



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE MESTRADO

**GEOLOGIA ESTRUTURAL, GEOQUÍMICA, PETROGRAFIA E
GEOCRONOLOGIA DE GRANITÓIDES DA REGIÃO DO IGARAPÉ
GELADO, NORTE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.**

Tese apresentada por:

JAIME DOS PASSOS DE OLIVEIRA BARBOSA

BELÉM

2004

*Dedico este trabalho a meus pais, Sr. Jaime e D. Nazaré,
minha noiva Tamara Lima e a meus irmãos Rita
de Cássia, Bárbara Conceição, José Afonso,
Maria do Carmo, Ana de Fátima, Maria
Augusta e a meus sobrinhos
Tutuca, Juju e Bianca*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus pela paciência e perseverança designadas a mim e às demais pessoas que, ao longo deste bom tempo, de uma forma ou de outra, comigo conviveram e sem as quais esta dissertação não teria alcançado seus objetivos.

Ao Prof. e orientador Carlos Eduardo de Mesquita Barros, pela boa orientação, amizade, paciência, incentivo e dedicação, que se refletiram claramente no êxito deste trabalho.

À minha família e minha esposa pelo carinho e amor, e também por tudo aquilo que seus convívios me proporcionaram a aprender, tanto nos momentos felizes como também nas dificuldades.

Este trabalho não teria sido possível sem os apoios financeiros provenientes da Universidade Federal do Pará (PROINT) e do CNPq (PRONEX - 662103/1998-8; Universal - 476623/01-4), a quem somos imensamente gratos. À CAPES pela concessão da bolsa de estudo durante os primeiros dezoito meses de pós-graduação.

Ao curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA pela oportunidade de poder realizar este trabalho.

À Companhia Vale do Rio Doce através da equipe de técnicos do Projeto Itacaiúnas, na pessoa dos geólogos Anselmo Viana Soares, Carlos Augusto Medeiro Filho e Otávio Sérgio da Conceição Rosendo. Agradecemos também a sempre cordial colaboração dos técnicos Meira, Cantão e das demais pessoas daquele projeto, o que tornou possível a realização dos trabalhos de campo.

Ao amigo Afonso Quaresma pelo companheirismo e alta competência durante os trabalhos de campo, e perícia ao longo das subidas e descidas nas estradas escorregadias de Carajás.

Às pessoas que nos auxiliaram com informações valiosas acerca de afloramentos e caminhos durante os trabalhos de campo, assim como pela hospitalidade a nos fornecida.

Aos colegas do GPPG, Davis Carvalho, Régis Munhoz e Erimar pela discussão e orientação em diversos assuntos da nossa querida petrologia ígnea, assim como também aos amigos e colegas César Lisboa, Luciene Leão, Lillianne Maia e tantos outros, pelo convívio quase que diário e tudo aquilo de bom que me proporcionaram através de seu carinho e amizade.

Aos professores e orientandos do Pará-Iso nas pessoas do Prof. Dr. Moacir Macambira pela orientação, mais uma vez, com relação aos cristais de zircão do norte de Carajás; À Sabrina, Roberta Tavares, Ronaldo e Keyla pelo tratamento sempre atencioso de minhas amostras e, finalmente, ao Dr. Marco Antonio Galarza pelo profissionalismo e atenção durante as análises geocronológicas.

Aos funcionários da CPRM na pessoa dos geólogos José Maria de Azevedo Carvalho e Orlando José Barros de Araújo pela compreensão e apoio durante os períodos de obtenção dos cristais de zircão e execução de análises geocronológicas, o que demandou alguns deslocamentos até a UFPA.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. LOCALIZAÇÃO	5
1.2. OBJETIVOS	5
1.3. ASPECTOS METODOLÓGICOS	5
1.3.1. Pesquisa Bibliográfica	5
1.3.2. Cartografia	7
1.3.3. Petrografia e microtectônica	7
1.3.4. Geoquímica	8
1.3.5. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Evaporação)	8
2. GEOLOGIA REGIONAL–PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS	11
2.1. DOMÍNIO RIO MARIA-XINGUARA	11
2.1.1. Seqüência metavulcano-sedimentar de Rio Maria	11
2.1.2. Granitóides Arqueanos	12
2.1.2.1. Tonalito Arco Verde	12
2.1.2.2. Complexo Tonalítico Caracol	12
2.1.2.3. Granodiorito Rio Maria	13
2.1.2.4. Trondhjemitó Mogno	13
2.1.2.5. Trondhjemitó Água Fria	13
2.1.2.6. Granitos Xinguara e Mata-Surrão	15
2.1.2.7. Tonalito Parazônia	15
2.1.3. Granitóides Proterozóicos	15
2.2. DOMÍNIO CARAJÁS	15
2.2.1. Complexo Pium	15
2.2.2. Complexo Xingu	16
2.2.3. Supergrupo Itacaiúnas	16
2.2.4. Formação Águas Claras	17

2.2.5. Granitóides Arqueanos	17
2.2.6. Diques e Sills Máficos	19
2.2.7. Formação Gorotire	19
2.2.8. Granitos paleoproterozóicos	19
2.2.9. Diques e corpos máficos proterozóicos	20
2.2.10. Coberturas Fanerozóicas	20
3. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA REGIÃO DO IGARAPÉ GELADO	21
3.1. MODELOS TECTÔNICOS PREEXISTENTES PARA A REGIÃO DE CARAJÁS	21
3.2. DESCRIÇÕES DA ESTRUTURAS MACRO E MESOSCÓPICAS	24
3.3. MICROESTRUTURAS	32
3.4. DISCUSSÕES	33
4. PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DO IGARAPÉ GELADO	40
4.1. HORNBLENDA TONALITO (HB TONAL)	40
4.2. BIOTITA-HORNBLENDA GRANODIORITO (BT-HB GRD)	41
4.3. HORNBLENDA-BIOTITA GRANODIORITO (HB-BT GRD)	45
4.4. BIOTITA GRANODIORITO (BT GRD)	46
4.5. HORNBLENDA MONZOGRANITO (HB MZG)	48
4.6. BIOTITA-HORNBLENDA MONZOGRANITO (BT-HB MZG)	53
4.7. BIOTITA MONZOGRANITO (BT MZG)	54
4.8. LEUCO MONZOGRANITOS (LEUCO MZG)	55
4.9. LEUCO SIENOGANITOS (LEUCO SIENOG)	56
4.10. VEIOS QUARTZO-FELDSPÁTICOS	58
4.11. DISCUSSÕES	58
5. LITOGEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DO IGARAPÉ GELADO ..	60
5.1. GRANITOS ALCALINOS	60
5.2. GRANITOS CÁLCIO-ALCALINOS	62
5.3. DISCUSSÕES	67
5.4. TIPOLOGIA	68
5.5. PETROGÊNESE	72
6. GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO (Evaporação)	75
6.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	75

6.2. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS.....	75
6.3. RESULTADOS ANALÍTICOS	76
6.4. DISCUSSÕES	76
7. CONCLUSÕES.....	80
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
ANEXO – MAPA DE PONTOS DE CAMPO	96

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo	6
Figura 2. Mapa geológico da Província Mineral de Carajás	14
Figura.3.1. Mapa litoestrutural da área estudada.....	25
Figura 3.2. Diagrama de pólo com medidas de foliação dos granitóides estudados	26
Figura 3.3. Diagrama de pólo com medidas de lineações dos granitóides estudados	26
Figura 3.4. Detalhe da foliação em Biotita Granodiorito	28
Figura 3.5. Detalhe de foliação com mergulho sub-horizontal	28
Figura 3.6. (a) Granito com fraca foliação, marcada pelos minerais máficos	29
Figura 3.6. (b) foliação moderada a forte, com porfiroclastos amendoados de feldspato.....	29
Figura 3.6. (c) Granito com forte foliação marcada pelo achatamento de cristais de quartzo	29
Figura 3.6. (d) Estágio milonítico da deformação	29
Figura 3.7. (a) Veios quartzo-feldspáticos levemente dobrados cortando granito	30
Figura 3.7. (b) Veio com cristais de anfibólio orientados segundo a foliação	30
Figura 3.7. (c) Veio quartzo-feldspático com feições do tipo <i>pinch-and-swell</i>	30
Figura 3.8. (a) Granito com dobras ptigmáticas desenhadas por veios quartzo-feldspáticos	31
Figura 3.8. (b) Granito com dobra aberta	31
Figura 3.8. (c) Granito com pares conjugados de deformação	31
Figura 3.9. (a) fotomicrografia (nicóis X) de granito pouco deformado	34
Figura 3.9. (b) fotomicrografia (nicóis X) de granito moderadamente deformado	34
Figura 3.10. (a) Fotomicrografia mostrando neoblastos de quartzo e pertitas em chama em feldspato potássico.....	34
Figura 3.10. (b) Fotomicrografia mostrando neoblasto de quartzo e porfiroclasto de plagioclásio com <i>kink bands</i>	34
Figura 3.11. (a) Fotomicrografia mostrando simplectitos em anfibólio.....	36
Figura 3.11. (b) Fotomicrografia mostrando simplectitos em biotita.....	36
Figura 3.12. (a) Fotomicrografia de textura no estágio protomilonítico	37
Figura 3.12. (b) Fotomicrografia de textura no estágio milonítico	37
Figura 4.1. Diagrama QAP – Rochas ígneas plutônicas.....	44
Figura 4.2. Mapa de variação tipológica das rochas da área estudada	47

Figura 4.3. (a) Fotomicrografia mostrando textura granular de hornblenda monzogranito	50
Figura 4.3. (b) Fotomicrografia mostrando textura granular de biotita-hornblenda granodiorito	50
Figura 4.4. (a) Fotomicrografia de granitóide com textura mirmequítica	52
Figura 4.4. (b) Fotomicrografia de anfibólio corroído em granitóide	52
Figura 5.1. Diagramas de variação óxidos vs. sílica	63
Figura 5.2. Diagramas de variação óxidos vs. elementos-traço	64
Figura 5.3. Diagramas de ETR dos granitóides estudados	66
Figura 5.4. (a) Diagrama SiO ₂ vs. CaO e Na ₂ O + K ₂ O (Peacock 1931)	69
Figura 5.4. (b) Diagrama SiO ₂ vs. K ₂ O (Le Maitre 1989).....	69
Figura 5.5. (a) Diagrama de Maniar & Piccoli (1989)	70
Figura 5.5. (b) Diagrama de Whalen et al. (1987).....	70
Figura 5.6. (a) Diagrama de Sylvester (1989)	71
Figura 5.6. (b) Diagrama Y+Nb vs. Rb (Pearce et al. 1984).....	71
Figura 5.7. Modelo de origem dos granitóides	74
Figura 6.1. Cristais utilizados nas análises Pb-Pb em zircão (evaporação).....	77

TABELAS

Tabela 4.1. Composições modais das rochas estudadas	43
Tabela 5.1. Dados litoquímicos dos granitóides estudados	61
Tabela 6.1. Cristais de zircão analisados, com respectivas idades e etapas de aquecimento	77

RESUMO

Ao norte da Serra dos Carajás, na região do Igarapé Gelado, afloram rochas granitóides em um domínio de forma elíptica, orientado na direção WNW-ESSE. Estas rochas são limitadas a sul e norte por metabasaltos e por formações ferríferas bandadas do Supergrupo Itacaiúnas. Alguns xenólitos destas rochas supracrustais podem ser encontrados no interior das rochas granitóides. Os granitóides apresentam foliação penetrativa na escala do maciço, cuja direção WNW-ESSE e E-W é concordante às estruturas regionais. Foliações com mergulhos de alto ângulo predominam, porém localmente mergulhos subhorizontais podem ser observados. A foliação é contínua, regular e marcada pela orientação preferencial fraca a forte dos minerais máficos e dos feldspatos, assim como dos agregados achatados de quartzo. Graus mais intensos de deformação foram alcançados em zonas miloníticas de espessura decimétrica e de direção geral E-W. Bandas conjugadas de cisalhamento são raramente presentes. A evolução estrutural destas rochas granitóides indica colocação concomitante a esforços compressivos de direção N-S, similarmente a outros granitos contemporâneos que afloram na região de Carajás.

Granodioritos e monzogranitos predominam amplamente sobre tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos. Estes tipos petrográficos podem ser cortados por veios de espessura decimétrica, preenchidos por material pegmatítico quartzo-feldspático, o qual por vezes tem textura gráfica. Os granitóides mostram textura granular orientada e textura milonítica nas partes mais fortemente deformadas. Localmente ocorre textura gráfica acompanhada de cristais corroídos de anfibólio, que resultam em texturas em peneira. Ambas feições são indicadoras de cristalização rápida controlada por *undercooling* em condições de baixa pressão. Em rochas moderada a fortemente deformadas, a corrosão de anfibólio e biotita produz simplectitos nas faces paralelas à foliação. A corrosão, neste caso, é controlada pelos esforços em um meio não completamente consolidado.

Granitóides cálcio-alcálicos (CA-2) predominam sobre as rochas de tendência alcalina (ALK-3). Ambos grupos têm teores moderados a altos de Nb e Zr, fazendo com que mesmo os tipos cálcio-alcálicos ocupem, em alguns diagramas, campos de granitos tipo-A. Os granitóides alcálicos e cálcio-alcálicos da região do Igarapé Gelado foram originados muito provavelmente pela fusão parcial de crosta continental. Os altos valores de Zr parecem indicar altas temperaturas durante a fusão parcial. Diferenças no comportamento dos elementos terras raras dos granitóides ALK-3 e CA-2 estudados podem traduzir diferenças nas rochas fonte ou diferenças nas

profundidades de origem dos respectivos magmas. Os magmas cálcio-alcálicos, mais empobrecidos em elementos terras raras pesados seriam produzidos em níveis mais profundos.

A datação de cristais de zircão pelo método Pb-Pb forneceu idade de 2,5 Ga nas temperaturas menores e 2,73 Ga nas etapas de maior temperatura. O valor de 2,73 Ga é considerado a idade mínima de cristalização das rochas granitóides da região do Igarapé Gelado, e é muito próximo da idade obtida por outros autores em veios quartzo-feldspáticos que cortam rochas do Grupo Igarapé Pojuca, dentro dos domínios estudados neste trabalho. A idade de 2,5 Ga reflete, provavelmente, algum grau de perturbação do sistema U-Pb. As rochas granitóides da região do Igarapé Gelado são assim consideradas como representantes do magmatismo granítico sintectônico neo-arqueano (2,7 Ga) da Província Mineral de Carajás (eg. Complexo Granítico Estrela, *Stocks* Graníticos da Serra do Rabo, Suíte Plaquê).

ABSTRACT

To the north of the Carajás range granitoid rocks occur in an elliptical domain oriented in toWNE-ESE direction. These rocks are limited to the south and to the north by metabasalts and banded iron formations belonging to the Itacaiúnas Supergroup. The granitoids show a penetrative foliation in the body scale, striking in the WNW-ESE and E-W directions, concordant with the regional structures. Steep dipping foliations predominate but flat lying ones are locally present. Foliations are continuous, smooth, and marked by the weak to strong preferred orientation of mafic minerals and feldspars and by the flattened quartz aggregates. Stronger degrees of deformation were reached on decimeter-wide E-W mylonite zones. Discrete centimeter-wide conjugate shear bands are locally described. The structural evolution of the studied granitoids indicates emplacement synchronously to N-S compressive stress, similarly to other 2.7 Ga granitoids present in the region.

Granodiorites and monzogranites predominate largely over tonalites, leucomonzogranites and syenogranites. Quartz-feldspathic pegmatites occur locally filling decimeter-wide veins. In less deformed rocks, oriented granular textures are common. Sometimes, these rocks show graphic texture accompanied of corroded amphibole crystals (honeycomb or sieve textures). Both textural evidences suggest fast crystallization controlled by undercooling conditions and emplacement at shallow levels. In moderate to strongly deformed rocks corrosion of amphibole and biotite produce symplectite textures along the surfaces parallel to foliation. In this case the corrosion is stress-controlled and it suggests deformation history of unconsolidated rocks.

Two groups of granitoids can be discriminated on the basis of whole-rock chemical data: alkaline (ALK-3) and calc-alkaline (CA-2) granitoids. The rocks of both groups have moderate to high Y, Nb and Zr contents so that the calc-alkaline granitoids in some diagrams plot on the A-type field. The alkaline and the calc-alkaline rocks from the Igarapé Gelado region were most probably originated by partial melting of continental crust. The high Zr contents seem to indicate that both group of rocks were generated by high-temperature partial melting of crustal rocks. Differences of rare-earth elements patterns of the studied ALK-3 and CA-2 granitoids could reflect different depths of the source rocks. The calc-alkaline magmas, are depleted in heavy rare-earth elements, compared to alkaline ones and would be produced at deeper levels.

Pb-Pb (evaporation) zircon dating yielded 2.5 Ga on the low temperatures steps and 2.73 Ga on the steps of higher temperatures. The later value is considered as the minimum age to the granitoids crystallization and it is close to the ages obtained by other authors on quartz-feldspathic veins that crosscut rocks from the Igarapé-Pojuca Group. The age of 2.5 Ga could reflect some degree of perturbation on the U-Pb system. The studied granitoids belong to the syntectonic magmatism (*e.g.* Estrela, Planalto, Serra do Rabo, Plaquê granites) that took place in the Carajás region 2.7 Ga ago.

1. INTRODUÇÃO

1.1. LOCALIZAÇÃO

A área estudada se situa na Província Mineral de Carajás, a noroeste da cidade de Parauapebas. É delimitada a leste pela Barragem do Igarapé Gelado, a oeste pelo Rio Itacaiúnas, a norte pela Serra do Cinzento e a sul pela Serra Norte. Define uma área retangular situada entre os paralelos 05°50'S e 06°00'S, e meridianos 50°00'W e 50°30'W (Figura 1).

1.2. OBJETIVOS

Anteriormente à execução deste trabalho pairavam dúvidas sobre o significado das rochas granitóides do setor ao norte da Serra dos Carajás. Alguns trabalhos apontavam para a presença de uma grande janela de rochas do embasamento; outros trabalhos relacionavam esta área a um episódio de magmatismo granítico de 2,56 Ga, ou ainda ao magmatismo granítico sintectônico de 2,7 Ga. Em termos estruturais alguns modelos postulavam a presença de estruturas em duplex, estruturas em rabo-de-cavalo, com arranjos imbricados associados.

Este trabalho tem como objetivo realizar a cartografia desta área em seus aspectos petrográficos/faciológicos e estruturais. A descrição das feições microscópicas teve como objetivo compreender a evolução microestrutural dos granitos e os mecanismos de deformação. Igualmente entendeu-se como importante a caracterização geoquímica e tipológica dos granitos no intuito de tentar explicar a origem de seus magmas. Numa visão integrada com as demais ferramentas, foi considerada importante a datação Pb-Pb em zircão (evaporação) daqueles granitos, com a qual espera-se poder contribuir para o melhor entendimento do posicionamento crono-estratigráfico das rochas estudadas.

1.3. ASPECTOS METODOLÓGICOS

1.3.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica se dividiu em duas etapas, a primeira priorizou os textos referentes à geologia da Província Mineral de Carajás. Isto serviu de base para o melhor entendimento da região estudada e para perceber algumas diferenças nas considerações de natureza estratigráfica e tectono-metamórfica. A outra etapa de pesquisa bibliográfica compreendeu a leitura de textos referentes à evolução estrutural de corpos graníticos, à geoquímica e petrogênese de rochas granitóides.

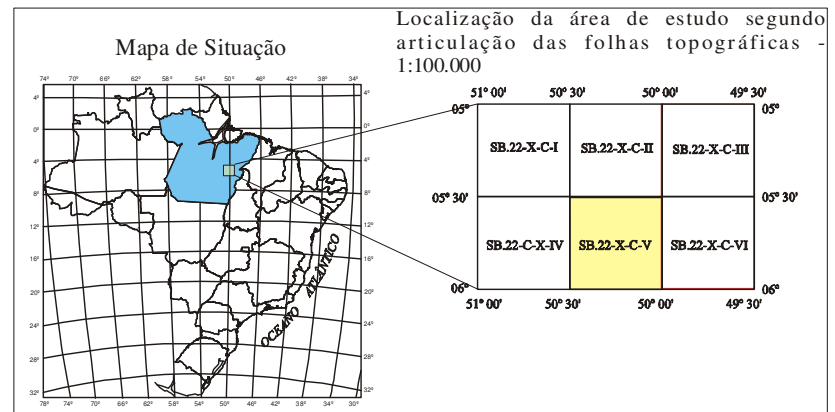


Figura 1 - Localização e acesso à área de estudo.

LEGENDA

- Cidades
- Rodovias
- 🛡️ Federal (BR)
- 🛡️ Estadual (PA)
- ~ Drenagem

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo (em destaque).

1.3.2. Cartografia

As atividades de campo, realizadas durante dez dias do mês de julho de 2001, tiveram como base logística, o escritório do então Projeto Itacaiúnas da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), localizada nas proximidades do Igarapé Águas Claras, e ao longo da estrada de acesso à mina do Igarapé Bahia a cerca de 40 km desta.

Durante as atividades de campo se empregou a base cartográfica plani-altimétrica na escala 1:50.000, disponibilizada pela CVRD. Relatórios e mapas diversos também ficaram disponíveis para eventuais consultas. Utilizou-se como acesso aos pontos de afloramentos, as estradas em piçarra das fazendas existentes.

A descrição dos afloramentos envolveu as características mineralógicas, texturais e estruturas das rochas. Os pontos descritos e amostrados foram localizados com o auxílio de um GPS. Nesta etapa, martelo de geólogo e marretas foram indispensáveis para a coleta de amostras, assim como a lupa de bolso para a melhor determinação dos minerais; a bússola de geólogo permitiu a medição de atitudes de foliações e lineações. As feições mais representativas dos afloramentos estudados foram registradas através de fotografias.

Os dados coletados no campo foram representados em mapas de dados estruturais (foliações, lineações, zonas miloníticas) e mapas de pontos, confeccionados em programas de computação específicos.

1.3.3. Petrografia e microtectônica

As amostras coletadas no campo foram laminadas na Oficina de Laminação do Centro de Geociências da UFPA. A descrição das lâminas delgadas em microscópio petrográfico permitiu caracterização mais detalhada dos minerais e das texturas (cf. Mackenzie et al. 1982), assim como também a determinação de feições microestruturais (cf. White 1975, 1977) e intensidade de foliações segundo os critérios de Hutton (1988), Miller & Paterson (1994) e Passchier e Trouw (1996).

As análises modais das rochas granitóides foram realizadas com o auxílio de um contador de pontos acoplado ao microscópio petrográfico. Para cada lâmina foram contados 1500 pontos. Os dados de análises modais foram lançados no diagrama QAP de Streckeisen (1976), os quais permitiram classificar as rochas. Fácies petrográficas foram discriminadas de acordo com a quantidade relativa de minerais máficos. A distribuição espacial das fácies petrográficas foi

representada em um mapa de fácies. Para se alcançar uma melhor cartografia dos termos petrográficos, fez-se a integração dos dados modais com imagens de satélite e com mapas aeroradiométricos (U, Th e contagem total) fornecidos pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais.

1.3.4. Geoquímica

A partir da análise preliminar das lâminas delgadas, cerca de quinze amostras tidas como mais representativas das fácies existentes no corpo, foram fragmentadas em britadores de mandíbulas e pulverizadas no *Shatter Box*, ambos equipamentos pertencentes à Oficina de Preparação de Amostras do Centro de Geociências da UFPA. Em seguida, o pó obtido da pulverização foi homogeneizado no equipamento *Spex Mix*, sendo obtidas cerca de 30g de cada amostra. A partir daí as mesmas foram enviadas aos laboratórios da Lakefield-Geosol, em Belo Horizonte. Os teores de FeO foram determinados através de titulometria; com a PF (perda ao fogo) através de calcinação a 1000°C. Os elementos Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Ga e Nb foram determinados através de fluorescência de raios-x (pó prensado) e os demais elementos também por fluorescência de raios-x, porém a partir de fusão com tetraborato de lítio. Os teores de elementos terras raras foram determinados pelo método de espectrometria de plasma ICP.

Os dados resultantes da análise química foram dispostos em tabela no formato de planilha de textos, assim como foram utilizados diversos diagramas com o intuito de classificar tipológica e geotectonicamente o corpo estudado. No que concerne ao tratamento de dados de elementos terras raras, optou-se por compará-los com os valores do condrito de Evensen et al. (1978).

1.3.5. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Evaporação)

A metodologia de evaporação de chumbo em cristais de zircão parte do princípio que o urânio, presente na estrutura cristalina de muitos minerais, decai para o chumbo aprisionado na estrutura cristalina dos cristais de zircão. Ao se detectar a quantidade de chumbo presente em um cristal, através do seu tempo de meia-vida, pode-se caracterizar o tempo exato de fechamento do retículo cristalino do zircão, que pode ser interpretado como a idade de cristalização da rocha.

A preparação das amostras incluiu a sua fragmentação em britadores de mandíbula, pulverização no *shatter-box*, seguida de deslamagem para retirada das partículas muito finas. As amostras, secas em estufa, foram então classificadas em diferentes intervalos granulométricos

através de peneiras com aberturas de 0,250mm, 0,180mm, 0,125mm e 0,075mm. As frações mais representativas (geralmente acima de 0,180mm e 0,125mm) foram levadas ao elutriador para que houvesse a separação das frações pesadas das frações leves.

As frações pesadas, depois de secas em estufa a 75°C, foram passadas diversas vezes no separador magnético *Frantz Isodynamic*, com amperagens de 0,5 A a 1,5 A, e com inclinação longitudinal de 25°, e inclinação lateral variando de 20° a 10°. Desta forma houve a separação de duas frações, uma magnética que foi abandonada e outra não magnética que é a de maior importância, pois contém os cristais de zircão. Em seguida, a fração não magnética foi exposta a um imã para retirada dos minerais magnéticos que persistiam na amostra. Após isto, o material é lavado em ácido nítrico para eliminação de películas de óxidos e sulfetos. A amostra lavada e seca foi submetida à separação em bromofórmio (densidade 2,8 a 2,9 g/cm³), resultando em uma fração leve e outra pesada, na qual ficaram concentrados os zircões (densidade 4,4 a 4,8 g/cm³). A seleção final dos zircões mais preservados (menos metamíticos) e límpidos foi feita com o auxílio de uma lupa binocular.

Os cristais de zircão são aprisionados em filamentos de rênio, onde se dá a evaporação dos cristais. Este filamento de evaporação fica exposto em frente a outro filamento em forma de placa (filamento de ionização). A evaporação se dá em quatro etapas (1450° C, 1500°C, 1550°C, 1580°C e 1600°C), de acordo com a quantidade de chumbo disponível no cristal. Cada etapa dura cerca de cinco minutos, depois dos quais o filamento deixou de ser aquecido. A partir daí se realizou a etapa de ionização, na qual o filamento de ionização foi aquecido de 1050°C até a temperatura máxima de 1200°C, visando a ionização do chumbo depositado neste filamento.

Os isótopos de chumbo foram analisados no Espectrômetro de Massa Finnigan Mat 262. Os isótopos emitem intensidades diferentes que são medidas por um contador de íons na seguinte seqüência de massa: 206, 207, 208, 206, 207 e 204. O conjunto de dez varreduras define um bloco de leitura. Os valores discrepantes da média das razões isotópicas do bloco são eliminados e, em seguida, define-se uma idade para cada etapa de evaporação, partindo-se da média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nos blocos. Os dados obtidos foram representados em diagramas de idade (Ma) *versus* etapas de aquecimento, onde cada etapa forneceu um platô com cinco blocos, com exceção dos cristais com pouco chumbo. As idades obtidas nas temperaturas mais elevadas representam melhor a idade de cristalização do zircão.

Foram coletados cerca de 20 kg de rocha para cada amostra (JP 14 e JP 10). A amostra JP 14, embora tenha sido tratada e utilizada para análise, não apresentou bom desempenho, pois os cristais não chegaram a emitir sinal suficiente para as etapas de evaporação em 1450°C, 1500°C e 1550°C. Na amostra JP 10, dentre as frações obtidas do peneiramento, a utilizada foi aquela acima de 0,180 mm. Boa quantidade de cristais foi obtida sendo utilizada uma lupa binocular para a seleção dos melhores cristais (menos metamíticos e fraturados e sem inclusões). Os cristais analisados desta amostra (doze ao todo), em sua maioria, foram eficientes em quase todas as etapas de evaporação, com algumas exceções na etapa inicial (1450°C) e nas de temperaturas mais altas (1580°C ou 1600°C).

2. GEOLOGIA REGIONAL – PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Na parte norte da placa continental sul-americana há uma extensa área cratônica denominada de Cráton Amazônico (Almeida et al. 1981), e que se subdivide nos escudos Brasil Central e das Guianas. Estes escudos são separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões. Dados geocronológicos, estruturais, litológicos e geofísicos, permitiram a subdivisão deste cráton em seis províncias geocronológicas (Tassinari & Macambira 1999): Província Amazônia Central (arqueana), Maroni-Itacaiúnas (2,25-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (2,0-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniano-San Ignacio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga).

Outro modelo, apresentado por Santos et al. (2000), propõe a existência de sete províncias tectônicas, também com base em dados geocronológicos (U/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr): Carajás - Imataca (3,10 – 2,53 Ga), Transamazônica (2,25 – 2,00 Ga), Tapajós – Parima (2,10 – 1,87 Ga), Amazônia Central (1,88 – 1,70), Rondônia – Juruena (1,76 – 1,47 Ga), Rio Negro (1,86 – 1,52) e Sunsás (1,33 – 0,99 Ga).

A Província Mineral de Carajás (PMC) está inserida dentro do contexto evolutivo da Província Amazônia Central de Tassinari & Macambira (1999), ou Província Carajás - Imataca de Santos et al. (2000). O conjunto de dados litológicos e geocronológicos permitiu que Souza et al. (1996 b) subdividissem a PMC nos blocos Rio Maria-Xinguara e Carajás, este mais novo que aquele.

