

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO
GRANÍTICO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA, PROVÍNCIA
RIO NEGRO (AM).

ANTONIO GILMAR HONORATO DE SOUZA

MANAUS-AM
2009

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ANTONIO GILMAR HONORATO DE SOUZA

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO
GRANÍTICO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA, PROVÍNCIA
RIO NEGRO (AM)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geologia Regional.

Orientadora: Prof. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

MANAUS-AM
2009

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO BATÓLITO
GRANÍTICO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA, PROVÍNCIA
RIO NEGRO (AM)

Aprovado em 16 de outubro de 2009.

BANCA EXAMINADORA


PROF. DRA. RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO
Departamento do Geociências/Universidade Federal do Amazonas


PROF. DR. IVALDO RODRIGUES DA TRINDADE
Departamento do Geociências/Universidade Federal do Amazonas


GEÓLOGO DR. MARCELO ESTEVES ALMEIDA
Serviço Geológico do Brasil/SUREG-MANAUS

Catálogo na Fonte

S729p Souza, Antonio Gilmar Honorato de

Petrografia e geoquímica do batólito granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (Am) / Antonio Gilmar Honorato de Souza. Manaus: UFAM, 2010.

89p. : il. ; 27 cm.

Dissertação de Mestrado em Geociências da Universidade Federal do Amazonas.

1. Petrografia - São Gabriel da Cachoeira (AM). 2. Geoquímica - São Gabriel da Cachoeira (AM). 3. Granito - São Gabriel da Cachoeira (AM). I. Título.

CDD 552.098112

Ficha Catalográfica elaborada pelo Bibliotecário
Jean Charles Racene dos Santos Martins, CRB 11/719

Ao meu pai (†) e meu irmão Gilson pelo exemplo de profissionais dedicados, e aos meus filhos Kauã e Kauê pela inspiração final deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a a minha orientadora Rielva pela paciência e competência mostrada ao longo de toda o final da minha carreira acadêmica, em especial ao período de pós-graduação vívido nos dois últimos anos.

Aos professores doutores Valmir Souza, Adriana Horbe, Cláudio Milliotti, Ivaldo e Igreja pelo conhecimento teórico adquirido ao longo dos anos na UFAM, nas aulas teóricas e práticas de campo em Figueiredo, Barcelos, São Gabriel da Cachoeira, Roraima e rio Solimões.

A minha amiga e companheira de campo Thennylle Navarro, por seu apoio incondicional em todas as etapas deste trabalho, ajudando tanto nas etapas de campo, petrografia e participação de eventos geocientíficos que não pude comparecer.

A minha amada Madalena Paiva, por estar sempre ao meu lado, tanto nos momentos de alegria e diversão quanto nos momentos mais difíceis da vida e me ajudar a conquistar muitos sonhos.

A minha mãe, meus irmãos, sobrinhos e todos os membros da Grande Família Honorato e frequentadores do Sítio Juquiri, local frequentado onde muitas energias positivas me trouxeram para seguir este mestrado.

Aos meus amigos da Sociedade Secreta dos Inoxidáveis: Rogério, Enéias, Sanclever, Paulo, César, Luizinho do Régis, Cecília Miranda, Eleison, Hélcio Honorato por oferecem grandes momentos de descontração.

Aos geólogos e companheiros de batalha do Serviço Geológico do Brasil, Marcelo Almeida, Marco Oliveira, Renê, Leda Maria, Dida, Amaro, Alexandre, Charles, Ulisses, Marcely, Tereza, Miquéias, Hugo, Dona Gilda e Jean Racene por estarem disponíveis sempre que necessário.

Ao colega de Geologia/UFAM Pedro Val e ao Geólogo Heitor Grazziotin por revisarem o abstract desse trabalho.

Ao prático de campo Seu Felipe de São Gabriel da Cachoeira por conduzir nossa equipe rumo aos rios Negros, Curicuriari e afluentes.

A Força Área Brasileira (FAB) por nos conduzirem em seus aviões de Manaus para São Gabriel da Cachoeira em três oportunidades e a LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia), em especial ao Jair, pelo empréstimo de um veículo tracionado 4X4 para percorrer o trecho da rodovia São Gabriel da Cachoeira-Cucuí.

*"Os problemas novos e não solucionados são os mais excitantes, os mais estimulante, os
que mais satisfação nos trazem..."*
Bradley, H.W. 1963. (In: Fabric of Geology)

RESUMO

O granito São Gabriel da Cachoeira é um batólito elíptico com trend NE-SW que aflora ao longo dos rios Negro e Curicuriari, no extremo noroeste do Estado do Amazonas, pertencente à Suíte Intrusiva Rio Uaupés intrusivo no Complexo Cauaburi, no contexto da Província Rio Negro/Rio Negro-Juruena (1,52-1,8 Ga).

Estudos petrográficos permitiram identificar três fácies: 1) São Gabriel, que predomina dentre todas as fácies, composta por quartzo-monzodiorito, granodioritos, monzogranitos, milonitos, granito deformados a miloníticos, com enclaves máficos orientados para NE, e ocasionais xenólitos; 2) Ilha de Flores, constituídas por monzogranitos e sienogranitos porfiríticos a milonitizados, de matriz média com frequentes fenocristais de feldspatos euédricos a subédricos orientados sugerindo fluxo magmático com direção NE concordante com o trend de deformação regional. Ambas as fácies são cortadas por diques apliticos, pegmatitos e zonas de cisalhamento rúptil-dúctil a dúctil; 3) Camanaus: intercepta as fácies São Gabriel e Ilha de Flores em formas de diques e bolsões, são compostos por biotita sienogranito a monzogranito porfirítico, matriz fina e fenocristais de feldspatos com até 1 cm de comprimento orientados a N70°E. Ocorrem subordinados diques de leucogranitos com granada, cortando o batólito.

Quimicamente as rochas apresentam composição metaluminosa com tendência peraluminosa nas fácies mais evoluídas (Camanaus e Ilha de Flores), afinidade geoquímica da série shoshonítica. É enriquecido em ETR ($\sum ETR = 339,15-775,06$ ppm), e mostra um fracionamento em ETRL ($La_N/Sm_N = 3,08-6,76$), e tendência a se horizontalizar em relação aos ETRP. Nos diagramas discriminantes o Granito São Gabriel da Cachoeira insere-se no campo dos granitos de colisão continental calcialcalino + alcalino, ou transicional entre cálcio-alcalino a álcali-cálcico.

Pelo menos um evento deformacional encontra-se registrado nas rochas do batólito São Gabriel da Cachoeira, com *trend* principal NE, gerado durante a colocação sin-tectônica do batólito. As microtexturas como recristalização dos minerais, texturas miloníticas a gnaissicas, redução no tamanho dos grãos devido a trituração tectônica e geração de texturas “augen” e “ribbon”, recristalização do plagioclásio, lamelas de deformação em quartzo, textura granoblástica poligonal subordinada, “*grain boundary area reduction (GBAR)*” e recristalização por migração de bordas de grão evidenciam condições de alta temperatura chegando a 600° C nas bordas do batólito.

O magma que gerou o batólito São Gabriel da Cachoeira teria se formado por uma processo de fusão parcial de uma fonte crustal de idade transamazônia. Este magma evoluiu predominantemente por um processo de cristalização fracionada, vistos nos diagramas de harker, (maiores, menores e traços, bem como relação entre elemento compatível e incompatível) em ambiente de colisão continental a 1,5 Ga.

Palavras-chaves: Granito São Gabriel da Cachoeira, petrografia, geoquímica, cristalização fracionada, sin-colisional.

ABSTRACT

The São Gabriel da Cachoeira granite is located on the northwest region of Amazonas State, and is a NE-SW trending elliptical batholith that outcrops along the Negro and Curicuriari rivers. The Granito São Gabriel da Cachoeira is part of the Rio Uapés Intrusive Suite that intrudes the Cauburi Complex, and belongs to Rio Negro/Rio Negro-Juruena Geochronological Province (1,52-1,80 Gy).

Three facies were identified by petrographic studies: 1) São Gabriel: predominant between all facies, and composed by quartz-monzodiorite, granodiorites, monzogranites, mylonitic granites with NE oriented deformed mafic enclaves, and occasionally xenoliths; 2) Ilha de Flores consists of porphyritic to mylonitic monzogranites and sienogranites, with medium matrix marked by NE oriented euhedral to subhedral feldspar phenocrysts aligned within the regional deformation trend, which possibly indicates magmatic flux in NE direction. Both groups are cross cutted by aplite dykes, pegmatites and rutil-ductile to ductile shear zones; 3) Camanaus is a cross cutting dyke and pocket structure that intercepts both, the São Gabriel and Ilha de Flores. The intrusive rocks of the Camanaus facies are composed by biotite sienogranite to porphyritic monzogranite, with fine matrix and 1 cm long feldspar phenocrysts oriented to N70°E. Random garnet rich leucogranite dykes may occur in the batholith.

