

O granito de duas micas Ney Peixoto, nordeste do Pará: aspectos petrológicos e significado tectônico

Raimundo Netuno Villas¹ & Francisca D'Ávila Soares de Sousa²

Resumo O corpo granítico de Ney Peixoto localiza-se em área drenada pelo rio Guamá, entre as cidades de Ourém e São Miguel do Guamá, NE do estado do Pará. É a única manifestação ígnea granítica de idade brasileira (549 ± 5 Ma) conhecida na região do Gurupi, que tem evolução essencialmente paleoproterozóica. Trata-se de uma intrusão com cerca de 6 km² de área aflorante, cujos contatos com as rochas encaixantes não podem ser observados devido à cobertura aluvial e coluvial. É levemente foliada a localmente bandada e constituída, em média, por 35,2% de quartzo, 32,8% de microclina, 20,4% de oligoclásio, 5,9% de muscovita e 5,4% de biotita. As rochas graníticas são ricas em SiO₂, Al₂O₃, K₂O e Na₂O, e pobres em MgO e CaO, tendo caráter peraluminoso ($A/CNK > 1,1$) e composição bem próxima à do ternário mínimo do sistema SiO₂-K₂O-Na₂O-H₂O. Ba, Rb, Sr e Zr são os elementos traços mais abundantes, com razões Rb/Sr e Sr/Ba que variam de 0,7 a 1,2 e de 0,24 a 0,37, respectivamente. O padrão de distribuição dos elementos terras raras revela um moderado fracionamento dos ETRL para os ETRP ($La_n/Yb_n = 27$ a $75,5$) e uma moderada anomalia negativa de Eu ($Eu_n/Eu_* = 0,46$ a $0,62$). Derivado de crosta paleoproterozóica, o granito Ney Peixoto é provavelmente produto da fusão parcial dos micaxistos da Formação Jertequara do Grupo Gurupi. Diagramas binários de variação composicional não mostram tendências de diferenciação relevantes, exceto a diminuição de FeO₁ + MgO + TiO₂ com o aumento de sílica, refletindo bem mais as diferentes quantidades de biotita presentes nas amostras. Os bolsões pegmatóides devem representar os líquidos finais da cristalização do magma, já bem empobrecidos em Fe e Mg a ponto de não mais estabilizar a biotita. As condições de cristalização foram estimadas em 600-650°C e em cerca de 5 kbar. As características mineralógicas, estruturais e químicas da intrusão Ney Peixoto, em particular os teores de Nb, Y e Rb, permitem interpretá-la como um granito sin-colisional, sugerindo um espessamento crustal também em tempos neoproterozóicos na região do Gurupi.

Palavras-chave: Granitos peraluminosos e sincolisionais; Neoproterozóico; Cinturão Gurupi.

Abstract *The Ney Peixoto two-mica granite, northeastern Para: petrological aspects and tectonic significance.* The Ney Peixoto granite crops out on the left side of the Guamá river, between the cities of Ourém and São Miguel do Guamá, NE of Pará state. It is the only granitic intrusion of Brazilian age (549 ± 5 Ma) known in the Gurupi region, which was essentially built up during the Paleoproterozoic era. Despite an outcropping area of about 6 km², the contacts with its host rocks cannot be observed due to the alluvium and colluvium cover. This intrusion is slightly foliated and locally banded, having an average modal composition of 35.2% quartz, 32.8% microcline, 20.4% oligoclase, 5.9% muscovite and 5.4% biotite. Its peraluminous rocks ($A/CNK > 1.1$), which are rich in SiO₂, Al₂O₃, K₂O and Na₂O, and poor in MgO and CaO, show normative composition close to the ternary minimum of the SiO₂-K₂O-Na₂O-H₂O system. Among the trace elements, Ba, Rb, Sr and Zr are the most abundant, affording Rb/Sr and Sr/Ba ratios that range from 0.7 to 1.2 and from 0.24 to 0.37, respectively. The distribution pattern of the rare earth elements displays a moderate fractionation of the LREE relative to the HREE ($La_n/Yb_n = 27$ a $75,5$) and a moderate negative Eu anomaly ($Eu_n/Eu_* = 0,46$ a $0,62$). Derived from a Paleoproterozoic crust, the Ney Peixoto granite was most likely generated by partial melting of the Jertequara Formation mica-schists of the Gurupi Group. No significant differentiation trend is apparent from bivariate plots using major or trace elements, although FeO₁ + MgO + TiO₂ decreases as silica increases. This behavior may be due to the variable proportions of biotite in the rock samples. On the other hand, pegmatite pods might represent the residual liquids of the magma crystallization which became so deprived of Fe and Mg that biotite could no longer precipitate. The conditions for the magma crystallization were estimated at temperatures of 600-650°C under pressures around 5 kbar. The mineralogical, structural and chemical characteristics of the Ney Peixoto body, in particular its Nb, Y and Rb contents, allow to interpret it as a syn-collisional intrusion, suggesting a thickening of the crust of the Gurupi region also in Neoproterozoic times.

Key words: Peraluminous and syn-collisional granites; Neoproterozoic; Gurupi belt.

INTRODUÇÃO O corpo Ney Peixoto é uma das várias intrusões graníticas que ocorrem na região nordeste do estado do Pará, entre as coordenadas de 1° e 2° S e de 46° e 48° W, estando localizada a meio caminho entre

1 - Depto. Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, Brazil. E-mail: netuno@ufpa.br

2 - Curso de Graduação em Geologia. E-mail: davilasoares@yahoo.com.br

as cidades de Ourém e São Miguel do Guamá, a curta distância da margem esquerda do rio Guamá (Fig. 1).

As primeiras alusões às rochas graníticas de Ney Peixoto aparecem no trabalho de Francisco *et al.* (1971), os quais as incluíram no embasamento indiferenciado. A peneplanização da área mascara os contatos litológicos e, mesmo estando o corpo Ney Peixoto amplamente exposto em uma pedreira, hoje abandonada, suas relações com as rochas encaixantes são difíceis de serem observadas, podendo-se afirmar apenas, com segurança, que apresenta contatos discordantes com as formações fanerozóicas sobrejacentes.

Trata-se da única intrusão granítica brasileira conhecida na região, com idades Rb-Sr em rocha total e Pb-Pb em monocristais de zircão determinadas em, respectivamente, 544 ± 22 Ma (Villas 1982) e 549 ± 5 Ma (Palheta 2001). Objetiva-se com o presente estudo contribuir com o conhecimento da petrologia do granito Ney Peixoto, assim como entender seu significado tectônico dentro da evolução da crosta pré-cambriana do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, mais conhecidos como região do Gurupi.

Materiais e Métodos Foram coletadas 25 amostras de rochas do corpo Ney Peixoto na pedreira e arredores para trabalhos petrográficos e químicos. As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da Lakefield Geosol, usando-se espectroscopia de fluorescência de raios-X para determinação dos teores dos componentes maiores (fusão com tetraborato de Li) e elementos

traços (pó prensado), e espectroscopia de plasma (ICP) para determinação das concentrações dos elementos terras raras. As dosagens de FeO foram feitas no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPA por titulometria.

Lâminas polidas de três amostras revestidas com carbono em arco voltáico foram confeccionadas para determinação da composição química de micas e feldspatos, o que foi realizado no laboratório de microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

GEOLOGIA DO CINTURÃO GURUPI A região do Gurupi é constituída por três domínios distintos: o Cráton São Luis, o Cinturão Gurupi e as coberturas sedimentares (Pastana 1995). O Cráton São Luis é considerado um fragmento do Cráton Oeste-africano (Hurley *et al.* 1967) do qual se separou após a ruptura do megacontinente Gondwana. Seu limite com o Cinturão Gurupi é definido pela zona de cisalhamento Tentugal (Hasui *et al.* 1984), que é uma estrutura de caráter transcorrente e de direção NW-SE marcada por expressivas anomalias gravimétricas (Abreu & Lesquer 1985). As coberturas sedimentares compreendem rochas formadas do Paleoproterozóico ao Fanerozóico, as mais antigas (formações Viseu, Igarapé de Areia e Piriá) se encontrando levemente dobradas e localmente anquimetamorfisadas. Por ser de maior interesse a este trabalho, somente será apresentada aqui a geologia do Cinturão Gurupi, utilizando-se como principais referên-