2.1. DOMÍNIO RIO MARIA-XINGUARA

Na porção sul da Província Mineral de Carajás se localiza o terreno mais antigo da região, denominado de Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Figura 2), composto de seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone* que formam faixas que contornam granitóides e guardam indícios de que foram, no pretérito, extensos corpos, separados posteriormente por sucessivas intrusões graníticas (DOCEGEO 1988).

2.1.1. Seqüência metavulcano-sedimentar de Rio Maria

Esta seqüência do tipo *greenstone* (Cordeiro 1982, Hirata et al. 1982), foi subdividida em dois grupos, o Grupo Babaçu na base, e o Grupo Lagoa Seca no topo, ambos pertencentes ao Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988). O Grupo Babaçu é composto por uma sucessão de

derrames ultramáficos komatiíticos, com intercalações de formação ferrífera bandada, metachert, metatufos, talco-xistos, clorita-xistos e quartzo-sericita-xistos.

O Grupo Lagoa Seca abrange sedimentos clástico-químicos, intercalados com metavulcânicas máfica-ultramáficas e níveis esporádicos de metavulcânicas/subvulcânicas intermediárias a ácidas (andesitos, dacitos e riodacitos). As idades obtidas para as rochas metavulcânicas do Grupo Lagoa Seca foram de $2904 \pm 29/-22$ Ma (Macambira & Lancelot 1992) pelo método Pb-Pb em zircão, e 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994), através do método U-Pb em zircão.

2.1.2. Granitóides Arqueanos

Granitóides de composição granodiorítica e trondhjemítica, constituindo batólitos de configuração dômica arrasada ocorrem em grandes áreas da região.

2.1.2.1. Tonalito Arco Verde

O Tonalito Arco Verde (Althoff et al. 2000) aflora na região a sul de Rio Maria (Figura 2) e é composto por tonalitos e trondhjemitos de cor cinza, equigranulares médios, com texturas isotrópicas ígneas a fortemente foliadas.

Estas rochas mostram padrões de ETR fracionados, e baixas concentrações de Y e de ETR pesados. O Tonalito Arco Verde tem valores baixos de K e altos de Na. A alumina varia de 13,5% a 17% . O Tonalito Arco Verde apresenta idade de $2957 \pm 25/-21$ Ma (U-Pb em zircão, Macambira & Lancelot 1996).

2.1.2.2. Complexo Tonalítico Caracol

O Complexo Tonalítico Caracol (Leite 2001) é composto por granitóides TTG. Estas rochas apresentam coloração cinza clara a escura, textura fanerítica, com granulação média a grossa. Apresentam bandamento composicional ora predominando plagioclásio + quartzo, ora biotita e minerais acessórios. Em termos geoquímicos tratam-se de rochas meta a peraluminosas, cálcio-alcálicas de baixo K, de composição tonalítica a trondhjemítica. Amostras datadas deste complexo forneceram idades de 2948 ± 5 Ma, 2936 ± 3 Ma e 2924 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão, Leite 2001).

2.1.2.3. Granodiorito Rio Maria

Cordeiro (1982) identificou a sul da Serra dos Carajás (Figura 2), domos granitóides arrasados, truncando biotita-gnaisses, migmatitos e seqüências do tipo *greenstone belt*. Posteriormente, estas rochas foram denominadas informalmente de Granodiorito Rio Maria (Dall’Agnol et al. 1986). Medeiros et al. (1987) definiram para o Granodiorito Rio Maria quatro fácies principais: biotita-hornblenda granodiorito, hornblenda-biotita granodiorito, biotita granodiorito e monzogranito, com predominância dos dois primeiros. Datações (U-Pb em zircão) forneceram idades de 2874 +9/-10 Ma (Macambira & Lancelot 1991), Macambira (1992) e 2872 ± 10Ma (Pimentel & Machado 1994).

2.1.2.4. Trondhjemito Mogno

O Trondhjemito Mogno, localizado a norte de Rio Maria (Figura 2), é composto, predominantemente, por plagioclásio e quartzo, com biotita/hornblenda subordinadas, além de acessórios (DOCEGEO 1988). Medeiros et al. (1987) descartaram a hipótese de cogeneticidade entre os trondhjemitos e o Granodiorito Rio Maria. Datações Rb-Sr em rocha-total (Macambira et al. 1988) e Montalvão et al. (1988) forneceram idades de 2614 ± 241 Ma e 2680 ± 60 Ma, respectivamente. Pimentel & Machado (1994) obtiveram, para estas rochas, uma idade de 2871 Ma (U-Pb em titanita).

2.1.2.5. Trondhjemito Água Fria

O Trondhjemito Água Fria ocorre nos arredores de Xinguara, na forma de blocos e/ou extensos lajedos. Apresenta uma textura granular média, coloração cinza clara e estruturação anisotrópica (Leite 2001). Geoquimicamente apresenta um caráter cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso. Em termos geocronológicos a idade média obtida para estas rochas foi de 2864 ± 21 Ma (Macambira et al. 2000). Localmente é observável a presença de enclaves centimétricos a métricos do Complexo Tonalítico Caracol, o que sugere uma idade mais antiga para este, fato confirmado através das datações realizadas.

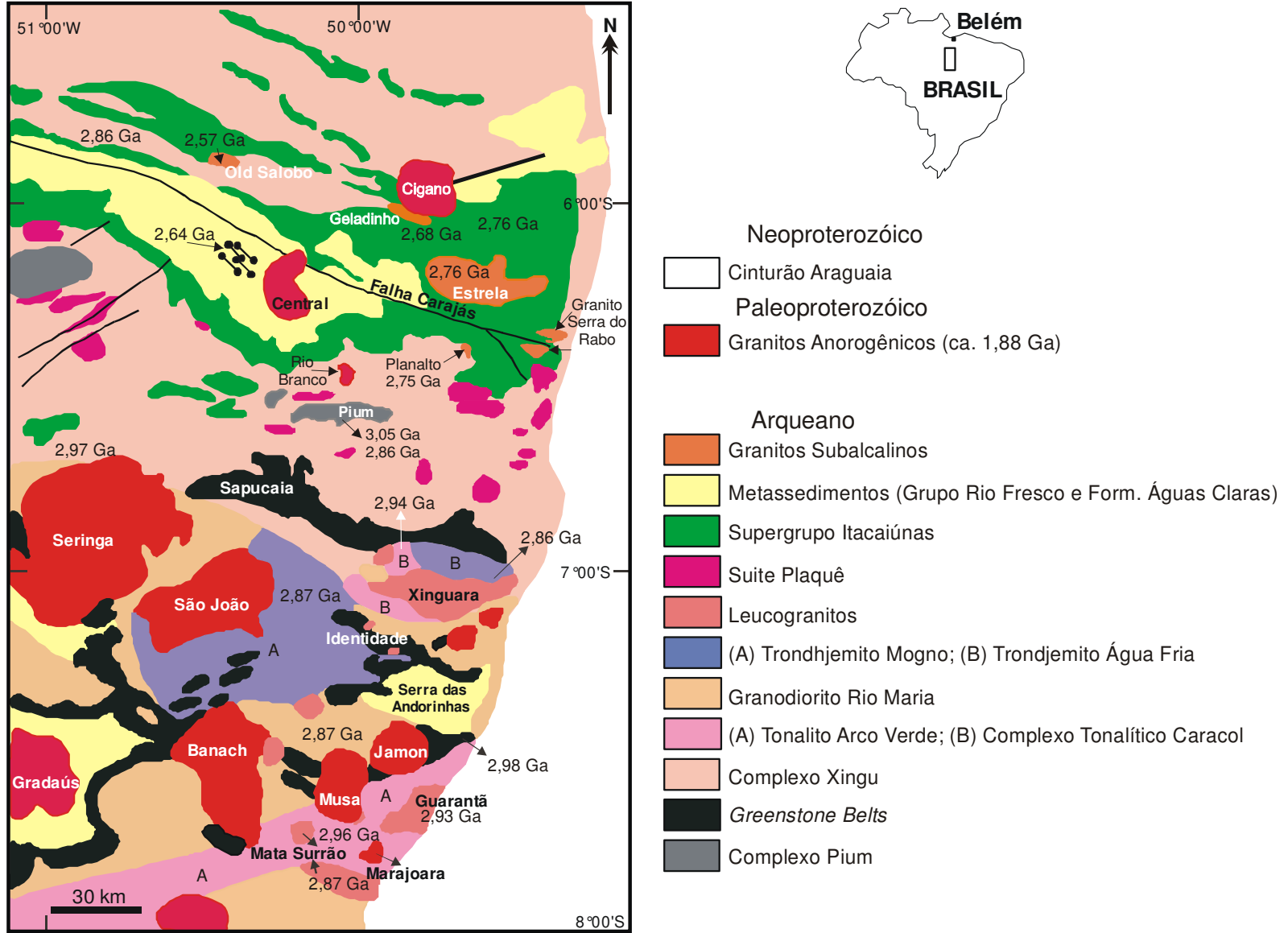


Figura 2. Mapa geológico da Província Mineral de Carajás. Modificado de DOCEGEO (1988), Leite (2001) e Sardinha (2002).

2.1.2.6. Granitos Xinguara e Mata Surrão

O magmatismo granítico cálcio-alcálico e sintectônico, de idade arqueana, é representado no TGGRM pelos granitos Xinguara e Mata Surrão.

O Granito Xinguara (Figura 2) tem forma alongada na direção E-W (Leite et al. 1999), e é formado essencialmente por leucomonzogranitos metaluminosos a ligeiramente peraluminosos com altos teores de SiO₂ e álcalis, elevadas razões K₂O/Na₂O, baixos teores de MgO e moderadas concentrações de CaO, havendo ainda, granitos pegmatóides e leuco-sienogranitos subordinados (Leite et al. 1999). A sua idade (Pb-Pb zircão) de 2865 +/- 1 Ma foi obtida por Leite (2001).

Localizado a sudoeste do Granito Musa (Figura 2), o Granito Mata Surrão apresenta uma assinatura peraluminosa, potássica, rica em sílica e pobre em Zr, Y e Nb (Duarte & Dall'Agnol, 1992). Lafon et al. (1994) obtiveram idade (Pb-Pb isócrona em rocha total) de 2875 ± 20 Ma para estas rochas.

2.1.2.7. Tonalito Parazônia

Este tonalito aflora como pequenos corpos situados próximos ao Trondhjemito Mogno (Huhn et al. 1988, DOCEGEO 1988). De acordo com Medeiros et al. (1987) e Souza et al. (1990) estes tonalitos têm variações para termos trondhjemíticos, todos compondo a mesma associação. Tais tonalitos são considerados como algo mais jovens que o Granodiorito Rio Maria.

2.1.3. Granitóides Proterozóicos

No Domínio de Rio Maria – Xinguara (Figura 2) ocorrem diversos corpos graníticos anorogênicos de idade paleoproterozóica que cortam as seqüências arqueanas. Destes, os representantes mais estudados e conhecidos são os granitos Musa, Jamon, Bannach e Redenção (Dall'Agnol et al. 1994, 1997).

2.2. DOMÍNIO CARAJÁS

2.2.1. Complexo Pium

O Complexo Pium (Araújo et al. 1988), unidade mais antiga descrita até o momento na região de Carajás (Figura 2), inclui piriclasitos e enderbitos, com aspectos semelhantes aos descritos para os gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu. Localmente há frações de piriclasitos

isentas de deformação por milonitização, caracterizadas por arranjos texturais granoblásticos. Pidgeon et al. (2000) obtiveram uma idade de 3002 ± 14 Ma através do método U–Pb em zircão, a qual foi interpretada como a idade de cristalização dos protólitos ígneos.

2.2.2. Complexo Xingu

DOCEGEO (1988) considera como Complexo Xingu (Silva et al. 1974), as rochas gnáissicas, às vezes migmatizadas, de composições tonalíticas, trondhjemíticas e/ou granodioríticas, tidas como resultado do retrabalhamento metamórfico sobre terrenos graníticos arqueanos, semelhantes aos que se encontram poupados de milonitização no terreno granito-greenstone de Rio Maria (Costa et al. 1995). As rochas deste complexo têm assinatura cálcio-alcalina com nítido empobrecimento em ferro. Avelar et al. (1999) dataram ortognaisses granodioríticos deste complexo, a partir de amostras coletadas a cerca de 10 km ao norte de Ourilândia do Norte, obtendo uma idade média de 2974 ± 15 Ma. Machado et al. (1991) dataram leucossomas não deformados deste complexo, localizados na PA-275, a aproximadamente 15 km a leste de Curionópolis. A idade obtida de 2859 ± 2 Ma foi considerada por estes autores como a idade da última migmatização sofrida por este complexo.

2.2.3. Supergrupo Itacaiúnas

A seqüência metavulcano-sedimentar de Carajás, denominada de Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO 1988), engloba os grupos Grão-Pará, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama (Figura 2). Tais seqüências de natureza vulcano-sedimentar dispõem-se na direção E-W, paralelas à estruturação regional.

Datações de rochas metavulcânicas félsicas, pertencentes ao Grupo Grão Pará forneceram uma idade de 2759 ± 2 Ma (Machado et al. 1991). Algumas dúvidas ainda persistem na questão da idade das Seqüências metavulcano-sedimentares (tendo como exemplo o Grupo Grão-Pará) e suas relações com os granitos arqueanos de cerca de 2,72-2,76 Ga (granitos Plaquê, Planalto e Complexo Granítico Estrela), pois, a datação mais precisa realizada demonstra idade de 2759 ± 2 Ma para o Grupo Grão-Pará, muito semelhante às idades das rochas granitóides, embora em campo seja possível a visualização de auréolas metamórficas nestas seqüências, impressas pela colocação dos corpos granitóides com idades de 2763 a 2746 Ma (Barros & Barbey 1998, Sardinha 2002).

A evolução metamórfica das rochas supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas é marcada por uma primeira fase de metamorfismo submarino (Hirata et al. 1982) de extensão regional e em seguida por uma fase de alta temperatura e baixa pressão (Lindenmayer & Fyfe 1992, Lindenmayer et al. 1994b, Barros 1997) que foi relacionada ao desenvolvimento de auréolas tectono-termais (Barros & Barbey 1998, Barros et al. 2001a) provocadas pelos esforços de expansão lateral durante a colocação de granitos sintectônicos somados aos esforços compressivos regionais.

2.2.4. Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988) é constituída de arenitos, siltitos, argilitos e níveis conglomeráticos, os quais teriam sido depositados em ambiente flúvio-marinho (Nogueira & Truckenbrodt 1994). A sua idade mínima foi confirmada através da datação de *sills* e diques básicos que a cortam (Soares et al. 1994), resultando em uma idade média de 2645 ± 12 Ma (Dias et al. 1996). Galarza et al. (2003) dataram rochas intrusivas máficas do depósito de Igarapé Bahia obtendo uma idade de 2765 ± 36 Ma (Pb-Pb em rocha total). Como tais rochas também cortam os sedimentos da Formação Águas Claras, a idade mínima desta se elevaria cerca de cento e vinte milhões de anos.

2.2.5. Granitóides Arqueanos

Diversos corpos granitóides de idade arqueana ocorrem nesta porção da PMC (Figura 2). Dentre os mais estudados se destacam o Complexo Granítico Estrela, a Suíte Plaquê, e os *stocks* graníticos Planalto, Geladinho, e Serra do Rabo, todos com idades em torno de 2,75 Ga, e em menor detalhe, os granitos foliados Itacaiúnas/Old Salobo com idades de cerca de 2,5 Ma.

O Complexo Granítico Estrela (Barros 1997) aflora a sul da PA-275, entre os municípios de Parauapebas e Curionópolis. Este complexo apresenta uma forma grosseiramente elíptica, com eixo maior na direção E-W. Predominam monzogranitos sobre tonalitos, granodioritos e sienogranitos (Barros & Barbey 1998). A assinatura geoquímica destas rochas é semelhante àquela dos granitos do tipo A proterozóicos e fanerozóicos (Whalen et al. 1987, Sylvester 1994). Uma datação Pb-Pb em zircão (evaporação) forneceu idade de 2763 ± 7 Ma para este corpo (Barros et al. 2001b).

A Suíte Plaquê compreende corpos alongados de direção E-W, situados na porção centro-norte da Província Mineral de Carajás, os quais são interpretados como produto de colisão de blocos crustais (Jorge-João & Araújo 1992, Macambira & Lafon 1995). Tais rochas apresentam assinatura geoquímica metaluminosa a peraluminosa, forte fracionamento dos elementos terras raras e anomalias negativas de európio (Jorge-João et al. 1991, Macambira et al. 1996). Datações (Pb-Pb em rocha total) forneceram uma idade de 2727 ± 29 Ma (Avelar 1996) para estas rochas.

O Granito Planalto, localizado na região da Serra do Rabo (Huhn et al. 1999), apresenta uma cor rosada com pontuações escuras, fortemente alongadas, correspondendo às concentrações de minerais máficos. Nas bordas do corpo a deformação milonítica pode ser mais acentuada. O caráter alcalino é sugerido pelas características óticas do anfibólio. A idade obtida para o corpo foi de 2747 ± 2 Ma pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Huhn et al. 1999).

Próxima à terminação leste da Falha Carajás, nas proximidades da Serra do Rabo, afloram dois *stocks* graníticos alongados na direção E-W, formados por sienogranitos e álcali-feldspato granitos isotrópicos e foliados, com assinatura química alcalina metaluminosa (tipo A) (Sardinha 2002). Estas rochas foram datadas pelo método U-Pb em zircão, sendo obtida a idade de $2748 \pm 1,6$ Ma (Sardinha et al. 2001). Rochas de assinatura semelhante foram descritas por Gomes & Dall'Agnol (2003) mais a oeste na região de Canaã dos Carajás.

O *Stock* Granítico Geladinho (Barbosa et al. 2001), situado a sudoeste do Granito Cigano, tem composição monzogranítica e assinatura cálcio-alcalina, comparável àquela dos granitos CA1 e CA2 arqueanos de Sylvester (1994). Estas rochas apresentam foliação moderada, desenhada pela orientação preferencial dos cristais de quartzo e biotita. A idade de 2688 ± 11 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão, Barbosa et al. 2001) foi considerada como a idade mínima para este corpo.

O Granito Old Salobo/Itacaiúnas, situado no depósito Salobo (CVRD), ao longo do rio Itacaiúnas, é foliado, cinza-rosado, médio a grosso e tem assinatura metaluminosa levemente sódica (Lindenmayer 1990, Lindenmayer et al. 1994a). As idades U-Pb em zircão (Machado et al. 1991) e Pb-Pb em zircão (Souza et al. 1996 a), são de 2573 ± 2 Ma e 2525 ± 38 Ma, respectivamente.

2.2.6. Diques e Sills Máficos

Nos domínios da região da Serra dos Carajás (Figura 2) são descritos diversos diques e sills de diabásio e gabro que cortam rochas sedimentares da Formação Águas Claras (Soares et al. 1994). Segundo Barros et al. (1994) estes diabásios e gabros foram afetados por uma fase de alteração hidrotermal em condições estáticas (700°C) e uma fase de metamorfismo e deformação rúptil-dúctil (450°C). Datações forneceram idades de 2556 ± 219 Ma a 2708 ± 37 Ma (U-Pb em zircão; Mougeot et al. 1996) e 2645 ± 12 Ma (Pb-Pb em zircão, Dias et al. 1996).

2.2.7. Formação Gorotire

Nogueira et al. (1995) relataram a existência de um pacote sedimentar sobrejacente à Formação Águas Claras, e o correlacionaram à Formação Gorotire, constituído por arenitos e conglomerados líticos e feldspáticos com disposição subhorizontal das camadas, sem indícios de deformação tectônica importante. Lima & Pinheiro (2001) descrevem uma seqüência de rochas arenosas imaturas e conglomerados polimíticos, aflorantes na área a leste da região de Carajás, mais precisamente ao longo da Serra do Rabo. Tal seqüência seria, também, correlacionável à Formação Gorotire, e teria sido depositada em *graben* assimétrico relacionado à história cinemática da falha Carajás.

2.2.8. Granitos paleoproterozóicos

Diversos corpos graníticos anorogênicos (Figura 2) paleoproterozóicos cortam de modo discordante as seqüências arqueanas mais antigas na região de Carajás (Beisiegel et al. 1973, Hirata et al. 1982, Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991). Estas rochas são isotrópicas, não mostram evidências de deformação, e possuem um quimismo moderadamente alcalino, sendo correlacionáveis aos granitos tipo A (Dall'Agnol et al. 1994, 1997). Os granitos Central e Cigano são os representantes mais conhecidos nesta porção. Datações U-Pb em zircão fornecem idades de 1820 ± 49 Ma, e 1883 ± 2 (Wirth et al. 1986, Machado et al. 1991 respectivamente) e indicam que este magmatismo foi temporalmente bastante restrito.

2.2.9. Diques e corpos máficos proterozóicos

O magmatismo máfico proterozóico na região de Carajás é representado por diques de diabásio e pequenos corpos de gabro (Silva et al. 1974). Datações K-Ar em anfibólios forneceram uma idade de cerca de 550 ± 30 Ma em diabásios da Serra do Buritirama (Gomes et al. 1975).

2.2.10. Coberturas Fanerozóicas

As unidades geológicas mais jovens presentes na porção norte da PMC são as coberturas fanerozóicas, representadas por seqüências sedimentares correlacionáveis ao Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (Caputo & Lima 1984).

3. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA REGIÃO DO IGARAPÉ GELADO

3.1. MODELOS TECTÔNICOS PREEXISTENTES PARA A REGIÃO DE CARAJÁS

A área em estudo se situa em um trecho relativamente conhecido da Serra dos Carajás, no qual alguns pesquisadores têm desenvolvido diferentes modelos tectônicos ou tectono-termiais (Beisiegel et al. 1973, Meireles et al. 1984, Matta & Teixeira 1990, Costa & Siqueira 1990, Costa et al. 1990, Lindenmayer et al. 1994 a, Pinheiro & Holdsworth 1997, Barros & Barbey 1998, Barros et al. 2001a).

Beisiegel et al. (1973) interpretaram a região da Serra dos Carajás como um sinclínório falhado, no qual os flancos seriam representados em relevo através das Serras Norte e Sul, onde predominariam rochas do Grupo Grão Pará. Esforços compressivos teriam produzido numerosos falhamentos e dobramentos locais, resultando na segmentação dos estratos ferríferos e rochas associadas que se dispunham na forma de platôs isolados e topograficamente mais salientes.

Meireles et al. (1984) individualizaram na região de Carajás dobras e falhas (NW/SE e NE/SW) a partir da análise de imagens de radar e de fotografias aéreas. O comportamento não homogêneo destas estruturas permitiu àqueles autores sugerirem a atuação de mais de uma fase de deformação com intensidades diferentes. Nas porções representativas do Complexo Xingu, fenômenos de migmatização e metassomatismo sílico-potássico teriam sido bastante atuantes, dificultando o registro de estruturas primárias. Diferenças no grau metamórfico foram utilizadas para a separação das unidades presentes na área, de forma que as rochas polimetamórficas de fácies anfíbolito de alto grau seriam relacionadas ao Complexo Xingu. Já a Sequência Salobo-Pojuca e o Grupo Grão Pará teriam sido afetadas por metamorfismo de fácies anfíbolito médio a alto e xisto verde, respectivamente. A Formação Rio Fresco (atualmente atribuída à Formação Águas Claras) teria sido afetada somente por metamorfismo de baixo grau, com desenvolvimento de foliação, clivagem ardosiana e alguns minerais metamórficos.

DOCEGEO (1988) subdividiu a Província Mineral de Carajás em duas porções de evolução aparentemente distintas. Uma seria representada pelo terreno granito-*greenstone* de Rio Maria, mais antigo que o terreno compreendido pela Serra dos Carajás, propriamente dita. A região limítrofe entre estas duas porções seria então caracterizada por rochas em padrão lenticular de direção E-W, representadas por ocorrências da Suíte Plaquê, lentes imbricadas do Complexo Pium e porções gnaissificadas de rochas granitóides do Complexo Xingu (Costa et al. 1995).

DOCEGEO (1988) considera que as rochas do Supergrupo Itacaiúnas foram depositadas em um contexto vulcano-sedimentar, a partir de rifteamentos de um embasamento preexistente.

Segundo Olszewski et al. (1989), a estruturação regional WNW-ESE do Grupo Grão-Pará teria sido produzida por falhas de direção predominante NW-SE, e os efeitos deformacionais assim como o grau metamórfico das rochas do Grupo Grão-Pará aumentariam em direção ao contato norte deste grupo com as rochas do Complexo Xingu (a região objeto deste estudo), sugerindo um contato por falha (Gibbs et al. 1986).

O limite norte da região foco desta dissertação ocorre nos domínios do Lineamento Cinzento, caracterizado por Costa & Siqueira (1990) como sendo formado principalmente por dois duplexes, um distensivo (Igarapé Salobo) e outro compressivo (Cururu), além da estrutura em rabo-de-cavalo compressiva, da Serra Pelada. Tal lineamento é interpretado como uma faixa transcorrente sinistral formada a partir da interação de zonas de cisalhamento. Sua evolução seria ligada ao desenvolvimento do Cinturão Itacaiúnas ao final do Arqueano (Costa & Siqueira 1990).

Matta & Teixeira (1990) estudando uma área da Serra Norte compreendida entre o platô N5 e o rio Parauapebas, agruparam as unidades arqueanas da área em dois domínios lito-estruturais (I e II). O domínio I, localizado na porção mais setentrional da área engloba regiões que vão desde os domínios do Granito Cigano até cerca de 4 km ao sul deste, ocupando cerca de 25% da área estudada. Aqueles autores descrevem a presença de gnaisses miloníticos, anfibolitos miloníticos e formações ferríferas bandadas miloníticas metamorfasadas em fácies anfibolito. Macroscopicamente o domínio I é caracterizado por conjuntos litológicos linearizados e lenticularizados, definindo uma geometria geral de imbricação tectônica. Estruturas S_1 representariam as estruturas mais antigas na área, tais como: aleitamento tectônico, bandamento e foliação milonítica, a última sendo a mais importante e penetrativa com mergulhos médios a fortes (55 a 86°) para NE ou SW. Dobramentos (D_2) centimétricos definidos por fortes inflexões nos bandamentos das formações ferríferas afetam este domínio. Lineações de estiramento e de deslizamento tectônico também são observadas. As primeiras, escassas e pouco perceptíveis, são desenhadas por cristais de quartzo e/ou plagioclásio que assumem a forma de “ribbons” e “rods”, e as últimas são observadas nos aleitamentos composicionais formados por processos de deslizamento de leitos sobre leitos de rochas vulcânicas ácidas e básicas. Zonas de cisalhamento dúcteis se desenvolvem nas formações ferríferas presentes neste domínio.

O domínio II distribui-se desde a porção centro-norte da área até o seu extremo sul, consistindo de uma seqüência de rochas vulcânicas básicas intercaladas com derrames ácidos revelando evidências de metamorfismo de baixo grau de fácies xisto verde. Tal domínio apresenta como característica marcante a presença de superfícies S_0 semelhantes a superfícies de

derrame, contínuas e irregulares referentes principalmente às rochas vulcânicas aflorantes na porção sul da área mapeada. Ocasionalmente ocorrem estruturas de aleitamento tectônico.

Duas gerações de dobras (D_1 e D_2) teriam afetado as rochas de ambos domínios, de forma que as do tipo D_1 (mais características do domínio II) ocorrem na forma de dobras métricas, desenhadas pelas superfícies S_0 ou até mesmo pelos aleitamentos composicionais. São de natureza sub-isoclinais a isoclinais de ápices abaulados a levemente agudos e extremamente espessados.

Segundo Pinheiro & Holdsworth (1997) o arranjo estrutural do embasamento regional teria controlado a geometria e localização dos eventos de deformação subseqüentes. Tal modelo de evolução estrutural para a região de Carajás seria baseado em reativações de estruturas preexistentes da assembléia do embasamento. Estas diferentes fases de deformação seriam representadas pelas geometrias de inversão das seqüências de cobertura previamente afetadas por movimentação normal, pelo paralelismo entre as tramas de deformação sucessivas de menor temperatura e falhas nos afloramentos do embasamento, geralmente com mudanças no sentido da deformação.

De acordo com Pinheiro & Holdsworth (1997), a região de Carajás teria sido palco de transpressões e transtensões sucessivas e alternadas a partir de 2,8 Ga, quando se instalaram zonas transpressivas sinistrais de natureza dúctil e de altas temperaturas. Nesse momento teriam sido depositadas as rochas do Grupo Igarapé Pojuca. Em seguida, em torno de 2,8-2,7 Ga continuaria a movimentação transpressiva sinistral, porém já de baixa temperatura e natureza rúptil-ductil, juntamente com a deposição do Grupo Grão-Pará e da Formação Águas Claras. Em torno de 2,6 Ga teria ocorrido a primeira movimentação de transtensão dextral de natureza rúptil, momento em que as rochas dos grupos Igarapé Pojuca e Grão-Pará e da Formação Águas Claras teriam sido preservadas em locais de dilatação. Granitóides também estariam associados a este momento (2,5-2,6 Ga). Nova reativação teria ocorrido em torno de 1,9 Ga com movimentação transpressiva sinistral rúptil ao longo da falha Carajás, deformando principalmente os domínios da Formação Águas Claras. Um dos últimos momentos de reativação da região em questão teria ocorrido no intervalo de 1,9/1,8-1,0 Ga evidenciando-se intrusões de diques e granitos além da deposição da Formação Gorotire, de idade ainda incerta.