Chemical data points to a metaluminous composition as a general characteristic of the São Gabriel da Cachoeira granite, although it may present a tendency to peraluminous in the more evolved facies (Camanaus, and Ilha de Flores facies). Is a shoshonite granite, and geochemically enriched in REE ($\sum \text{REE} = 339,15\text{-}775,06$ ppm) with fractionation in LREE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 3,08\text{-}6,76$) and trends to horizontal pattern when compared to HREE values. The São Gabriel da Cachoeira granite is classified as calci-alkaline to alkaline continental collision granite, when plotted in the discrimination diagram, or transitional between calc-alkalic to alkalic-calcic.

Unless one deformation event is registered in the São Gabriel da Cachoeira batholith rocks, with the main trend NE generated during the syntectonic batholith emplacement. The micro-textures such as minerals recrystallization, gneiss and mylonite textures, grain reduction size due to tectonic grinding, followed by "augen" generation and "ribbon" textures, recrystallized plagioclase, recrystallized flakes in quartz, granoblastic polygonal texture subordinate, grain boundary area reduction (GBAR) and high-temperature grain boundary migration indicate temperatures up to 600°C in batholith's borders.

The magma that generated the São Gabriel da Cachoeira batholith would be formed by a partial melting process, that took place within the crust Transamazonian age in which fractional crystallization was the dominant process, through which this magma mass formed; and is well observed in the Harker diagrams (heavy, light, and rare earth elements, as well between the compatibility and incompatibility relationship) in 1.5 Gy continental collision environment.

Keywords: São Gabriel da Cachoeira granite, geochemistry, petrography, fractional crystallization, syn-collisional.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

- Figura 1.1 Mapa de localização da região de São Gabriel da Cachoeira, Alto Rio Negro, Estado do Amazonas. O Quadrado vermelho representa a área de estudo, e em amarelo os municípios de Manaus e São Gabriel da Cachoeira. 17
- Figura 1.2 Mapa de pontos estudados ao longo dos rios Negro e Curicuriari e BR-307. 18

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

- Figura 2.1 Blocos crustais da região amazônica, com a área de estudo. Modificado de Hasui *et al.* (1984). 20
- Figura 2.2 Províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico, segundo A) Tassinari & Macambira (2004) e B) Santos *et al.* (2006) 21
- Figura 2.3 Mapa geológico da Província Rio Negro (modificado de CPRM, 2006). 25

CAPÍTULO 3 - ASPECTOS GERAIS DE CAMPO DO BATÓLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA

- Figura 3.1 Mapa geológico do Granito São Gabriel da Cachoeira e seção geológica esquemática ao longo do rio Negro. Modificado de CPRM (2006) 31
- Figura 3.2 Aspecto de campo das relações de contato entre as fácies estudadas. A) diques da fácies Camanaus, intrusivos na fácies São Gabriel (GSG-30); B) Xenólito da fácies São Gabriel na fácies Camanaus (GSG-30); C) fácies Camanaus cortando a fácies São Gabriel e o aplito (GSG-30); D) contato entre a fácies Ilha de Flores deformada e a fácies Camanaus, na borda oeste (GSG-14) 32
- Figura 3.3 Aspecto de campo dos afloramentos do Granito São Gabriel da Cachoeira: A) afloramento em forma de Morro, à esquerda Morro da Boa Esperança (GSG-50) e direita da sede o Morro da Fortaleza; B) Ilha de Rei (GSG-20); C) aspecto isótropo do granito (GSG-12); D) biotita monzogranito foliado de granulação médio a grosso (GSG-01). 33
- Figura 3.4 Aspectos texturais dos granitóides deformados: A) aspecto de augen gnaisse em zona de cisalhamento no igarapé Uacatunu (GSG-39), com cristal rotacionado indicando cinemática dextral; B) aspecto gnáissico dobrado da borda leste, nas proximidades do Porto de Camanaus (GSG-31); C) detalhe do aspecto gnáissico da borda leste com feldspatos estirados (GSG-31); D) Zonas de Cisalhamento sinistral na Ilha do Rei (GSG-12). 34
- Figura 3.5 Diagrama de rosetas e de mergulhos das foliações e zonas de cisalhamento. A) foliação NE-SW da fácies São Gabriel com mergulhos das foliações; B) duas atitudes principais das zonas de cisalhamento, com mergulhos 34

subverticais.

- Figura 3.6 Aspectos dos diques de aplitos e pegmatitos ao longo das ilhas no Rio Negro. 35
A) Pegmatito cortando aplito granítico (GSG-57); B) dique de aplito cortando a fácies São Gabriel (GSG-11); C) feldspatos com pouco mais de 40 cm na Ilha dos Pegmatitos gigantes (GSG-08); D) cristais de magnetita nos pegmatitos(GSG-08) .
- Figura 3.7 Diagrama de rosetas para os diques de pegmatitos e aplitos com mergulho 35
subverticais. A) direções dos pegmatitos e B) aplitos
- Figura 3.8 Xenólitos e enclaves que ocorrem na fácies São Gabriel: A) xenólito de 36
rocha máfica sub-angular (anfíbolito?) (GSG-08); B) xenólito máfico alongado (anfíbolito?) (GSG-13); C) cristais de feldspatos assimilados pelo enclave máfico (GSG-05); D) enclave máfico estirado paralelo a foliação S0//S1(GSG-08); E) injeções máficas e félsicas intercaladas, associados com bolsões de pegmatitos (GSG-08); F) detalhe da figura E com injeções félsicas e máficas (GSG-08).
- Figura 3.9 Atitude das foliações magmática e tectônica da Fácies Ilha de Flores. A) 37
Diagrama de rosetas com a direção NE das foliações; B) Diagrama com atitude dos mergulhos, em geral, subverticais.
- Figura 3.10 Aspecto de campo das rochas da fácies Ilha de Flores. A) orientação de 38
feldspatos alcalinos tabulares, sugerindo fluxo magmático (GSG-15); B) pórfiros de feldspato alcalino arredondado, na matriz média a grossa (GSG-15); C) diques de aplitos cortando a fácies Ilha de Flores (GSG-16); D) Aspecto do granito com foliação penetrativa e crenulada (GSG-14).
- Figura 3.11 Aspecto de campo dos enclaves, xenólitos e estrutura tipo layering da fácies 39
Ilha de Flores. A) Enclave máfico elíptico (GSG-16); B) enclave máfico alongado na direção NE (GSG-15); C) segregação composicional (layering), com camadas de máficos alternada com porções quartzo-feldspática e contatos em cuspide (GSG-16); D) xenólito de gnaiss intermediário (GSG-16).
- Figura 3.12 Afloramentos da fácies Camanaus. A) diques possantes de biotita granito 40
porfirítico intrusivo na fácies São Gabriel (GSG-30); B) porções difusas da fácies Camanaus intrusivo na fácies Ilha de Flores (GSG-15); C) contato intrusivo do fácies Camanaus no fácies São Gabriel (GSG-36); D) aspecto mesoscópico com cristais tabulares de feldspato orientados definindo um fluxo magmático (GSG-16).
- Figura 3.13 Diagrama de roseta com atitudes das foliações magmáticas, diques e bolsões 40
da fácies Camanaus; B) sentido do mergulho da fácies Camanaus.
- Figura 3.14 Afloramentos dos leucogranitos. A) Ilha da gaiivota com dique esbranquiçado 41
de leucogranito, cortando a fácies São Gabriel; B) dique rosado de leucogranito cortando rochas do embasamento (Complexo Cauaburi, litofácies Santa Isabel, próximo ao Porto de Camanaus; C) detalhe de A) do dique esbranquiçado de leucogranito com granada; D) dique esbranquiçado cortando a fácies São Gabriel no rio Curicuriari, com lentes de minerais

máficos.

CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA DO BATOLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA

Tabela 4.1	Composição mineralógica das diversas fácies do Granito São Gabriel da Cachoeira e leucogranitos associados	43
Figura 4.1	Mapa de localização das amostras com análise petrográfica.	42
Figura 4.2	Diagrama de classificação Q-A-P e Q-(A+P)-M das rochas graníticas do batólito São Gabriel da Cachoeira e leucogranitos associados segundo Streckeisen (1976) e correlação com o trend das rochas Cálcio-alcalina (Granodiorítica) segundo Lameyre & Bowden (1982).	44
Figura 4.3	Fotomicrografias dos monzogranitos. A) cristais de granulação fina a média de quartzo recristalizado, associados com plagioclásio e titanita; B) quartzos deformados e achatados em contato reto ou côncavo-convexo com o plagioclásio e biotita; C) microclínio parcialmente alterado para sericita; D) textura mirmequítica, reação entre o plagioclásio e o microclínio; E) duas direções de biotita; F) biotita orientada definindo a foliação principal da rocha S1 e titanita bordejando opacos; G) titanita euédrica com hábito navicular; H) agregado máficos constituído por apatita, biotita, epidoto, titanita e opacos.	46
Figura 4.4	Fotomicrografias dos granodioritos. A) quartzo com lamelas de deformação. B) “kinks bands” em plagioclásio saussuritizado; C) textura mirmequítica; D) recristalização do microclínio em textura granoblástica poligonal; E) kinks band de biotita (nicóis cruzados); F) biotita parcialmente cloritizada; G) agregado de minerais máficos (epidoto ígneo, apatita, opacos, anfibólio, titanita, allanita e anfibólio); H) simplectito, além de biotita e titanita bordejando opacos (titano-magnetita?).	48
Figura 4.5	Fotomicrografias do granito milonítico (GSG-12d). A) agregados de quartzo fino e recristalizados e porfiroclasto de plagioclásio e microclínio; B) porfiroclasto de microclínio achatado, alongado e recristalizado com fitas de quartzo e epidoto; C) porfiroclasto de feldspato alcalino com microfraturamentos e inclusão de quartzo; D) augen de microclínio contornados por quartzo recristalizado; E) bandas máficas enriquecidas em biotita e epidoto, e quartzo-feldspática; F) associação titanita, allanita e epidoto.	50
Figura 4.6	Fotomicrografias do granito gnaisse. A) textura granolepidoblástica e contatos poligonizados entre quartzo e feldspatos; B) arranjo textural granoblástico poligonal dos minerais félsicos; C) quartzo anédrico com extinção ondulante e microclínio incluso; D) pertitas em chamás e estruturas tipo “pinning”, além de recristalização de microclínio por migração de bordas de grãos de alta temperatura; E) intercrescimento mimerquítico; F) biotitas recristalizadas, com duas direções preferenciais; G) anfibólio euédrico a subédrico; H) epidoto e allanita primários zoneados (textura ígnea relictas).	53