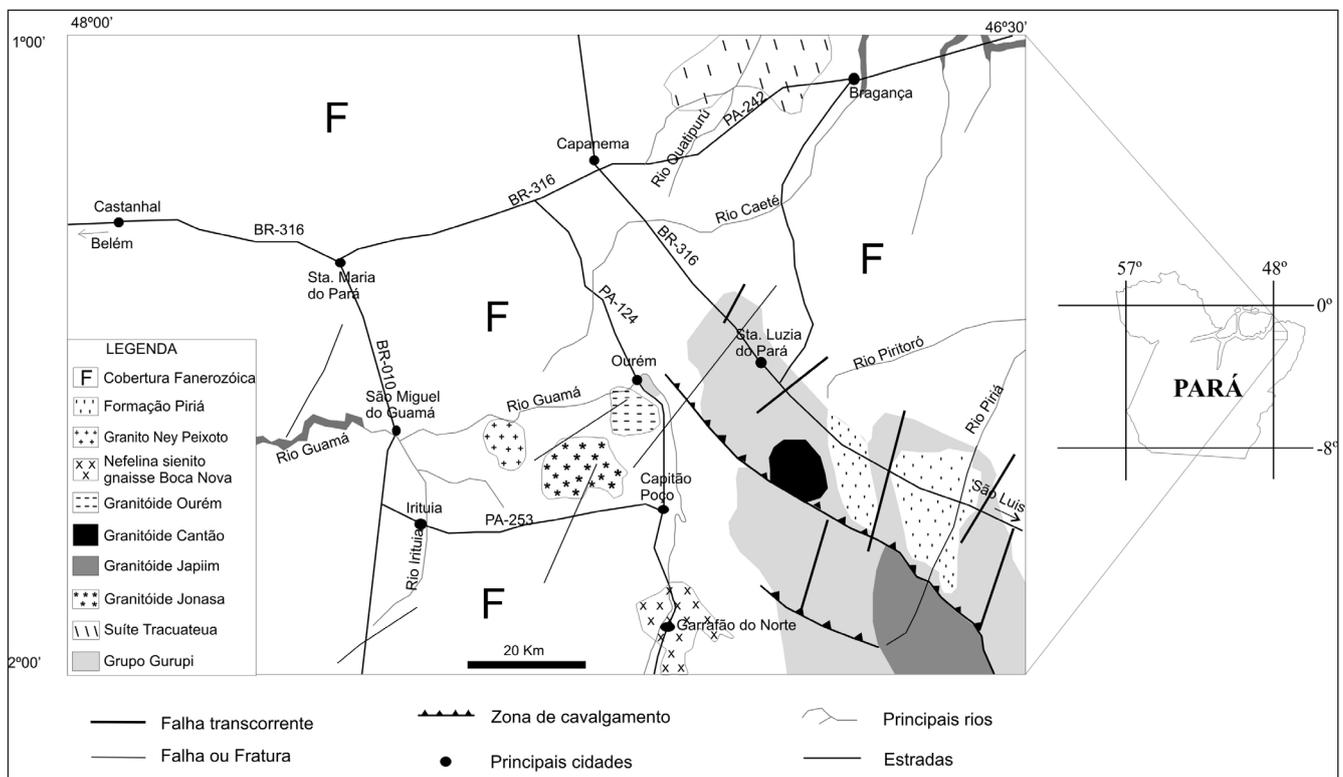


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da Folha Castanhal (SA-23-V-C), destacando a intrusão Ney Peixoto e outros granitóides que ocorrem na região do NE do estado do Pará (modificado de Costa *et al.* 1998).

cias os recentes trabalhos de Klein (2004) e Klein *et al.* (2005). Informações sobre os outros domínios podem também ser encontradas em Pastana (1995), Gorayeb *et al.* (1999), Klein & Moura (2003) e Yamaguti & Villas (2003).

A evolução geológica do Cinturão Gurupi é essencialmente paleoproterozóica, se bem que parte das rochas tenha sido formada e/ou retrabalhada durante o Neoproterozóico. Da base para o topo (Fig. 2), ocorrem o Metatonalito Igarapé Grande (2594±3 Ma), o Complexo Itapeva (2167±3 Ma), o Grupo Gurupi (ainda não datado), a Formação Chega Tudo (2160±3 a 2148±1 Ma), a Suíte Intrusiva Tromai (2168±4 a 2147±3 Ma), granitóides peraluminosos paleoproterozóicos

obtidas por evaporação de Pb em monocristais de zircão (Klein & Moura 2001; Palheta 2001; Klein 2004), exceto a do corpo alcalino de Boca Nova que foi determinada pelo método U-Pb (Klein 2004). O Metatonalito Igarapé Grande é ainda uma unidade informal, sendo representado por pequenos corpos gnaissificados que constituem o único registro de uma possível evolução arqueana na região do Gurupi. O Complexo Itapeva (ex-Maracaçumé) é basicamente constituído por ortognaisses foliados a bandados, de filiação TTG, contendo bolsões e veios quartzo-feldspáticos e de quartzo. O Grupo Gurupi é composto na base pela Formação Peritoró (filitos quartzosos e carbonosos e quartzitos sericíticos) e no topo pela Formação Jaritequara (mi-

UNIDADES		IDADE	DESCRIÇÃO SIMPLIFICADA
Granito Ney Peixoto		549±5 (Pb-Pb) ³	Sienogranitos a monzogranitos a duas micas
Gnaisse de Boca Nova		732±7 (U-Pb) ¹	Intrusão alcalina gnaissificada e metamorfisada em condições de fácies anfibolito
Formação Marajupema		< 1100 (Pb-Pb) ¹	Quartzitos feldspáticos e muscovita quartzitos
Granito Ourém		2000 (Pb-Pb) ³	Monzogranito a duas micas
Granito Jonasa		2061 (Pb-Pb) ³	Granitos e granodioritos a duas micas
Granito Japiim		2085 (Pb-Pb) ³	Sienogranitos e monzogranitos a duas micas
Granito Maria Suprema		2100 (Pb-Pb) ¹	Leucogranito a duas micas
Granito Cantão		2159 (Pb-Pb) ³	Monzogranito com enclaves de rochas supracrustais
Suíte Intrusiva Tromai		2168±4 a 2147±3 (Pb-Pb) ^{1,2}	Tonalitos cálcio-alcalinos
Formação Chega Tudo		2160±3 a 2148±1 (Pb-Pb) ²	Rochas vulcânicas intercaladas com rochas sedimentares clásticas a clástico-químicas
Grupo Gurupi (Fm. Jaritequara)		Não datado	Micaxistos
Grupo Gurupi (Fm. Rio Piritoró)		Não datado	Filitos quartzosos e carbonosos e quartzitos sericíticos
Complexo Itapeva		2167±3 (Pb-Pb) ¹	Ortognaisses foliados a bandados de filiação TTG
Metatonalito Igarapé Grande		2594±3 (Pb-Pb) ¹	Pequenos corpos gnaissificados

¹Klein (2004), ²Klein & Moura (2001), ³Palheta (2001)

Figura 2 – Coluna estratigráfica referente ao precambriano do Cinturão do Gurupi. Fontes: Klein (2004) e Klein *et al.* (2005).

zóicos (2159±13 a 2059±9 Ma), o Gnaisse Boca Nova (732±7 Ma), a Formação Marajupema (<1100 Ma) e o granito Ney Peixoto (549±5 Ma). Essas idades foram

caxistos), ambas de natureza sedimentar e metamorfisadas nas fácies xisto-verde alto a anfibolito. Na Formação Chega Tudo ocorrem rochas vulcânicas, félsicas

a máficas, intercaladas com termos sedimentares clásticos a clástico-químicos, que apresentam forte foliação milonítica e associações mineralógicas típicas da fácies xisto-verde. De abrangência bem maior no domínio do Cráton São Luis, a Associação Intrusiva Tromai encontra-se tectonicamente muito deformada na zona de transição para o Cinturão Gurupi, porém, mais para o interior (SW), suas rochas, de natureza cálcio-alcálica e dominadas por tonalitos, preservam muitas das texturas ígneas originais. Os granitóides paleoproterozóicos, de aspecto maciço a fortemente foliado, caráter peraluminoso e composição em geral monzogranítica, são representados pelos corpos Cantão, Maria Suprema, Japiim, Jonasa e Ourém, que se alojaram seguindo esta ordem. Os contatos com as rochas encaixantes não são visíveis, mas apófises de microgranito associadas à intrusão Japiim cortam as rochas do Grupo Gurupi. O gnaiss Boca Nova teve como protólito uma intrusão isolada de nefelina sienito em rochas do Cinturão Gurupi, possivelmente relacionada aos estágios iniciais de desenvolvimento de um *rift* continental que se instalou na região em tempos neoproterozóicos. Datações K-Ar em biotita daquele gnaiss forneceram uma idade de 580 ± 10 Ma (João 1980), que é interpretada como a idade do metamorfismo. Em contatos discordantes com rochas do Grupo Gurupi e do Complexo Itapeva ocorre a Formação Marajupema, que é constituída de quartzitos feldspáticos e muscovita quartzitos com idade máxima de 1100 Ma determinada a partir de grãos detríticos de zircão neles presentes (Pinheiro *et al.* 2003). Muito provavelmente, entretanto, os sedimentos que deram origem a essa formação se acumularam no *rift* onde a intrusão Boca Nova se alojou e, assim, são posteriores ao evento magmático alcalino. Próximo e dentro do Cinturão Gurupi desenvolveram-se bacias em que se depositaram os sedimentos predominantemente arcósiolos das formações Igarapé de Areia e Piriá, a primeira com idade máxima em torno de 550 Ma, conforme indicam datações em zircão detrítico (Pinheiro *et al.* 2003). Desta mesma época é a intrusão granítica Ney Peixoto, que marca o evento final da história pré-cambriana da região do Gurupi.

As rochas do Cinturão Gurupi acham-se heterogeneamente deformadas, constatando-se as mais altas taxas de deformação nas porções central e sudeste. Grande parte das unidades encontra-se alongada na direção NW-SE e mostra planos de foliação metamórfica e milonítica nesta mesma direção, com fortes mergulhos em geral para SW. As lineações, de orientações e caimentos variáveis, definem estruturas de cavalgamento, transcorrência e obliquidade dentro de um modelo geodinâmico de colisão em que o transporte de massa se deu de SW para NE (Pastana 1995; Costa *et al.* 1996; Palheta 2001; Ribeiro 2002).

DESCRIÇÃO DAS ROCHAS DO GRANITO NEY PEIXOTO

Aspectos Macroscópicos O corpo Ney Peixoto tem superfície aflorante de cerca de 6 km² e forma aproximadamente circular. Ele é dominado por rochas leucocrá-

ticas acinzentadas e de granulação média, embora também ocorram fácies finas e grossas. Há uma incipiente foliação proporcionada pela disposição das palhetas de mica em planos de orientação preferencial N140° Az, que deve refletir o alojamento do granito em fase de atenuação tectônica do ciclo Brasileiro. O bandamento, que é local, se caracteriza pela alternância de faixas escuras (com maiores proporções de biotita) e claras (dominadas por quartzo e feldspatos), estas últimas de espessura centimétrica e de aspecto pegmatóide.

Localmente são observadas estruturas de fluxo, de aspecto nebulítico (Fig. 3A), bem como enclaves micáceos, de dimensões centimétricas a decimétricas, paralelizadas à orientação geral das rochas (Fig. 3B). Esses enclaves foram observados somente nos arredores da pedreira e em afloramentos rasos e moderadamente intemperizados, não tendo sido possível coletar material para estudá-las. Mais comuns são os veios quartzo-feldspáticos, concordantes e discordantes à foliação (Fig. 3C), muitos dos quais desenhando dobras ptigmáticas apertadas e de amplitude decimétrica (Fig. 3D).