Barros & Barbey (1998) consideram o papel das intrusões graníticas arqueanas na evolução metamórfico-estrutural da região de Carajás, mais precisamente com relação ao Complexo Granítico Estrela, tido anteriormente como porções aflorantes correlacionáveis ao

Complexo Xingu e/ou granitos anorogênicos (DOCEGEO 1988). Processos de colocação do tipo *ballooning* juntamente à atuação de esforços de natureza regional, teriam sido responsáveis pelo desenvolvimento de uma foliação magmática (S_0) de caráter penetrativo (o que era visto puramente como bandamento gnáissico) que se distribui com altos ângulos de mergulho nas regiões de borda e ao longo das zonas de contato entre os plútons do complexo e se dispõe de maneira subhorizontal nas suas porções centrais (topo). Juntamente a isto foram desenvolvidas auréolas metamórficas nas suas encaixantes resultantes do efeito térmico causado pelos plútons, e pela soma de esforços de expansão lateral relacionados à sua colocação e esforços de encurtamento horizontal regional.

3.2. DESCRIÇÕES DAS ESTRUTURAS MACRO E MESOSCÓPICAS

O conjunto dos granitóides da região do Igarapé Gelado perfaz um arranjo elíptico, com eixo maior orientado na direção WNW-ESE, concordante com as estruturas regionais (ex. Falha Carajás, acamamento litológico regional) e com os granitos sintectônicos da área (Estrela, Stock Geladinho). Tal conjunto é limitado a norte e a sul pelas rochas supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas, dentre as quais se destacam no relevo as serras alinhadas de formações ferríferas bandadas. Nas proximidades do contato norte da área, há um lineamento regional retilíneo de orientação WNW-ESE (Lineamento Cinzento).

Estes granitóides têm foliação (Figura 3.1) de direção geral WNW-ESE e E-W, penetrativa na escala do corpo, e concordante com o padrão estrutural regional. Esta foliação (S_1) tem altos ângulos de mergulho, variando de 65° a 85° , podendo ser para sul ou para norte, porém predomina o mergulho subvertical (Figuras 3.2 e 3.3).

Na escala mesoscópica, a foliação é contínua, em geral retilínea, e caracterizada pela orientação preferencial de minerais máficos, os quais se dispõem em finos níveis algo descontínuos, que se alternam com níveis quartzo-feldspáticos. A intensidade da foliação é geralmente moderada a forte (Figura 3.4) e, lateralmente, a foliação contínua forte evolui para zonas miloníticas a ultramiloníticas (S_{1m}) concordantes à S_1 , e que podem mostrar espessuras que variam de algumas dezenas de centímetros até aproximadamente quatro metros.

Apenas muito localmente foram observados bandamentos magmáticos com ângulo de mergulho subhorizontal (Figura 3.5). Nas porções oeste e central da área, a foliação pode apresentar leves mudanças de direção, variando de ENE-WSW a N45E (Figura 3.1).

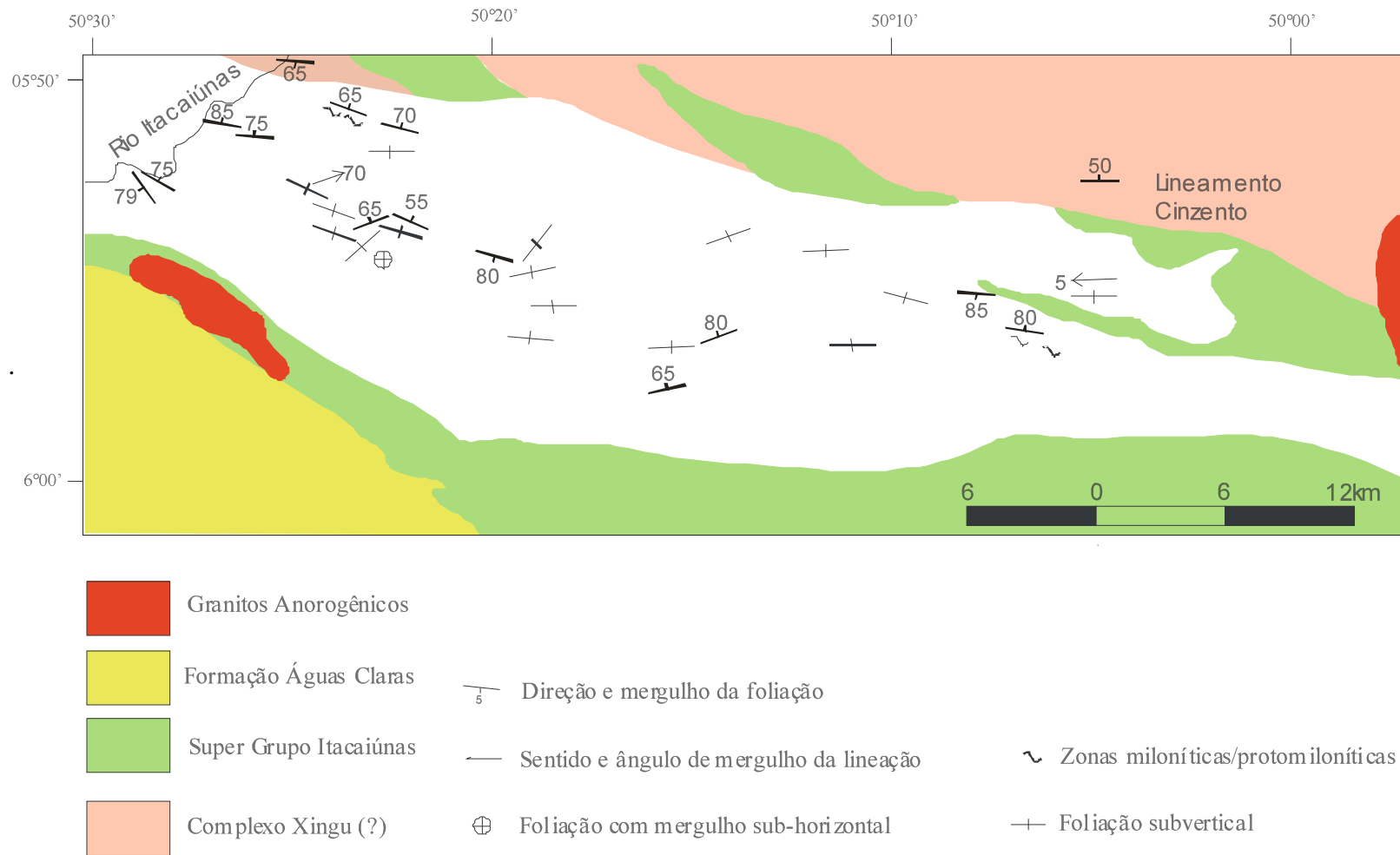


Figura 3.1. Mapa Litoestrutural da área estudada. Notar a trajetória da foliações com orientação geral WNW-ESE

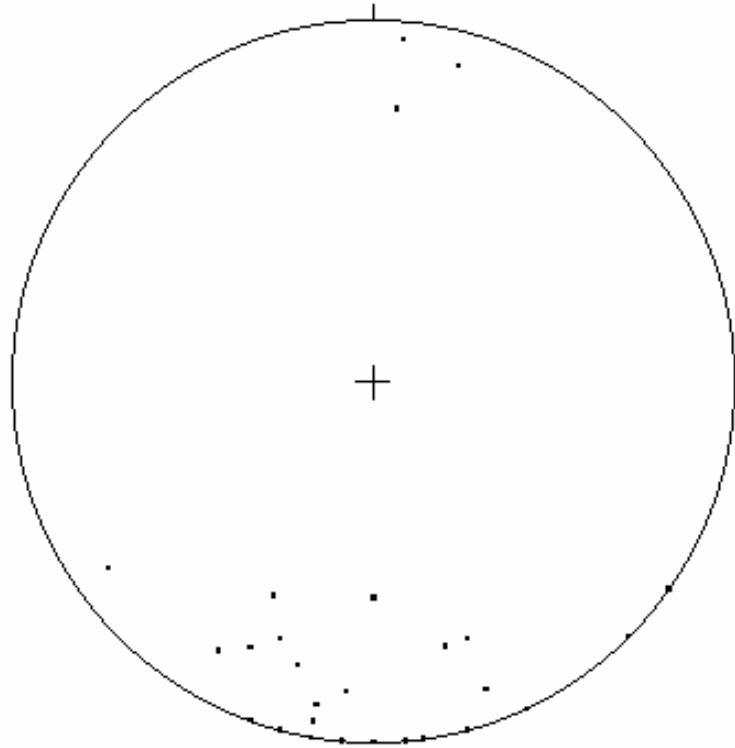


Figura 3.2 . Diagrama de pólo com medidas de foliação dos granitóides estudados.

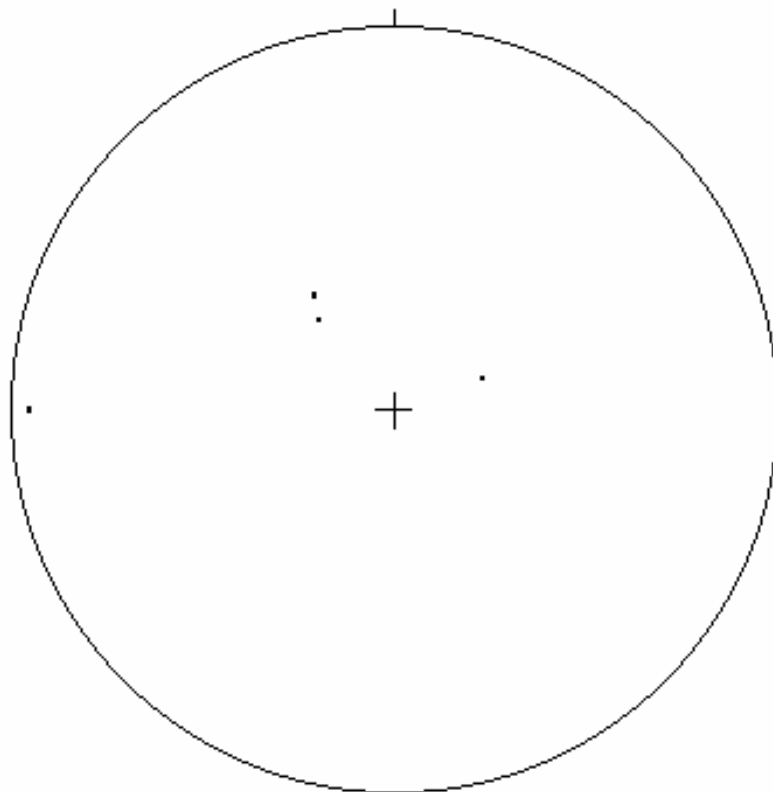


Figura 3.3. Diagrama de pólo com medidas de lineações dos granitóides estudados.

Em rochas moderadamente deformadas, a foliação é marcada pela orientação preferencial dos minerais máficos tais como anfibólio e biotita (Figura 3.6a). Em determinados locais a foliação é marcada por bandamentos finos de natureza máfica que se amoldam aos agregados quartzo-feldspáticos que, por sua vez, desenvolvem um aspecto amendoado em resposta à deformação mais intensa (Figura 3.6b).

Cristais de quartzo achatados, resistentes ao intemperismo, são ressaltados e facilitam o reconhecimento da foliação desenvolvida nas rochas (Figura 3.6c).

Tanto nas rochas moderadamente deformadas como nas zonas miloníticas (Figura 3.6d) as feições planares são muito mais desenvolvidas que as lineações. Sendo assim os tectonitos pertencem à classe $S \gg L$. As lineações são desenhadas pela orientação de minerais máficos e de agregados quartzo-feldspáticos. A escassez de medidas de atitude de lineações se deve, em parte, ao mais forte achatamento sofrido por estas rochas. Mesmo em zonas miloníticas, a foliação é muito mais desenvolvida que a lineação, a qual em geral é subhorizontal. Nas porções moderadamente deformadas o caimento da lineação pode atingir 70° .

Outra feição estrutural relativamente constante são veios preenchidos por pegmatitos quartzo-feldspáticos. Estes veios têm espessura centimétrica a decimétrica e se dispõem paralelamente e perpendicularmente aos planos de foliação, podendo se encontrar local ou parcialmente dobrados, e até mesmo deslocados ao longo de juntas oblíquas a estes (Figura 3.7a). Localmente, os veios quartzo-feldspáticos apresentam concentrações de cristais de anfibólio orientados paralelamente à foliação do granito hospedeiro (Figura 3.7b).

Estruturas do tipo *pinch-and-swell* (Figura 3.7c), representativas de processos extensionais, se desenvolvem conjuntamente a vênulas e veios pegmatíticos. A disposição da foliação contornando tais estruturas sugere pequeno contraste de competência entre as rochas (*cf.* Ramsay & Huber 1983), e a assimetria de tais estruturas indica uma movimentação, não muito fortemente marcada, de caráter dextral.

A natureza dúctil da deformação é evidenciada pela presença de uma foliação (S_1) contínua e penetrativa na escala do corpo, de dobras ptigmáticas (Figura 3.8a), de dobras abertas (Figura 3.8b) e de zona miloníticas (S_{1m}) concordantes à foliação (S_1). Este comportamento dúctil da deformação é coerente com as altas temperaturas de cristalização do granito.



Figura 3.4. Detalhe da foliação fortemente penetrativa desenvolvida em Biotita Granodiorito (JP-23).



Figura 3.5. Detalhe de foliação com mergulho sub-horizontal desenvolvida em Bt-Hb Monzogranito (JP-03).

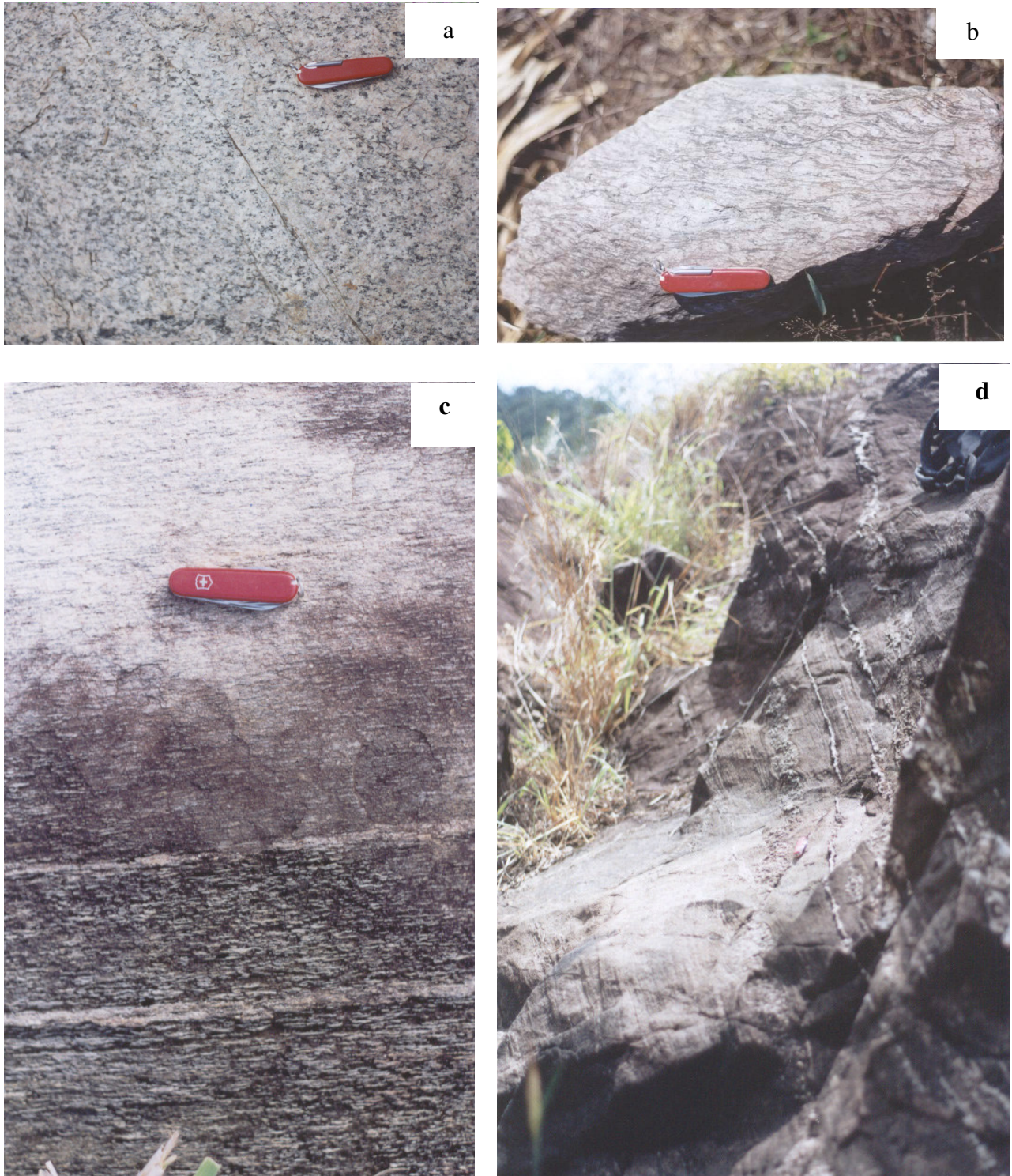


Figura 3.6 (a) Bt-Hb Mzg (JP-03) com fraca foliação, marcada pelos minerais máficos; b) Bt-Hb Mzg (JP-03) com foliação moderada a forte e porfiroclastos amendoados de feldspato; c) Hb-Bt Mzg (JP-14) com forte foliação marcada pelo achatamento de cristais de quartzo. d) Estágio milonítico da deformação. Notar veios de quartzo concordantes à foliação {Hb Mzg (JP-10)}.



Figura 3.7. Veios quartzo-feldspáticos cortando granito: a) veio levemente dobrado (Bt Mzg, JP-29); b) veio com cristais de anfibólio orientados segundo a foliação (Hb Mzg, JP-30). c) feições do tipo *pinch-and-swell* (Hb Mzg, JP-10).



Figura 3.8. a) Hb Mzg (JP-10) com dobras ptigmáticas desenhadas por veios quartzo-feldspáticos. b) Hb Mzg (JP-10) com dobras abertas. c) Hb Tonal (JP-41) com pares conjugados de deformação.

Por outro lado, a existência de foliações discretas, muitas vezes representadas por bandas cisalhadas dispostas em pares conjugados (Figura 3.8c), traduz o aumento da deformação em condições de abaixamento da temperatura. Esta assinatura tectono-termal é típica de granitos sintectônicos (Hutton 1988, Paterson et al. 1991, Miller & Paterson 1994).

3.3. MICROESTRUTURAS

Quartzo: nas rochas relativamente pouco deformadas, os cristais de quartzo se apresentam fraca a moderadamente alongados paralelamente à foliação, muitas vezes mostram fraca a moderada extinção ondulante (Figura 3.9a), a qual pode tornar-se mais marcante nas rochas comparativamente mais deformadas e, finalmente, evoluir para a formação de subgrãos e inicial formação de novos grãos. Nas rochas mais fortemente deformadas, os cristais de quartzo estão em avançado estágio de recristalização, e constituem agregados alongados (*ribbons*) de subgrãos e novos grãos de tamanho muito pequeno (Figura 3.9b).

Microclina: em rochas pouco deformadas, os cristais de microclina mostram leve extinção ondulante, inicial formação de pertitas em chama e fraca orientação preferencial. Nas rochas moderada a fortemente deformadas, as pertitas em chama (Figura 3.10a) passam a ser mais numerosas e mais desenvolvidas. Neste estágio a recristalização inicial das margens dos porfiroclastos dá origem à textura em manto-e-núcleo (*cf.* White 1975).

Plagioclásio: nas rochas pouco deformadas, os cristais de plagioclásio mostram apenas orientação preferencial moderada a fraca e suas formas originais parecem ser preservadas. Neste estágio, os cristais podem apresentar bordas levemente recristalizadas e apenas pontualmente há curvamento de maclas. Em rochas fortemente deformadas, os porfiroclastos apresentam forma amendoada e podem estar envoltos por sombras de pressão, as quais são formadas por finos neoblastos de quartzo e de feldspatos. Neste estágio os porfiroclastos podem exibir forte curvamento de maclas (*kink bands*) e recristalização de bordas (textura em manto-e-núcleo, Figura 3.10, b), (*cf.* White 1975).

Hornblenda: nas rochas fracamente deformadas há boa orientação preferencial dos cristais de hornblenda (Figura 3.9a). Em algumas rochas, os anfibólios se encontram parcialmente corroídos em suas bordas, quando em contato com feldspatos, resultando em feições do tipo simplectito (Figura 3.11a). Estas feições se desenvolveram nas faces dos anfibólios paralelas à foliação e,

muito provavelmente, as partes vermiculares destes simplectitos são constituídas de titanita. Em milonitos e ultramilonitos, a recristalização dinâmica origina neoblastos muito finos de anfibólio, os quais podem formar finos níveis descontínuos que constituem a matriz milonítica (Figura 3.12a, b).

Biotita: Os cristais de biotita apresentam em geral boa orientação preferencial, muitas vezes ocorrendo em níveis preferenciais. Em rochas mais fortemente deformadas a recristalização origina finos neoblastos de biotita, os quais podem estar dispostos em caudas de recristalização. Intercrescimentos simplectíticos (Figura 3.11b) com arranjos vermiculares formados, provavelmente, por titanita, têm a tendência a ocorrer em faces paralelas à foliação.

3.4. DISCUSSÕES

Pons et al. (1995) mostraram que os padrões estruturais dos *greenstone belts* do sudoeste da Nigéria, indicativos de regime tectônico vertical, são o resultado da interferência entre a dinâmica e os efeitos termais de alojamento dos plútons e a deformação transcorrente regional. Este comportamento seria contrastante com as porções vizinhas arqueanas, nas quais predominaria uma tectônica de empurrão. Tais terrenos são considerados como representantes, àquela época, de núcleos continentais. Assim, Pons et al. (1995) questionaram se os regimes tectônicos verticais foram restritos a domínios de criação de crosta juvenil, enquanto os regimes tectônicos horizontais poderiam estar ligados a zonas de retrabalhamento de uma crosta mais antiga. Ou seja, os regimes tectônicos verticais do Paleoproterozóico parecem ser típicos de zonas de criação de crosta juvenil, nas quais ocorreu um intenso plutonismo granodiorítico.

A análise das estruturas, juntamente com o entendimento das grandes feições regionais da Província Mineral de Carajás, permitiu comparar a evolução estrutural do Granito Igarapé Gelado com aquela dos granitos sintectônicos ultimamente estudados na Província Mineral de Carajás, como por exemplo, os granitóides arqueanos da região de Marajoara (Althoff et al. 2000), da região de Rio Maria e Xinguara (Leite 2001), assim como o Complexo Granítico Estrela (Barros 1997, Barros et al. 2001a), os *stocks* graníticos da Serra do Rabo (Sardinha et al. 2001, Sardinha 2002) e do Granito Planalto (Gomes & Dall'Agnol 2003).

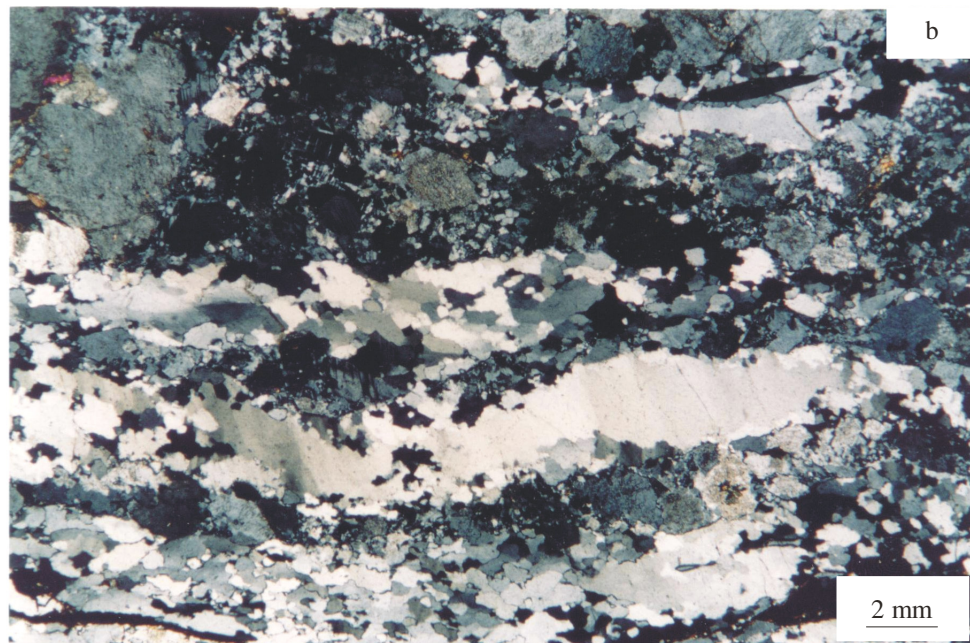
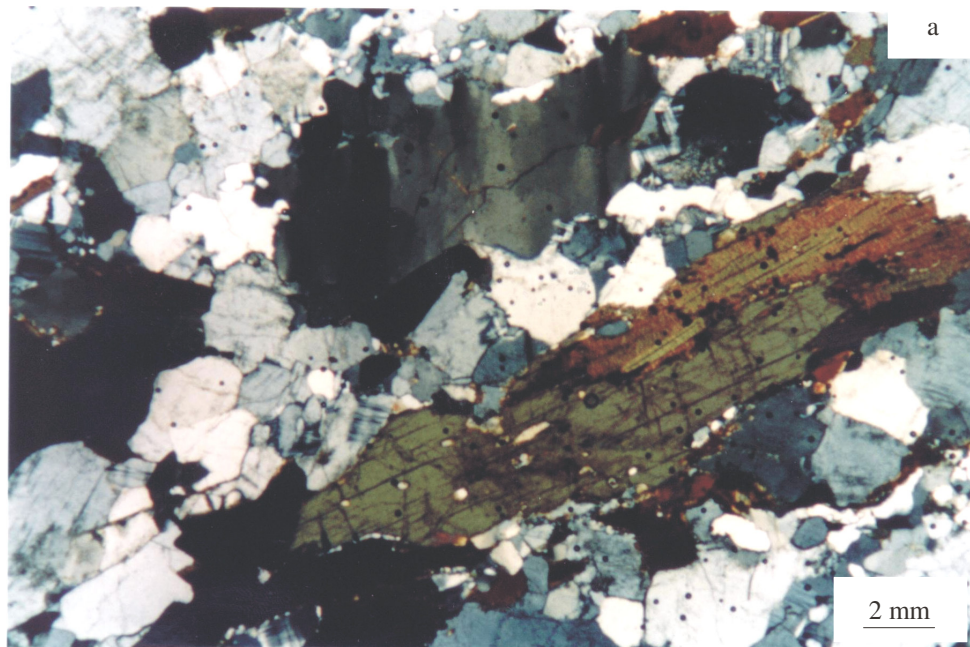


Figura 3.9. a) fotomicrografia (nicóis X) de granito pouco deformado, com foliação fraca, definida pela orientação preferencial de anfibólio e quartzo. Notar extinção ondulante no quartzo. b) fotomicrografia (nicóis X) de granito moderadamente deformado. Notar a presença de *ribbons* de quartzo com subgrãos e novos grãos.

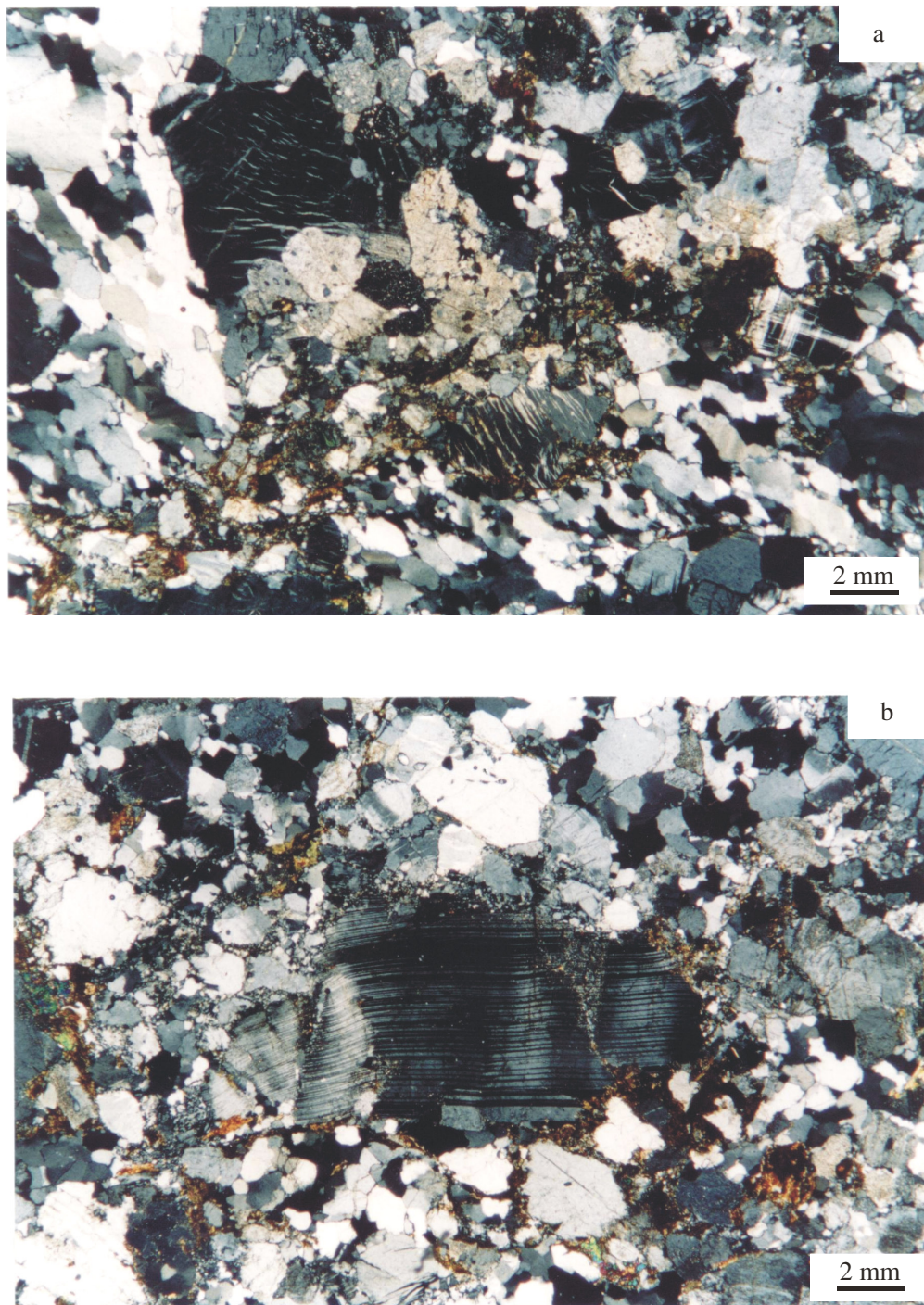


Figura 3.10. Fotomicrografias mostrando (a) neoblastos de quartzo e pertitas em chama em feldspato potássico, e (b) neoblastos de quartzo e porfiroclasto de plagioclásio com *kink bands*.