Figura 4.7	Fotomicrografias dos granitóides porfirítico da fácies Ilha de Flores. A) quartzo anédrico com extinção ondulante e estirado (textura “ribbon”) segundo a foliação, além microclínio com estrutura manto-núcleo; B) intercrescimento mirmequítico; C) pórfiros de feldspato alcalino com bordas recristalizadas por processos de redução de grãos; D) detalhe da porção fina ao redor dos pórfiros de feldspato alcalino e plagioclásio com textura granoblástica poligonal localizada; E) plagioclásio achatado e rotacionado; F) Duas direções de biotita, além de muscovita secundária	55
Figura 4.8	Fotomicrografias dos granitóides da fácies Camanaus. A) textura hipidiomórfica inequigranular com orientação dos minerais; B) pórfiro de quartzo anédrico com extinção ondulante e limite de sub-grãos; C) intercrescimento mirmequítico entre plagioclásio e microclínio gerando quartzo vermicular; D) plagioclásio sericitizado e saussuritizado; E) plagioclásio deformado e fraturado; F) biotita cloritizada, associada com titanita e opacos; G) biotita e muscovita euédrica em direções opostas; H) muscovita em contato suturado e côncavo-convexo com microclínio.	58
Figura 4.9	Seqüência de cristalização para os granitóides do Granito São Gabriel da Cachoeira.	59
Figura 4.10	Seqüência de cristalização para os granitóides da fácies Camanaus.	60
Figura 4.11	Fotomicrografias dos leucogranitos com granada. A) textura hipidiomórfica nos leucogranito; B) alinhamento dos cristais de quartzo; C) feldspato alcalino pertitizado e com intercrescimento mirmequítico; D “kinks bands” em plagioclásio; E) pórfiros de plagioclásio com muscovita em sua borda; F) muscovita de alteração; G) detalhe da muscovita na borda da biotita; H) granada englobando prováveis cristais de monazita.	62
Figura 4.12	Seqüência de cristalização para os leucogranitos associados.	62

CAPÍTULO 5 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS DO BATÓLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA.

Tabela 5.1	Composição geoquímica do Granito São Gabriel da Cachoeira e suas fácies distintas	68
Figura 5.1	Diagrama de classificação química: A) R1-R2 (De La Roche, 1980) e B) TAS (Middlemost, 1994).	66
Figura 5.2	Diagrama de Harker para os elementos maiores.	67
Figura 5.3	Diagrama de Harker para os elementos traços.	69
Figura 5.4	Diagramas de séries magmáticas para o GSGC. A) Diagrama de alcalinidade (Wright, 1969); B) Diagrama de MALI - Índice modificado de Álcali-Cálcico (Frost <i>et al.</i> , 2001).	70
Figura 5.5	A) Diagrama de K ₂ O vs. SiO ₂ (de Peccerillo e Taylor, 1976, modificado de Rickwood, 1989). B) diagrama triangular K ₂ OxNa ₂ OxCaO de Barker & Arth (1976).	70

Figura 5.6	A) Índice de Shand (1950), segundo Maniar & Piccoli (1989); B) Diagrama de classificação do GSGC (Villaseca, <i>et al.</i> , 1998). (Legenda - l-P: peraluminoso baixo; m-P: peraluminoso moderado; h-P: peraluminoso alto; f-P: peraluminoso fracionado).	71
Figura 5.7	Spidergramas do Granito São Gabriel da Cachoeira. A) espectros multi-elementares normalizado pelo MORB de Pearce (1983); B) Condrito normalizado por Boynton (1984) dos elementos terras raras.	71
Figura 5.8	Spidergramas dos leucogranitos vs. Granito São Gabriel da Cachoeira. A) espectros multi-elementares normalizado pelo MORB de Pearce (1983); B) Condrito normalizado por Boynton (1984) dos elementos terras raras.	72
Figura 5.9	Spidergramas comparativos dos padrões de distribuição de elementos traços do GSGC com outros granitóides. A) GSGC VS Granito Rio Uaupés normalizado pelo MORB de Pearce (1983); B) GSGC VS Granito Rio Uaupés normalizado pelo condrito de Boynton (1984); C) GSGC VS Granito Maldonado normalizado pelo MORB de Pearce (1983); D) GSGC VS Granito Maldonado normalizado pelo condrito de Boynton (1984).	72
Figura 5.10	Diagrama discriminante de tipologia de granitóides (Whalen <i>et al.</i> , 1987).	73
Figura 5.11	Spidergramas normalizado pelo MORB de Pearce (1984) dos padrões de granitos tipo I normal e moderno, comparados com o GSGC.	74
Figura 5.12	Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce, 1996); A) Rb vs Y+Nb; B) Rb vs Ta+Nb.	75
Figura 5.13	Diagramas de classificação de ambientes de formação de granitos: A) Diagrama R1 x R2, de La Roche <i>et al.</i> (1980), com as subdivisões de Batchelor & Bowden (1985); B) Diagrama discriminante de ambiente tectônico (Nb/Zr) _N versus Zr (ppm) de Thieblemont e Tégyev (1994).	76
Figura 5.14	Comportamento das amostras do Granito São Gabriel da Cachoeira nos diagramas multi-elementares (normalização ao manto primitivo, Wood 1979) e padrões de distribuição dos granitóides de arcos magmáticos segundo Brown <i>et al.</i> (1984).	76

CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.

Figura 6.1	Diagramas de variação: A) Rb/Sr vs. Sr proposto por Markl e Höhndorf (2003); e B) Ce/Sm vs. Ce, ilustrando o comportamento químico do Batólito São Gabriel da Cachoeira.	79
Figura 6.2	Modelo petrogenético para a geração de granitos anatóxicos (MPG) ou ricos em cordierita (CPG), durante evento de colisão crustal. Modificado de Barbarin (1996).	80

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA

AGRADECIMENTOS

EPÍGRAFE

RESUMO

ABSTRACT

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Introdução	16
1.2. Objetivos	16
1.3. Localização da área de estudo	17
1.4. Método de trabalho	17

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Contexto Geotectônico	20
2.2. Síntese do conhecimento geológico	23
2.3. Revisão litoestratigráfica da região de São Gabriel da Cachoeira	23
2.3.1. Complexo Cauaburi	24
2.3.2. Complexo Cumati-Querari	25
2.3.3. Suíte Intrusiva Rio Içana	27
2.3.4. Suíte Intrusiva Rio Uaupés	27
2.3.5. Suíte Intrusiva Serra Curicuriari	28

CAPÍTULO 3 - ASPECTOS GERAIS DE CAMPO DO BATÓLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA

3.1. Granito São Gabriel da Cachoeira	32
3.1.1. Fácies São Gabriel	32
3.1.2. Fácies Ilha de Flores	37
3.1.3. Fácies Camanaus	39
3.2. Leucogranitos	41

CAPÍTULO 4 -	PETROGRAFIA DO BATOLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA	
4.1. Batólito São Gabriel da Cachoeira		45
4.1.1. Fácies São Gabriel		45
4.1.2. Fácies Ilha de Flores		54
4.1.3. Fácies Camanaus		56
4.1.4. Seqüência de cristalização		59
4.2. Leucogranitos		60
4.2.1. Seqüência de cristalização		62
4.3. Considerações petrogenéticas preliminares com base em dados texturais		63
4.3.1. Fugacidade do Oxigênio (fO_2)		63
4.3.2. Transformações em condições <i>liquidus</i>		63
4.3.3. Transformações em condições <i>subsolidus</i>		64
CAPÍTULO 5 -	CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ASPECTOS	
	PETROGENÉTICOS DO GRANITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA.	
5.1. Caracterização geoquímica		66
5.2. Tipologia dos granitóides estudados		73
5.3. Ambiente Tectônico		74
CAPÍTULO 6 -	CONSIDERAÇÕES FINAIS	78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		83

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1. Introdução

O estudo dos granitóides teve um grande avanço nas últimas décadas principalmente pelo papel que tem a granitogênese na compreensão da evolução crustal, além da sua importância na geração de depósitos minerais, indispensáveis para a sociedade em que vivemos atualmente, em atividades industriais em diferentes áreas da metalurgia, química, construção civil (britas), rochas ornamentais e de revestimento. Podem conter ainda depósitos economicamente viáveis de pedras preciosas e semi-preciosas como ametistas, turmalina, água-marinha, esmeralda, topázio, etc., e ainda metais diversos como por exemplo Sn, Nb, Ta, Zr, Li, Y e ETR como ocorrem na Mina do Pitinga (AM), considerada depósito de classe mundial.