Aspectos Microscópicos Os minerais essenciais compreendem feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita. Na maioria das amostras estudadas, o feldspato potássico é o mineral dominante, vindo a seguir o quartzo. Muscovita e biotita ocorrem em quantidades comparáveis, com leve predomínio da primeira, a qual é a única mica presente nas porções pegmatóides. Dentre os minerais acessórios primários figuram zircão e apatita, que normalmente desenvolvem diminutos cristais eudrícos, além de fases opacas (magnetita e ilmenita). Como fases secundárias, de origem hidrotermal, ocorrem clorita (em substituição à biotita), mica branca (em substituição aos feldspatos, especialmente o plagioclásio) e fases opacas, estas últimas resultantes, em grande parte, da desestabilização da biotita. Epidoto, em cristais prismáticos de tamanho até centimétrico, e calcita ocorrem em vênulas que cortam o granito. A pequena quantidade desses minerais secundários denuncia a pouca interação das rochas com fluidos hidrotermais.

A textura é inequigranular xenomórfica a hipidiomórfica (Fig. 4A), observando-se uma discreta orientação nas espécies mais ricas em mica e com foliação levemente desenvolvida. Nas fácies mais finas, entretanto, a textura tende a equigranular. De modo geral, todos os grãos minerais apresentam basicamente o mesmo espectro de variação dimensional, excetuando alguns megacristais (>1 cm) de feldspato potássico das faixas hololeucocráticas. Os contatos entre os cristais são, em geral, bastante irregulares, havendo comumente interpenetrações que geram reentrâncias lobulares.

O feldspato potássico é representado por microclina micropertítica com sua geminação xadrez característica e composição média de $Ab_{14,4}Or_{85,4}An_{0,2}$. Ocorre em cristais de vários tamanhos (entre 0,03 e 1,5 mm nas amostras mais representativas) e figura com a fase de maiores dimensões nas faixas hololeucocráticas

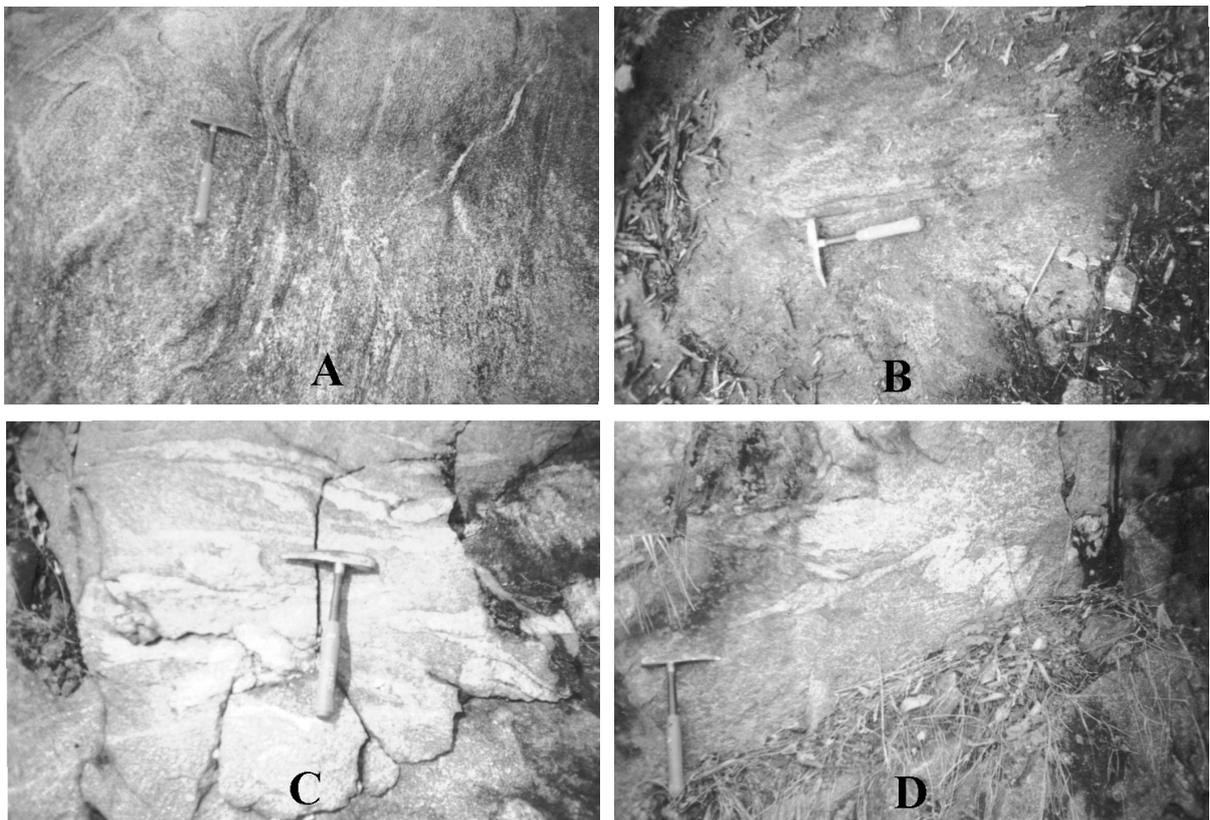


Figura 3 – Fotos em afloramentos do granito Ney Peixoto. A. Estruturas nebulíticas; B. Enclave micáceo (paralelo ao cabo do martelo); C. Conjunto de veios quartzo-feldspáticos descontínuos; e D. Veio quartzo-feldspático com dobras pitgmáticas (parede da pedra).

e pegmatóides. O intercrescimento pertítico é, comumente, mascarado pela malha de geminação, porém nos megacristais das faixas hololeucocráticas ele é bastante nítido, sendo identificado como do tipo filete (*string*) uniformemente desenvolvido. É muito comum os cristais de microclina conterem várias inclusões, irregularmente distribuídas, em que se destacam formas euédricas de quartzo, plagioclásio e biotita. Nos megacristais essas inclusões são tão abundantes que lhes conferem um aspecto poiquilítico, chamando a atenção aquelas de plagioclásio que, por seu turno, englobam inúmeros grãos finos e arredondados de quartzo. Por outro lado, nas porções hololeucocráticas das amostras bandadas e, sobretudo, nas frações pegmatóides, observa-se material microclínico em aparente substituição a cristais de plagioclásio que gera um intercrescimento semelhante à antipertita.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio de composição média $Ab_{78,1}An_{16,9}Or_{5,2}$. Os maclamentos mais comuns são segundo a lei da albita, mas são também reconhecidas as geminações de Carlsbad, combinada Carlsbad-polissintética e da periclina. Envolvendo alguns cristais de oligoclásio, especialmente os que ocorrem como inclusões na microclina, nota-se uma estreita auréola de material albitico (An_8 em média) denunciando reações com líquidos residuais ou mesmo ajustes em condições *subsólidas*. Da mesma forma, observa-se localmente intercrescimentos mirmequíticos em contatos entre grãos de oligoclásio e microclina (Fig. 4B).

Os cristais de oligoclásio mostram dimensões variadas, normalmente entre 0,5 e 2 mm. Inclusões de quartzo e de fases acessórias são comuns, algumas vezes associadas a pequenas palhetas de mica aleatoriamente distribuídas

Os cristais de quartzo, que são xenomórficos, também apresentam variação dimensional pouco expressiva, com a maioria registrando valores entre 0,75 e 1 mm, e razões entre as dimensões maior e menor em torno de 1,3. Inclusões, geralmente euédricas, contidas nos feldspatos mostram porém tamanhos abaixo daqueles limites. Reconhecem-se, assim, duas gerações de quartzo magmático, a primeira representada por essas inclusões relativamente bem formadas e uma outra que, juntamente com o oligoclásio e microclina, disputou os espaços intergranulares durante o processo de cristalização. Os cristais dessa segunda geração mostram, via de regra, uma tênue extinção ondulante.

A biotita ocorre em palhetas tabulares relativamente bem terminadas e forma, nas amostras mais micáceas, cordões estreitos e descontínuos que marcam a foliação da rocha. As palhetas são de dimensões variadas (entre 0,05 e 1,5 mm), com as menores estando, em geral, inclusas nos feldspatos. Têm um forte pleocroísmo marrom-esverdeado e algumas delas mostram uma incipiente cloritização. Em outras as bordas estão corroídas e descoloridas, por conta de que se formou um material marrom-avermelhado nas proximidades.

