review. *Journal of Geochemical Exploration*, **40**:227-249.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.M.C.; TEIXEIRA, J.T. e COSTI, H.T., 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, *Anais*, SBG, **3**:284-320.
- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G. e LIMA, M.I.C. 1974. Geologia da folha SA.22 Belém. In: DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNP, **5**:7-182.
- LENHARO, S.L.R. 1998. *Evolução magmática e modelo metagenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. São Paulo, USP, Tese de Doutorado, 290 p.
- LENHARO, S.L.R.; POLLARD, P.J. e BORN, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brasil. *Lithos*, **66**:37-61.
- MINUZZI, O.R.R. 2005. *Gênese e evolução da mineralização de criolita,*

- pirocloro e columbita da subfácies Albita Granito de Núcleo, Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Porto Alegre, UFRGS, Tese de Doutorado, 305 p.
- PAULY, H. e BAILEY, J.C. 1999. *Genesis and evolution of the Ivigtut criolite deposit, SW Greenland*. Medelelser om Gronland Geoscience 37, 60 p.
- PIRES, A.C. 2005. *A gagarinita e fases associadas no Granito Madeira (Pitinga-AM)*. Porto Alegre, UFRGS, Dissertação de Mestrado, 121 p.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J. e FLETCHER I.R., 2000. 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*, 3(4):453-488.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J. e FLETCHER, I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton - evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:409-429.
- SANTOS, J.O.S. e REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, *Anais*, SBG, 1:339-348.
- SMITH, J.V. e BROWN, W.L. 1988. *Felspars minerals. I. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties*. Springer, Berlin, 828 p.
- TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H.T.; MINUZZI, O.R.R. e SOARES, E.A.A. 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito – Mina Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Anais*, SBG, 1:212-213.
- VEIGA JUNIOR, J.P.; NUNES, A.C.B.; SOUZA, E.C.; SANTOS, J.O.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R. e CRUZ, S.A.S. 1979. *Projeto Sulfetos do Uatumã*. DNPM/CPRM, Relatório final, Manaus, 1.635 p.
- WENK, H.R. e BULAKH, A. 2004. *Minerals, their constitution and origin*. Cambridge University Press, Cambridge, 646 p.

Submetido em 30/03/07

Aceito em 27/05/07