Granitóides funcionam como excelentes marcadores temporais de eventos responsáveis pela formação de crosta, principalmente quando determinado suas assinaturas geoquímicas, a fim de estimar ambientes geológicos e tectônicos.

Discussões sobre rocha-fonte, ambiente tectônico, mecanismos e condições físico-químicas de geração e evolução dos magmas graníticos são altamente relevantes no entendimento dos processos de fusão parcial, segregação, ascensão e colocação do magma (Blevin & Chappell 1992, Hedenquist & Lowenstern 1994, Petford *et al.* 2000).

Na região de São Gabriel da Cachoeira predominam rochas graníticas de afinidades químicas e idades diversas, com restrita ocorrência de rochas metassedimentares e vulcânicas. Dado a abundância de rochas granitóides e rochas afins, o entendimento da região do alto Rio Negro passa necessariamente pelo estudo da origem desses litotipos.

1.2. Objetivos

Este estudo aborda o Granito São Gabriel da Cachoeira, pertencente a Suíte Intrusiva Rio Uaupés, e tem o intuito de detalhar suas características petrográficas e químicas, auxiliando no entendimento dos processos magmáticos e pós-magmáticos a que este corpo foi submetido e contribuir na construção de um modelo evolutivo para a Província Rio Negro.

1.3. Localização da área de estudo

O corpo granítico estudado está localizado no extremo noroeste do Estado do Amazonas no município de São Gabriel da Cachoeira, região do Alto Rio Negro (Figura 1.1). O acesso pode ser feito pelo Rio Negro, partindo-se de Manaus, distante 1.061 km via fluvial ou 850 km por via aérea.

São Gabriel da Cachoeira se limita a oeste com a República da Colômbia com acesso via rio Uaupés, a norte com a República da Venezuela, ao sul com o município de Japurá e a leste com Santa Isabel do Rio Negro.

Possuem em seu território os dois pontos mais elevados do Brasil, o pico da Neblina e o Pico 31 de Março com 2993,78 e 2.972,66 metros de altitude, respectivamente, situados no Parque Nacional Pico da Neblina (IBGE, 2004).

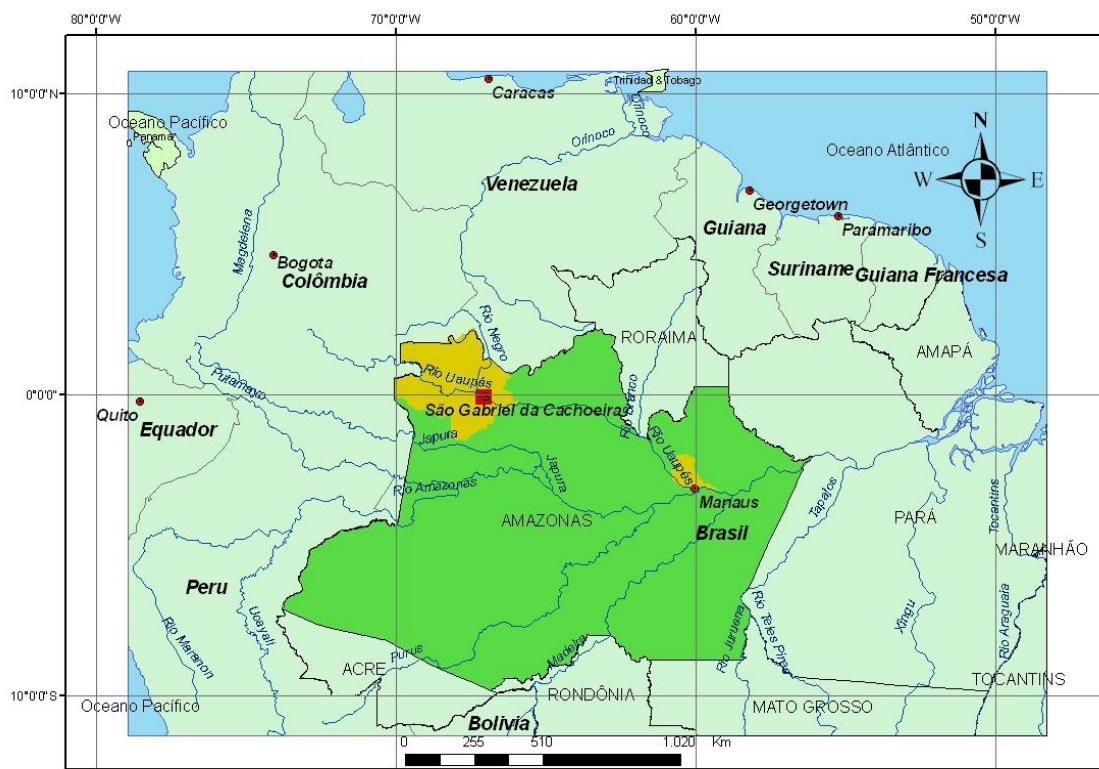


Figura 1.1: Mapa de localização da região de São Gabriel da Cachoeira, Alto Rio Negro, Estado do Amazonas. O Quadrado vermelho representa a área de estudo, e em amarelo os municípios de Manaus e São Gabriel da Cachoeira.

1.4. Método de trabalho

Os procedimentos metodológicos adotados nesta pesquisa consistiram de três etapas básicas: pré-campo, campo e laboratório. A etapa pré-campo foi composta por pesquisa bibliográfica básica, procurando levantar o estado de conhecimento geológico da região por

meio de projetos já existentes, artigos publicados e SIG (Sistemas de Informações Geográficas).

A etapa de campo foi desenvolvida em duas campanhas, envolvendo o reconhecimento geológico nas adjacências da sede municipal de São Gabriel da Cachoeira, ao longo dos rios Negro e Curicuriari e igarapés adjacentes, assim como na BR-307. Durante esta etapa, foram descritos e analisados afloramentos, com coleta sistemática e identificação de amostras de rochas representativas de cada estação (Figura 1.2), bem como suas relações de contato com as rochas adjacentes.