Normalmente associada com a biotita, ocorre

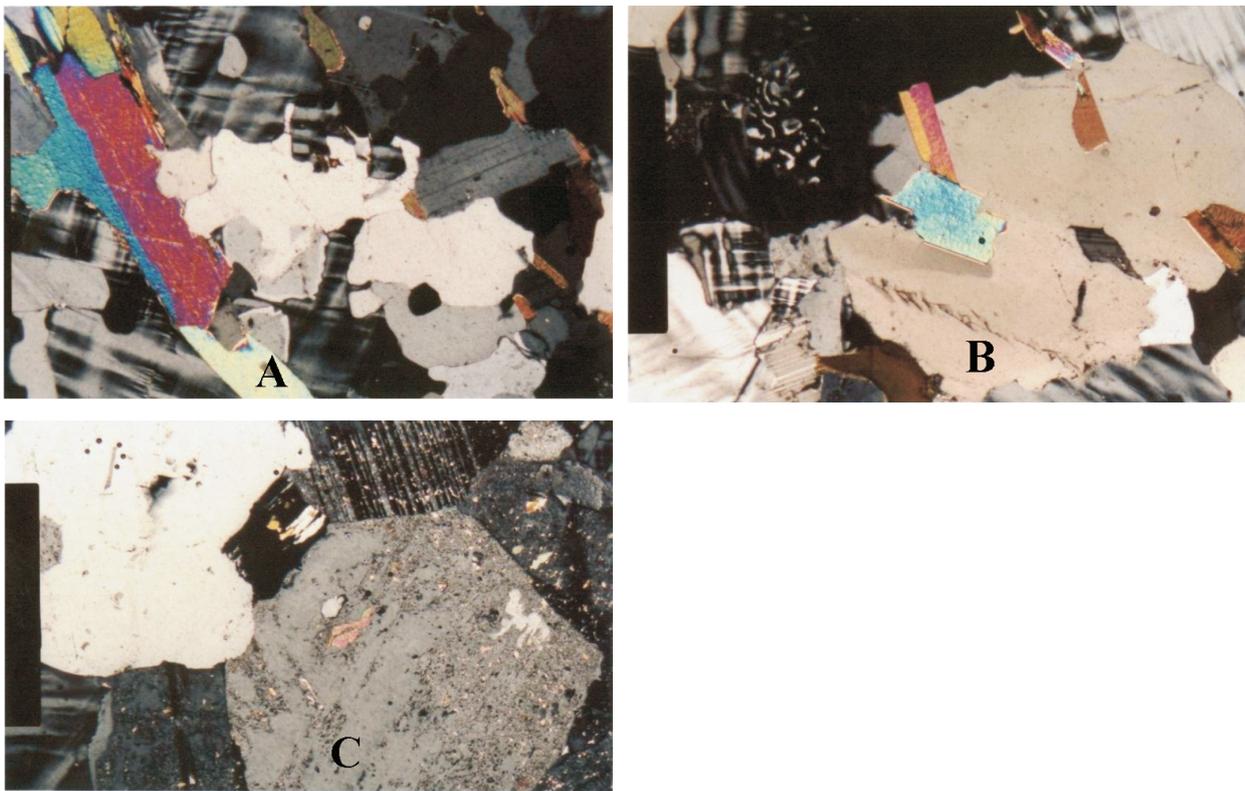


Figura 4 – Fotomicrografias de lâminas delgadas de amostras do granito Ney Peixoto. A. Aspecto geral da textura inequigranular xenomórfica a hipidiomórfica, com destaque para cristais geminados de muscovita; B. Intercrescimento mirmequítico e palhetas subédricas de muscovita em contacto de equilíbrio com quartzo; e C. Cristais subédricos de feldspato levemente sericitizados.

a muscovita com a qual apresenta localmente relações texturais de intercrescimento ou mesmo de substituição. Os maiores cristais de muscovita (de até 2,5 mm de comprimento) são, entretanto, intersticiais, subédricos a euédricos, com terminações em geral bem formadas, e sem sinais de reação com outros minerais. Finas palhetas de mica branca marcam a alteração de alguns grãos de feldspato, porém já numa fase pós-magmática (Fig. 4C).

Seqüência de Cristalização As observações acima permitem estabelecer uma possível seqüência de cristalização para as rochas do granito Ney Peixoto, embora haja critérios mais sensíveis que a morfologia e textura para assinalar as variações nas condições do ambiente plutônico relacionadas com o crescimento de cristais (Flemings 1974; Lewis 1980; Loomis 1981). Na falta dessa informação específica, foram utilizadas as relações cristal hospedeiro-inclusões, bem como a forma e o contato entre cristais para estabelecer a seqüência de cristalização, assumindo-se como pouco significativos os reajustes em condições *subsolidus*. Assim, a cristalização teria sido iniciada com quartzo, seguido de oligoclásio e biotita, e finalmente de microclina e muscovita. Porém, durante a maior parte da história da cristalização, predominaram as reações cotéticas e eutéticas com precipitação simultânea de minerais.

Composições Modal e Normativa A composição

modal (Tab. 1), obtida por contagem de pontos, revela microclina (22,9% a 45,2%), quartzo (30,3% a 39,7%), oligoclásio (12,6% a 28,2%), biotita (0% a 8,8%) e muscovita (1,3% a 9,3%), o que permite classificar as rochas como sieno a monzogranitos (Fig. 5). Nas amostras mais homogêneas, a microclina é o mineral dominante, seguida pelo quartzo e, em proporções menores, pelo oligoclásio. Os teores de biotita e muscovita são equiparáveis e, juntos, raramente perfazem mais do que 15% do volume da rocha. Nas porções hololeucocráticas das amostras bandadas, o feldspato potássico é ainda mais abundante e as micas não chegam a mais do que 2% do volume da rocha. Um quadro similar se constata nas porções pegmatóides, mas nelas a ausência da biotita é quase completa e a muscovita chega a atingir proporções da ordem de 10%.

Na composição normativa CIPW (Tab. 2) destacam-se os elevados teores de quartzo (26,7 a 37,6%) e córindon (1,7 a 3,1%), as altas razões Ab/An (3,4 a 6) e as razões Or/Ab em geral em torno da unidade. No diagrama Q-Or-Ab (Fig. 6) as composições das amostras concentram-se no ou próximo do campo do ternário mínimo do sistema granítico, afastadas, portanto, do vértice Ab em consonância com a escassez de minerais de flúor, boro ou fósforo na rocha (London 1995).

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Composição Química das Micas Os resultados analíticos das micas constam da tabela 3 e representam,

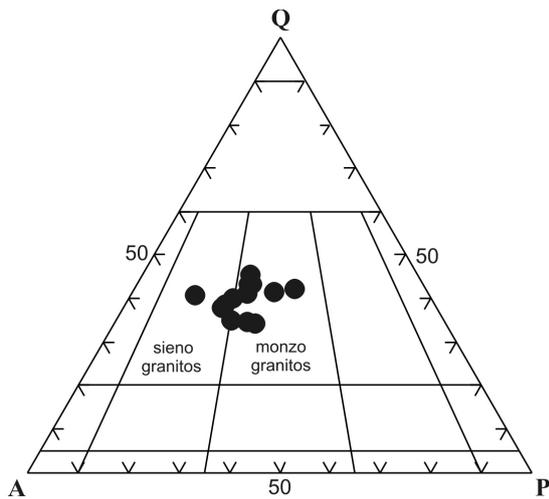


Figura 5 – Diagrama modal QAP (Streckeisen 1976) com as amostras do corpo Ney Peixoto ocupando os campos dos sieno e monzogranitos.

para cada amostra, a média de cerca de três análises pontuais em pelo menos cinco cristais diferentes. O cálculo das fórmulas estruturais foi feito com base em 11 átomos de oxigênio.

BIOTITA Para a biotita de Ney Peixoto a fórmula estrutural média é $(K_{0,91}Na_{0,02}Ca_{0,01})Fe_{1,33}Mg_{0,84}Mn_{0,05}Ti_{0,15}Al^{vi}_{0,40}[Al^{iv}_{1,33}Si_{2,67}O_{10}][(\text{OH})_{1,83}F_{0,17}]$, o que mostra ser ela rica em Fe e Al. De fato, a razão atômica Fe/(Fe + Mg) é igual a 0,61 e cerca de 15% dos sítios octaédricos e 1/3 dos sítios tetraédricos são ocupados por Al, indicando que prevaleceram as substituições acopladas

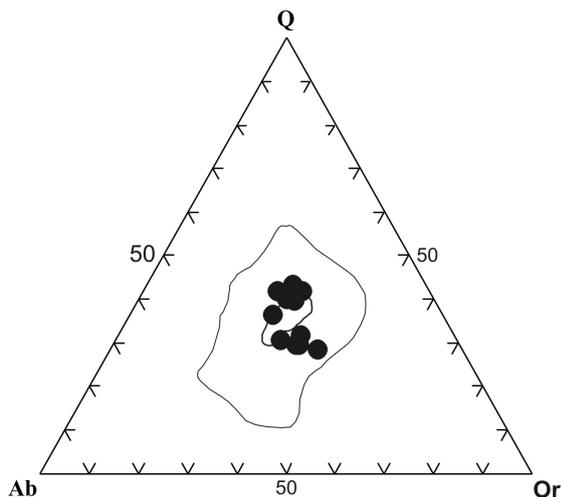


Figura 6 – Diagrama normativo Q-Ab-Or (Tuttle & Bowen 1958) que mostra a posição das rochas do corpo Ney Peixoto (•) bem próximas do campo de fusão mínima do sistema granítico.

de $Al^{iv} \leftrightarrow Si$ e $Al^{vi} \leftrightarrow (Mg^{+2}, Fe^{+2})$. De acordo com os

critérios de Guidotti (1984), seu caráter é francamente siderofílico, em concordância com a composição desta mica em granitos peraluminosos (Abdel-Rahman 1994).

MUSCOVITA A fórmula estrutural média da muscovita é $(K_{0,93}Na_{0,07}Ca_{0,003})Fe_{0,29}Mg_{0,1}Mn_{0,005}Ti_{0,03}Al^{vi}_{1,66}[Al^{iv}_{0,9}Si_{3,1}O_{10}]H_2O$, muito similar àquelas determinadas em dezenas de rochas plutônicas fortemente peraluminosas de várias partes do mundo (Miller *et al.* 1981). A composição se afasta da estequiometria ideal, haja vista a deficiência em Al, o modesto excesso em Si e, sobretudo, a expressiva entrada de Fe (14%) nos sítios octaédricos. Trata-se de uma solução sólida em que estão presentes as substituições tanto fengítica como biotítica, cujos mecanismos de troca podem ser descritos por $Al^{vi}, Al^{iv} \leftrightarrow (M^{+2})^{vi}, Si^{iv}$ e $2/3Al^{vi}, 1/3\Box^{vi} \leftrightarrow (M^{+2})^{vi}$, em que \Box se refere a uma vacância na posição octaédrica e $M^{+2} = Mg^{+2}, Fe^{+2}$. Valores de 0,1 e 0,29 para as substituições fengítica e biotítica, respectivamente, permitem, com base nos dados experimentais para micas brancas não litiníferas (Monier & Robert 1986), estimar entre 600° e 650°C a temperatura de cristalização da muscovita de Ney Peixoto.

Composição Química das Rochas

ELEMENTOS MAIORES Os resultados das análises químicas (Tab. 2) mostram que o granito Ney Peixoto é composto por rochas ricas em SiO_2, Al_2O_3, K_2O e Na_2O , e pobres em TiO_2, FeO, CaO e MgO . Em geral, as variações dos teores destes componentes são pouco significativas, embora as razões entre alguns deles variem dentro de amplos intervalos, como, por exemplo, K_2O/Na_2O (1,21 a 1,78) e FeO/MgO (2,67 a 10).