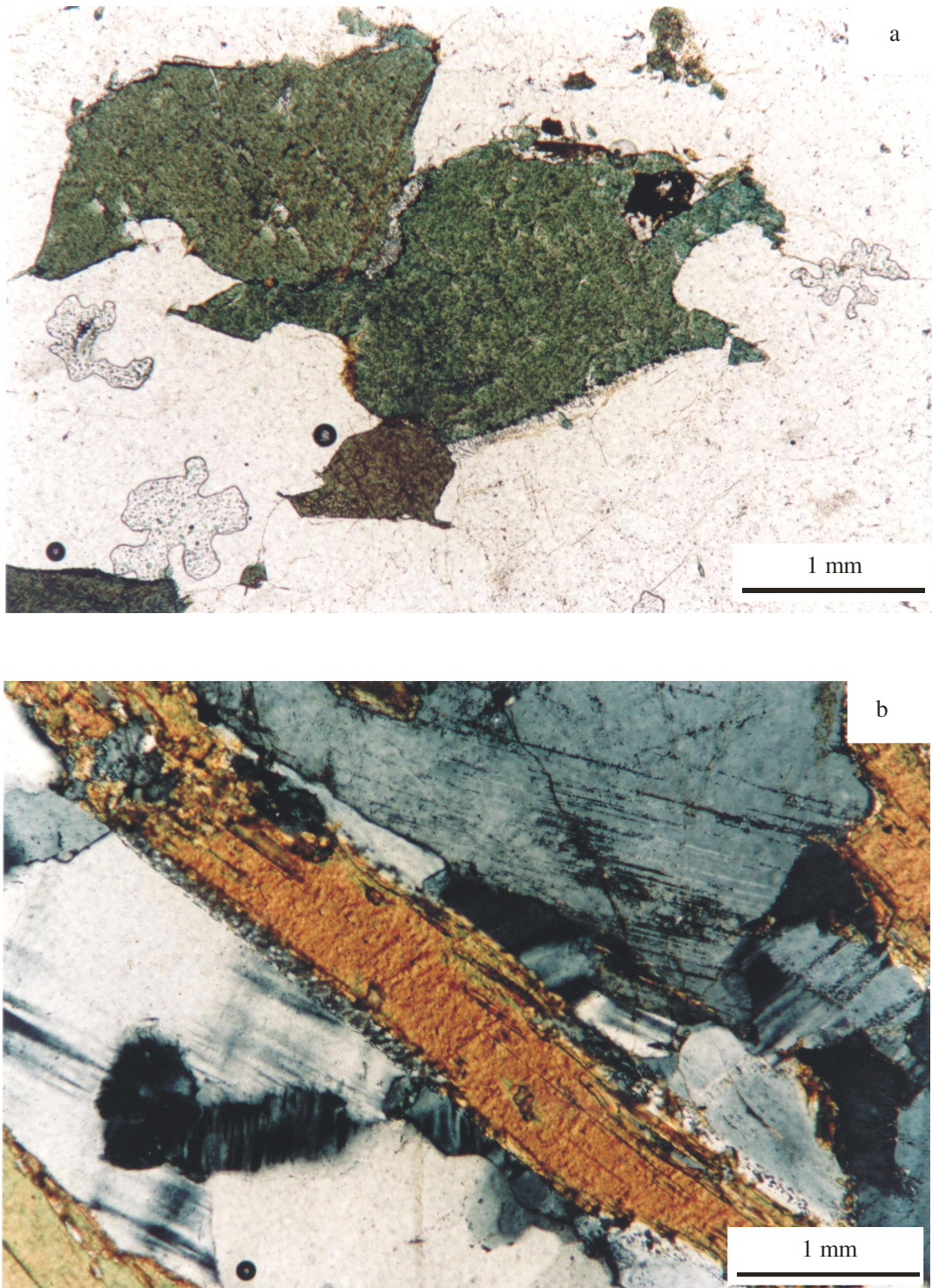


Figura 3.11. Fotomicrografias do granitóides estudados mostrando simplectitos em (a) cristal de anfibólio de Hb Mzg (JP-30) (nicóis //) , e em (b) cristal de biotita em Hb-Bt Grd (JP-45) (nicóis X).

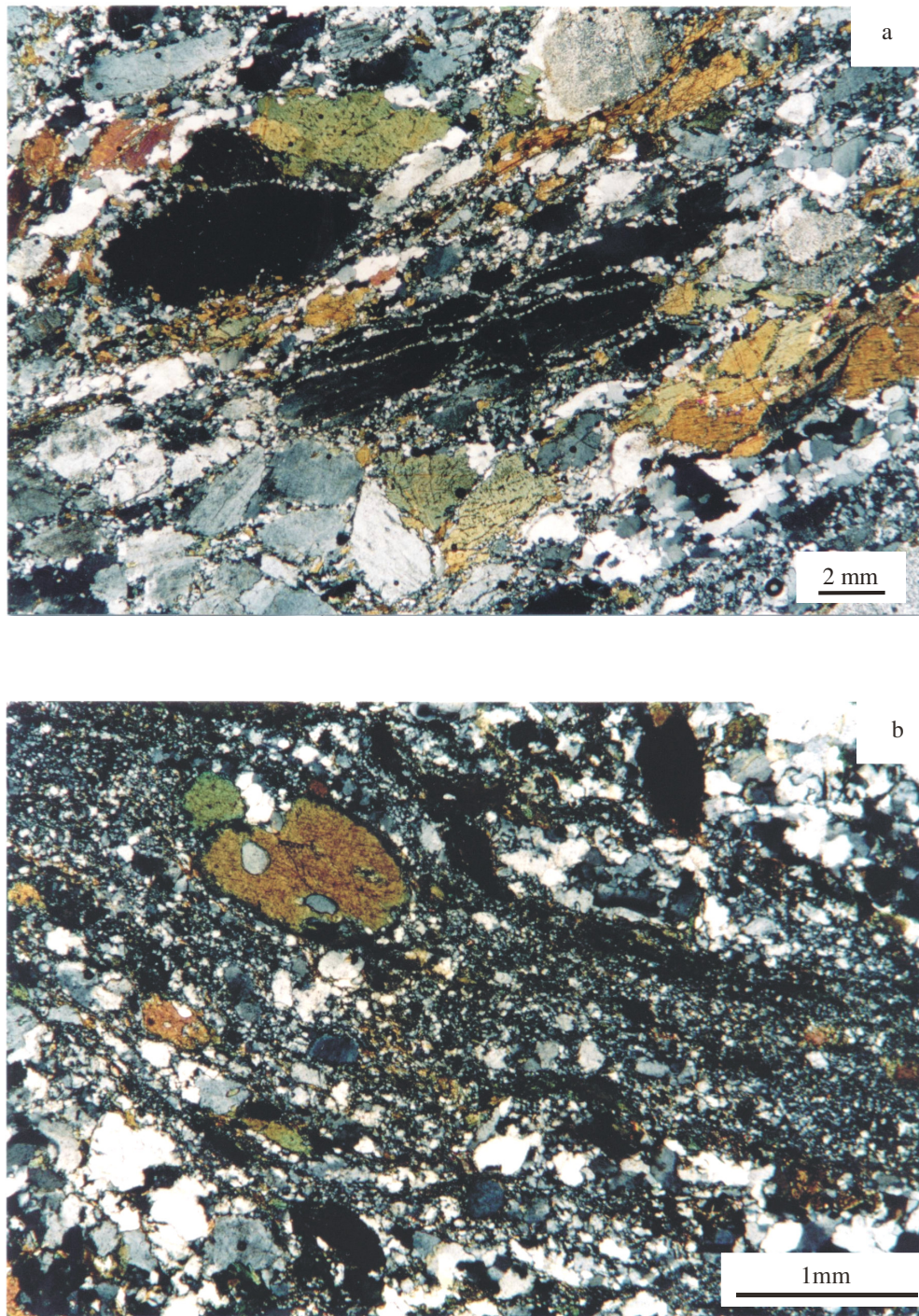


Figura 3.12. Fotomicrografias (nicóis X) de texturas desenvolvidas nos estágios (a) protomilonítico, onde se nota a textura em manto-e-núcleo e (b) milonítico, onde se nota o predomínio de neoblastos na matriz.

As estruturas dos granitóides em questão demonstram a atuação de esforços de caráter regional quando de suas colocações, resultando em uma foliação concordante ao alongamento do corpo e à estruturação regional. As foliações com mergulho subhorizontal podem, muito provavelmente, resultar de esforços de expansão magmática do granito.

A deformação no curso do resfriamento do magma deu origem a uma foliação penetrativa na escala do corpo, evidenciada muitas vezes através de bandamentos composicionais, dobras pitigmáticas, quartzo em *ribbon*, estruturas do tipo *pinch-and-swell* e orientação preferencial de enclaves e xenólitos máficos. Logo, texturas e estruturas de natureza ígnea podem gradar lateralmente para foliações formadas no estado sólido de alta temperatura (*cf.* Gapais 1989, Miller & Paterson 1994). Isto se explicaria através de uma história de processos de colocação do corpo granítico, em um estágio de alta temperatura, fazendo com que durante o resfriamento lento e contínuo ficassem apenas registradas as feições de natureza magmática, sobrepujando os esforços transpressivos regionais. Assim, o bandamento lateralmente contínuo, por vezes centimétrico, constituído pela alternância entre bandas quartzo-feldspáticas e máficas, de alto mergulho e direção predominante WNW-ESE seria mais representativo deste estágio.

Somente a partir de um momento no qual já haveria grande predominância de fases cristalinas e diminuição da fase líquida é que haveria uma atuação maior dos esforços regionais no sentido de impressão de feições deformacionais, momento este em que as zonas miloníticas localizadas principalmente nos extremos da área estudada seriam as melhores representantes. Além disso, embora sejam observadas estruturas que sugerem um caráter rotacional (dobras pitigmáticas, *boudins* com leve movimentação dextral) o padrão coaxial mostra-se como predominante, sendo perfeitamente possível a coexistência local de estruturas assimétricas (*cf.* Choukroune et al. 1987, Gapais et al. 1987).

Nas rochas menos deformadas os cristais de quartzo ainda com formas preservadas do estágio inicial da cristalização podem mostrar discreta extinção ondulante e início de formação de subgrãos. Em alguns casos estes cristais de rochas pouco deformadas apresentam orientação preferencial fraca a moderada. À medida que a deformação passa a ser mais intensa, observa-se um maior achatamento dos grãos de quartzo, os subgrãos se tornam mais desenvolvidos e os neoblastos passam a ser mais numerosos. Lateralmente, em rochas que se deformaram no estágio milonítico há progressiva predominância dos neoblastos. Esta evolução traduz a história de colocação, cristalização e resfriamento do granito acompanhada de deformação progressiva (*cf.* Gapais & Barbarin 1986, Miller & Paterson 1994).

O caráter não rotacional da deformação também é observado no Complexo Granítico Estrela (Barros 1997), situado a leste da região estudada, no qual se observam pares conjugados de cisalhamento e onde o achatamento dos cristais de quartzo é proeminente. Barros e Barbey (1998) atribuíram a formação de zonas miloníticas a zonas de instabilidade mecânica em um momento mais avançado de consolidação do magma. No caso do Granito Igarapé Gelado, as zonas miloníticas parecem ter este mesmo significado.

Com relação aos pares conjugados de deformação, os mesmos chegam a formar ângulos em torno de 60°, o que, segundo Althoff et al. (2000) representaria um domínio magmático de temperaturas intermediárias. O padrão fortemente simétrico destes pares observados na área de estudo parece evidenciar a natureza coaxial predominante dos esforços.

A presença de veios com foliação concordante à estruturação da rocha hospedeira pode indicar uma sincronicidade entre a formação da rocha hospedeira e a colocação dos veios durante uma fase de deformação (Gower 1993). Este critério parece reforçar a natureza sintectônica do Granito Igarapé Gelado.

Os simplectitos (matriz albítica ? + titanita vermicular), desenvolvidos às expensas da corrosão dos cristais de anfibólio, evidenciam aumento progressivo das condições de oxidação durante a cristalização e resfriamento do Granito Igarapé Gelado. A formação destas feições ao longo das faces dos cristais de anfibólio, concordantes com a foliação, permite estabelecer uma ligação entre a corrosão daquele mineral e a direção dos esforços. A disposição destes simplectitos indica a predominância de esforços de natureza coaxial. Feições similares foram descritas nos granitos cronocorrelatos Estrela (Barros 1997, Barros et al. 2001a), Serra do Rabo (Sardinha 2002) e Planalto (Huhn et al. 1999, Gomes & Dall'Agnol 2003). Segundo Barros et al. (2001 b), estas feições sugerem a presença de alguma fração de magma durante a deformação, reforçando a assinatura sintectônica destes granitos.

4. PETROGRAFIA DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DO IGARAPÉ GELADO

Os granitóides da região do Igarapé Gelado subdividem-se em dez tipos petrográficos (Tabela 4.1, Figura 4.1), os quais são representados por hornblenda tonalitos, biotita-hornblenda granodioritos, hornblenda-biotita granodioritos, biotita granodioritos, hornblenda monzogranitos, biotita-hornblenda monzogranitos, hornblenda-biotita monzogranitos, biotita monzogranitos, leuco monzogranitos, leuco sienogranitos e veios pegmatóides.

4.1. HORNBLENDA TONALITO (HBL TONAL)

Dentro da área pesquisada, esta variedade tipológica ocorre no extremo oeste, próximo ao contato com as seqüências supracrustais, que ali assumem um aspecto indentado agudo em direção ao corpo granitóide. Macroscopicamente, estas rochas têm cor cinza esbranquiçada a cinza amarelada pálida, são constituídas por grãos médios e apresentam foliação moderada a forte, desenhada pelo aspecto grosseiramente amendoado dos agregados quartzo-feldspáticos, os quais são intercalados a porções ricas em minerais máficos. Em alguns casos as rochas têm textura protomilonítica.

Os minerais acessórios são opacos, zircão e allanita; estilpnomelano e carbonatos são as fases secundárias.

Plagioclásio: Os porfiroclastos de plagioclásio são finos a médios (1-3 mm) e estão orientados segundo a foliação, podendo apresentar formas algo amendoadas. Suas bordas acham-se quase completamente recristalizadas, porém internamente suas maclas não apresentam sinais de deformação, desenvolvendo por vezes algumas fraturas preenchidas por finos cristais de sericita. O plagioclásio pode apresentar alteração moderada a forte, a qual diminui em direção às bordas.

Quartzo: os grãos de quartzo podem estar recristalizados em suas bordas, formando bandas monominerálicas, as quais lateralmente, juntamente a finos cristais de hornblenda, realçam a feição protomilonítica da rocha; ocorrem, também, na forma de porfiroclastos ligeiramente arredondados, ao redor dos quais os cristais de quartzo e anfibólios menores tendem a se amoldar.

Hornblenda: este mineral ocorre como cristais xenomórficos, inequidimensionais e inequigranulares, finos a médios (1-1,5 mm), fortemente orientados segundo a foliação,

localmente desenvolvendo micro-ondulações assumindo um aspecto ligeiramente lenticular. Associados ao anfibólio ocorrem cristais opacos que geralmente se associam a carbonato.

Allanita: cristais subédricos com forte metamictização, podendo apresentar bordas de epídoto.

Zircão: os cristais de zircão são muito finos, metamícticos e possuem moderado zoneamento oscilatório.

Titanita: este mineral pode ocorrer sob a forma de cristais alongados, orientados paralelamente à foliação, os quais podem apresentar inclusões de opacos. Bordas de cristais de anfibólio apresentam-se localmente alteradas para titanita. Neste caso os cristais de titanita são extremamente finos e anédricos.

Apatita: cristais de apatita são muito finos, subautomórficos e pouco abundantes.

4.2. BIOTITA-HORNBLENDA GRANODIORITOS (BT-HB GRD)

Estas rochas ocorrem apenas na porção central da área e se distinguem pela cor cinza a cinza-rosado, pela presença de cristais fortemente orientados, sobretudo de quartzo e minerais máficos, que desenham uma foliação retilínea e contínua. Os minerais acessórios são apatita, opacos e zircão, e os minerais secundários são representados por actinolita, clorita, sericita, epídoto e estilpnomelano.

Plagioclásio: os cristais de plagioclásio (Figura 4.3 b) são inequigranulares, subautomórficos, finos a médios (<1-3mm) e fraca a fortemente orientados segundo uma direção preferencial. Leve ondulação de maclas e *kink bands* são as feições deformacionais mais comuns neste mineral. Fraturas são pouco freqüentes. Intercrescimentos mirmequíticos se desenvolvem ao longo do contato de alguns grãos de plagioclásio com microclina. O plagioclásio pode mostrar forte alteração para sericita.

Microclina: os cristais de microclina são xenomórficos, finos a médios (<1-3 mm), fracamente pertíticos e geralmente orientados segundo a foliação. Uma feição similar a albita *chess-board* se desenvolve em cristais algo mais desenvolvidos (4 mm). A alteração deste mineral é fraca.

Quartzo: os cristais de quartzo (Figura 4.3b) são, em sua maioria, xenomórficos, inequi-granulares, finos a médios (0,5 a 5 mm) e orientados segundo a foliação de modo fraco a intenso. Há certa heterogeneidade quanto à deformação. Em algumas rochas, o quartzo foi submetido a forte recristalização com pronunciada extinção ondulante e alongamento dos agregados de subgrãos e novos grãos, ao passo que em outras rochas há apenas extinção ondulante e formação inicial de subgrãos. Alguns cristais diminutos de plagioclásio e microclina ocorrem englobados em cristais de quartzo.

Hornblenda: os cristais de hornblenda têm coloração verde a verde acastanhada, xenomórficos a localmente subautomórficos, subequi-granulares, finos a médios (<1-4 mm), relativamente orientados segundo a foliação. Novos grãos finos apresentam parcial alteração para biotita. Alguns grãos de anfibólio são parcialmente transformados para actinolita fibrosa, a qual está associada à clorita xenomórfica, ao epídoto, aos opacos e à biotita secundária.

Biotita: os cristais de biotita são muito finos, xenomórficos e alongados. A sua presença em bordas de anfibólio sugere uma origem secundária.

Tabela 4.1. Composições modais das rochas da região do Igarapé Gelado (percentagem em peso a partir do contador de pontos – 1500 pontos por lâmina).

COMPOSIÇÃO MINERAL	Hb Tonal	Bt-Hb Grd	Hb-Bt Grd				Hb Mzg	Bt-Hb Mzg		Hb-Bt Mzg	Bt Mzg		Leuco Mzg		Leuco Sienog
	JP 41	JP 20	JP 18	JP 42	JP 23	JP 45	JP 30	JP 34	JP 48	JP 47	JP 29	JP 38	JP 27	JP 46	JP 08
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Quartzo	43,6	16,4	33,2	29,3	39,1	41,7	30,2	24,8	32,53	35,1	44,8	44,2	44,4	57,8	29
Plagioclásio	37,0	51,6	38,73	48,5	30,6	30,0	30,0	33,53	23,87	28,0	30,6	26,8	29,3	22,2	24,1
Microclíneo	0,1	11,8	12,33	7,3	12,7	13,0	17,8	32,6	25,4	27,7	16,5	17,0	20,1	13,93	41,6
Hornblenda	18,2	13,7	2,33	6,0	0,9	4,8	19,8	4,6	13,2	4,0	0,4	0,6	0,3	0,1	0,9
Biotita	0,1	2,6	8,53	7,0	14,6	8,4	0,4	2,93	1,8	4,7	6,8	11,0	3,2	3,13	4,0
Actinolita	-	-	2,27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	-	0,3	0,27	0,8	0,8	1,1	0,3	0,13	1,4	-	0,6	-	0,1	1,2	-
Allanita	-	-	-	-	0,6	0,1	0,2	0,27	-	-	0,1	-	0,4	0,2	-
Zircão	-	0,2	0,13	-	0,2	0,1	0,6	-	0,47	-	-	-	0,1	-	-
Apatita	-	0,4	0,2	-	-	0,1	-	-	0,2	0,1	-	-	-	-	-
Estilpnom.	-	0,7	-	-	-	-	-	-	0,67	-	-	-	-	0,47	-
Mirmequita	-	-	1,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Epídoto	0,3	1,9	-	0,2	0,1	0,1	0,2	1,0	0,33	-	-	-	1,8	0,8	-
Clorita	-	-	-	-	-	0,2	-	-	0,13	-	-	-	-	-	-
Carbonato	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanita	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Q a 100%	54,03	20,55	39,43	34,43	47,45	49,23	38,72	27,28	39,78	38,66	48,75	50,23	47,33	61,55	30,62
A	0,12	14,79	14,61	8,58	15,41	15,35	22,82	35,86	31,09	30,51	17,95	19,32	21,43	14,8	43,93
P	45,85	64,66	45,96	56,99	37,14	35,42	38,46	36,85	29,13	30,84	33,30	30,45	31,24	23,64	25,45
M	19	19,8	13,73	14,4	17,2	14,9	21,5	8,93	18,2	8,8	7,9	11,6	5,9	5,9	4,9

Hb Tonal – Hornblenda Tonalito; **Bt-Hb Grd** – Biotita-Hornblenda Granodiorito; **Hb-Bt Grd** – Hornblenda-Biotita Granodiorito; **Hb Mzg** – Hornblenda Monzogranito; **Bt-Hb Mzg** – Biotita-Hornblenda Monzogranito; **Hb-Bt Mzg** – Hornblenda Biotita Monzogranito; **Bt Mzg** – Biotita Monzogranito; **Leuco Mzg** – Leuco Monzogranito; **Leuco Sienog** – Leuco Sienogranito

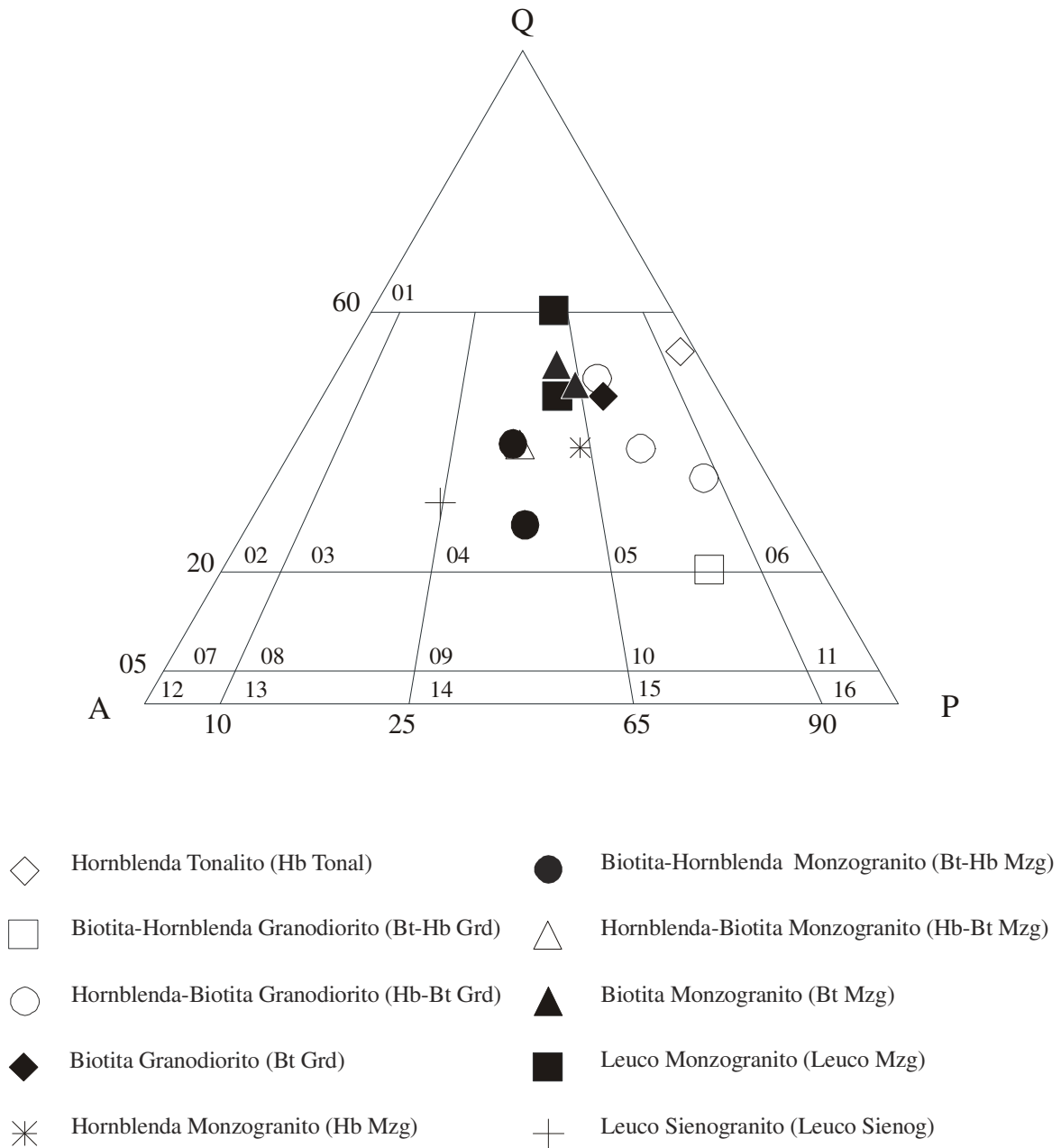


Figura 4.1. Diagrama QAP - Rochas ígneas plutônicas (Streckeisen 1976) mostrando as variações composicionais das rochas estudadas. **01)** granitos ricos em quartzo; **02)** alcali feldspato granitos; **03)** sienogranitos; **04)** monzogranitos; **05)** granodioritos; **06)** tonalitos; **07)** alcali feldspato quartzo sienitos; **08)** quartzo sienitos; **09)** quartzo monzonitos; **10)** quartzo monzodioritos; **11)** quartzo dioritos; **12)** alcali feldspato sienitos; **13)** sienitos; **14)** monzonitos; **15)** monzodioritos; **16)** dioritos/gabros.

4.3. HORNBLENDA-BIOTITA GRANODIORITOS (HB-BT GRD)

As rochas deste tipo petrográfico ocorrem na porção centro-leste da área, nas proximidades dos Hornblenda tonalitos. Caracterizam-se por cor cinza rosada clara, merecendo destaque a foliação bastante marcada que é ressaltada pela intercalação de níveis quartzo-feldspáticos e níveis ricos em biotita e anfibólio.

Os minerais acessórios são zircão, opacos, apatita e allanita, e os minerais secundários são epidoto, titanita e clorita. Nota-se boa orientação dos cristais, marcada principalmente pelos cristais de biotita e por grandes grãos achatados de quartzo. Tal disposição define uma textura heterogranular orientada.

Quartzo: os cristais de quartzo são anédricos, médios a grossos, mostram orientação preferencial moderada a forte, podendo mostrar inicial recristalização.

Plagioclásio: este mineral ocorre sob a forma de cristais anédricos a subédricos, subequigranulares, finos a médios (<1-2 mm). A transformação para argilo-minerais e de modo mais localizado para sericita pode ser intensa.

Microclina: Os cristais de microclina são, em sua maioria, anédricos a localmente subédricos, inequidimensionais e ligeiramente equigranulares e finos (≤ 1 mm). Pertitas em chama se desenvolvem localmente; por outro lado, mirmequitas são mais freqüentes. Estruturas do tipo coroas trocadas, podem ser vistas localmente, entre dois cristais de microclina.

Anfibólio: os cristais de anfibólio têm cor verde escura, são anédricos a subédricos, inequigranulares, finos a médios (<1-4 mm) e orientados segundo a foliação. Em determinados locais alguns cristais mostram alteração para biotita e feições de dissolução também ocorrem pontualmente.

Biotita: este mineral ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, subequigranulares, finos a médios (<1-2 mm). Em geral, cristais xenomórficos de minerais opacos se associam à biotita. Cristais muito finos anédricos de opacos podem estar no interior de cristais de biotita. A biotita pode se transformar parcialmente em quartzo fusiforme, o qual se dispõe paralelamente à clivagem da biotita. Quando a mesma está em contato com feldspatos, observa-se a formação de

simplectitos que resultam da corrosão da biotita, sobretudo nas faces deste mineral paralelas à foliação. As partes finas vermiculares destes simplectitos são compostas por opacos e, provavelmente, por titanita.

Opacos: os cristais opacos são muito finos, muitas vezes ocorrendo sob a forma de agregados e, em geral, associados a hornblenda.

Zircão: os cristais de zircão são muito finos, subautomórficos a automórficos, podendo ocorrer de maneira intersticial ou inclusos na biotita. Zoneamento concêntrico pode ser bastante desenvolvido.