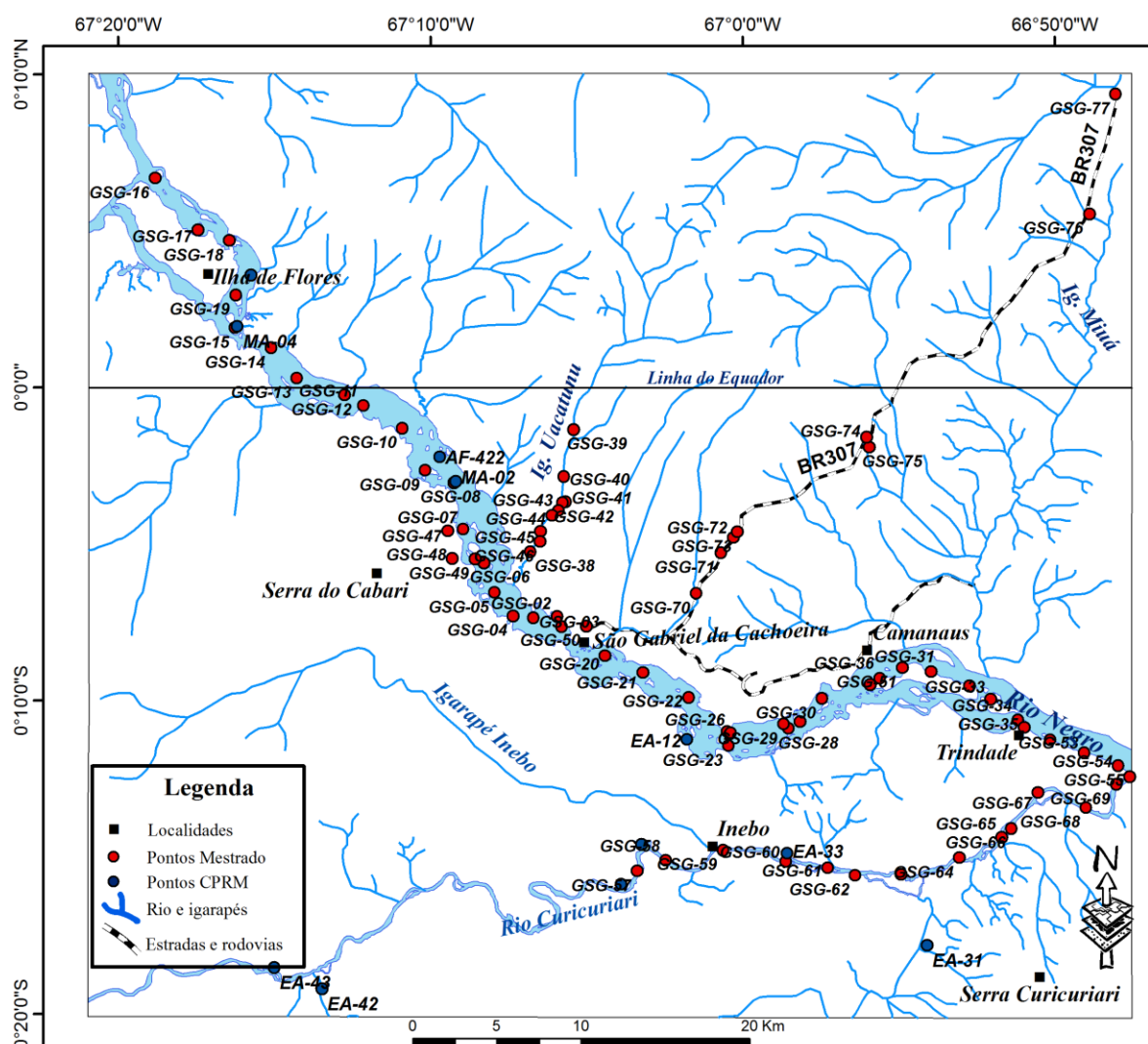


Figura 1.2: Mapa de pontos estudados ao longo dos rios Negro e Curicuriari e BR-307

Numa etapa seguinte, as amostras coletadas foram descritas macroscopicamente e confeccionados lâminas delgadas nos laboratórios de Laminação do Departamento de Geociências da UFAM e laboratório de Laminação da CPRM/SUREG-MA, com a finalidade de descrever microscopicamente seus aspectos texturais e composição mineralógica para a classificação dos litotipos identificados.

Foram descritas lâminas cedidas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM-Manaus) oriundas dos projetos Alto Rio Negro e Integração Alto Rio Negro-Serra do Imeri. Essas amostras correspondem às siglas EA e AF, enquanto que as amostras coletadas neste trabalho são da sigla GSG.

Para a classificação das rochas utilizou-se o diagrama de Streckeisen *et al.* (1976), a partir de dados modais, obtidos no contador de pontos analógico com a contagem de 1.000 a 2.000 pontos por lâminas, a depender de sua textura. Rochas com textura equigranular média a fina contou-se 1000 pontos por lâmina, e para as rochas porfiríticas e/ou com textura grossa 2000 pontos.

Após a descrição petrográfica, selecionou-se um conjunto de 18 amostras para a realização de análises químicas dos elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETR) a fim de caracterizar seu comportamento químico, tipologia e inferência quanto a fontes, evolução e ambiente tectônico do Granito São Gabriel da Cachoeira.

As análises geoquímicas em rocha total foram realizadas no laboratório ACME, em Vancouver, Canadá. Os elementos maiores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES). Os elementos traços Ba, Rb, Cs, Ga, Hf, Nb, Y, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Sc, Pb, Zn e Ni, juntamente com os Elementos Terras Raras (ETR), foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry* (ICP-AMS).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Contexto Geotectônico

A evolução do conhecimento geológico da Amazônia recebeu diversas contribuições ao longo dos anos, podendo ser dividida em duas grandes linhas de concepção evolutivas. A primeira linha reúne autores como Almeida (1978), Almeida & Hasui (1984), Hasui *et al.* (1984), Costa & Hasui (1997), que afirmam que a tectônica pré-cambriana do Cráton Amazônico foi dominada por processos de reativação de plataforma e formação de blocos continentais ou paleoplasas e por retrabalhamento de crosta continental Arqueano e Paleoproterozóica, que durante o Mesoproterozóico teria ocorrido somente reativação e/ou retrabalhamento de rochas pré-existentes.

Hasui (1990) e Costa & Hasui (1997) tendo por base estudos geofísicos subdividiram a Amazônia em doze blocos crustais constituídos por complexo gnáissicos, granitóides e *greenstone belts*, limitados por suturas associadas aos cinturões de alto grau (Figura 2.1).

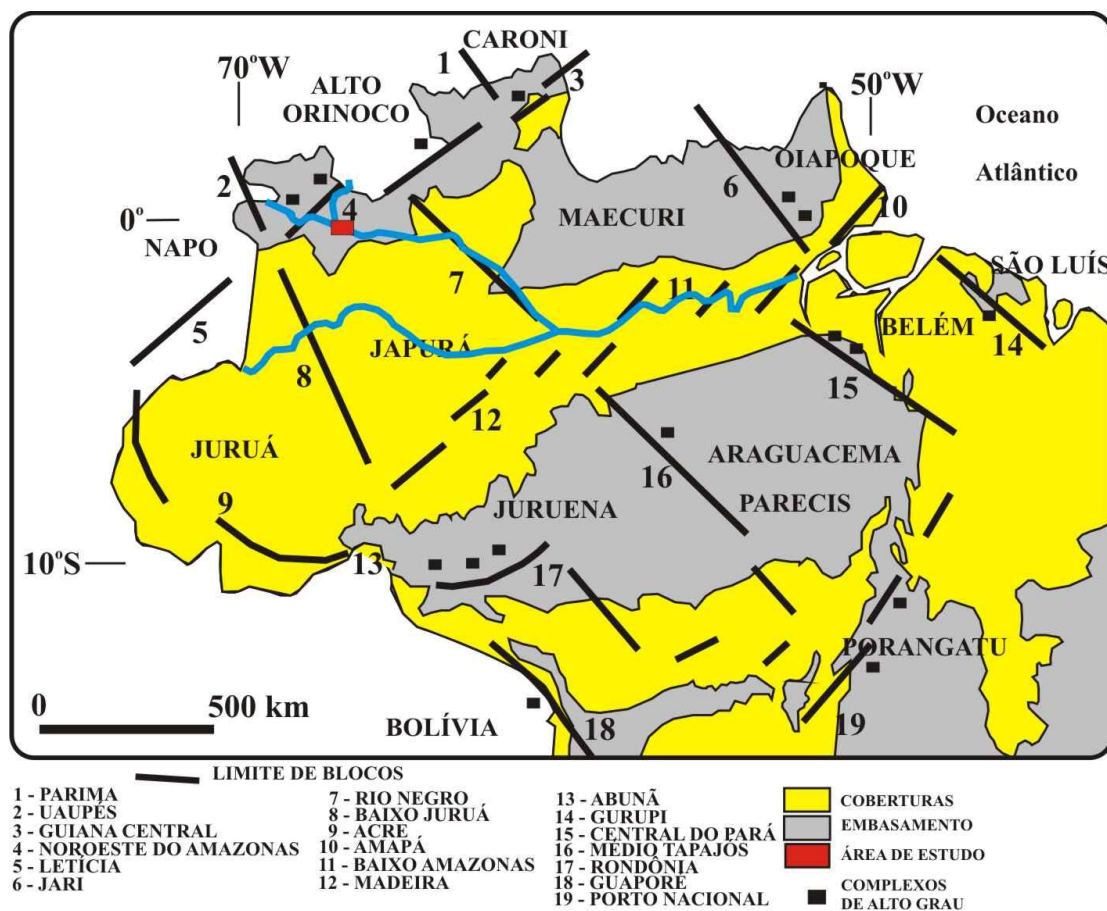


Figura 2.1: Blocos crustais da região amazônica, com a área de estudo. Modificado de Hasui *et al.* (1984).

A segunda concepção foi proposta por Cordani *et al.* (1981), seguido por Tassinari (1981), Cordani & Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari *et al.* (1996), Tassinari & Macambira (1999, 2004), Santos *et al.* (2000 e 2006), e se baseiam em conceitos de orogenias modernas. Segundo esses autores, durante o arqueano, paleo e mesoproterozóico ocorreram sucessivos arcos magmáticos envolvendo a formação de material juvenil, derivado do manto, assim como processos subordinados de retrabalhamento crustal. Com o avanço do conhecimento geológico de diversas áreas-chaves da Amazônia e do acervo geocronológico disponível, a segunda linha de modelo tectônico foi mais fortemente suportada.

No contexto das províncias geocronológicas a área em estudo localiza-se na província Rio Negro-Juruena (Figura 2.2), segundo a proposta por Tassinari & Macambira (1999, 2004). Tal província foi redefinida como Província Rio Negro de Santos *et al.* (2000), Santos (2003) e Santos *et al.* (2006).