Trata-se de rochas peraluminosas (Fig. 7) com índice de saturação em alumina (A/CNK) entre 1,08 e 1,3 e #mg que varia de 7,52 a 22,22 (Tab. 2), com o limite inferior correspondendo à fração pegmatóide. As razões Fe_2O_3/FeO cobrem a faixa de 0,2 a 0,86, sugerindo a cristalização do magma sob fugacidades de O_2 relativamente baixas. As relações do FeO, MgO, CaO, Na_2O e K_2O com a sílica ressaltam bem mais a homogeneidade composicional das amostras. De fato, com o aumento da sílica observa-se apenas uma leve diminuição de FeO (Fig. 8A) e um discreto decréscimo do Na_2O (Fig. 8D), enquanto o CaO praticamente não varia (Fig. 8C) e o MgO e o K_2O não definem claramente nenhuma tendência (Fig. 8B e 8E). Variação mais acentuada constata-se entre SiO_2 e a soma de FeO, MgO e TiO_2 (Fig. 8F), que variam inversamente, à semelhança do que revelam várias intrusões peraluminosas (Sylvester 1998).

ELEMENTOS TRAÇOS Teores de elementos traços selecionados constam da tabela 4. Em geral, não há variação apreciável nos teores da maioria destes elementos, mas chamam a atenção as concentrações elevadas de Ba (média de 742 ppm), moderadas de Zr (média de 189 ppm) e baixas de Sn (média de 7 ppm). O intervalo de variação do Sr ($\Delta Sr = 145$ ppm) é bem maior do que

Tabela 1 - Composição modal (% vol.) por contagem de pontos, descontadas as fases acessórias, das rochas graníticas do corpo Ney Peixoto.

Amostras	Descrição	Quartzo	Microclina	Oligoclásio	Biotita	Muscovita
FD-01	Amostra cinza com palhetas de mica orientadas	31,1	35	16,1	8,8	9,0
FD-02	Amostra englobando bandas rósea e cinza	30,3	33	24,7	4,4	7,6
FD-03	Amostra de coloração acinzentada com marcante orientação das palhetas de mica	37,4	22,9	28,2	4,0	7,5
FD-05	Amostra de granulação média a grossa	30,8	34,7	23,5	4,1	6,9
FD-06	Amostra com abundante mica	39,3	28,7	18,9	7,5	5,6
FD-07	Amostra levemente intemperizada em que se destacam cristais centimétricos de feldspato	35,6	27,9	18,9	8,3	9,3
FD-08	Amostra de coloração cinza, granulação média e moderadamente orientada (coletada a cerca de 3 km da pedreira)	36,4	29	18,7	8,6	7,3
FD-09	Amostra rica em biotita	36,8	31,9	20,6	5,6	5,1
NV-048	Amostra homogênea fina rica em biotita	35,8	34,9	18,3	6,7	3,1
NV-049	Fração pegmatóide	37	39,8	19,3	-	3,7
NV-050	Fração rica em minerais fêlsicos de amostra bandada	39,7	45,2	12,6	0,7	1,3
NV-051	Amostra cinza homogênea; grão médio a grosso	30,4	36,9	20	6,4	5,3
NV-052	Fração de rocha bandada rica em mica	37,5	27,3	25,3	4,5	4,9

o do Rb ($\Delta Rb = 82$ ppm), embora as médias de ambos sejam eqüivalentes (226 e 234 ppm, respectivamente) e a razão entre eles, salvo poucas exceções, fique em torno da unidade. As rochas são também pobres em Li (< 82 ppm) e especialmente em B (< 37 ppm) e Be (< 4

duas relações lineares, uma direta e outra inversa, as quais não se manifestam no diagrama Rb x Ba, cujos pontos tendem a ocupar o seu canto direito superior (Fig. 9C). Por outro lado, uma correlação linear positiva fica bem evidenciada entre as razões Rb/Ba e Rb/Sr (Fig. 9D). Os teores de Ga pouco mudam com o aumento de Al_2O_3 (Fig. 9E) e as razões $10^3 Ga/Al_2O_3$ têm média em torno de 0,16.

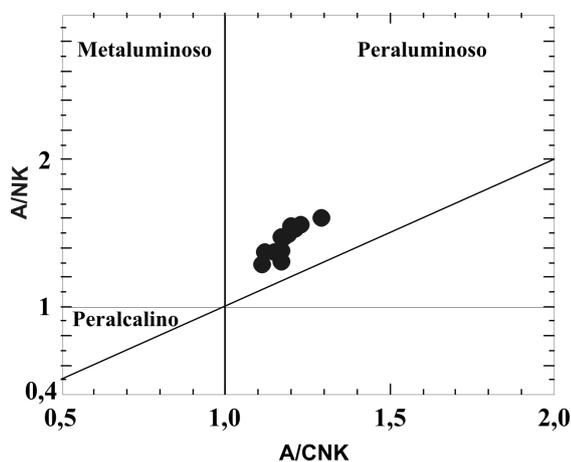


Figura 7 – Diagrama A/NK-A/CNK (índice de Shand) situando as amostras da intrusão Ney Peixoto (•) no campo peraluminoso.

ppm). Ga, Pb e Nb ocorrem em concentrações relativamente uniformes (20 a 30 ppm), enquanto as do Y e Cu são mais variáveis.

As razões Rb/Ba e Sr/Ba mostram valores dentro de intervalos bem mais estreitos do que as razões Rb/Sr. Nos diagramas binários Rb x Sr (Fig. 9A) e Sr x Ba (Fig. 9B), a distribuição dos pontos permite definir

ELEMENTOS TERRAS RARAS A soma dos teores dos elementos terras raras varia de 473 a 1953 ppm, com dominância das terras raras leves sobre as pesadas, o que confere um padrão de distribuição (Fig. 10) caracterizado por moderada inclinação ($La_n/Yb_n = 27,0$ a $75,46$) e no qual se destaca, exceto na amostra da fração hololeucocrática, uma também moderada anomalia negativa de Eu ($Eu_n/Eu_* = 0,486$ a $0,625$). Este padrão é típico de fusão parcial de rochas metassedimentares com abundância de plagioclásio no resíduo (Drury 1979) e muito similar aos dos granitos fortemente peraluminosos arqueanos SP₃ de Sylvester (1994), porém bem mais fracionado do que os granitos hercínios e himalaianos (Harris *et al.* 1986).

INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Natureza Peraluminosa Muitas das características mineralógicas e químicas da intrusão Ney Peixoto permitiriam enquadrá-la nos granitos tipo-S (Chappel & White 1974) e da série da ilmenita (Ishihara 1981). Entretanto, nem sempre a correspondência entre estes dois tipos é direta e tampouco são suficientemente claras as diferenças entre eles e os granitoides peraluminosos, os quais podem ser produzidos de diversos magmas e

Tabela 2 – Composições química e normativa (% peso) das amostras do granito Ney Peixoto. P.F. = perda ao fogo.

	FD-01	FD-03	FD-05	FD-06	FD-08	FD-09	NV-048	NV-049	NV-050	NV-051	NV-052	NV-207
SiO ₂	74,48	73,50	73,80	73,58	73,69	74,38	71,73	73,65	71,71	73,66	72,82	73,44
TiO ₂	0,25	0,26	0,20	0,24	0,26	0,23	0,33	0,34	0,25	0,23	0,25	0,21
Al ₂ O ₃	14,68	14,60	14,70	14,89	14,56	14,46	14,64	15,08	14,31	14,25	14,46	14,99
Fe ₂ O ₃	0,45	0,29	0,24	0,40	0,57	0,38	0,85	0,38	1,40	0,35	0,53	0,77
FeO	1,19	1,44	1,22	1,25	1,20	1,18	2,03	0,76	1,78	1,76	1,65	0,89
MnO	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,12	0,10	0,11	0,11	0,10	0,05
MgO	0,56	0,59	0,54	0,50	0,62	0,47	0,64	0,11	0,57	0,32	0,43	0,42
CaO	1,38	1,39	1,40	1,39	1,40	1,49	1,44	1,46	1,34	1,21	1,34	1,40
Na ₂ O	2,95	3,08	2,90	2,68	2,81	2,79	3,18	3,10	3,44	3,10	3,45	3,51
K ₂ O	4,73	4,47	4,70	4,77	4,52	4,39	4,69	4,73	4,75	4,80	4,73	4,24
P ₂ O ₅	0,18	0,16	0,13	0,14	0,16	0,06	0,30	0,28	0,27	0,23	0,26	0,09
P.F.	0,41	0,39	0,51	0,40	0,39	0,32	0,25	0,48	0,48	0,63	0,38	0,35
TOTAL	101,30	100,23	100,38	100,29	100,23	100,19	100,20	100,47	100,41	100,66	100,40	100,36
K ₂ O/Na ₂ O	1,60	1,45	1,62	1,78	1,61	1,57	1,47	1,52	1,38	1,55	1,37	1,21
FeO/MgO	2,84	2,88	2,67	3,22	2,77	3,34	4,36	10,0	5,33	6,47	4,93	3,76
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,38	0,20	0,20	0,32	0,48	0,32	0,41	0,50	0,79	0,20	0,32	0,86
A/CNK	1,19	1,17	1,18	1,30	1,21	1,20	1,13	1,17	1,08	1,14	1,09	1,16
#mg	21,52	20,96	22,22	19,35	21,76	19,18	14,90	7,52	12,59	10,55	13,81	16,89
Q	34,56	34,15	34,72	35,66	35,96	36,97	30,86	34,69	26,69	33,60	30,79	33,08
Or	27,65	26,49	27,84	28,25	26,78	26,00	27,71	27,95	28,07	28,36	27,95	25,05
Ab	24,64	26,08	24,54	22,68	23,79	23,61	26,91	26,23	29,11	26,23	29,19	29,7
An	5,73	5,97	6,19	6,08	6,02	7,05	5,18	5,41	4,88	4,43	4,95	6,36
C	2,54	2,50	2,56	3,08	2,83	2,53	2,44	2,88	1,72	2,33	1,85	2,30
Hy	3,38	3,60	3,14	2,91	2,95	2,73	4,29	0,98	3,32	3,56	3,44	1,79
Mt	0,64	0,36	0,35	0,58	0,83	0,55	1,23	0,65	2,03	0,51	0,77	1,12
Ap	0,39	0,35	0,28	0,31	0,35	0,13	0,70	0,65	0,63	0,56	0,60	0,21
Il	0,47	0,49	0,38	0,46	0,49	0,44	0,63	0,65	0,47	0,44	0,47	0,40
Ab/An	4,30	4,37	3,96	3,73	3,95	3,34	5,20	4,85	5,96	5,92	5,90	4,67
Or/Ab	1,12	1,01	1,13	1,24	1,12	1,10	1,02	1,06	0,96	1,08	0,96	0,84

$$A/CNK = [Al_2O_3] / \{[CaO] + [Na_2O] + [K_2O]\}; \#mg = 100Mg / (Mg + Fe)$$

Tabela 3 – Composição química (% peso) das micas de Ney Peixoto. Média de cerca de 15 análises pontuais.