Apatita: os cristais de apatita são subautomórficos, finos a médios; apresentam boa orientação preferencial e, em geral, associam-se aos minerais máficos. A apatita pode estar inclusa nos minerais máficos e também no quartzo.

Allanita: este mineral apresenta moderada a forte metamictização, com parcial corrosão do núcleo de alguns grãos. Os cristais de allanita podem estar dispersos na matriz, apresentar forte orientação preferencial ou ainda estar inclusos na biotita.

4.4. BIOTITA GRANODIORITO (BT GRD)

Estas rochas se situam unicamente na porção ocidental da área, adjacente ao Rio Itacaiúnas, onde lateralmente afloram hornblenda e biotita-hornblenda monzogranitos. Os biotita granodioritos são holocristalinos, cinza rosados e têm granulação média a grossa. A orientação preferencial das porções quartzo-feldspáticas e os minerais máficos marcam a foliação. Os minerais acessórios são zircão, apatita, allanita e opacos, ao passo que os minerais secundários são actinolita e clorita.

Plagioclásio: os cristais de plagioclásio são xenomórficos a subautomórficos, inequigranulares, finos a médios (<1 a 3 mm) e podem ter bordas irregulares de aspecto lobado. A alteração é moderada e se traduz pela presença de sericita e carbonato. Entre cristais de microclina e plagioclásio se observam intercrescimentos mirmequíticos bem desenvolvidos.

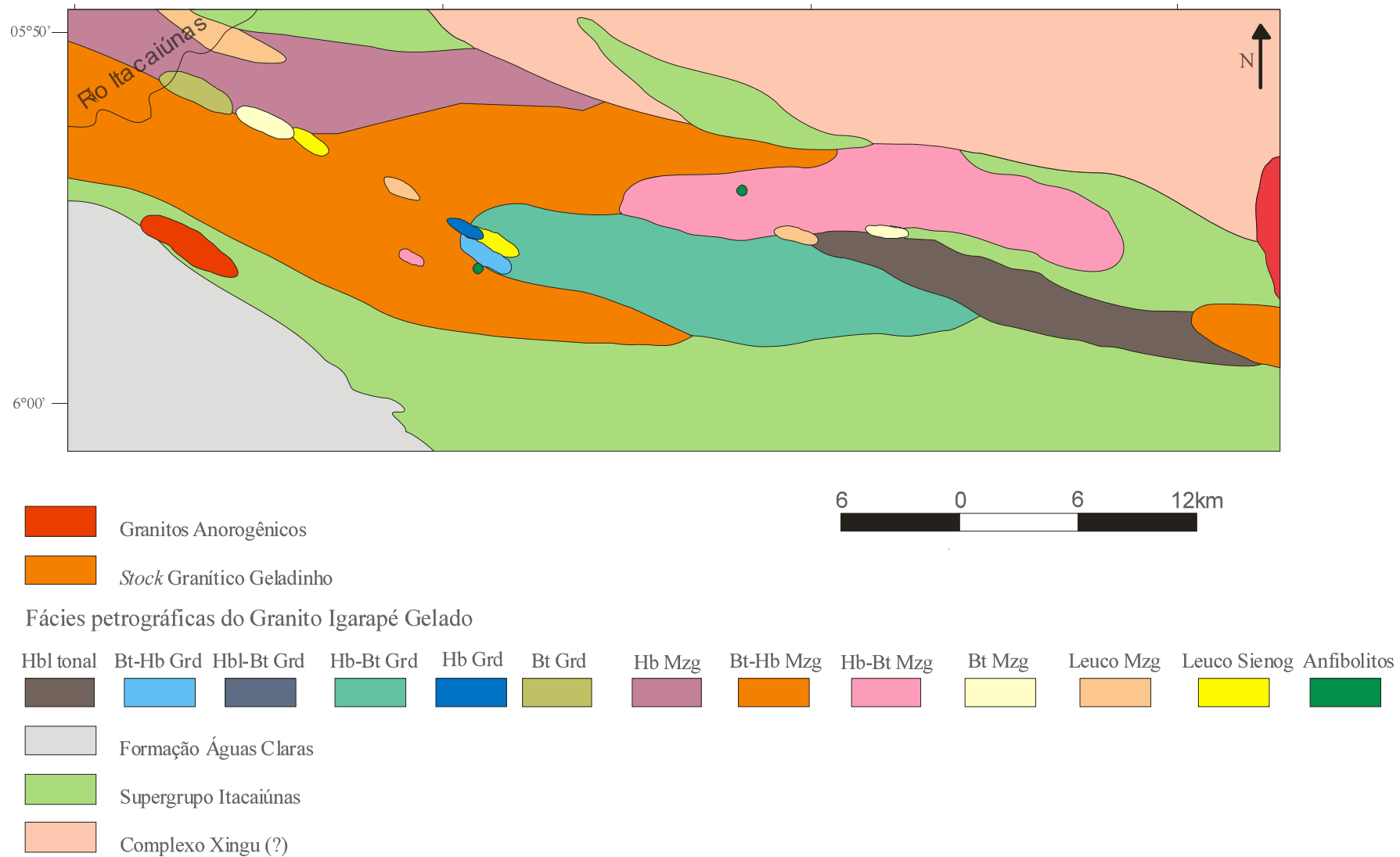


Figura 4.2. Mapa de variação petrográfica das rochas estudadas. Modificado de CVRD – Relatórios Internos

Quartzo: cristais xenomórficos, inequigranulares, finos a médios (<1 a 3 mm), com contornos lobados suaves, moderadamente orientados e deformados. A deformação é marcada pela extinção ondulante forte e pela presença de subgrãos.

Microclina: Os cristais de microclina são subautomorfos a xenomórficos, subequigranulares, finos (<1 a 1,5 mm) ou médios (2 a 5 mm). Pontualmente podem ser observados intercrescimentos mirmequíticos (Figura 4.4 a).

Hornblenda: os cristais de hornblenda são inequigranulares, finos a médios, subautomórficos a xenomórficos, moderadamente orientados ao longo da foliação. Apresentam uma coloração verde acastanhada escura. É comum a presença de minerais acessórios associados a este mineral.

Biotita: os cristais de biotita são bem desenvolvidos, apresentam boa orientação preferencial e podem estar recristalizados em diferentes intensidades; neste caso os neoblastos são finos e constituem agregados que acompanham a foliação.

4.5. HORNBLENDAS MONZOGRANITOS (HB MZG)

Estas rochas ocorrem predominantemente na porção ocidental superior da área (Figura 4.2). São rochas foliadas, de granulação média a grossa e cor cinza claro a cinza amarelado pálido. Os cristais máficos ocorrem em níveis preferenciais relativamente contínuos que se alternam com níveis enriquecidos em quartzo e feldspato.

A assembléia de minerais acessórios é constituída de piroxênio, allanita, zircão e apatita. Os minerais secundários são biotita, clorita, actinolita, titanita, carbonato, epidoto, estilpnomelano e sericita.

Plagioclásio: este mineral (Figura 4.3 a) ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, inequigranulares (1 a 1,5 mm) e que apresentam orientação preferencial fraca a moderada. Alguns grãos de plagioclásio exibem intercrescimentos mirmequíticos. Internamente não se observam feições deformacionais importantes, apenas algumas fraturas. Localmente ocorrem cristais que exibem contatos relativamente retilíneos entre si, e com os demais minerais. Bordas de recristalização finas e contínuas podem ser vistas em alguns cristais. A alteração para sericita

varia de moderada a forte. Em alguns locais (ex. ponto 10), a forte deformação origina uma matriz milonítica na qual os finos neoblastos de plagioclásio são abundantes.

Microclina: os cristais de microclina são xenomórficos, inequigranulares (1 a 3 mm) e relativamente orientados segundo a foliação. Pertitas em chama e micropertitas, assim como intercrescimentos mirmequíticos são feições algo comuns. Os grãos de microclina podem apresentar recristalização das bordas.

Quartzo: os grãos de quartzo são inequigranulares, muito finos a médios e localmente médios a grossos (4-5 mm), xenomórficos e alongados paralelamente à foliação da rocha, podendo constituir agregados de subgrãos ou de novos grãos (Figura 4.3 a), nestes casos constituem *ribbons* finos. O quartzo pode ocorrer em intercrescimentos mirmequíticos, ou, ainda, como finos grãos agregados a finos cristais anédricos de magnetita. Neste caso, estes minerais ocorrem nos núcleos parcialmente corroídos de anfibólio (Figura 4.4 b).

Anfibólio: os cristais de anfibólio são verde acastanhados, xenomórficos, por vezes corroídos e, em geral, orientados paralelamente à foliação. Localmente cristais de opacos se associam ao anfibólio. Por vezes, actinolita de aspecto fibroso representa um produto de alteração parcial dos anfibólios primários. As porções corroídas dos cristais de anfibólio são substituídas por agregados de finos cristais de quartzo e magnetita (Figura 4.4 b). O anfibólio pode apresentar parcial alteração para biotita. Em rochas fortemente deformadas, alguns porfiroclastos de anfibólio são preservados e na matriz protomilonítica há neoblastos finos (Figura 3.12).

Piroxênio: este mineral ocorre em quantidades acessórias, sob a forma de cristais finos, de cor castanho claro, xenomórficos a subautomórficos, e com orientação preferencial moderada. Os cristais de piroxênio podem se associar a cristais verde-amarelados de epídoto assim como cristais diminutos e mais escassos de titanita fracamente pleocróica e de coloração acastanhada.

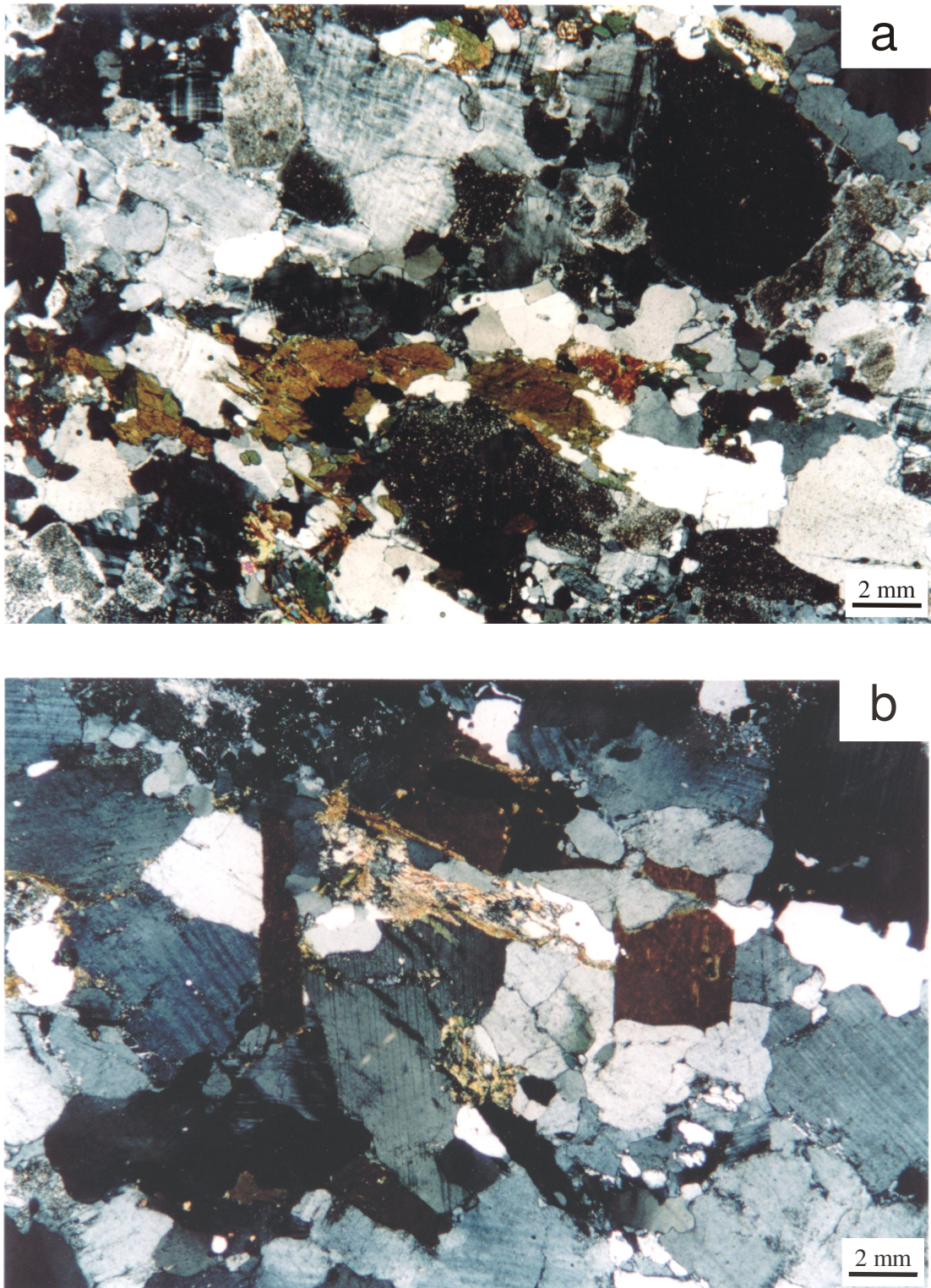


Figura 4.3. Fotomicrografias (nicóis X) mostrando textura granular em rochas pouco deformadas: (a) hornblenda monzogranito e (b) biotita-hornblenda granodiorito.

Opacos: os cristais opacos são subautomórficos a xenomórficos e geralmente se associam aos anfibólios.

Apatita: este mineral ocorre sob a forma de cristais finos a muito finos, subautomórficos e que podem ocorrer inclusos em plagioclásio ou associados aos minerais máficos.

Zircão: os cristais de zircão são subautomórficos, alguns metamórficos, apresentam zoneamento oscilatório e podem ocorrer inclusos nos cristais de plagioclásio. Os grãos de zircão têm fraca orientação preferencial.

Allanita: os cristais de allanita são finos, subautomórficos a automórficos, e geralmente estão associados aos anfibólios. A metamictização é freqüente e varia de moderada a forte. Nos cristais mais fortemente alterados, há substituição das bordas da allanita para um outro epídoto.

Biotita: este mineral ocorre como substituição parcial das bordas de anfibólios corroídos. Em alguns casos esta substituição pode ser completa. Os cristais de biotita podem mostrar forte corrosão, o que origina textura em peneira. Cristais finos e alongados de biotita podem ocorrer em agregados algo radiais ou em leque.

Epídoto: os cristais de epídoto são muito finos a finos, xenomórficos e se formaram pela alteração de plagioclásio, allanita e anfibólio. Cristais algo mais desenvolvidos podem mostrar zoneamento oscilatório.

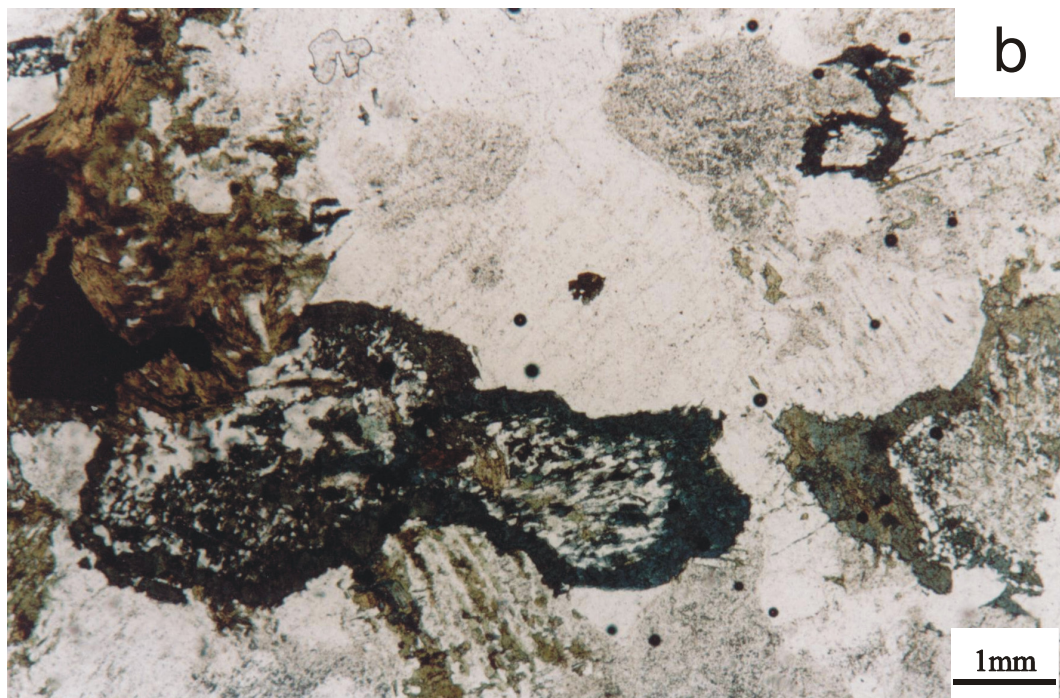
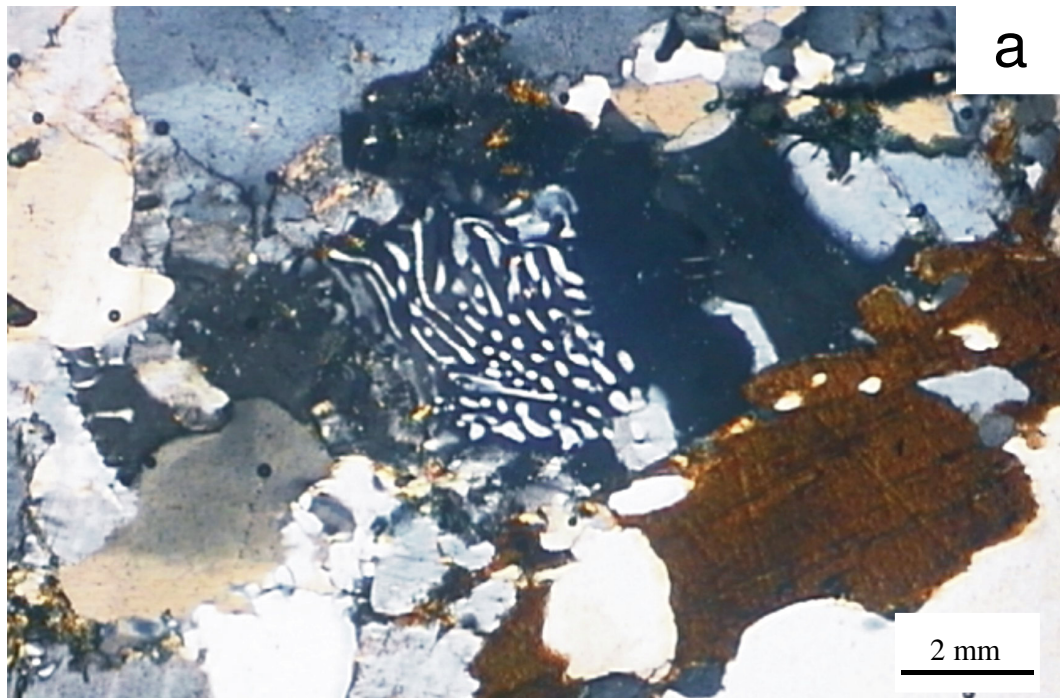


Figura 4.4. Fotomicrografias representativas de: a) textura mirmequítica e; b) anfibólio corroído e substituído para quartzo e magnetita.

4.6. BIOTITA-HORNBLENDA MONZOGRANITOS (BT-HB MZG)

As rochas desta variedade petrográfica ocorrem nos domínios central e ocidental da área (Figura 4.2); têm cor cinza rosado claro, textura heterogranular orientada e podem apresentar foliação forte, definida pela orientação preferencial dos minerais máficos e dos cristais de quartzo e feldspato. Os minerais acessórios são apatita, allanita e opacos, e os minerais secundários são titanita, estilpnomelano e epídoto.

Plagioclásio: os cristais de plagioclásio em geral se apresentam como porfiroclastos alongados, neste caso com granulação em torno de 1,5 mm, embora a maioria dos cristais apresente tamanho menor.

Microclina: este mineral se apresenta, geralmente, sob a forma de porfiroclastos finos a médios (<1 mm a 5 mm), cujas bordas podem estar recristalizadas. Pertitas em chama são relativamente freqüentes. Fraturas discretas podem ser vistas neste mineral.

Biotita: os cristais de biotita são subédricos, alongados e formam agregados algo orientados segundo a foliação. Biotitas de natureza secundária ocorrem localmente a partir da transformação das bordas de anfibólios corroídos. Cristais de aspecto fortemente corroído (em peneira) merecem destaque. Finos neoblastos de biotita, juntamente com neoblastos de outros minerais constroem uma matriz milonítica. O zircão, quando incluso, pode originar halos pleocróicos na biotita. As biotitas podem estar parcialmente alteradas para titanita

Anfibólio: os cristais de anfibólio são xenomórficos, inequigranulares, finos a médios, em geral orientados segundo a foliação. A recristalização origina finos neoblastos de anfibólio nas bordas de porfiroclastos.

Quartzo: este mineral se apresenta de modo similar ao observado nas demais variedades de monzogranitos.

Zircão: este mineral ocorre como cristais finos, metamórficos e subautomórficos. Mostram zoneamento oscilatório moderado a forte e bordas de sobrecrecimento. Podem estar associados aos minerais máficos ou inclusos nestes minerais.

Allanita: os cristais de allanita são finos, subautomórficos a xenomórficos, e comumente estão inclusos na biotita. A metamictização deste mineral é moderada a forte; alguns produtos de alteração são representados por minerais opacos muito finos e agregados de estilpnomelano.

Apatita: os cristais de apatita presentes são relativamente bem desenvolvidos, têm boa orientação preferencial e geralmente estão associados aos minerais máficos.

4.7. BIOTITA MONZOGRANITOS (BT MZG)

Os biotita monzogranitos ocorrem de modo muito localizado (pontos 29 e 38), sobretudo nas extremidades leste e oeste da área, adjacentes a biotita-hornblenda e hornblenda-biotita monzogranitos (Figura 4.2). Os biotita monzogranitos têm cor cinza esbranquiçado, granulação média e foliação moderada a forte, a qual é definida pela presença de níveis quartzo-feldspáticos alternados a níveis ricos em biotita. Os minerais acessórios são zircão, allanita e opacos. Dentre os minerais secundários se destacam sericita e epídoto.

Plagioclásio: os cristais de plagioclásio são subequigranulares, finos (~ 1mm) e subautomórficos. A alteração do plagioclásio em geral é muito fraca e manifestada pela saussuritização e argilização. Os sinais de deformação se limitam à extinção ondulante ou leve encurvamento de macla.

Microclina: os cristais de microclina são finos, xenomórficos a subautomórficos, subequigranulares, têm boa orientação preferencial e, muitas vezes, aspecto intersticial. Extinção ondulante moderada a fraca pode ser descrita em alguns grãos. Pertitas em chama são observadas de maneira localizada.

Biotita: este mineral ocorre sob a forma de cristais finos (<1 a 1,5 mm), com forte orientação preferencial e dispostos em níveis que definem uma foliação forte. Os níveis ricos em biotita

podem apresentar aspecto levemente ondulante, sobretudo quando contornam porfiroclastos de plagioclásio. Geralmente alguns diminutos cristais opacos podem se associar à biotita. Localmente a biotita pode apresentar *kinking*.

Quartzo: os cristais de quartzo são xenomórficos, fortemente recristalizados, formando por vezes agregados bastante alongados de finos neoblastos. Os cristais maiores apresentam forte extinção, subgrãos e lateralmente novos grãos.

4.8. LEUCO MONZOGRANITOS (LEUCO MZG)

As rochas desta variedade se situam nas extremidades oeste e leste do corpo. Estas rochas têm cor cinza claro a cinza esbranquiçado. A biotita e, mais raramente, o anfibólio são os minerais máficos presentes nestas rochas. Apatita e allanita são os minerais acessórios, e epidoto, sericita, clorita e estilpnomelano são os minerais secundários. A textura em geral é heterogranular fortemente orientada, na qual cristais médios de microclina e plagioclásio ocorrem em meio a uma matriz constituída por grãos finos.

Plagioclásio: este mineral se apresenta sob a forma de cristais inequigranulares finos a médios, anédricos a subédricos, fracamente orientados segundo uma direção preferencial. Os cristais menores constituem a matriz da rocha. Os cristais mais desenvolvidos mostram feições de deformação, tais como extinção ondulante e fortes *kink bands*. Fraturas discretas podem afetar o plagioclásio. As bordas destes cristais sofreram parcial recristalização. O plagioclásio pode estar fortemente sericitizado e, em alguns casos, a sericita pode estar sobrecrecida, o que dá origem a pequenos cristais de muscovita.

Microclina: os cristais de microclina são xenomórficos, inequigranulares, variando de finos a grossos (6 mm), fracamente orientados ao longo da foliação. As pertitas de aspecto venular e em chama são comuns. Estes cristais também se apresentam recristalizados ao longo das bordas.

Quartzo: os cristais de quartzo ocorrem na forma de agregados de subgrãos e novos grãos. Estes agregados podem apresentar orientação preferencial moderada a forte. Em algumas rochas algo

mais deformadas o quartzo se apresenta como finos *ribbons* que se intercalam a agregados ricos em feldspato.

Biotita: A biotita ocorre em agregados de cristais muito finos que envolvem cristais de anfibólio corroídos. Nestes casos o epídoto está associado à biotita.

Apatita: cristais automórficos, geralmente associados ao anfibólio.

Allanita: cristais subautomórficos, com marcante zoneamento oscilatório, forte corrosão e metamictização. Nestes casos podem apresentar alteração das bordas para cristais de epídoto. Também podem estar associados a cristais de estilpnomelano.

Opacos: cristais finos a muito finos xenomórficos a subautomórficos, em geral ocorrem associados a biotitas que foram transformadas para clorita. Massas de cristais de epídoto ocorrem entremeadas nestas associações de alteração.

Zircão: este mineral ocorre em quantidade relativamente menor, comparativamente às outras fácies, sob a forma de cristais muito finos, subautomórficos, intersticiais, ou inclusos em biotita, quartzo ou plagioclásio.

4.9. LEUCO SIENOGNANITOS (LEUCO SIENOG)

As rochas desta variedade se localizam em dois pontos (JP-08 e JP-19), um na porção centro-oeste e o outro na parte oeste do corpo. Os leuco sienogranitos são caracterizados por grãos finos a médios e coloração cinza esbranquiçada. Biotita e anfibólio ocorrem em quantidades pequenas. Finos cristais xenomórficos de opacos podem estar associados aos minerais máficos. Uma foliação moderada a forte é definida pela forte orientação de cristais de quartzo. Os minerais acessórios são pouco abundantes.

Microclina: este mineral, abundante nesta fácies, se distingue por cristais inequigranulares, finos a médios (<1 a 4 mm), xenomórficos e geralmente pertíticos. Alguns cristais maiores englobam cristais menores de quartzo e plagioclásio. A microclina pode apresentar leve extinção

ondulante e bordas parcialmente recristalizadas. São comuns os intercrescimentos mirmequíticos. A microclina mostra leve argilização em alguns cristais.

Plagioclásio: Os cristais de plagioclásio são inequigranulares muito finos a finos (<0,5-1 mm), apresentam boa orientação preferencial e alguns grãos possuem forma ligeiramente elíptica. As feições de deformação se restringem à recristalização das bordas de porfiroclastos. A alteração moderada para sericita é freqüente.

Quartzo: os cristais de quartzo ocorrem como cristais fortemente recristalizados, sub-milimétricos, dispostos em níveis, ao longo dos quais o mesmo se inter-relaciona com pequenos cristais de biotita disformes. O quartzo se apresenta também como cristais estirados, com tamanho variando de 1 a 3 mm, com bordas de contornos suaves, forte extinção ondulante e presença de subgrãos.

Biotita: cristais finos, geralmente xenomórficos, podem ocorrer em pequenos agregados ou finos níveis descontínuos. Pequenas inclusões de zircão e allanita em biotitas ocasionam halos pleocróicos.

Anfibólio: raros cristais médios, xenomórficos.

Zircão: a quantidade de zircão é menor, em relação às outras fácies com maior quantidade de cristais máficos.

Allanita: ocorre em cristais anédricos, inclusos em biotita, provocando leves halos pleocróicos neste cristal.

Apatita: os cristais de apatita são subautomórficos e, em geral ocorrem associados aos cristais de hornblenda.

4.10. VEIOS QUARTZO-FELDSPÁTICOS

Os granitóides da região do Igarapé Gelado são comumente cortados por veios quartzo-feldspáticos de espessuras centimétricas a decimétricas, os quais podem ser discordantes ou paralelos à foliação, e que podem apresentar aspecto pegmatóide ou aplítico. Nos veios pegmatóides a quantidade de minerais máficos em geral é muito pequena. Uma feição particular a estas porções pegmatóides é a presença de textura granofírica, identificada macroscopicamente.

4.11. DISCUSSÕES

Os granitóides da região do Igarapé Gelado compõem-se predominante por monzogranitos e granodioritos. Tonalitos ocorrem de modo muito localizado. Dentre os monzogranitos e granodioritos se distinguem diversos tipos petrográficos com base no conteúdo dos minerais máficos. Estas variedades petrográficas guardam semelhanças com aquelas descritas em corpos adjacentes crono-correlatos, como o Complexo Granítico Estrela. Neste último, as fácies petrográficas traduzem, em parte, a presença de diferentes plútons (Barros 1997). A distribuição espacial das rochas na região do Igarapé Gelado também sugere a presença de mais de um plúton alongado na direção WNW-ESE.