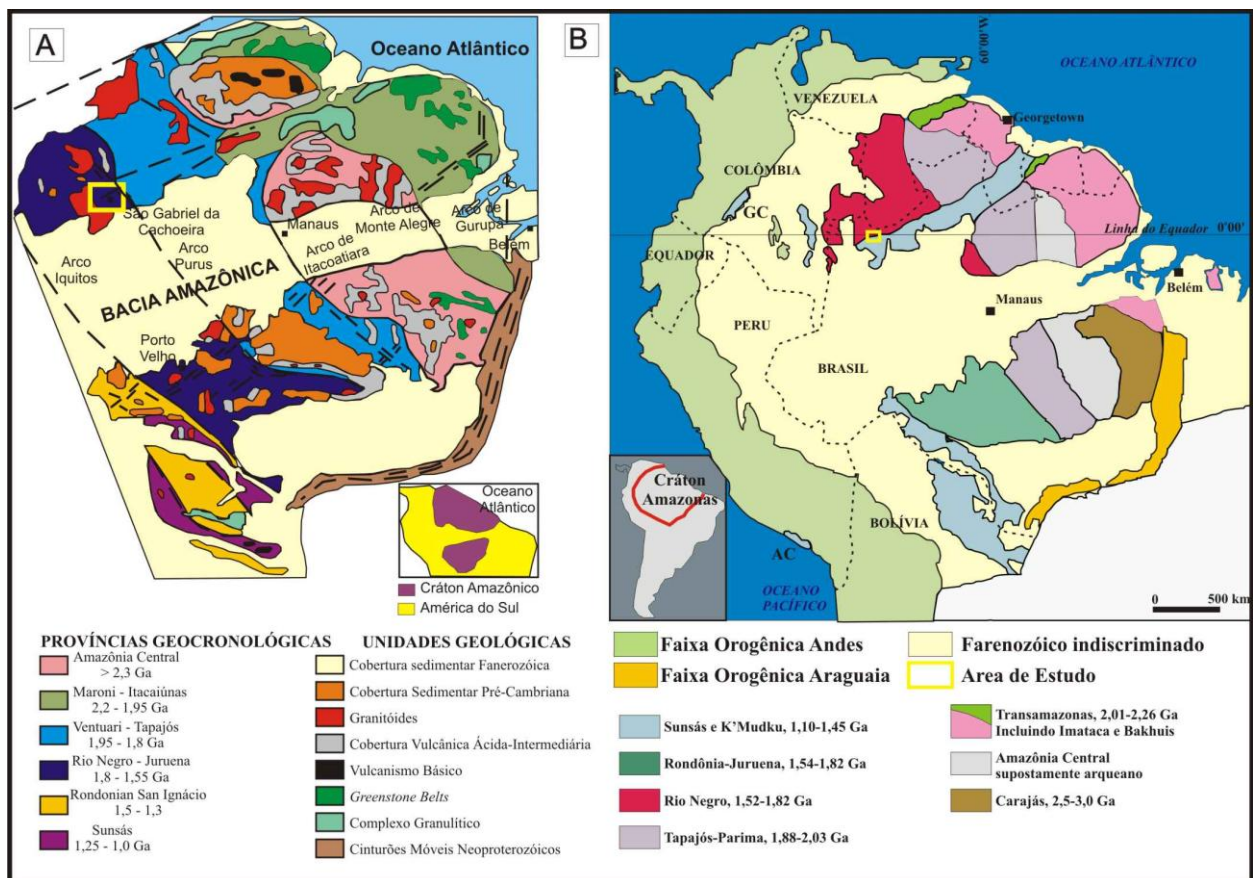


Figura 2.2: Províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico, segundo A) Tassinari & Macambira (2004) e B) Santos *et al.* (2006).

Segundo Tassinari & Macambira (2004) o Cráton Amazônico foi formado pela repetida agregação de continentes, modulado pelo resfriamento secular do manto e pela acreção de crosta continental. Idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}), indicam que cerca de 30% da área do Cráton Amazônico foi separada do manto superior durante o Arqueano. Os 70% restantes foram extraídos no Proterozóico, principalmente durante o intervalo de 2,2 a 1,55 Ga, sendo o período

em torno de 2,0 Ga, o mais importante. Os processos colisionais geraram magmas produzidos por fenômenos de fusão parcial, da base da crosta dos antigos arcos magmáticos, formando corpos graníticos de natureza continental. Esses arcos magmáticos, que hoje encontram-se nas províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, serviram como agentes amalgamadores durante o paleoproterozóico. Após esse processo colisional, próximo a 1,55 Ga, praticamente 90% da área do Cráton Amazônico já estava diferenciada do manto (Tassinari & Macambira, 2004).

Dados U-Pb mostrados por Santos (2000) e CPRM (2003), juntamente com o novo mapa geológico de Rondônia (Scandollara *et al.* 1996, *apud* Santos, 2003), mostram que as regiões Juruena e Rio Negro tiveram evoluções distintas durante o Paleo-Mesoproterozóico e podem não estar relacionadas, já que as seqüências vulcanossedimentares da região de Juruena foram geradas antes de 1,70 Ga, enquanto no domínio Rio Negro as faixas dobradas são exclusivamente sedimentares, continentais e mais jovens que 1,70 Ga (Grupo Tunuí). Outra diferença é que o domínio Rio Negro é composto essencialmente por granitóides colisionais, tipo I e S (Suítes Içana, Uaupés e Marauíá), que cobrem mais de 80% da área proterozóica exposta, já no domínio Juruena granitos rapakivi (Serra da Providência) e charnockitóides (Jaru-Ouro Preto) são as rochas intrusivas dominantes. Neste trabalho adota-se como nomenclatura a Província Rio Negro proposta por Santos *et al.* (2006).

Na parte norte do Cráton Amazônico, Barron (1966) demonstrou que as rochas mais deformadas da Guiana foram metamorfisadas por volta de 1260 Ma, tendo introduzido o termo “K’Mudku Mylonite Episode” para esse processo colisional.

Santos *et al.* (2006), relatou que no norte do Cráton Amazônico existe uma zona com maior freqüência de milonitos e zonas de cisalhamento, a qual se estende por aproximadamente 1600 km, desde o alto Rio Negro até a zona de fronteira Guiana-Suriname. Essa zona tem entre 60 e 80 km de largura, direção N45-55°E e afeta três províncias geológicas distintas: Rio Negro, Tapajós-Parima e Transamazonas. Estes autores obtiveram em titanita e zircões metamórficos idades variando entre 1468 e 1147 Ma.

No mesmo estudo, Santos *et al.* (2006), descreve duas amostras do Complexo Cauaburi (Província Rio Negro), formadas em 1798 ± 3 Ma e 1787 ± 13 Ma, que foram metamorfisadas em 1468 ± 8 Ma e 1423 ± 14 Ma. De acordo com esses autores a faixa K’Mudku foi formada durante aproximadamente 300 Ma por sucessivos períodos colisionais, e que esse evento pode estar associado a evolução do Orógeno Sunsás, localizados a oeste do Cráton Amazônico.

2.2.Síntese do conhecimento geológico

Um dos pioneiros na pesquisa geológica na região do Alto Rio Negro foi Paiva (1929, apud Dall'Agnol & Macambira, 1992) ao realizar um levantamento na região dos rios Negro, Uaupés, Içana, Aiari, Cassiquiare e parte do Orenoco, destacando a dominância de granitos inderfomados e gnaissificados que correlacionou ao "*Complexo Fundamental do Núcleo Brasileiro*".

Giffoni e Abraão (1969), em reconhecimento geológico no rio Cauaburi e região do Pico da Neblina, descreveram uma seqüência de granitos homogêneos e porfiríticos, assim como migmatitos orientados, com direção de fluxo predominantemente para NW.

Isler *et al.* (1974, apud Fernandes, *et al.* 1977) introduziram a denominação de Complexo Guianense no Escudo das Guianas, para designar o conjunto de rochas constituído de gnaisses, migmatitos, veios pegmatíticos, granitos, granodioritos, trohthjemitos e anfibolitos.

Na década de 70 o Projeto RADAMBRASIL (Pinheiro *et al.* 1976, Dall'Agnol & Abreu 1976, Fernandes, *et al.* 1977), realizou levantamento geológico em torno da cidade de São Gabriel da Cachoeira, região que compreende o morro da Fortaleza e na foz do rio Uaupés, e descreveram biotita granitóide a titanita com idade Rb/Sr em 1515 ± 25 Ma, cortados por “venitos” graníticos de granulação fina, orientados preferencialmente para N 50°W, N10°W e E-W.

Na estrada São Gabriel da Cachoeira-Cucuí (BR-307), em torno do km 15, Fernandes *et al.* (1977) relataram indícios de metamorfismo dinâmico provavelmente relacionado a falhamentos com direções NW-SE, com duas amostras coletadas em uma elevação alongada nessa mesma direção, descritas petrograficamente como muscovita-quartzito e muscovita-xisto.

Entretanto, uma das descobertas mais significativas nessa época ocorreu na região de Morro de Seis Lagos, na qual Viégas Filho *et al.* (1976) identificaram mineralizações de Nb, Ta, Mn e Ce no perfil de alteração laterítico desenvolvido sobre o Morro de Seis Lagos, caracterizado possivelmente pela alteração de um complexo alcalino.

2.3.Revisão litoestratigráfica da região de São Gabriel da Cachoeira

Ao longo dos anos, alguns pesquisadores realizaram trabalhos de cunho geocientífico nessa região, destacando-se Paiva (1929), Pinheiro *et al.* (1976) e Dall'Agnol & Abreu (1976), Lima & Pires (1985), Dall'Agnol (1992) e Dall'Agnol & Macambira (1992), Almeida *et al.* (2002), Almeida *et al.* (2007) entre outros.