	Biotitas				Muscovitas			
	NV-048	NV-051	NV-052	Média	NV-048	NV-051	NV-052	Média
SiO ₂	36,46	36,25	36,99	36,57	44,71	44,98	45,34	45,01
TiO ₂	2,61	2,66	2,73	2,67	-	0,28	1,71	0,66
Al ₂ O ₃	19,90	20,25	20,12	20,09	31,31	31,49	31,71	31,50
FeO _t	21,54	21,70	22,01	21,75	4,88	5,00	5,22	5,03
MgO	7,74	7,70	7,82	7,75	0,95	0,96	0,97	0,96
MnO	0,73	0,76	0,85	0,78	0,06	0,09	0,11	0,09
CaO	0,05	0,15	0,10	0,10	-	0,11	-	0,04
Na ₂ O	0,15	0,14	0,15	0,15	0,49	0,54	0,54	0,52
K ₂ O	9,92	9,54	9,99	9,82	10,66	10,66	10,64	10,65
F	1,00	0,54	0,72	0,75	nd	nd	nd	nd
F≡O	-0,41	-0,23	-0,30	-0,31	-	-	-	-
Total	99,69	99,46	101,18	100,12	93,06	94,11	96,24	94,46

- = não detectado; nd = não determinado

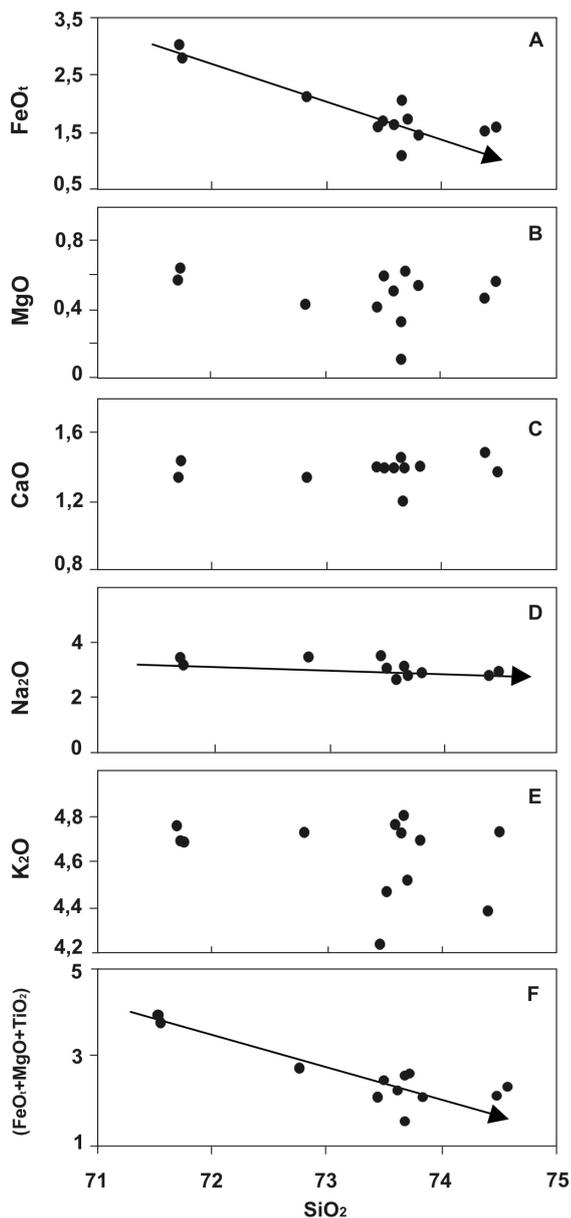


Figura 8 – Diagramas de variação entre SiO_2 e componentes maiores (% peso) de amostras da intrusão Ney Peixoto. A. FeO_i x SiO_2 , ressaltando o decréscimo de Fe com o aumento da sílica; B. MgO x SiO_2 , com distribuição aleatória dos pontos; C. CaO x SiO_2 , evidenciando os teores praticamente constantes de Ca; D. Na_2O x SiO_2 , sugerindo um pequeno decréscimo de Na com o aumento da sílica; E. K_2O x SiO_2 , com distribuição também aleatória dos pontos; e F. $(\text{FeO}_i + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ x SiO_2 , descortinando uma moderada diminuição de Fe, Mg e Ti com o aumento da sílica.

via diferentes processos evolutivos (Barberin 1996). De outra feita, as rochas de Ney Peixoto mostram grande correspondência aos MPG (*muscovite-bearing peraluminous granite*) de Barberin (1996), que apresentam $A/\text{CNK} > 1$, abundância de feldspato potássico e plagioclásio sódico, e composição próxima à da fusão mínima

do granito (Fig. 6). De fundamental importância é ser a muscovita magmática, cujos critérios de reconhecimento comumente adotados (Speer 1984) incluem, por exemplo, tamanho comparável ao dos outros minerais essenciais, formas subedrais a euedrais, contatos não reativos, rocha hospedeira pouco alterada. E estas são feições típicas da muscovita de Ney Peixoto.

Rochas-Fonte do Magma Dados isotópicos de Nd [$T_{\text{DM}} = 1,78$ a $1,60$ Ga; $\epsilon_{\text{Nd}}(550 \text{ Ma}) = -7,38$ a $-8,50$] dão suporte à derivação do magma de Ney Peixoto a partir da fusão parcial de uma crosta paleoproterozóica (Palheta 2001), a qual, na área, é muito provavelmente representada pelas rochas do Grupo Gurupi. Rochas sedimentares imaturas, ricas em feldspatos, são as que produzem maiores volumes de magma granítico (London 1995). Na região do Gurupi, metarcósios são encontrados em abundância somente na Formação Igarapé de Areia, porém a idade máxima desta unidade está em torno de 600 Ma (Pinheiro *et al.* 2003). Por outro lado, dados experimentais mostram que metapelitos geram apenas pequenas quantidades de magma fortemente peraluminoso mesmo em condições favoráveis de gradiente térmico e pressão de voláteis (Patino-Douce & Johnston 1991). Em se tratando de um volume pouco expressivo, o corpo Ney Peixoto poderia ter resultado de magma oriundo da fusão parcial de micaxistos da Formação Jaritequara daquele grupo, os quais estão bem expostos nas circunvizinhanças de Ourém. Os enclaves micáceos poderiam ser testemunhos dessa formação (restitos), que teriam sido poupados da fusão e transportados pelo magma então produzido. Corroborar essa hipótese o padrão de ETR com moderadas anomalias de Eu (0,49 a 0,62) indicativo de fusão parcial de seqüências predominantemente metassedimentares (Harris *et al.* 1986). Ademais, as razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,39 a 0,53) e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (44,3 a 73,5) combinadas com razões Rb/Ba (0,24 a 0,42) e Rb/Sr (0,76 a 1,5) do corpo Ney Peixoto apontam para o magma, fontes ricas em aluminossilicatos com alguma contribuição de rochas mataígneas intermediárias (Sylvester 1998), o que reforça ainda mais aquela hipótese.

Cristalização do Magma Os diagramas relacionando os componentes maiores e traços (Fig. 8A-F e 9A-E) não mostram, de um modo geral, tendências que caracterizem um processo particular de diferenciação magmática. Mesmo usando-se o índice de Thornton e Tuttle ($\text{idtt} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Ks} + \text{Lc}$ normativos), que é um indicador mais sensível de diferenciação que o índice de Harker, nenhuma nova tendência fica evidenciada. Isto era de se esperar, tendo em vista que a variação do idtt, à semelhança da variação da sílica (<3%), é pequena (<5%). A diminuição do FeO_i ou mesmo de $\text{FeO}_i + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ com o aumento da sílica (Fig. 8A e 8F) reflete bem mais a quantidade de biotita presente nas amostras do que mudanças composicionais do magma impostas por processos de diferenciação. Assim também pode-se explicar a relação simpatética entre as razões Rb/Ba e Rb/Sr (Fig. 9D), que corresponde

Tabela 4 – Teores (ppm) de elementos traços selecionados das rochas do granito Ney Peixoto. nd = não determinado.