A textura micrográfica observada em algumas variedades petrográficas da região do Igarapé Gelado, sobretudo nos mobilizados pegmatóides quartzo-feldspáticos, guarda semelhanças com àquela descrita nos *stocks* graníticos Serra do Rabo, também cronocorrelatos. Sardinha (2002) interpretou tais feições nos granitos da Serra do Rabo como o resultado da cristalização em condições de baixa pressão e *undercooling*. Candela (1997) e Fenn (1986) consideram que sob condições de baixa pressão, há diminuição da solubilidade da fase fluida, conseqüentemente sua separação do magma e, com isto, a subida das temperaturas de liquidus e solidus, o que induz a cristalização rápida e simultânea de quartzo e feldspato alcalino. A formação dos mobilizados pegmatóides quartzo-feldspáticos, também bastante comum nos granitos Estrela e Planalto, poderia ser explicada pela separação da fase vapor sob tais condições de baixa pressão.

As feições ligadas à corrosão dos cristais de anfibólio também são observadas em algumas rochas dos *stocks* graníticos de Serra do Rabo que apresentam textura granofírica. Boninitos colocados em diques de pequena profundidade, estudados por Ohnenstetter & Brown (1992), apresentam feições esqueléticas em cristais de piroxênio, as quais foram relacionadas à

reabsorção parcial, controlada ou por oxidação ao longo da história de cristalização, ou por rápido crescimento. Segundo aqueles autores, os boninitos teriam se cristalizado, em grande parte, sob condições de *undercooling* e a baixas pressões. No caso do Granito Igarapé Gelado, tanto a oxidação durante a cristalização juntamente ao crescimento rápido dos cristais poderiam ter favorecido o desequilíbrio zonado dos cristais de anfibólio.

A distribuição de alguns tipos petrográficos, tais como os hornblenda monzogranitos e parte dos leuco monzogranitos que se localizam na porção centro-leste da área, apresentam razoável correlação com o padrão aeroradiométrico apresentado pelas rochas do Granito Igarapé Gelado. Os Hb Mzg demonstram padrão de alto radiométrico, e os Leuco Mzg de baixo.

5. LITOGEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DA REGIÃO DO IGARAPÉ GELADO

Como poderá ser notado na apresentação dos dados litoquímicos, há muitas vezes alguma dificuldade na classificação das rochas estudadas. Isto se deve em grande parte ao comportamento por vezes ambíguo de algumas amostras quando da comparação de dados de elementos maiores e de elementos-traço. Esta dificuldade deve ser considerada normal nesta tarefa de enquadramento de rochas naturais em esquemas de classificação, os quais podem, em alguns momentos, incorrer em simplificações. Dois grupos de rochas puderam ser discriminados, sobretudo com base nos teores de elementos terras raras: um grupo de granitos alcalinos e um grupo de rochas cálcio-alcalinas.

5.1. GRANITOS ALCALINOS

Neste grupo estão presentes um hornblenda monzogranito (JP-30), situado no domínio leste, um hornblenda-biotita monzogranito (JP-47) e um leuco monzogranito (JP-46), estes dois últimos estão próximos e localizados na parte central da área estudada (mapa de pontos em anexo). Estas rochas apresentam teores de Al_2O_3 que variam de 12,4% a 13,5%, os teores de FeOt são altos e relativamente homogêneos (3,35% a 4,24%) (Tabela 5.1) e quando comparados com os baixos valores de MgO resultam em altas razões FeOt/MgO (9,6 a 14,6). Os teores de potássio (1,6% a 4,8%), sódio (2,5% a 4,6%) e cálcio (0,89% a 2,5%) são bastante variáveis (Tabela 5.1), o mesmo acontecendo com suas razões $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (2,5 a 8,2).

Quando são empregados os índices de aluminosidade (Shand 1969), as amostras JP-47 e JP-46 têm assinatura fracamente peraluminosa (Figura 5.5 a), ao passo que a amostra JP-30 tem afinidade metaluminosa. No diagrama $100[(\text{MgO}+\text{FeOt}+\text{TiO}_2)/\text{SiO}_2]$ vs. $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO})/(\text{FeOt}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Sylvester (1989), os monzogranitos deste grupo ocupam o campo das rochas alcalinas, porém nas proximidades do limite das rochas cálcio-alcalinas (Figura 5.6 a). Os elementos maiores destas rochas guardam certa semelhança com os granitos arqueanos do tipo ALK-3 de Sylvester (1994), entretanto há que se ressaltar os valores elevados de ferro e as altas razões FeOt/MgO (9,5 a 14,5).

Os valores de elementos incompatíveis (Tabela 5.1) variam de moderados a altos, sendo ressaltados os valores de Zr (303 a 673 ppm), Y (30 a 91 ppm) e Nb (34 a 68 ppm). Alguns elementos apresentam valores comparáveis àqueles dos granitos ALK-3 e outros elementos são mais semelhantes aos granitos ALK-4 de Sylvester (1994). Nos diagramas de Whalen et al. (1987), que correlacionam alguns elementos-traço (Zr, Nb, Ce, Y) com as razões FeOt/MgO e

Tabela 5.1. Dados litoquímicos dos granitóides da região do Igarapé Gelado, óxidos em proporção de peso, elementos-traço em ppm.

Elemento	Hb tonal	Bt-Hb Grd	Hb-Bt Grd			Bt Grd	Hbl Mzg	Bt-Hb Mzg		Hb-Bt Mzg	Bt Mzg		Leuco Mzg		Leuco sienog
	JP 41	JP 20	JP 18	JP 42	JP 45	JP 23	JP 30	JP 34	JP 48	JP 47	JP 29	JP 38	JP 27	JP 46	JP 08
SiO ₂	67,2	67,5	67,4	71,1	69,5	70,3	73,0	71,1	67,6	72,5	75,6	70,5	75,7	74,1	73,4
Al ₂ O ₃	16,0	15,4	15,1	14,6	14,2	14,3	12,4	13,5	12,9	13,5	11,6	14,4	12,3	13,2	13,7
FeO	2,4	3,6	3,0	1,7	2,1	2,9	2,1	1,1	3,7	1,7	1,4	1,7	0,57	1,3	2,1
TiO ₂	0,54	0,44	0,42	0,28	0,34	0,37	0,69	0,28	0,52	0,45	0,37	0,28	0,06	0,29	0,4
Fe ₂ O ₃	2,76	2,49	1,42	1,16	1,96	1,96	2,14	2,58	2,67	2,05	1,07	1,87	0,92	2,05	1,34
MnO	0,03	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,06	0,04	0,06	0,03	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02
MgO	0,67	0,68	0,62	0,43	0,46	0,43	0,29	0,23	0,27	0,39	0,16	0,41	< 0,1	0,32	0,19
CaO	4,4	2,9	2,9	2,4	2,0	2,4	2,5	1,6	2,4	1,6	1,4	2,0	0,83	0,89	1,7
Na ₂ O	5,2	4,1	3,7	3,2	3,3	3,4	4,6	2,7	2,7	3,2	3,4	3,7	2,9	2,5	2,6
K ₂ O	0,84	2,4	2,5	4,1	3,2	3,1	1,6	4,9	3,9	4,6	2,2	3,0	4,1	4,8	4,8
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,12	0,057	0,088	0,1	0,13	0,045	0,12	0,057	0,028	0,055	< 0,01	0,034	0,061
P.F.	0,58	1,08	0,5	0,53	0,6	0,69	0,41	0,83	0,45	0,52	0,33	0,51	0,83	0,88	0,49
Ba	290	1067	993	2505	1756	836	575	1011	2379	895	1521	789	133	829	1436
Rb	< 5	47	83	79	101	62	57	134	61	119	61	171	212	155	102
Sr	247	234	212	270	225	81	94	87	140	71	154	211	40	70	127
Zr	331	271	298	204	310	337	673	291	713	303	383	232	65	322	368
Y	36	29	15	24	16	14	91	46	44	90	8	26	21	30	30
Ga	26	27	25	22	27	29	28	24	26	28	25	28	30	21	26
Nb	35	31	21	25	40	29	68	40	47	50	59	32	42	34	34
La	120,700	55,67	33,83	54,41	13,83	16,14	55,700	51,460	32,480	306,400	5,892	24,420	11,460	94,880	20,67
Ce	139,4	92,47	39,29	84,62	11,34	3,08	91,300	68,270	50,500	461,300	10,632	36,930	22,480	143,400	38,03
Nd	26,49	25,56	7,844	25,29	4,258	4,563	37,940	12,160	12,460	126,800	4,652	8,613	6,736	38,420	12,67
Sm	3,21	3,838	0,970	3,729	0,452	0,261	8,082	1,073	1,744	21,490	0,411	0,727	1,080	6,146	1,999
Eu	0,516	0,702	0,300	0,843	0,098	0,081	1,135	0,206	0,700	1,829	0,145	0,229	0,287	0,677	0,841
Gd	2,012	2,931	0,761	2,897	0,412	0,24	7,544	0,655	0,867	16,430	0,410	0,705	1,100	4,342	2,032
Dy	0,738	1,323	0,295	1,651	0,413	0,311	6,289	0,255	0,347	9,964	0,396	0,452	0,656	2,330	0,972
Ho	0,137	0,158	0,061	0,286	0,065	0,061	1,007	0,047	0,069	1,489	0,077	0,078	0,122	0,245	0,176
Er	0,318	0,388	0,128	0,55	0,195	0,136	2,804	0,108	0,203	4,631	0,201	0,209	0,285	0,583	0,383
Yb	0,338	0,315	0,121	0,417	0,288	0,185	2,364	0,109	0,237	3,054	0,320	0,181	0,260	0,556	0,227
Lu	0,102	0,047	0,091	0,055	0,056	0,083	0,191	0,085	0,085	0,439	0,098	0,019	0,085	0,078	0,024
La _n /Lu _n	122,83	125,15	38,58	102,68	25,63	20,18	30,27	62,84	39,66	72,44	6,24	133,41	13,99	126,26	89,40
La _n /Sm _n	23,674	9,29	21,95	9,18	19,26	38,93	4,33	30,19	11,72	8,97	9,02	21,14	6,68	9,72	6,51
Eu _n /Eu*	0,580	0,695	1,03	0,75	0,68	0,97	0,43	0,69	1,55	0,28	1,06	0,96	0,79	0,38	1,26
Gd _n /Yb _n	4,811	7,51	5,08	5,61	1,15	1,04	2,57	4,85	2,95	4,34	1,03	3,14	3,41	6,31	7,23

$(K_2O+Na_2O)/CaO$, nota-se que as amostras deste grupo se encontram nos campos dos granitos do tipo A (Figura 5.5 b). Em função dos valores algo elevados de Rb, Y e Nb, estas rochas ocupam o campo dos granitos intraplaca de Pearce et al. (1984). Os teores de bário destas rochas variam de 575 ppm a 895 ppm, próximos daqueles observados, respectivamente, nos granitos alcalinos ALK-4 e ALK-3 (*cf.* Sylvester 1994).

Quando comparados aos valores de elementos terras raras do condrito de Evensen et al. (1978), os granitos deste grupo exibem padrões marcados por altas concentrações de elementos terras raras. No que diz respeito aos elementos terras raras leves, nota-se fracionamento $[(La/Sm)_n = 4,3 \text{ a } 9,7]$ leve a moderado. Os teores de terras raras pesados são algo menores e seu fracionamento é algo menos acentuado $[(Gd/Yb)_n = 2,6 \text{ a } 6,3]$. Estas rochas possuem anomalias de Eu negativas de intensidade forte a moderada $[(Eu/Eu)_n = 0,29 \text{ a } 0,44]$ (Tabela 5.1, Figura 5.3). Quando comparados com os granitos arqueanos de Sylvester (1994), verifica-se que as amostras JP-30 e JP-46 são algo mais empobrecidas em elementos terras raras, e por isto mais semelhantes aos granitos ALK-4. Por outro lado, a amostra JP-47 tem maior similaridade com os granitos ALK-3.

5.2. GRANITÓIDES CÁLCIO-ALCALINOS

Este grupo é constituído de tonalitos, granodioritos, monzogranitos e de uma amostra de sienogranito. Os dois primeiros tipos petrográficos apresentam teores algo menores de SiO_2 (67,2% a 71,1%) e algo maiores de Al_2O_3 (14,2% a 16,0%), quando comparados com aqueles dos monzogranitos e do sienogranito ($SiO_2 = 67,6\% \text{ a } 75,7\%$; $Al_2O_3 = 11,6\% \text{ a } 14,4\%$). As rochas deste grupo em geral mostram boa correlação negativa entre a sílica e CaO, Na_2O , MgO e FeO (total), assim como considerável correlação positiva entre sílica e K_2O (Figura 5.1). A utilização dos parâmetros de Shand (1969) permitiu classificar estas rochas como peraluminosas, exceto uma amostra de hornblenda tonalito (JP-41) e outra de biotita-hornblenda monzogranito (JP-48) as quais ocuparam o campo das rochas metaluminosas (Figura 5.5 a).

Os teores de ferro total destas rochas são algo elevados e, se comparados com os baixos valores de MgO, verificam-se altas razões $FeOt/MgO$ (6,7 a 23,6). Neste aspecto há alguma semelhança entre estas rochas e àquelas do grupo de rochas alcalinas, mencionadas anteriormente. Quando comparados com os granitos arqueanos, discriminados por Sylvester (1994), as rochas deste grupo ora se assemelham aos granitos alcalinos do tipo ALK-3, ora aos granitos cálcio-alcalinos do tipo CA-2.

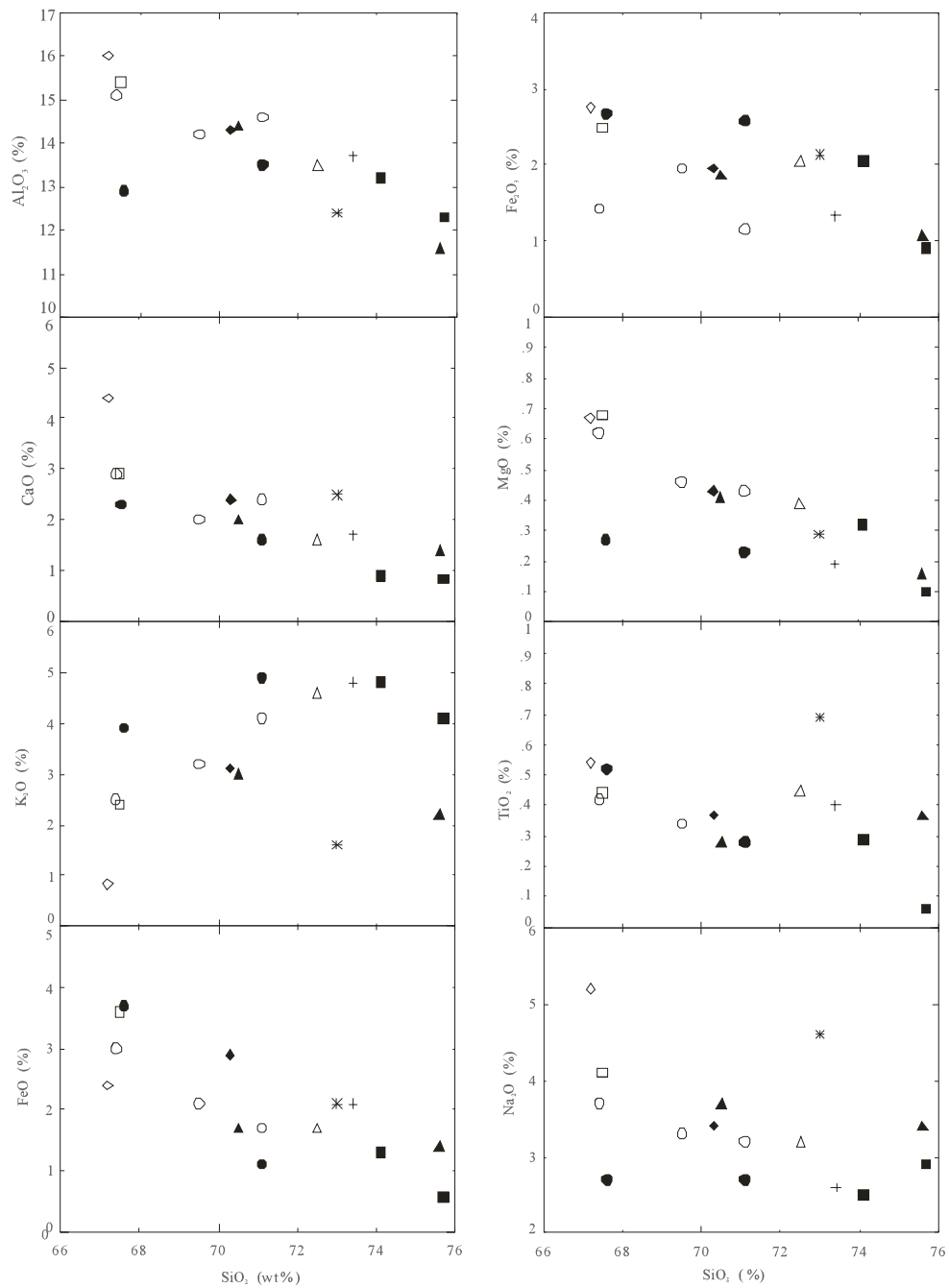


Figura 5.1. Diagramas de Harker com dados dos granitóides da região do Igarapé Gelado. [◇ Hornblenda Tonalito (Hb Tonal), □ Biotita-Hornblenda Granodiorito (Bt-Hb Grd), ○ Hornblenda-Biotita Granodiorito (Hb-Bt Grd), ◆ Biotita Granodiorito (Bt Grd), * Hornblenda Monzogranito (Hb Mzg), ● Biotita-Hornblenda Monzogranito (Bt-Hb Mzg), △ Hornblenda-Biotita Monzogranito (Hb-Bt Mzg), ▲ Biotita Monzogranito (Bt Mzg), ■ Leuco Monzogranito (Leuco Mzg), + Leuco Sienogranito (Leuco Sienog)].

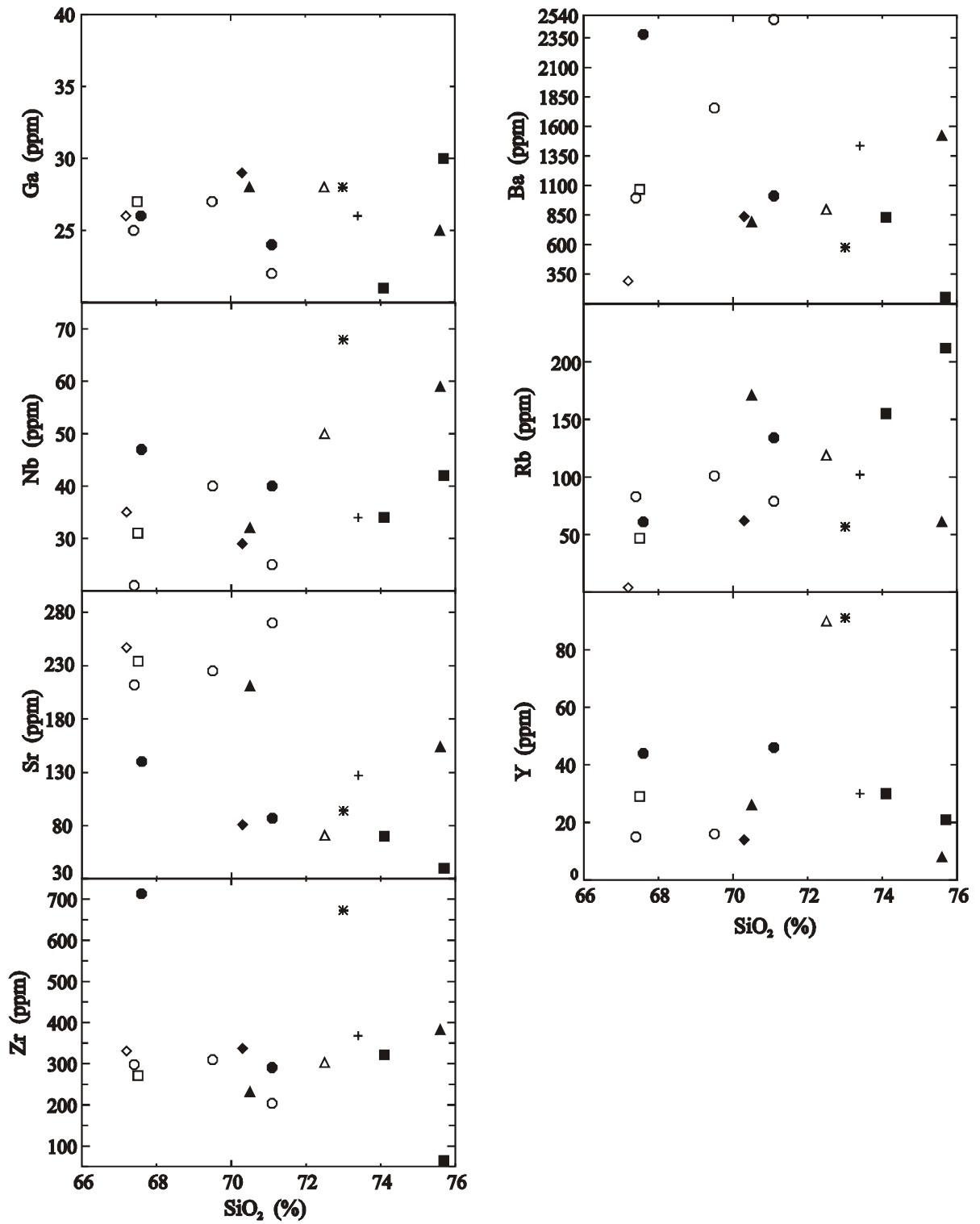


Figura 5.2. Diagramas de variação sílica vs. elementos-traço para as rochas estudadas. Símbolos como na figura 5.1.

Estas rochas apresentam teores variáveis, moderados a fracos de elementos-traço incompatíveis, os quais em geral mostram moderada correlação positiva com SiO_2 . Entretanto, são notáveis os valores elevados de Zr (204 a 337 ppm) e Nb (21 a 59 ppm), sobretudo nos tonalitos e granodioritos. As rochas deste grupo apresentam valores relativamente baixos de Y (8 a 46 ppm). Quando se comparam as concentrações de alguns elementos-traço com as razões FeO/MgO e $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (cf. Whalen et al. 1987), as rochas deste grupo podem ser comparadas aos granitos do tipo A. Grande parte destas amostras se situam no campo dos granitos de intraplaca nos diagramas de Pearce et al. (1984) que utilizam Y, Rb e Nb. Os teores de bário das rochas deste grupo variam bastante, de moderados a altos (290 a 2505 ppm) e mostram algumas semelhanças com àqueles de granitos cálcio-alcálicos dos tipos CA-1 e CA-2 (cf. Sylvester 1994).

O comportamento de elementos terras raras destas rochas, comparado aos valores do condrito de Evensen et al. (1978), é marcado em geral por forte fracionamento ($[(\text{La}/\text{Lu})_n = 13,9$ a $133,4]$), resultante das concentrações elevadas de terras raras leves em contraste aos teores baixos de elementos terras raras pesados (Figura 5.3). Uma das amostras (JP-29) possui valores de ETR inferiores a trinta vezes às concentrações do condrito, neste caso a baixa razão $[(\text{La}/\text{Lu})_n = 6,2]$ não está relacionada ao enriquecimento de elementos terras raras pesados. O fracionamento dos elementos terras raras leves $[(\text{La}/\text{Sm})_n = 6,5$ a $38,9]$ é mais acentuado do que o fracionamento dos terras raras pesados $[(\text{Ga}/\text{Yb})_n = 1,0$ a $7,5]$. Em algumas rochas há um padrão côncavo dos elementos terras raras pesados. O comportamento de Eu é variado neste grupo de rochas, e definido por fracas anomalias negativas ou positivas de Eu, ou mesmo não apresentar esta anomalia (Figura 5.3). Os baixos teores de elementos terras raras das rochas deste grupo permitem compará-las aos granitos arqueanos do tipo CA-2 de Sylvester (1994).

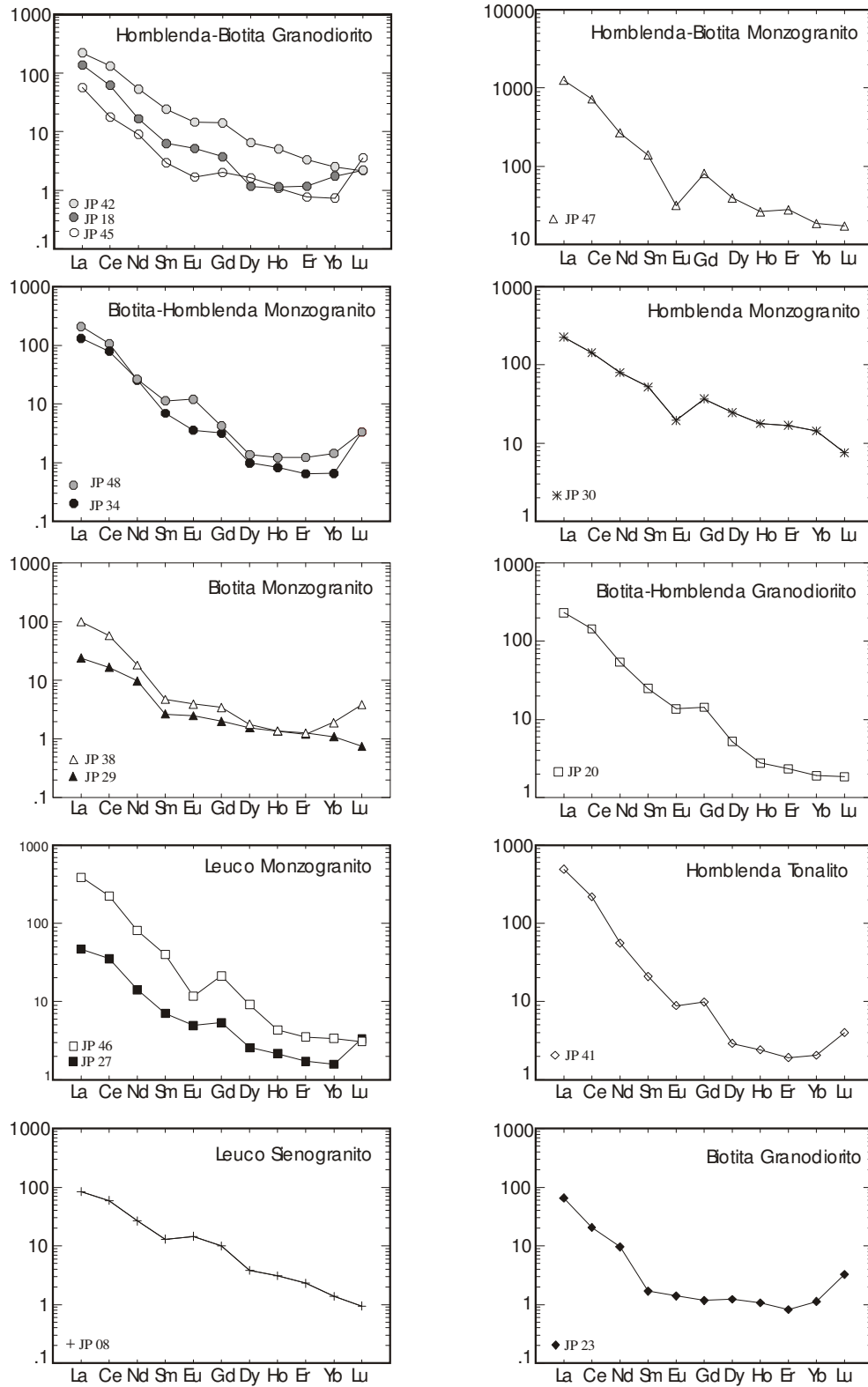


Figura 5.3. Diagramas de elementos terras raras dos granitóides da região do Igarapé Gelado. Símbolos como na figura 5.1.

5.3. DISCUSSÕES

Nos diagramas de Harker (Figura 5.1) nota-se que os granitóides estudados têm correlação positiva entre SiO_2 e K_2O e correlações negativas entre SiO_2 e CaO , Al_2O_3 , MgO e $\text{FeO}t$. Isto reflete a variação petrográfica denotada pela presença de tonalitos a sienogranitos. Nos granitos da região do Igarapé Gelado, o enriquecimento em bário em granodioritos e em alguns monzogranitos (Hbl Mzg), e as baixas concentrações no hornblenda tonalito, traduzem a substituição do potássio pelo bário no K-feldspato, na hornblenda e na biotita. Tal substituição foi mais acentuada nos granodioritos com hornblenda e biotita, e nos monzogranitos com hornblenda, e não teria sido efetiva no hornblenda tonalito, em virtude da não abundância modal do anfibólio nesta fácies e pela ausência de K-feldspato ($\text{K}_2\text{O} = 0,84\%$). Os altos valores de elementos incompatíveis devem-se, em grande parte, à presença de allanita e zircão como minerais acessórios importantes em termos modais.

Outra característica peculiar e que também tem implicações petrogenéticas é a relativa variação das intensidades de anomalias de Európio (0,287 a 1,550). As anomalias leves a moderadamente positivas observadas nos Hb-Bt Grd (JP-18), Leuco Sieg (JP-8) e Hb-Bt Mzg (JP-48) são condizentes com fontes empobrecidas em plagioclásio, em virtude da afinidade deste com o Eu. Já as anomalias negativas de Eu com intensidade moderada, observadas nos Leuco Mzg (JP-46), Hb-Bt Mzg (JP-47) e Hb Mzg (JP-30) resultariam da presença de plagioclásio no resíduo, concentrando o Eu e tornando os líquidos residuais menos enriquecidos neste elemento. Um processo de aumento das intensidades de fusão destas fontes explicaria o comportamento algo diferenciado da amostra JP-30 do Hb Mzg, do Hb-Bt Mzg (JP-47) e Leuco Mzg (JP-46), todas com concentrações de ETRP em torno de dez vezes acima do condrito normalizado.