Outros trabalhos que se destacam na região do Alto Rio Negro são: Projeto Alto Rio Negro (1986), Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo das folhas Iça e Pico da Neblina (2004), Projeto GIS AMAZONAS (2006).

Recentemente Santos *et al.* (2000 e 2006), Almeida *et al.* (2002), Almeida *et al.* (2007), Navarro *et al.* (2007), Navarro *et al.* (2009), Souza *et al.* (2009) contribuíram com estudos na região de São Gabriel da Cachoeira, suprindo em parte a carência de dados geológicos. Para reunir as informações existentes e verificar se as unidades litoestratigráficas estavam de acordo com o Código de Nomenclatura Estratigráfica, procurou-se fazer uma revisão das unidades aqui estudadas, bem como de parte do embasamento da província Rio Negro (Figura 2.3).

2.3.1. Complexo Cauaburi

Este complexo foi originalmente descrito como sendo constituídos por rochas graníticas e gnáissicas orto-derivadas, cuja área-tipo localiza-se no rio Cauaburi, e que foram deformadas durante a instalação do Cinturão Guiana Central (Lima & Pires 1985). Esses autores propuseram um modelo tectônico e uma série de novas unidades para a geologia local, com base nas interpretações de imagens de radar e dos dados acumulados na década anterior, concluindo que se trata do embasamento da Província Rio Negro/Rio Negro-Juruena. As rochas deste complexo constituem o embasamento regional do Domínio Imeri (CPRM, 2006), sendo intrudido pelas suítes Igarapé Reilau, Marauaiá, Uaupés, Marié-Mirim, Tapuruquara, pelo “*pipe*” alcalino de Seis Lagos, estando recoberto por rochas metassedimentares das Formações Neblina e coberturas sedimentares neógenas (CPRM, 2002).

Melo *et al.* (1993) e Melo & Villas Boas (1993) englobaram ao Complexo Cauaburi alguns granitóides miloníticos a protomiloníticos, representados por (hornblenda)-biotita augen-gnaisses e (meta)granitóides ovóides de composição predominantemente monzogranítica.

CPRM (2000, 2003 e 2006) e Almeida *et al.* (2004) subdividiram essa unidade em duas fácies distintas denominadas Tarsira e Santa Isabel. A fácies Tarsira é caracterizada por biotita (meta) granitóides cinza-claro e porfirítico a augen gnaisses foliados NE-SW, mergulhando para NW ou SE, que afloram no rio Negro, a montante de São Gabriel da Cachoeira, se estendendo pelos rios Içana e Xié.

Dados geocronológicos (U-Pb ID-TIMS e SHIRIMP) da fácies Santa Isabel são apresentados por Santos *et al.* (2000, 2003) e CPRM (2006) situam-se no intervalo de 1,81-1,79 Ga.

Nas proximidades de Santa Izabel do Rio Negro e rios Cauaburi, Preto, Daraá e Marauiá, afloram as rochas da fácies Santa Izabel, representada por biotita metagranitóides e ortognaisses de composição tonalítica a monzogranítica, com anfibolitos e migmatitos localizados com foliação NE-SW (Almeida *et al.*, 2007).

Navarro (2009) caracterizou petrograficamente as rochas da fácies Tarsira, a 6 km da Ilha de Flores, e definiu a atuação de um metamorfismo regional em fácies anfibolito a anfibolito superior, nos porfiroclastos e na matriz, e em retrometamorfismo, em fácies xisto verde, registrada, sobretudo nos processos de cloritização e muscovitização da biotita, saussuritização de plagioclásio, neoformação de microclinio e deformação de quartzo.

2.3.2. Complexo Cumati/Querari

Almeida *et al.* (2004) refere-se a esta unidade como embasamento do domínio Alto Rio Negro dividido em duas litofácies distintas (Querari e Tonu). Essas litofácies foram agrupados anteriormente por Lima & Pires (1985) no Complexo Cauaburi, este último ficando restrito a porção leste da área de trabalho. Atualmente corresponde ao embasamento da porção oeste da Província Rio Negro (Santos, *et al.* 2000, 2006) e do Domínio Alto Rio Negro (CPRM, 2006).

CPRM (2006) separou em duas unidades, ficando o Complexo Cauaburi restrito a porção leste. A litofácies Tonu é composta caracterizada pela composição tonalítica a granodiorítica, textura equigranular a incipiente porfirítica. Ocorrem megacristais orientados segundo a direção da foliação regional NW-SE, com mergulhos variando de 60° SW a vertical.

A litofácies Querari aflora ao longo do alto curso do rio Uaupés, com foliação variando de N30°E a N10°W, tem composição variando de monzogranítica a diorítica, com dominância de granodioritos cinza, granulação média a grossa. Idades T_{DM} (1,74 Ga) próximas às idades de cristalização (U-Pb) e o $\epsilon_{Nd(t)}$ positivo (+3,91) encontrados em amostra de ortognaisses e metagranitóides Querari (1,70 Ga) indicam uma fonte juvenil para esse magmatismo, envolvendo subducção de uma crosta oceânica em ambiente de arco magmático (CPRM, 2006 e Almeida *et al.*, 2007).

Partes dessas rochas guardam registros de um episódio deformacional sob condições de fácies anfibolito, gerando foliação regional dominante na direção NE-SW (litofácies Querari) e subordinadamente NW-SE (litofácies Tonu).

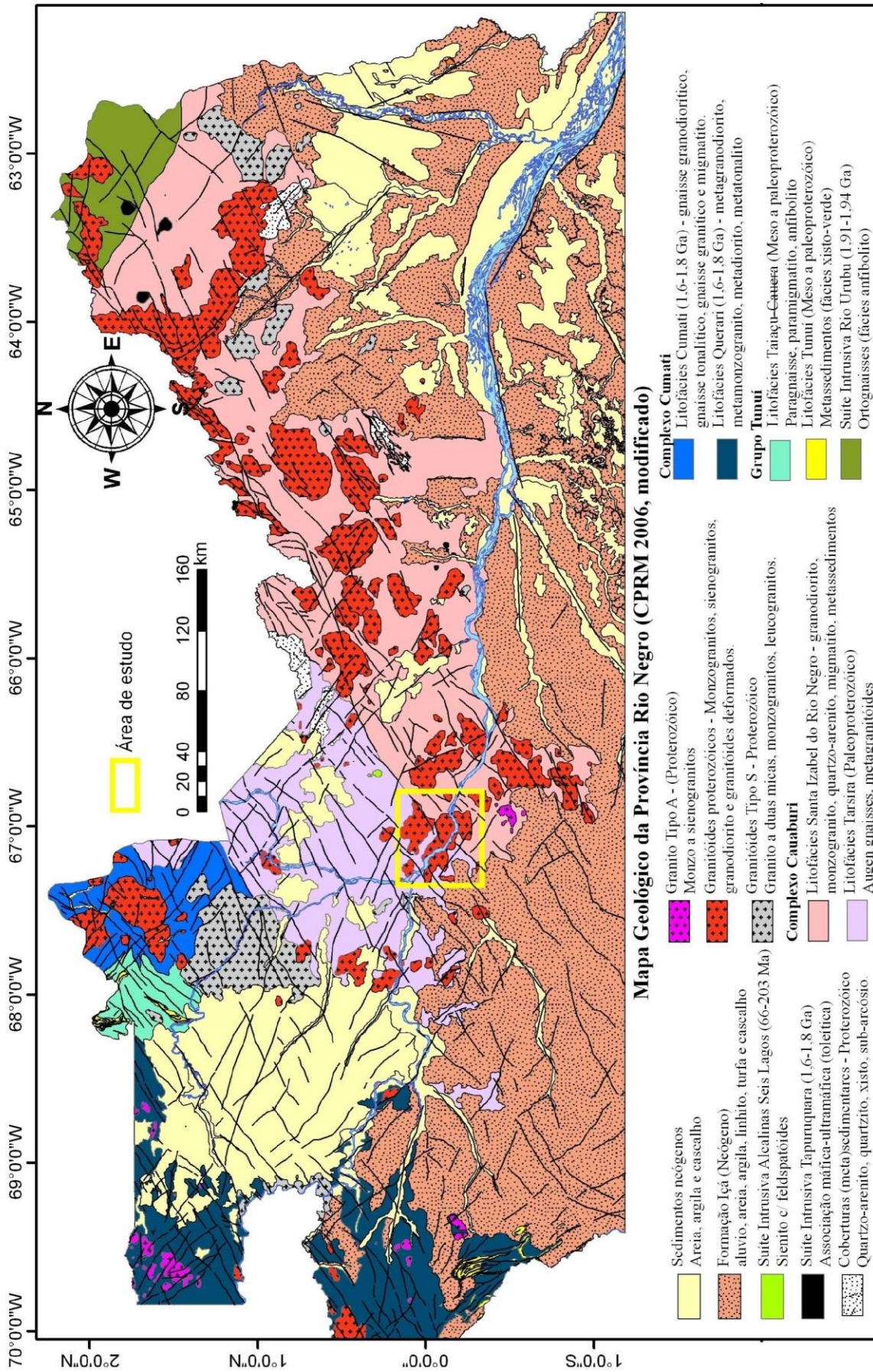


Figura 2.3: Mapa geológico da Província Rio Negro (modificado de CPRM, 2006).