Elementos	FD-01	FD-03	FD-05	FD-06	FD-08	FD-09	NV-048	NV-049	NV-050	NV-051	NV-052
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	20	25	24	21	20
Sn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	9	3	10	7	7
Ga	23	25	26	23	24	24	21	22	28	23	20
Cu	nd	nd	nd	nd	nd	nd	15	19	23	13	15
Zr	182	210	158	197	206	187	294	86	212	185	167
Nb	20	24	18	24	21	24	nd	nd	nd	nd	nd
Y	19	19	23	18	18	18	25	9	18	18	17
Rb	253	277	249	267	263	202	233	224	195	202	214
Sr	216	228	217	223	228	246	155	191	250	300	235
Ba	811	790	686	774	718	670	549	780	677	821	882
B	nd	nd	nd	nd	nd	nd	36	nd	20	7	15
Li	nd	nd	nd	nd	nd	nd	68	nd	80	78	81
Be	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2,2	nd	2,5	2,9	3,6
RB/SR	1,17	1,21	1,15	1,20	1,15	0,82	1,50	1,17	0,78	0,67	0,91
Rb/Ba	0,31	0,35	0,36	0,34	0,37	0,30	0,42	0,29	0,29	0,25	0,24
Sr/Ba	0,27	0,29	0,32	0,29	0,32	0,37	0,28	0,24	0,37	0,36	0,27
La	24,10	nd	15,99	nd	nd	nd	50,78	11,32	44,04	25,00	38,02
Ce	44,28	nd	35,56	nd	nd	nd	104,60	23,40	93,64	53,91	81,82
Nd	11,62	nd	10,00	nd	nd	nd	32,70	6,67	27,51	17,83	25,07
Sm	2,09	nd	1,86	nd	nd	nd	6,78	1,58	5,63	3,74	5,35
Eu	0,35	nd	0,33	nd	nd	nd	0,93	0,45	0,80	0,65	0,80
Gd	1,61	nd	1,29	nd	nd	nd	4,48	1,18	3,72	3,07	3,89
Dy	1,09	nd	0,92	nd	nd	nd	2,17	0,69	1,80	1,98	2,02
Ho	0,21	nd	0,16	nd	nd	nd	0,41	0,16	0,32	0,34	0,40
Er	0,54	nd	0,31	nd	nd	nd	0,82	0,32	0,66	0,80	0,86
Yb	0,32	nd	0,26	nd	nd	nd	0,49	0,28	0,39	0,61	0,60
Lu	0,11	nd	0,09	nd	nd	nd	0,07	0,05	0,09	0,12	0,14

a maiores quantidades de mica e feldspato potássico, e menores de plagioclásio.

Os dados apontam para uma cristalização que não gerou importantes modificações químicas do magma, a não ser nos produtos finais, representados por bolsões pegmatóides, que se tornaram um pouco mais enriquecidos em potássio e empobrecidos em ferro e magnésio. As amostras mais homogêneas e representativas do corpo Ney Peixoto devem ter, voláteis à parte, composição muito próxima da fusão que foi produzida na fonte. Estudos experimentais com o sistema An-Ab-Or-Qz-H₂O (Wyllie 1977) mostram que líquidos graníticos não saturados com água são os produtos normais da fusão parcial em terrenos metamórficos e que esses líquidos coexistem com associações de quartzo + feldspatos sem mudanças composicionais importantes em termos dos componentes anidros, mesmo sob variações de temperatura atingindo centenas de graus.

As condições de cristalização do magma foram deduzidas a partir da temperatura média de 625°C de formação da muscovita de Ney Peixoto (600-650°C) e a curva de fusão mínima do sistema granítico (Wyllie 1971), inferindo-se uma P_{H₂O} de aproximadamente 5 kbar, ou seja, uma profundidade em torno de 18 km. Essas condições implicam uma solubilidade de água na fusão granítica de cerca de 10% (Burnham & Jahns 1962), a qual é adequada para a precipitação da musco-

vita (>7-8%, Wyllie 1977). Além dos micaxistos, parte dessa água poderia ter sido suprida por migração de fluidos crustais valendo-se das falhas tão comumente geradas em ambiente de colisão crustal (ver adiante).

Ambiente Tectônico Os limites entre granitos sin-colisionais e pós-colisionais são difíceis de serem precisados (Pearce 1996). As características mineralógicas do corpo Ney Peixoto permitem relacioná-lo a um ambiente de colisão continental, de acordo com os critérios propostos por Maniar & Piccoli (1989), Sylvester (1998) e Barbarin (1999). Entretanto, usando-se o diagrama Rb x (Y + Nb) (Fig. 11) de Pearce (1996), observa-se que as amostras desse granito concentram-se próximo da junção dos campos dos granitos de arcos vulcânicos, sin-colisionais e intraplacas, e, portanto, dentro do espaço onde se superpõem os granitos pós-colisionais. Caracteristicamente, granitos sin-colisionais são peraluminosos, do tipo S, tendo biotita e muscovita como minerais comuns, enquanto que granitos pós-colisionais abrangem tipos de A a I e, via de regra, representam o maior volume de magma granítico das faixas orogênicas. Os dados petrográficos, químicos e isotópicos, bem como os discretos planos de foliação presentes nas rochas da intrusão Ney Peixoto, induzem a interpretá-la como sin-colisional. Nesse sentido, assinala-se que a grande maioria dos granitos fortemen-

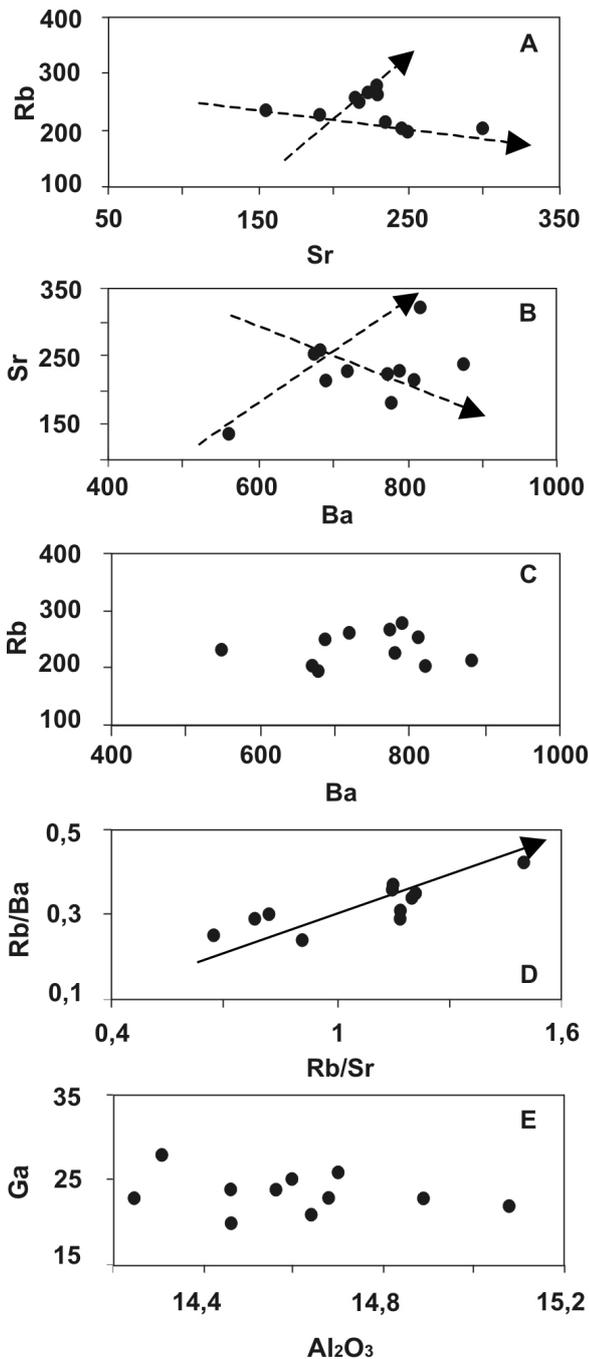


Figura 9 - Diagramas de variação entre elementos traços (ppm) de amostras da intrusão Ney Peixoto. Al₂O₃ em % peso. A e B. Rb x Sr e Sr x Ba, respectivamente, distinguindo duas possíveis variações com tendências opostas; C. Rb x Ba sem definição clara de nenhuma tendência. D. Razões Rb/Ba x Rb/Sr mostrando uma relação simpatética entre elas; e E. Ga x Al₂O₃ ressaltando os valores uniformes de Ga independentemente dos teores da alumina.

te paraluminosos se aloja após o clímax do espessamento crustal (Sylvester 1998), portanto em ambiente sin-colisional, levando-os a ocupar um quadrilátero restrito no diagrama CaO/Na₂O x Al₂O₃/TiO₂ (Fig. 12).

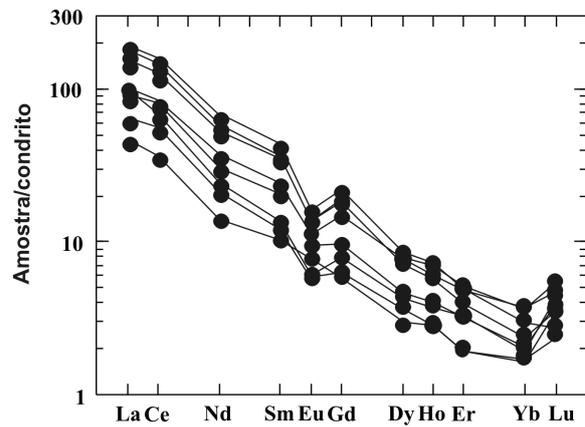


Figura 10 – Padrão de distribuição dos elementos terras raras das amostras do corpo Ney Peixoto caracterizado por moderado fracionamento das ETRL em relação às ETRP e anomalia negativa de Eu. Normalização pelo condrito C1 (Evensen et al. 1978).

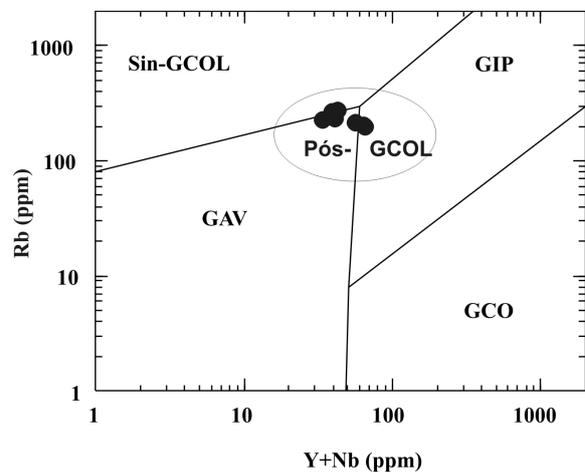


Figura 11 – Diagrama Rb x (Y + Nb) (Pearce 1996) no qual as amostras do granito Ney Peixoto (*) ficam agrupadas no campo dos granitos pós-colisionais (pós-GCOL). GAV = granitos de arcos vulcânicos; GIP = granitos intraplacas; Sin-GCOL = granitos sin-colisionais.