O grupo de rochas alcalinas guarda algumas semelhanças geoquímicas com outros granitos contemporâneos que ocorrem na região de Carajás, por exemplo, o Complexo Granítico Estrela (Barros et al. 1997, Barros et al. 2001 a), os stocks graníticos da Serra do Rabo (Sardinha 2002) e o Granito Planalto (Huhn et al. 1999). Por outro lado, o grupo de rochas cálcio-alcalinas é comparável geoquimicamente a alguns granitos da região de Canaã dos Carajás (Gomes & Dall'Agnol 2003, Gomes et al. 2004), sobretudo no que diz respeito aos valores elevados de Zr. Provavelmente, os granitos cálcio-alcalinos situados próximo ao Rio Parauapebas, denominados de Stock Granítico Geladinho (Barbosa et al. 2001), são uma continuação para leste dos granitos da região do Igarapé Gelado.

5.4. TIPOLOGIA

Os granitos e rochas associadas que ocorrem na área estudada apresentam altas razões FeOt/MgO, razões $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ moderadas a altas, elevados teores de Y, Zr, Nb e, por vezes, Ce. A utilização de diagramas (Sylvester 1989, Peacock 1931) que correlacionam elementos maiores mostrou que estas rochas são comparáveis ora aos granitos de tendência alcalina, ora aos granitos cálcio-alcalinos. Por outro lado, o emprego dos diagrama SiO_2 vs. K_2O de Le Maitre (1989) permitiu comparar as rochas estudadas com rochas cálcio-alcalinas de médio a alto potássio. Segundo Nardi (1986), em função dos teores de K_2O , granitos shoshoníticos possuem um caráter transicional, ora agrupando-se com rochas cálcio-alcalinas, ora mostrando afinidades com rochas alcalinas. Quando considerados os elementos maiores e os elementos terras raras, suspeitou-se que as rochas estudadas pudessem ter uma assinatura shoshonítica, porém, os baixos valores de Sr e Ba, as concentrações não muito elevadas de K_2O , e os altos valores de Zr e Nb levaram a descartar esta hipótese.

No diagrama FeOt/MgO vs. $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ de Whalen et al. (1987) (Figura 5.5 b) os granitos da região do Igarapé Gelado mostram afinidades com os granitos do tipo A, em função das concentrações relativamente altas de elementos incompatíveis. No diagrama de Sylvester (1989), (Figura) que compara elementos maiores, as amostras dos granitos da região do Igarapé Gelado se distribuem nas proximidades do limite dos campos das rochas alcalinas e das rochas fortemente peraluminosas e cálcio-alcalinas. Isto imprimiu nas rochas estudadas um caráter geoquímico por vezes ambíguo, sobretudo no que diz respeito às rochas cálcio-alcalinas. Esta ambigüidade foi discutida por Mariano & Sial (1993), segundo os quais, a distinção de granitóides shoshoníticos e de associações graníticas cálcio-alcalinas de alto potássio nem sempre representa uma tarefa simples. No caso do diagrama de Pearce et al. (1984), que compara Rb vs. Nb+Y (Figura 5.6 b), as amostras se situam de modo predominante no campo dos granitos intraplaca e de modo subordinado no campo de granitos de arcos vulcânicos.

Em síntese, pode-se comparar os granitos da região do Igarapé Gelado com os granitos arqueanos de Sylvester (1994), sendo que aqueles cálcio-alcalinos têm afinidades com os representantes do tipo CA-2 e os granitos alcalinos se assemelham àqueles do tipo ALK-3.

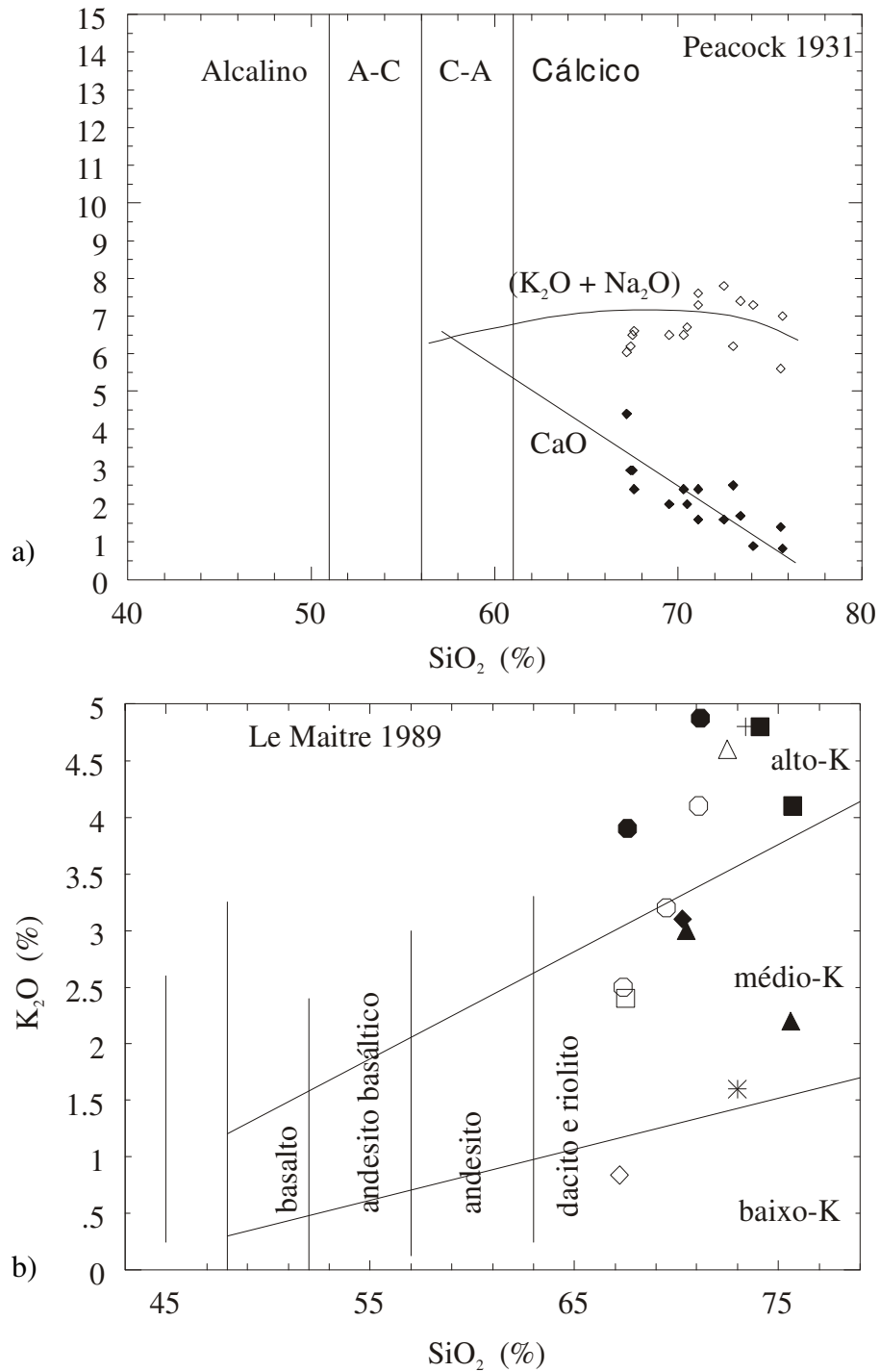


Figura 5.4. a) Diagrama SiO_2 vs. CaO e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (cf. Peacock 1931), A-C (Álcali-Cálculo), C-A (Cálculo-Alcalino). b) Diagrama SiO_2 vs. K_2O (cf. Le Maitre 1989). Símbolos como na figura 5.1.

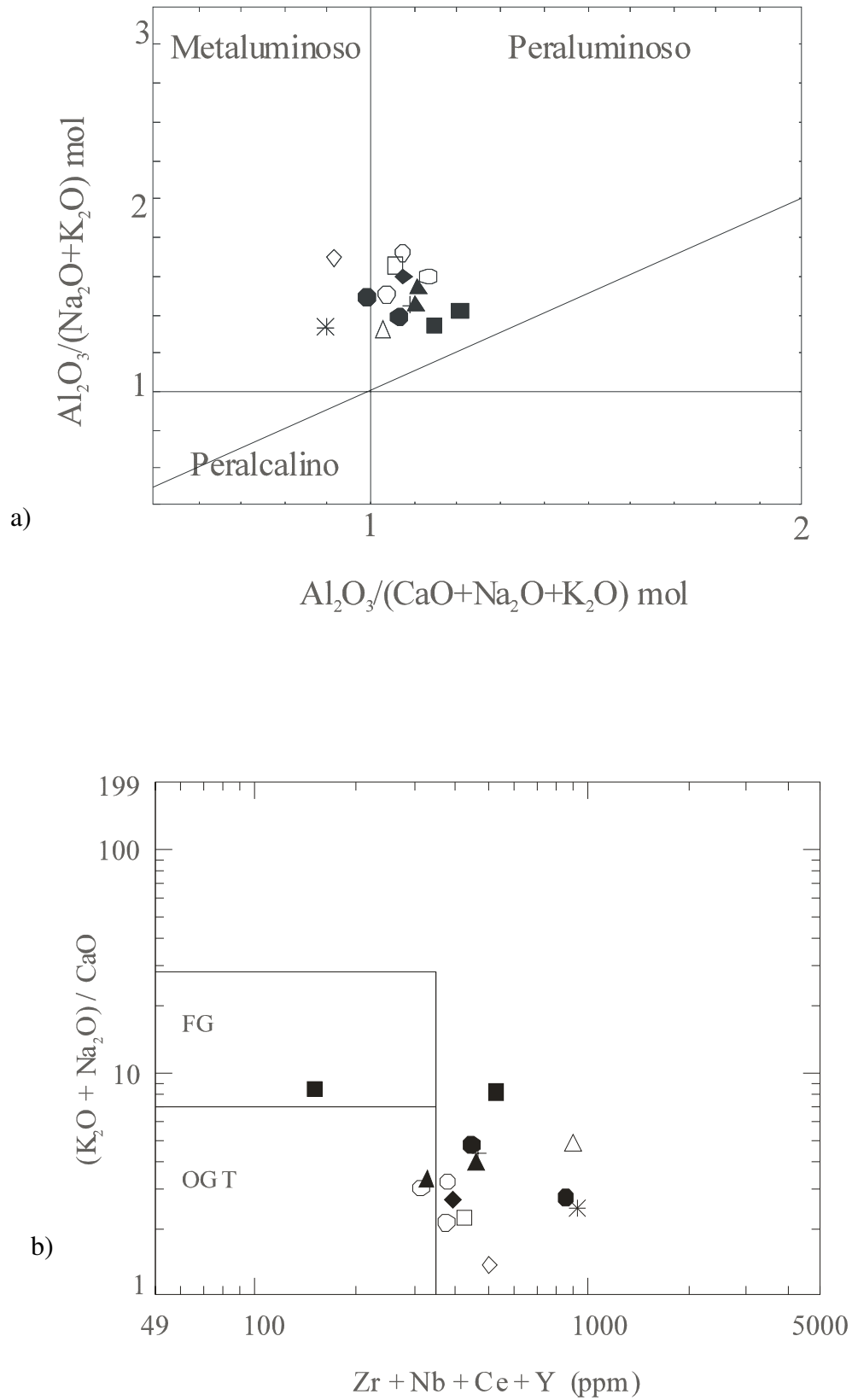


Figura 5.5. Diagramas de: **a)** Maniar & Picoli (1989); **b)** Whalen et al. (1987). Os símbolos estão de acordo com a figura 5.1.

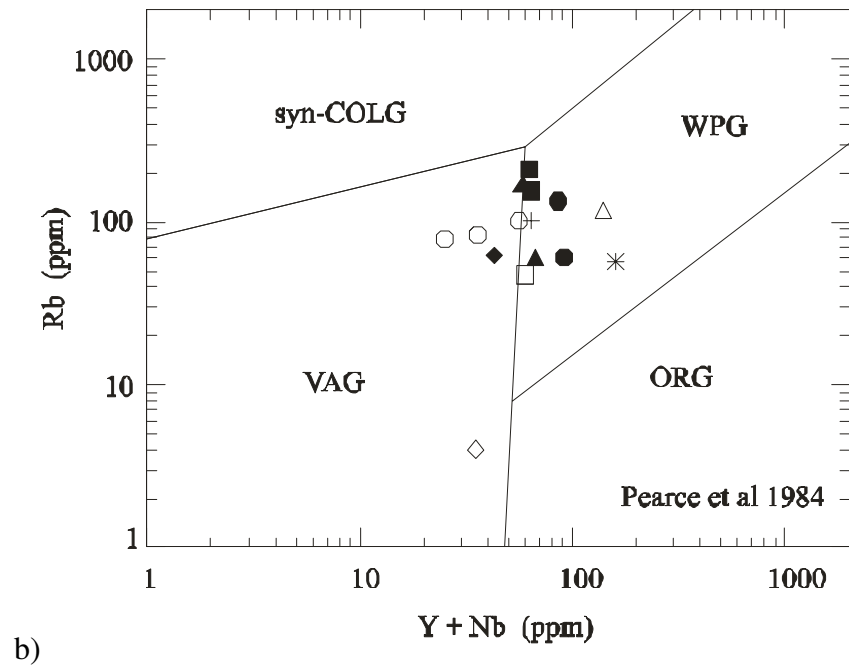
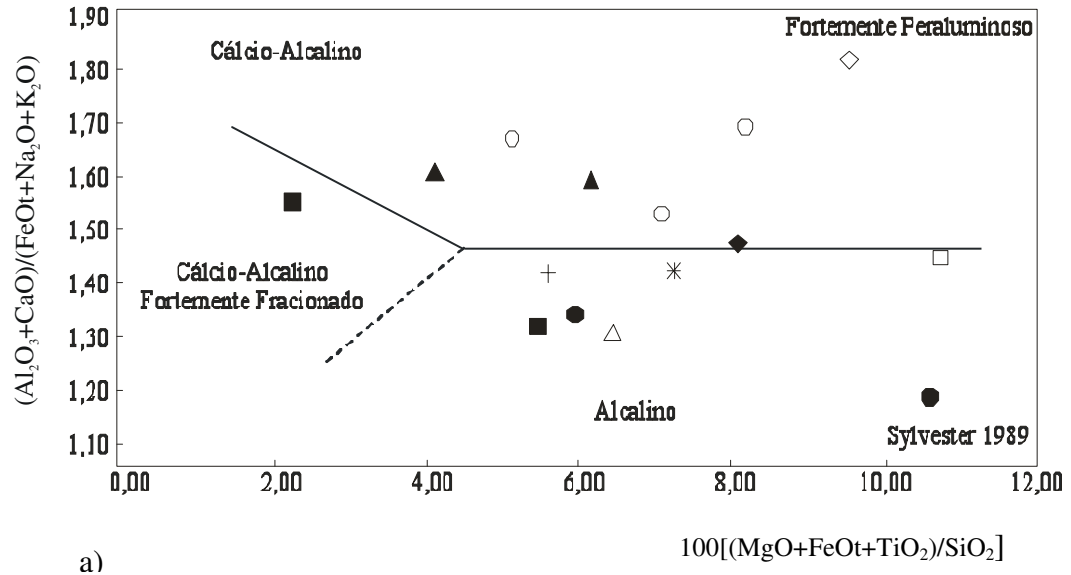


Figura 5.6. **a)** Diagrama tipológico comparando elementos maiores (*cf.* Sylvester 1989); **b)** Diagrama Y+Nb vs. Rb (*cf.* Pearce et al. 1984) com dados dos granitóides da região do Igarapé Gelado. Os símbolos estão de acordo com a figura 5.1.

5.5. PETROGÊNESE

Modelos petrogenéticos para explicar a origem de magmas graníticos alcalinos (tipo-A) consideram por um lado processos de diferenciação extrema de magmas máficos (Loiselle & Wones 1979, Turner et al. 1992) ou a fusão parcial de material crustal continental (Cullers et al. 1981, Anderson & Bender 1989, Sylvester 1989). Variações deste segundo modelo propõem a fusão de fontes granulíticas (Skjerlie & Johnston 1993, Landerberger & Collins 1996, Patiño Douce 1997), ou ainda fusão parcial de fontes granulíticas de onde foi previamente extraído um líquido granítico cálcio-alcalino (Clemens et al. 1986).

Para os granitos arqueanos da região de Carajás (*eg.* granitos Estrela, Serra do Rabo e Planalto) tem sido admitido o modelo que considera a fusão parcial de material crustal continental granulítico (Barros et al. 1992, 2004, Sardinha 2002, Gomes & Dall’Agnol 2003) sob condições de alta temperatura e baixa PH_2O (Barros 1997, Sardinha *op. cit.*). Rochas comparáveis aos granulitos do Complexo Pium, cujas idades de cristalização são próximas de 3,0 Ga (Pidgeon et al. 2000), poderiam corresponder a estas fontes crustais desidratadas. Além destas idades em zircão, os dados Sm-Nd obtidos em outros corpos graníticos arqueanos e paleoproterozóicos também têm apontado para a existência de uma crosta continental mais ampla com idades próximas a 3,0 Ga na região de Carajás (Teixeira et al. 2002, Barros et al. 2004).

No caso dos granitos alcalinos da região do Igarapé Gelado, os altos valores de Zr também parecem sugerir a cristalização a partir de um magma de alta temperatura. Os padrões de terras raras indicam a presença de plagioclásio no resíduo, o que estaria de acordo com a fusão de material da crosta continental. Os altos teores de elementos terras pesados, aliados ao seu baixo fracionamento, sugerem a fusão parcial de fontes situadas em níveis crustais não muito elevados. Estas características permitem sugerir um modelo petrogenético, para o grupo de rochas alcalinas, ligado à fusão parcial de fontes crustais continentais em condições pouco hidratadas.

A origem de magmas graníticos cálcio-alcalinos tem sido atribuída à fusão parcial de metatonalitos da crosta continental inferior, com possíveis interações com líquidos provenientes do manto, ou ainda a fusão de metabasaltos (Martin 1987, Witt & Swager 1989, Beakhouse & McNutt 1991). No caso dos granitos cálcio-alcalinos da região do Igarapé Gelado, não pode ser elaborado um modelo petrogenético sem que sejam consideradas as altas concentrações de alguns elementos incompatíveis (*eg.* Zr, Nb e Ce). Os altos valores de ETRL e as baixas concentrações de ETRP nas rochas estudadas sugerem que os magmas foram originados em profundidades maiores do que aquelas em que se originaram os granitos alcalinos. Naquelas condições de

pressões maiores, pode-se esperar a presença de resíduo com granada, olivina e piroxênio. O comportamento muitas vezes côncavo dos padrões de elementos terras raras pesados, parece indicar a presença de anfibólio no resíduo, coerente com fontes situadas a grandes profundidades.

A ausência de encaves microgranulares máficos em rochas do grupo cálcio-alcálico sugere não ter havido mistura ou coexistência de material mantélico. Entretanto isto não elimina a participação de material do manto como fonte de calor necessário à fusão da crosta continental inferior. As fontes crustais continentais também poderiam corresponder às rochas de 3,0 Ga existentes na região de Carajás.

Fontes levemente diferentes, em termos mineralógicos e/ou na abundância de ETRL e ETRP, submetidas a diferentes e variáveis intensidades de fusão parcial, poderiam ser responsáveis pelas heterogeneidades observadas nos granitos da região do Igarapé Gelado. King et al. (1997) interpretaram a coexistência de granitos alcalinos e cálcio-alcálicos contemporâneos como o resultado da fusão parcial de material crustal continental com diferentes porcentagens da fase vapor. Os granitos alcalinos seriam originados pela fusão parcial de material menos hidratado. Tais diferenças na fonte poderiam controlar os graus de fusão e assim as diferenças de elementos terras raras e de alguns outros elementos incompatíveis, tal como o Zr, nos granitos da região do Igarapé Gelado. Isto pode ser válido, porém não explica as diferenças nos teores de ETRP, verificados nos granitos alcalinos e cálcio-alcálicos. Uma hipótese para explicar a origem de magmas com tais particularidades seria a fusão parcial sob altas temperaturas de fontes crustais não muito distintas, podendo ter pequenas diferenças no grau de hidratação e nas profundidades. As fontes dos granitos alcalinos poderiam ser algo mais pobres em água e situadas a profundidades menores (Figura 5.7). As temperaturas elevadas destes magmas teriam permitido a sua ascensão para níveis crustais rasos, do mesmo modo que os granitos vizinhos de mesma idade, cuja colocação final se deu a pressões baixas (2,5 a 3,5 kbar) (Barros 1997, Barros et al. 2001 a).

Os dados estruturais dos granitos de 2,7 Ga da Província Mineral de Carajás indicam colocação concomitante a esforços compressivos. Isto poderia traduzir um episódio de colisão de blocos e conseqüentemente espessamento crustal, ainda que de pequena amplitude. As porções mais profundas da crosta continental espessada seriam fundidas parcialmente e resultariam nas rochas cálcio-alcálicas, por outro lado, fontes situadas em profundidades menores produziram os granitos de tendência alcalina.

Um importante episódio de granitogênese, deformação e metamorfismo com idades próximas de 2700 Ma tem sido identificado em outros terrenos arqueanos, como na Província Superior do Escudo Canadense (Beakhouse & McNutt, 1991), na Província Murchinson (Wiedenbeck & Watkins 1993) e no Cinturão Norseman-Wiluna, estes dois últimos pertencentes ao Cráton Yilgarn, situado no oeste da Austrália (Hill et al. 1989, Witt & Swager 1989, Cassidy et al. 1991). Na grande maioria destes casos são admitidas fontes crustais continentais com idades em torno 3,0 Ga. Aparentemente, este episódio de magmatismo granítico sintectônico neoarqueano (~2,7 Ga) teve importância como um fenômeno de escala planetária.

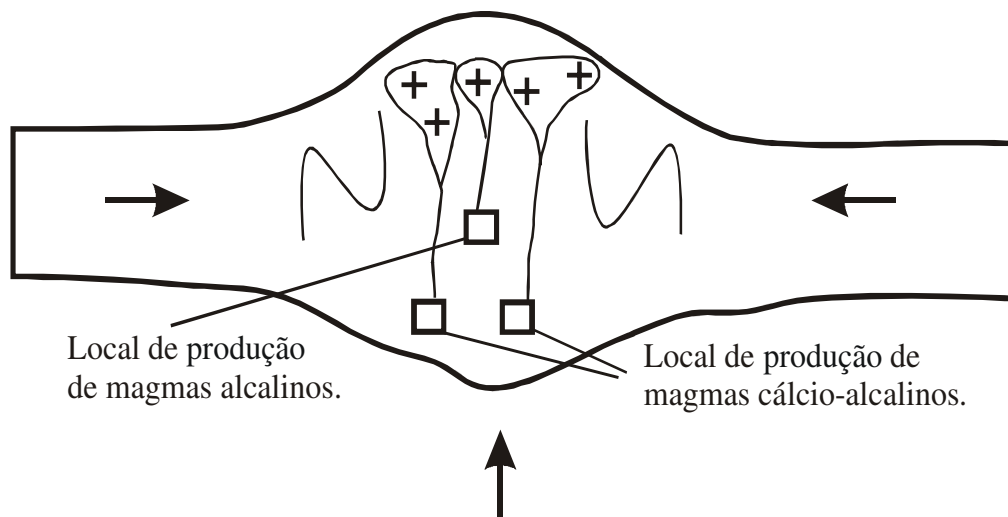


Figura 5.7. Modelo de origem dos granitóides cálcio-alcalinos e alcalinos da região do Igarapé Gelado.

6. GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO (Evaporação)

6.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS

Desde a década de 70, tem-se acompanhado um salto qualitativo e quantitativo bastante considerável no que diz respeito aos dados geocronológicos da PMC. Inicialmente, idades obtidas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr (ex. Cordani et al. 1984) em rochas e minerais foram utilizadas amplamente, porém com o desenvolvimento de métodos mais confiáveis, demonstrou-se a inadequação daqueles métodos para a definição da idade de formação, sobretudo em virtude da vulnerabilidade daqueles sistemas a processos tectono-metamórficos. A utilização dos métodos K-Ar e Rb-Sr levou alguns pesquisadores a interpretações equivocadas com respeito à história evolutiva da área. Assim muitas idades Rb-Sr eram interpretadas como idades de formação de rocha, quando na verdade marcavam a atuação de eventos metamórficos.

A partir do final da década de 80, métodos mais precisos como o U-Pb em minerais (Wirth et al. 1986, Olselwski et al. 1989, Machado et al. 1988, 1991) e Pb-Pb em rocha total e zircão (Macambira 1992), incrementaram os estudos, tornando assim, a determinação da idade de eventos magmáticos, tectono-metamórficos de caráter regional e de contato, muito mais precisa. A integração de dados geocronológicos com informações provenientes das petrologias ígnea e metamórfica, e da geologia estrutural tem permitido atingir um considerável nível de conhecimento geológico na PMC.

Adicionalmente, estudos relativos à geoquímica isotópica, baseados na distribuição e variação das razões de elementos como Sm, Nd, Rb e Sr, seus fracionamentos na crosta, assim como possíveis misturas de fontes e contaminação proporcionaram a retomada de questões relacionadas à evolução crustal, como formação de crosta continental, tempo de residência crustal de magmas e taxas de retrabalhamento crustal. Embora tais dados ainda não sejam volumosos, eles têm possibilitado um melhor entendimento, ainda que preliminar, dos principais eventos relativos à formação e retrabalhamento da crosta continental.

6.2. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS

As amostras coletadas para datação localizam-se nos extremos oeste e leste da área, mais precisamente nos pontos visitados 10 e 14 (mapa de pontos em anexo). A amostra JP-10 corresponde à variedade hornblenda monzogranito. Estas rochas são foliadas, de granulação

média a grossa, cor cinza claro a cinza amarelado pálido. Os cristais máficos ocorrem em níveis preferenciais relativamente contínuos que se alternam com níveis enriquecidos em quartzo e feldspatos. A amostra JP-14, correspondente à variedade hornblenda-biotita monzogranito, tem coloração cinza rosado claro, textura heterogranular orientada e foliação forte, definida pela orientação preferencial dos minerais máficos e dos cristais de quartzo e feldspatos.

6.3. RESULTADOS ANALÍTICOS

Na etapa de 1450°C, foram obtidas idades relativamente homogêneas (Tabela 6.1), variando de 2508 ± 14 Ma a 2588 ± 5 Ma. Por outro lado, durante a etapa de 1500°C obteve-se um intervalo mais amplo de idades. Os cristais de zircão de números 1, 2, 5, 8 e 9 (Figura 6.2) forneceram idades de 2632 ± 2 Ma a 2673 ± 4 Ma, ao passo que os cristais de números 4, 6, 7, 10, 11 e 12 apresentaram idades entre 2533 ± 7 Ma e 2576 ± 4 Ma. É importante ressaltar que nestes cristais, sem exceção, a etapa de 1450°C não emitiu sinal suficiente para análise durante a ionização ou até mesmo durante a evaporação. O cristal número 3 merece destaque, pelo fato de fornecer, a 1500°C, a idade de 2709 ± 2 Ma.

Na etapa de 1550°C houve variação ainda maior de valores, dado que cerca de três patamares foram observados. O primeiro com idade de 2574 ± 8 Ma referente ao cristal 12; o segundo nos cristais 1, 4, 6 e 7 com idades entre 2643 ± 3 Ma e 2672 ± 3 Ma; e o terceiro nos cristais 2, 3, 6, 8 e 9 variando de 2699 ± 2 Ma a 2731 ± 26 Ma.

A etapa de 1580°C foi possível em apenas três cristais, cada um com uma idade diferente. O cristal 6 com idade de 2711 ± 3 Ma, o cristal 7 com $2696 \pm$ Ma e o cristal 12 com 2631 ± 35 Ma. Apenas um cristal, de número 7, foi efetivo na etapa a 1600°C revelando idade de 2711 ± 3 Ma.

6.4. DISCUSSÕES

Dentro do intervalo de idades dos cristais de zircão do Hb Mzg, o maior valor, de 2731 ± 26 Ma é assumido como o valor mais próximo da idade de cristalização da rocha, em função de esta idade ter sido determinada nas etapas de maiores temperaturas de evaporação. As características estruturais e petrológicas destas rochas são muito semelhantes às daquelas dos granitos Plaquê, Estrela, Serra do Rabo e Planalto, cujas idades se situam entre 2764 Ma e 2736.

Tabela 6.1. Cristais de zircão analisados, com respectivas idades e etapas de aquecimento.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2s	Idade	2s
JP10/1	1450	0/32	0,000181	4	0,11243	57	0,17098	27	0,16874	23	2545	2
	1500	0/36	0,000003	1	0,08380	47	0,17771	23	0,17767	23	2632	2
	1550	36/36	0,000005	2	0,07122	3	0,18106	45	0,18104	47	2663	4
JP10/2	1450	0/38	0,000028	3	0,05967	32	0,17096	2	0,17066	21	2565	2
	1500	0/34	0,000002	1	0,07425	3	0,17976	29	0,17975	27	2651	3
	1550	40/40	0,000000	0	0,13437	94	0,18661	23	0,18661	23	2713	2
JP10/3	1500	0/34	0,000000	0	0,08199	4	0,18622	21	0,18622	21	2709	2
	1550	8/8	0,000000	0	0,10365	51	0,18866	3	0,18866	3	2731	26
JP10/4	1500	0/32	0,000006	5	0,04154	29	0,17062	24	0,17060	24	2564	2
	1550	38/38	0,000002	4	0,04786	17	0,17888	28	0,17886	28	2643	3
JP10/5	1450	0/6	0,000000	0	0,05609	36	0,17313	49	0,17313	49	2588	5
	1500	8/8	0,000000	0	0,05604	144	0,18180	163	0,18180	163	2670	15
JP10/6	1500	0/28	0,000017	2	0,04560	42	0,16767	61	0,16749	65	2533	7
	1550	0/32	0,000007	6	0,05944	51	0,18208	34	0,18203	34	2672	3
	1580	34/34	0,000024	12	0,05803	39	0,18642	3	0,18639	31	2711	3
JP10/7	1500	0/30	0,000016	4	0,06159	45	0,17206	34	0,17186	29	2576	3
	1550	0/40	0,000005	2	0,10135	5	0,18156	4	0,18150	4	2667	4
	1580	0/38	0,000004	3	0,11806	57	0,18480	31	0,18477	33	2696	3
	1600	36/36	0,000014	2	0,12183	34	0,18652	38	0,18644	39	2711	3
JP10/8	1450	0/32	0,000020	3	0,04719	21	0,16970	29	0,16923	28	2550	3
	1500	0/36	0,000011	3	0,06660	33	0,18107	21	0,18092	22	2662	2
	1550	36/36	0,000016	2	0,08922	39	0,18524	25	0,18505	25	2699	2
JP10/9	1450	0/40	0,000017	2	0,07203	79	0,16530	148	0,16500	136	2508	14
	1500	0/38	0,000006	3	0,07907	61	0,18229	38	0,18221	4	2673	4
	1550	32/32	0,000005	2	0,12947	43	0,18694	22	0,18690	22	2716	2
JP10/10	1500	4/4	0,000000	0	0,07493	62	0,16903	41	0,16903	41	2548	4
JP10/11	1500	38/38	0,000056	7	0,05059	71	0,17282	31	0,17179	38	2576	4
JP10/12	1500	0/38	0,000021	5	0,05201	39	0,16832	25	0,16808	3	2539	3
	1550	0/32	0,000021	5	0,04632	23	0,17259	131	0,17167	78	2574	8
	1580	6/6	0,000000	0	0,04929	117	0,17764	377	0,17764	377	2631	35

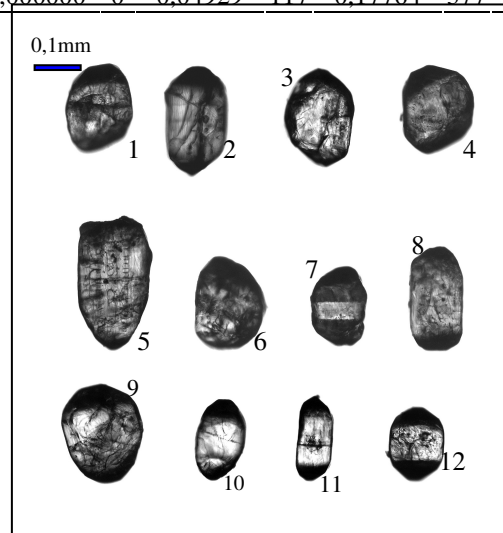


Figura 6.1. Cristais utilizados nas análises Pb-Pb em zircão (evaporação).

Isto permite associar tais rochas ao mesmo evento magmático sintectônico que ocorreu na região de Carajás.

Sendo assim, a área de ocorrência dos granitóides da região do Igarapé Gelado, anteriormente atribuída ao conjunto de rochas dos terrenos do embasamento, deve ser correlacionada com os granitos neo-arqueanos sintectônicos.

A datação de cristais de zircão (método U-Pb), coletados em veios quartzo-feldspáticos que cortam anfibolitos foliados, situados próximos do depósito Salobo, forneceu idades de 2758 Ma nas porções incolores do núcleo e 2732 nas bordas de sobrecrecimento de cor rosa a castanho claro (Machado et al. 1991). Muito provavelmente estes veios quartzo-feldspáticos representam mobilizados de granitos crono-correlatos à rocha aqui datada e situados mais a oeste desta última. Isto pode sugerir que a idade de 2731 Ma, obtida para este monzogranito, seja apenas uma idade mínima, e que sua idade de cristalização seja algo mais antiga, talvez próxima de 2758-2763 Ma, tal como outros granitos da região.

O aquecimento e a expansão lateral provocada pela colocação dos granitos Estrela, Serra do Rabo (Barros et al. 2001a, Sardinha 2002, Sardinha & Barros 2002) e Planalto promoveram o desenvolvimento de auréolas tectono-termais nas rochas metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas. Aqueles autores demonstraram haver uma sincronicidade entre magmatismo, deformação e metamorfismo (alta temperatura e baixa pressão) na região de Carajás. Outras evidências, baseadas em dados geocronológicos, parecem confirmar esta fase de metamorfismo próxima de 2,7 Ga. Renne et al. (1988) analisaram cristais de anfibólio pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e obtiveram uma idade de 2700 Ma, a qual foi interpretada como a idade do resfriamento regional, em condições de temperatura de cerca de 500° C. Segundo Machado et al. (1991), as rochas supracrustais dos grupos Igarapé Salobo e Igarapé Pojuca teriam sido metamorfisadas no intervalo de 2732-2742 Ma.

Barbosa et al. (2001) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão (evaporação) de 2688 ± 11 Ma em monzogranitos foliados, situados na extremidade leste da área estudada, próximo ao Rio Parauapebas. Naquela ocasião, esta idade foi interpretada como um valor mínimo para a cristalização destas rochas, dado o elevado estágio de metamictização dos cristais de zircão. Idades similares foram obtidas, neste trabalho, durante diferentes etapas de evaporação e, aparentemente, não têm significado geológico. Por outro lado, idades em torno de 2,5 Ga, também obtidas neste trabalho, poderiam ser correlacionadas às idades de 2551 ± 2 Ma, determinadas por Machado et al. (1991) em cristais de monazita de formações ferríferas. Estas

idades foram atribuídas por aqueles autores à recristalização provocada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento.

Na extremidade oeste da área, nas proximidades do Rio Itacaiúnas, granitos deformados foram denominados Granito Old Salobo (Machado et al. 1991) e Granito Deformado Itacaiúnas (Souza et al. 1996 a). Ambos tiveram seus cristais de zircão analisados, respectivamente, pelo método U-Pb e Pb-Pb (evaporação). Obteve-se para o Granito Old Salobo a idade de 2573 ± 2 Ma e para o Granito Deformado Itacaiúnas a idade de 2560 ± 37 Ma. Naquela ocasião os valores obtidos foram considerados como as idades de cristalização. Muito provavelmente, as rochas analisadas pertencem ao conjunto de rochas da região do Igarapé Gelado, e aqueles valores representam idades mínimas, semelhantes às idades fornecidas pelas bordas dos cristais de zircão aqui datados.

A similaridade estrutural, petrológica e geoquímica dos granitos Old Salobo, Itacaiúnas e do Complexo Granítico Estrela fez com que Barros (1997) e Barros & Barbey (1998) correlacionassem a idade Rb-Sr em rocha-total (2527 ± 68 Ma) aos valores então assumidos para os granitos Old Salobo e Itacaiúnas.

De posse de novas datações Pb-Pb em zircão (evaporação) em diversos granitos, tem sido possível estabelecer uma fase de magmatismo granítico, deformação e metamorfismo em torno de 2740 Ma a 2763 Ma para a região de Carajás.

7. CONCLUSÕES

Os granitóides da região do Igarapé Gelado afloram em um domínio de forma elíptica e orientada na direção WNW-ESE, concordante com as estruturas de escala regional. Estas rochas são limitadas a sul e a norte pelos metabasaltos e pelas formações ferríferas bandadas do Supergrupo Itacaiúnas. Alguns xenólitos de metabasaltos são encontrados nos domínios de rochas granitóides.

No domínio das rochas granitóides há uma foliação WNW-ESE, penetrativa, cujos mergulhos são predominantemente de alto ângulo, porém mergulhos subhorizontais também são localmente observados. A penetratividade da foliação juntamente com a presença de orientações preferenciais de grãos em rochas pouco deformadas, a presença de simplectitos e a coexistência de veios pegmatóides cogenéticos com diferentes intensidades da deformação indicam que a estruturação destas rochas granitóides ocorreu no momento de sua cristalização e colocação. O aumento da intensidade da deformação, acompanhado da diminuição da temperatura, é traduzido pela presença de zonas miloníticas concordantes à foliação principal. Isto é coerente com a atuação da deformação no estágio magmático. Esta evolução estrutural permite classificar os granitóides da região do Igarapé Gelado como sintectônicos a esforços compressivos. As feições estruturais mesoscópicas (pares de cisalhamento conjugado) e microscópicas (simplectitos e comportamento do quarto) sugerem que a deformação, durante a cristalização e colocação do granito, foi controlada de modo predominante por esforços coaxiais.

Os diversos episódios de reativação das estruturas arqueanas do embasamento, referidas por diversos autores, não puderam ser identificados, talvez em função de que o conjunto de estruturas presentes no granito represente uma transição do estágio magmático de alta temperatura para o estágio tardi-magmático.

Os granitóides da região do Igarapé Gelado têm composições predominantemente monzogranítica e granodiorítica, com termos tonalítico e sienograníticos subordinados. A quantidade relativa de minerais máficos permitiu a separação de tipos petrográficos. As texturas gráficas e de zoneamento em desequilíbrio presentes nestas rochas permitem inferir que a sua colocação se deu em um nível crustal raso.

Os dados litoquímicos permitiram discriminar um grupo de rochas cálcio-alcalinas, e um grupo de rochas de tendência alcalina. O primeiro grupo é predominante e guarda semelhanças com granitos arqueanos cálcio-alcalinos CA-2 de Sylvester (1994). As rochas de tendência

alcalina se assemelham aos granitos arqueanos alcalinos ALK-3 daquele autor. A fusão parcial de fontes crustais continentais situadas a profundidades algo diferentes poderia explicar as diferenças dos maiores fracionamento de elementos terras raras nas rochas cálcio-alcalinas. Estas teriam sido originadas em profundidades maiores, onde um resíduo com anfibólio e/ou granada seria mais estável.

Os dados geoquímicos, sobretudo no que diz respeito aos granitóides cálcio-alcalinos, juntamente aos estruturais, sugerem um ambiente colisional com o envolvimento de uma zona de subducção. Admite-se que esta colisão tenha provocado espessamento crustal, o que poderia ter levado as rochas da crosta continental para profundidades maiores, cujas temperaturas mais elevadas teriam promovido a fusão parcial.

A datação de uma amostra de hornblenda monzogranito pelo método Pb-Pb em zircão forneceu uma idade mínima de cristalização de 2712 ± 5 Ma. Estas rochas devem pertencer ao magmatismo granítico neo-arqueano sintectônico da região de Carajás, a exemplo do Complexo Granítico Estrela (Barros 1997, Barros et al. 2001 b), do Granito Serra do Rabo (Sardinha 2002) e pelo Granito Planalto (Huhn et al. 1999, Gomes & Dall'Agnol 2003, Gomes et al. 2004). A idade obtida para os granitóides da região do Igarapé Gelado é próxima daquela de 2758 Ga, determinada por Machado *et al.* (1991) em cristais de zircão de mobilizados quartzo-feldspáticos que cortam anfibolitos do Supergrupo Itacaiúnas, no domínio da área estudada neste trabalho. A idade dos granitóides da região do Igarapé Gelado é semelhante àquela considerada como a idade (2732-2742 Ma) de uma das fases de metamorfismo das rochas do Supergrupo Itacaiúnas (Renne et al. 1988, Machado *et al.* 1991). Logo, é muito provável que na região estudada o metamorfismo tenha sido controlado em grande parte pela colocação de corpos graníticos, a exemplo do que se demonstrou mais a leste nas rochas encaixantes do Complexo Granítico Estrela e dos stocks graníticos da Serra do Rabo.

Na porção norte da Província Mineral de Carajás o magmatismo granítico de 2,74 Ga a 2,76 Ga ocorreu concomitantemente a esforços compressivos com fortes componentes coaxiais. Isto resultou na forma alongada dos corpos graníticos, paralelamente à estruturação regional, e em alguns casos na distribuição também alongada de domínios correspondentes aos tipos petrográficos.

A região de Carajás apresenta um quadro de evolução arqueana marcado pela formação de um embasamento granito-gnáissico anterior a 2,8 Ga, formação de Bacia de Carajás entre 2,80

Ga e 2,76 G, granitogênese sintectônica entre 2,74 Ga e 2,76 Ga, acompanhada de deformação e metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão das rochas supracrustais encaixantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, 104: 187-206.
- ANDERSON, J.L. & BENDER, E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23: 19-52.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE-JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, *Anais...* SBG: v.1, p. 324-338.
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. 149p. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. Dissertação (Mestrado).
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA JR., F.C.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos resultados Geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 453-460.
- BARBOSA, J.P.O.; BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; VALE, A.G. 2001. Geologia e Geocronologia do Stock Granítico Geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. SBG-NO. CD-ROM.
- BARROS, C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. 316p. Nancy, Université Henri Poincaré - Nancy 1. Tese (Doutorado).
- BARROS, C.E.M. & BARBEY, P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2.5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás - o Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 513-522.
- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2001a. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, 343: 93-109.

- BARROS, C.E.M. DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 321-330.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 4: 83-104.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40: 31-70.
- BARROS, C.E.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P. 2001b. Idade de zircões do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. SBG-NO. CD-ROM.
- BARROS, C.E.M., MACAMBIRA, M.J.B., BARBEY P., SCHELLER T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4): 351-358.
- BEAKHOUSE G.P. & MCNUTT R.H. 1991. Contrasting types of Late Archean plutonic rocks in northeastern Ontario: implications for crustal evolution in the Superior Province. *Precambrian Research*, 49: 141-165.
- BEISIEGEL, W.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3(3): 215-242.
- CANDELA, P.A. 1997. A Review of Shallow, Ore-related Granites: Textures, Volatiles, and Ore Metals. *Journal of Petrology*, 38(12): 1619-1633.
- CAPUTO, M.V. & LIMA, E.C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, *Anais...* SBG: v.8, p.740-753.
- CASSIDY K.F., M.E. BARLEY, GROVES D.I., PERRING C.S., HALLBERG J.A. 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the late-Archaean Norseman-Wiluna Belt. *Precambrian Research*, 51: 51-83.

- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 6(1): 101-124.
- CHOUKROUNE, P.; GAPAIS, D.; MERLE, O. 1987. Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*, 9: 525-530.
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71: 317-324.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9: 6-11.
- CORDEIRO, A.C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMZÔNIA, 1, Belém. *Anais...* SBG: v.1, p. 45-49.
- COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B. 1990. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). *Revista Brasileira de Geociências*, 20: 31-42.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.S.; SANTOS, A.; JORGE-JOÃO, X.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BERMERGUY, R.L. 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na Região de Curionópolis, Leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Natal, *Anais...* SBG: v.5, p.2345-2352.
- CREASER, R.A., PRICE, R.C., WORMALD, R.J. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19: 163-166.
- CULLERS, R.L.; KOCH, R.; BICKFORD, M.E. 1981. Chemical evolutions of magmas in the igneous terrane of St. François Mountains, Part II. Trace element evidence. *Journal of Petrology*, 14: 349-380.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50(1/3): 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; RÄMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46: 431-462.

- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S.; JORGE-JOÃO, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metalogenetic Province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, Salvador. *Excursion guide...* CBPM-SGM: p.135-161.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*. 16: 11-23.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabros: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás-Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, *Resumos Expandidos...* SBG: p.376-379.
- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO). 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais: Anexo aos anais...* CVRD/SBG: p.11-59.
- DUARTE, K.D. & DALL'AGNOL, R. 1992. Petrologia do Granito Mata-Surrão: um exemplo de monzogranito arqueano da região de Rio Maria (SE do Estado do Pará). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Resumos expandidos...* SBG: p.341-342.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212.
- FENN, P.M. 1986. On the origin of graphic granite. *American Mineralogist*, 71: 325-330.
- GALARZA, M.A.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V. 2003. Geocronologia Pb-Pb e Sm-Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus. SBG/NO. CD-ROM.
- GAPAI, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17: 1144-1147.
- GAPAI, D. & BARBARIN, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 125: 357-370.

- GAPAIS, D.; BALE, P.; CHOUKROUNE, P.; COBBOLD, P.R.; MAHJOUR, Y.; MARQUER, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6): 635-646.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI JR., W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2): 201-211.
- GOMES, A.C.B. & DALL'AGNOL, R. 2003. Geoquímica dos Granitóides da Região a Leste de Canaã dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9, Belém, *Anais...* SBGq: p.781-783.
- GOMES A.C.B.; CORDANI U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás Área, Northern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 932-942.
- GOMES, A.C.B.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M.A. 2004. Granitos arqueanos cálcico-alcalinos e do tipo A da região a leste de Canaã dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, Araxá. SBG. CD-ROM.
- GOWER, C.F. 1993. Syntectonic minor intrusions or synemplacement deformation? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 1674-1675.
- HILL, R.I.; CAMPBELL, I.H.; COMPSTON, W. 1989. Age and origin of granitic rocks in the Kalgoorlie-Norseman region of Western Australia: Implications for the origin of Archaean crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 1259-1275.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, *Anais...* SBG: v.1, p.100-110.
- HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, *Anais...* SBG: v.1, p.463-466.
- HUHN, S.R.B.; SANTOS, A.B.S.; AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEIA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.M.G.; COSTA, V.G. 1988. O terreno *granito-greenstone* da região de Rio Maria - Sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais...* SBG: v.3, p.1438-1453.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. *Philosophical Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79: 245-255.

- JORGE JOÃO, X.S. & ARAÚJO, O.J.B. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no sudoeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Resumos...* SBG: v.2, p.36-38.
- JORGE JOÃO, X.S.; LOBATO, T.A.M.; MARQUES, M.T.G. 1991. Litogeoquímica – petroquímica. In: ARAÚJO O.J.B. & MAIA R.G.N. (Eds.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará.* DNPM/CPRM, Brasília, 79-95.
- KING, P.L.; WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W.; ALLEN, C.M. 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 30(3): 371-391.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.S.; DUARTE, K.D. 1994. Le Granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéenes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *Comptes Rendues de l'Academie de Science de Paris*, 318: 643-649.
- LANDENBERGER, B. & COLLINS, W.J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37: 145-170.
- LE MAITRE, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- LEITE, A.S.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. 330p. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. (Tese de Doutorado)
- LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J. 1999. Geologia e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara, Terreno granito-greenstone de Rio Maria - Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3): 549-556.
- LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L. 2001. Formação Gorotire: considerações sobre uma unidade siliciclástica particular da serra dos Carajás-PA. In: REIS, N.J. & MONTEIRO, M.A.S. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG/NO. p. 201-224.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism*. 406p. The University of Westwrn Ontario, Ontario. Tese (Doutorado).

- LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W.S. 1992. Comparação entre os metabasaltos dos Grupos Parauapebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, *Resumos Expandidos...* SBG: p.33.
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON V.L.S. 1994a. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geológica Leopoldensia*, 17(40): 153-184.
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; LAUX, J.H. 1994b. Contribuição à Petrologia dos Metabasaltos do Grupo Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17(40): 115-152.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Prog. Abstr.*, 11: 468.
- MACAMBIRA, E.M.B.; JORGE JOÃO, X.S.; SOUZA, E.C. 1996. Geologic and petrological aspects of the Plaquê Granite – Southeastern of Pará State. In: SYMPOSIUM OF ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM, Brasília, *Extended abstracts...* SBG: p.73-75.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. *Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est, exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil*. 212p. Université de Montpellier II, Montpellier. Tese (Doutorado).
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, *Anais...*SBG, p. 49-58.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas, delimitante da estratigrafia de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Resumos expandidos...* SBG: v.2, p.188-189.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LANCELOT, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 38: 1134-1142.

- MACAMBIRA, M.J.B.; COSTA, J.B.S.; ALTHOFF, F.J.; LAFON, J.M.; MELO, J.C.V.; SANTOS, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane; implications for the time constraints of the crustal formation of the Carajás province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro. SBG. CD-ROM.
- MACAMBIRA, M.J.B.; PEREIRA, E.D.; KAWASHITA, K.; MEDEIROS, H. 1988. Contribuição a história tectono-termal da região da Serra das Andorinhas com base em dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, *Anais...SBG*: v. 3, p. 1468-1477.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.H.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49, 329-354.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; LINDENMAYER, D. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais... SBG*: v.2, p.1468-1477.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Longman Scientific & Technical, 148 p.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101: 635-643.
- MARIANO, G. & SIAL, A.N. 1993. High K-Calc-Alkaline vs. Shoshonitic Granitic Magmatism in Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1): 119-129.
- MARTIN, H. 1987. Petrogenesis of Archaean trochjemitites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28: 921-953.
- MATTA, M.A.S. & TEIXEIRA, N.P. 1990. Mapeamento e análise estrutural das unidades litotectônicas aflorantes na região do platô N-5, Serra Norte/Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais... SBG*: v.5, p.2309-2320.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.L.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1987. Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian, N Region – Brazil): an example of Archaean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of middle proterozoic ages. In: MEETING OF THE WORKING GROUP PROJECT 204 (PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE AMAZONIAN REGION), Brasília, *Abstracts... IUGS-UNESCO*: v.1, p.97-115.

- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS F°, C.A.; GATO, V.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais...* SBG: v.5, p.2164-2174.
- MILLER, R.B. & PATERSON, S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation implications from the Mount Stuart Batholith, Washington. *Journal of Structural Geology*, 16: 853-865.
- MONTALVÃO, R.M.G; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V. 1988. Caracterização geocronológica Rb-Sr dos terrenos granodioríticos e trondhjemiticos de Rio Maria, sul da Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, *Anais...*SBG: v.3, p.1478-1487.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHNS, S.B. 1996. Contrainte géochronologique U-Pb pour l'âge de la formation sédimentaire de Águas Claras (Province de Carajás, Etat de Pará). In: REUNION DES SCIENCES DE LA TERRE, 16, Órleans, *Resumés*, BRGM, p.67.
- NARDI, L.V.S. 1986. As Rochas Granitóides da Série Shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(1): 3-10.
- NOGUEIRA, A. C. R. & TRUCKENBRODT, W. 1994. Evidências de maré e tempestades na Formação Águas Claras. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17:7-30.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 7: 177-277.
- OHNENSTETTER, D. & BROWN, W. 1992. Overgrowth Textures, Disequilibrium Zoning, and Cooling History of a Glassy Four-Pyroxene Boninite Dyke from New Caledonia. *Journal of Petrology*, 33(1): 231-271.

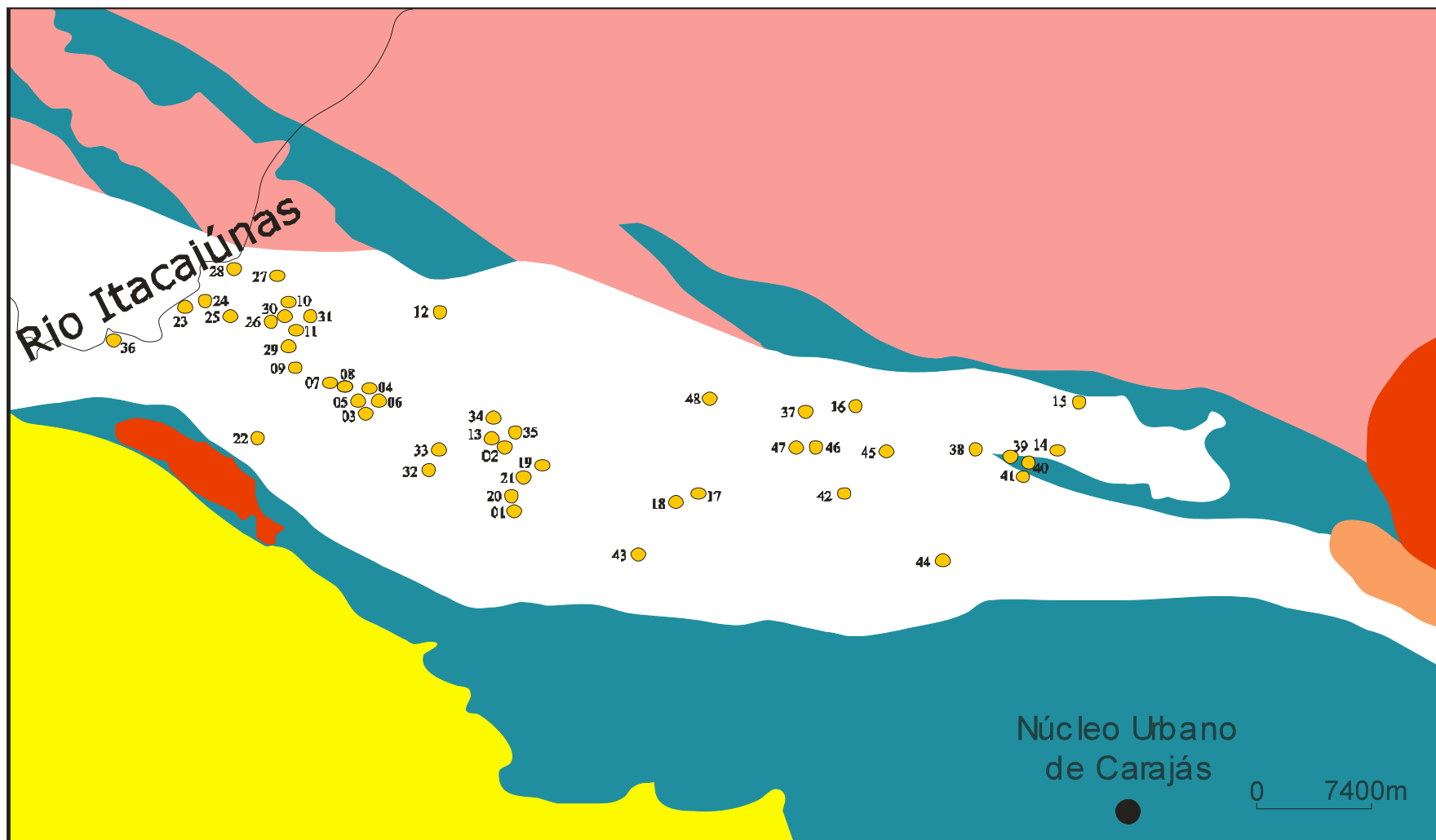
- OLSZEWSKI JR., W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonic of the Grão-Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean Continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, 42: 229-254.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 289p.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H. & FOWLER JR., T.K. 1991. Aureole systematics. In RIBBE, P.H. (ed.) *Contact Metamorphism*, p.673-722 (Reviews in Mineralogy, 26).
- PATIÑO-DOUCE, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743-746.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39: 54-67.
- PEARCE, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120-125.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- PIDGEON, R.T.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166: 159-171.
- PIMENTEL, M.M. & MACHADO, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, *Resumos...* SBG: v.2, p.390-391.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society of London*, 154: 99-103.
- PONS, J.; BARBEY, P.; DUPUIS, D.; LEGER, J.M. 1995. Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: The Birmanian of southwestern Niger. *Precambrian Research*, 70: 281-301.
- RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C.; JOÃO, X.S.J. 1988. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from the Guaporé shield: further implications for the nature of the Middle-Late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, *Anais...* SBG: p.348-362.
- RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology*. London, Academic Press Limited. V: 1, 307p.

- RIVALENTI, G.; MAZZUCHELLI, M.; GIRARDI, V.A.V.; CAVAZZINI, G.; FINATTI, C.; BARBIERI, M.A.; TEIXEIRA, W. 1998. Petrogenesis of the paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos*. 43: 235-265.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Resumos expandidos...* SBG: v.2, p.183-184.
- ROGERS, J.J. & GREENBERG, J.K. 1981. Trace elements in continental margin magmatism. Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Bulletin of the Geological Society of America*, 93: 6-9.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MC NAUGHTON, N.J., 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*, 3:453-488.
- SARDINHA, A.S. 2002. *Petrologia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. 108 p. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. Tese (Doutorado).
- SARDINHA, A.S. & BARROS, C.E.M. 2002. Evolução tectono-termal das rochas metavulcano-sedimentares encaixantes do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. In SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2, Belém, *Resumos...* SBG-NO/UFPA.
- SARDINHA, A.S.; BARROS, C.E.M.; KRIMSKY, R. & MACAMBIRA, M.J.B. 2001. Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, Belém. SBG. CD-ROM.
- SHAND, S.J. 1969. *Eruptive Rocks their genesis composition, classification, and their relation to ore-deposits*. Hafner Publishing Company. 488 p.
- SILVA, G.C.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. *Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM, v.4, p.1-143.

- SKJERLIE, K.P. & JOHNSTON A.D. 1993. Fluid-Absent Melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: Implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, 34(4): 785-815.
- SOARES, A.V.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos expandidos*. SBG, p. 379-382.
- SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SHELLER, T. 1996a. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, *Resumos expandidos...* SBG-NO: p.380-383.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito *greenstone* arqueano da região de Rio Maria, Sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais...* SBG: v.6, p.2913-2928.
- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; BARROS, C.E.M. 1996b. Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ARCHAEOAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM. Brasília, *Extended Abstracts...* SBG: p. 31-32.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Petrology*, 97: 261-180.
- SYLVESTER, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: CONDIE, K. (Ed.) *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, p.297-323.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3): 174-182.
- TEIXEIRA, N.P.; BETTENCOURT, J.S.; MOURA, C.A.V.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, E.M.B. 2002. Archean Crustal Sources for paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119(1-4): 233-251.
- TURNER, S.P., FODEN, J.D.; MORRINSON, R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magmas: an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28: 151-179.

- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- WHITE, S. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50: 287-304.
- WHITE, S. 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39: 143-170.
- WIEDENBECK M. & WATKINS K.P. 1993. A time scale for granitoid emplacement in the Archean Murchinson Province, Western Australia, by single zircon geochronology. *Precambrian Research*, 61: 1-26.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI JR., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2):195-200.
- WITT, W.K. & SWAGER C.P. 1989. Structural Setting and Geochemistry of Archaean I-Type Granites in the Bardoc-Coolgardie Area of the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia. *Precambrian Research*, 44: 323-351.
- WRIGHT, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, 106: 370-384.

MAPA DE PONTOS DE CAMPO



- Stock Granítico Geladinho
- SuperGrupo Itacaiúnas
- Complexo Xingu
- Granitos Anorogênicos
- Formação Águas Claras
- Pontos visitados