CONCLUSÕES O corpo Ney Peixoto é a única intrusão granítica, até aqui mapeada na região nordeste do estado do Pará, que foi formada durante o evento tectônico-termal brasileiro. É um granito a duas micas, relativamente homogêneo e de cor cinza, o qual apresenta minerais micáceos orientados desenhando uma leve foliação de direção preferencial N40°W.

Os minerais essenciais são quartzo, microclina, oligoclásio, muscovita e biotita, nesta ordem geral de abundância, enquanto zircão, ilmenita e magnetita são as principais fases acessórias primárias, e calcita, clorita e epidoto as fases acessórias secundárias mais comuns. A textura é granular hipidiomórfica a alotriomórfica, com tamanho dos cristais em geral na faixa de 0,2-3mm.

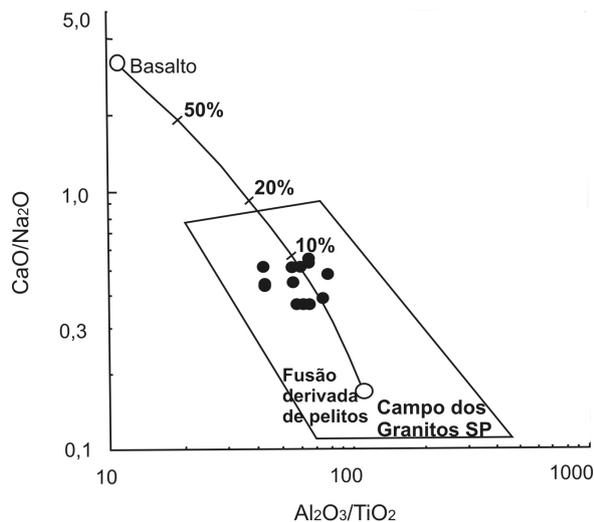


Figura 12 – Diagrama $CaO/Na_2O \times Al_2O_3/TiO_2$, no qual as amostras do granito Ney Peixoto (•) se situam no campo de fusão de pelitos com contribuição de material máfico inferior a 10% (baseado em Sylvester 1998). A linha curva representa a mistura de magma granítico e basáltico. SP = granitos fortemente peraluminosos.

A composição modal permite classificar as rochas como sienos a monzogranitos, enquanto a composição normativa coincide com o ternário mínimo do sistema granítico. O índice de saturação em alumina (A/CNK) maior que 1,1 confere às rochas um caráter peraluminoso. A soma dos teores dos elementos terras raras varia de 473 a 1953 ppm, com dominância das terras raras leves sobre as pesadas, o que produz um padrão de distribuição caracterizado por moderado fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP e por moderada anomalia negativa de Eu. Este padrão é muito similar aos dos granitos fortemente peraluminosos arqueanos

de várias partes do mundo.

Não foram observadas tendências de variação composicional que indicassem processos de diferenciação, exceto o enriquecimento em K_2O e o empobrecimento em FeO_t e MgO nos líquidos finais que produziram os bolsões pegmatóides. Nota-se, entretanto, que os teores de $FeO + MgO + TiO_2$ decrescem com o aumento da sílica, porém esse comportamento reflete bem mais as proporções variáveis de biotita das amostras do que mudanças na composição controladas por diferenciação. Por ser derivado de fusão parcial de crosta proterozóica, a mais provável rocha-fonte do magma são os micaxistos da Formação Jertequara (Grupo Gurupi). Para uma temperatura de $625^\circ C$, compatível com a formação da muscovita de Ney Peixoto, e considerando a curva de fusão mínima do sistema granítico, estima-se que a cristalização do magma se deu a P_{H_2O} de cerca de 5 kbar, correspondendo a aproximadamente 18 km de profundidade.

Apesar de as amostras da intrusão Ney Peixoto se concentrem próximo às junções dos campos dos granitos de arcos vulcânicos, sin-colisionais e intraplacas (Fig. 11) e, portanto, dentro do espaço onde se superpõem os granitos pós-colisionais, suas características são mais condizentes com as dos granitos sincolisionais, sugerindo que a região do Gurupi experimentou espessamento crustal também em tempos neoproterozóicos.

Agradecimentos Os autores agradecem ao Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC) da UFPA pela concessão de bolsa à FDSS, ao técnico Natalino Valente pelas análises de FeO , ao Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP pela permissão do uso do equipamento de microsonda eletrônica e ao Dr. Cláudio Nery Lamarão (CG-UFPA) pelas críticas e sugestões feitas na versão inicial deste artigo.

Referências

- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrology*, **35**:525-554.
- Abreu F.A.M. & Lesquer A. 1985. Considerações sobre o Pré-cambriano da região sul-sudeste do cráton São Luis. In: SBG, Simp. Geol. Amaz. 2, Belém, Atas, v.1, p. 7-21.
- Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, **24**:295-298.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605-626.
- Burnham C.W. & Jahns R.H. 1962. A method of determining the solubility of water in silicate melts. *Am. J. Sci.*, **260**:721-745.
- Chappel B.W. & White A.J.R. 1974. Two contrasting granite-types. *Pacific Geol.* **8**:173-174.
- Costa J.L., Almeida H.G.G., Ricci P.S.F. 1996. Compartimentação tectônica do orógeno Gurupi e das janelas pré-cambrianas da Província Parnaíba. In: SBG, Simp. Geol. Amaz. 5, Belém, Bol. Res. Expandidos, p. 110-112.
- Costa J.L., Ricci P.S.F., Martins R.C. 1998. *Folha Castanhal – AS.23-V-C, Estado do Pará*. Brasília, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Escala 1:250.000, 136p.
- Drury S.A. 1979. Rare-earth and other trace element data bearing on the origin of Archean granitic rocks from Yellowknife, Northwest territories. *Can. J. Earth Sci.*, **16**:809-815.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **42**:1199-1212.
- Flemings M.C. 1974. *Solidification processing*. New York, McGraw Hill, 364p.
- Francisco B.H.R., Lowenstein P., Silva P.F., Silva G.G. 1971. Contribuição à geologia da folha São Luis (AS-23) no

- estado do Pará. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, série Geologia*, **17**:48p.
- Gorayeb P.S.S., Gaudette H.E., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 1999. Geologia e geocronologia da suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:571-578.
- Guidotti C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: S.W. Bailey (ed.) *Micas*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, vol. 13, p. 357-467.
- Harris N.B.W., Pearce J. A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P.Coward & A.C. Ries (ed.) *Collision Tectonics*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, *Geol. Soc. Special Pub.*, vol. 19, p. 67-81.
- Hasui Y., Abreu F.A.M., Villas R.N. 1984. Província Parnaíba. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (coords.) *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vadoros P., Pinson W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, **157**:495-500.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: B. Skinner (Ed.) *Economic Geology Seventy-Fifth Anniv. Vol.*, p. 458-484.
- João X.S.J. 1980. *O litchfeldito Boca Nova no nordeste do estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicações econômicas*. Relatório interno, CPRM (Inédito).
- Klein L.E. 2004. *Evolução geológica pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luis e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil*. Tese de doutoramento, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 303p.
- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *Intern. Geol. Rev.*, **43**:237-253.
- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luis e do Cinturão Gurupi na região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). *Geol. USP, Série Científica*, **3**:97-112.
- Klein E.L., Palheta E.M.S., Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2005. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luiz e do Cinturão Gurupi. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**:415-418.
- Lewis B. 1980. Nucleation and growth theory. In: B.R. Pampin (ed.) *Crystal growth*. 2nd edition, London, Pergamon Press, p. 23-63.
- London D. 1995. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In: J.H.F. Thompson (ed.) *Magmas, fluids and ore deposits*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course, vol. 23, p. 175-202
- Loomis T.P. 1981. An investigation of disequilibrium growth processes of plagioclase in the system anorthite-albite-water by methods of numerical simulation. *Cont. Mineral. Petrol.*, **76**:196-205.
- Maniar P.D. & Picoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**:635-643.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.*, **19**:25-34.
- Monier G. & Robert J.L. 1986. Muscovite solid solutions in the system K₂O-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: an experimental study at 2 kbar P_{H₂O} and comparison with natural Li-free white micas. *Min. Mag.*, **50**:257-266.
- Palheta E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região NE do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de rochas granitóides*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 143p.
- Pastana J.M. do N. (org.). 1995. *Turiação, folha SA.23-V-D, e Pinheiro, folha SA.23-Y-B: estado do Pará e Maranhão*. Brasília, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 205 p.
- Patino-Douce A.E. & Johnston A.D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminum granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**:202-218.
- Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Epi-sodes*, **19**:120-125.
- Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Klein E.L. 2003. Estudo de proveniência em arenitos das formações Igarapé de Areia e Vizeu, nordeste do Pará, com base em datação de monocristais de zircão por evaporação de chumbo. In: SBG, Simp. Geol. Amaz. 8, Manaus, *Atas*, CD-Rom.
- Ribeiro J.W.A. 2002. *O arcabouço estrutural da região de Chega Tudo e Cedral, NW do Maranhão, com base em sensores geofísicos*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, 155p.
- Speer J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: S.W. Bailey (ed.) *Micas*. Reviews in Mineralogy, vol. 13, p. 299-356.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Sylvester P. 1994. Archean granite plutons. In: K.C. Condie (ed.) *Archean crust evolution*. New York, Elsevier, p. 261-313.
- Sylvester P.J. 1998. Post-collisional peraluminous granites. *Lithos* **45**:29-44.
- Tuttle O.F. & Bowen N. L. 1958. *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O*. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, vol.74, 153p.
- Villas R.N. 1982. Geocronologia de intrusões ígneas na bacia do rio Guamá. In: SBG, Simp. Geol. Amaz. I, Belém, v. 1, p. 233-247.
- Wyllie P.J. 1971. *The dynamic Earth: Textbook in Geosciences*. New York, John Wiley & Sons, 416p.
- Wyllie P.J. 1977. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics* **43**:41-71.
- Yamaguti H.S. & Villas R.N. 2003. Os fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera de Montes Áureos, NW do Maranhão. *Rev. Bras. Geoc.* **31**:21-32.

Manuscrito AE-012/2006

Recebido em 24 de março de 2006

Aceito em 08 de novembro de 2006