2.3.3. Suíte Intrusiva Rio Içana

Esta unidade foi descrita por Dall'Agnol & Abreu (1976) e agrupada anteriormente por Pinheiro *et al.* (1976) no Complexo Guianense. Lima & Pires (1985) individualizaram e englobaram na Suíte Intrusiva Rio Içana, com a área tipo nas regiões dos rios Içana, Tiquié e na confluência dos rios Papuri e Uaupés.

Almeida *et al.* (2002), separaram em duas fácies distintas. Estes autores consideraram os (leuco)granitos à duas micas similares aos granitos da fácies Santa Rosa, enquanto os granitos porfiríticos correspondem aos granitos da fácies Iauretê tipo 2 (Almeida & Larizzatti, 1995).

De acordo com CPRM (2006) as rochas da Suíte Intrusiva Rio Içana são constituídas por monzogranitos cinza claro, grão médio, porfiríticos a equigranulares, por vezes hololeucocráticos.

Dados geocronológicos indicam um intervalo de cristalização (U-Pb) entre 1,52-1,54 Ga (Almeida *et al.* 1997, Almeida *et al.* 2007, CPRM 2006) e heranças do embasamento (1,80 e 1,89 Ga), além de idades isocrônicas Rb-Sr de 1,23 Ga a 1,32 Ga (Dall'Agnol & Abreu, 1976) relacionadas possivelmente com o evento tectono-termal K'Mudku.

Segundo CPRM (2006), estes granitóides poderiam ter se originado com a continuação do processo de subducção entre uma placa oceânica e uma placa continental e conseqüente colisão de duas placas continentais, culminando na fusão e espessamento crustal das rochas, criando condições propícias a geração e colocação de granitóides do tipo S da Suíte Intrusiva Rio Içana entre 1,54-1,52 Ga, com fusão crustal em larga escala em ambiente sin a pós-colisional. Critérios petrográficos e químicos, além de isotópicos confirmam sua similaridade com granitos tipo S da literatura (Chappell & White, 1974), além de possuírem características geoquímicas que se credencia a hospedar ocorrência de Sn, W, Nb e Ta.

2.3.4. Suíte Intrusiva Rio Uaupés

Esta unidade foi definida por Dall'Agnol & Macambira (1992) para agrupar biotita granodiorito, titanita-biotita monzogranito, leucomonzogranito e leucossienogranito, com idade Rb-Sr de 1.459 ± 32 Ma e razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70631 \pm 0,00117$. Estes granitóides afloram no o médio-baixo curso do rio Uaupés e são representadas pelo quimismo metaluminoso, e pertencentes aos granitos da série magnetita. Segundo esses autores, essas

rochas se originaram a partir de um magmatismo gerado por anatexia de uma crosta inferior, espessada tectonicamente durante evento colisional continental.

Santos & Silva (1994) consideraram esta unidade como uma suíte metaluminosa, cálcio-alcalina expandida (tipo I-cordilheirano), sin a tardi-tectônica, interpretados como reflexo de um ciclo de evolução crustal, com evidências de acreção mantélica direta.

Santos *et al.* (2000), relatam que a região de São Gabriel da Cachoeira apresenta dificuldades na distinção entre o embasamento e a Suíte Intrusiva Rio Uaupés (SIRU), pois apresentam composição química e mineralógica similares e os granitóides da SIRU são sintectônicos e foram posteriormente deformados e cisalhados localmente durante o evento K'Mudku (1,2 Ga). Esses autores obtiveram uma idade U-Pb de 1518 ± 25 Ma (MSWD=3,0) para um monzogranito proveniente de lajedos na cidade de São Gabriel da Cachoeira. Já a idade de extração do manto (T_{DM}) fica entre 1996-2124 Ma, indicando que o magma Uaupés se originou de uma fonte dominada por um antigo componente crustal (~500 Ma mais antigo), sugerindo que o cinturão Tapajós-Parima, a leste da Província Rio Negro, pode ter sido parte desta fonte.

Almeida *et al.* (2002) e CPRM (2006) considerou os granitóides aflorantes ao redor de São Gabriel da Cachoeira similares aos descritos por Dall'Agnol & Macambira (1992), contudo discutem a sua tipologia, com correntes a favor da sua inclusão nos granitóides tipo A aluminosos, similares ao do sudoeste dos EUA (Anderson & Bender, 1983), ou nos granitóides tipo I (Silva & Santos, 1994).

Souza *et al.* (2009) caracterizou a geoquímica do Granito São Gabriel da Cachoeira como de caráter metaluminoso com discreta tendência ao campo peraluminoso nas fácies mais evoluídas, e afinidade geoquímica transicional entre cálcio-alcalina e alcalina, e com base nas feições de campo, assembléia mineral e características geoquímicas, sugeriu a atuação do processo de cristalização fracionada envolvido na gênese dessas rochas e um ambiente colisional para o seu alojamento.

2.3.5. Suíte Intrusiva Serra Curicuriari

Lima & Pires (1985) reuniram granitóides de uma ampla área na região de São Gabriel da Cachoeira, inclusive os da Serra Curicuriari (“Bela Adormecida”) considerando-a como área tipo desta unidade.

Posteriormente, Reis & Monteiro (2005) caracterizaram esses granitóides de composição sienogranítica a monzogranítica, com restritos álcali-feldspato granitos e alaskitos, isotropos, granulação média a grossa, textura inequigranular a porfirítica, por vezes rapakivi. Esses mesmos

autores descreveram pequena lavra garimpeira na porção norte da serra Curicuriari, no igarapé Arabo, sobre rocha fortemente intemperizada (saprólito), com fragmentos de quartzo leitoso, além de berilo e columbita-tantalita, sugerindo a presença de pegmatitos mineralizados.

CPRM (2006) relata tipos subvulcânicos em igarapé da margem direita, próximo a foz do rio Curicuriari, além do caráter intrusivo no Complexo Cauaburi e também nos granitóides da Suíte Intrusiva Rio Uaupés (1,52 Ga), sugerindo idades inferiores a 1,52 Ga para o magmatismo curicuriari e similaridades com o Granito Jauari.

CAPÍTULO 3 - ASPECTOS GERAIS DE CAMPO DO BATÓLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA

Santos *et al.* (2000) denominaram de “*Granito São Gabriel*” os granitóides aflorantes ao redor da sede municipal de São Gabriel da Cachoeira. Porém, o termo “Granito São Gabriel” já é utilizado desde a década de 70 por Araújo Neto & Moreira (1974), para designar o conjunto de rochas que afloram na região da Serra São Gabriel no município de Presidente Figueiredo (AM). Este trabalho propõe a denominação de “*Granito São Gabriel da Cachoeira*” (GSGC) para o corpo batolítico alongado com *trend* NE-SW e dimensões em torno de 660 km² (Figura 3.1), localizado no extremo noroeste do Amazonas, na região homônima.

O corpo granítico de São Gabriel da Cachoeira pertence à *Suíte Intrusiva Rio Uaupés* sendo constituídos por **três fácies** distintas, denominadas de acordo com a área-tipo de ocorrência, em: **fácies São de Gabriel**, **fácies Ilha de Flores** e a **fácies Camanaus** (Figura 3.1). O batólito encontra-se encaixado em rochas metaígneas do Complexo Cauaburi, Litofácies Tarsira a NE-NW e Santa Izabel a SE-SW. A porção sudoeste desse corpo encontra-se quase que totalmente encoberta por sedimentos, com porções aflorantes isoladas nos depósitos mais recentes a montante do rio Curicuriari.

A fácies São Gabriel predomina em todo o batólito (Figura 3.1), a fácies Camanaus, em termos de afloramento é volumetricamente mais restrita, formando ilhotas próximas ao porto de Camanaus (Figura 3.1) ocorrendo na forma de diques e bolsões, intrusiva nas fácies São Gabriel (Figuras 3.2 A, B e C) e Ilha de Flores (Figura 3.2D) sendo, portanto a fácies mais jovem. Em campo, não se observou relações de contato ou temporal entre as fácies São Gabriel e Ilha de Flores, visto que esta última fácies se restringe a região de borda do batólito.

Petrograficamente a fácies São Gabriel distingue-se das demais por apresentar, em geral, textura hipidiomórfica inequigranular média a grossa, com raros pórfiros, enquanto a fácies Ilha de Flores apresenta textura porfirítica com fenocristais de feldspatos com até 3 cm de comprimento e geralmente orientados por fluxo magmático. A fácies Camanaus exibe textura porfirítica, porém com matriz fina e fenocristais de feldspatos com tamanhos máximos de 1 cm. Diferenças mineralógicas também são observadas nas três fácies e são detalhadas no Capítulo IV que trata da petrografia.

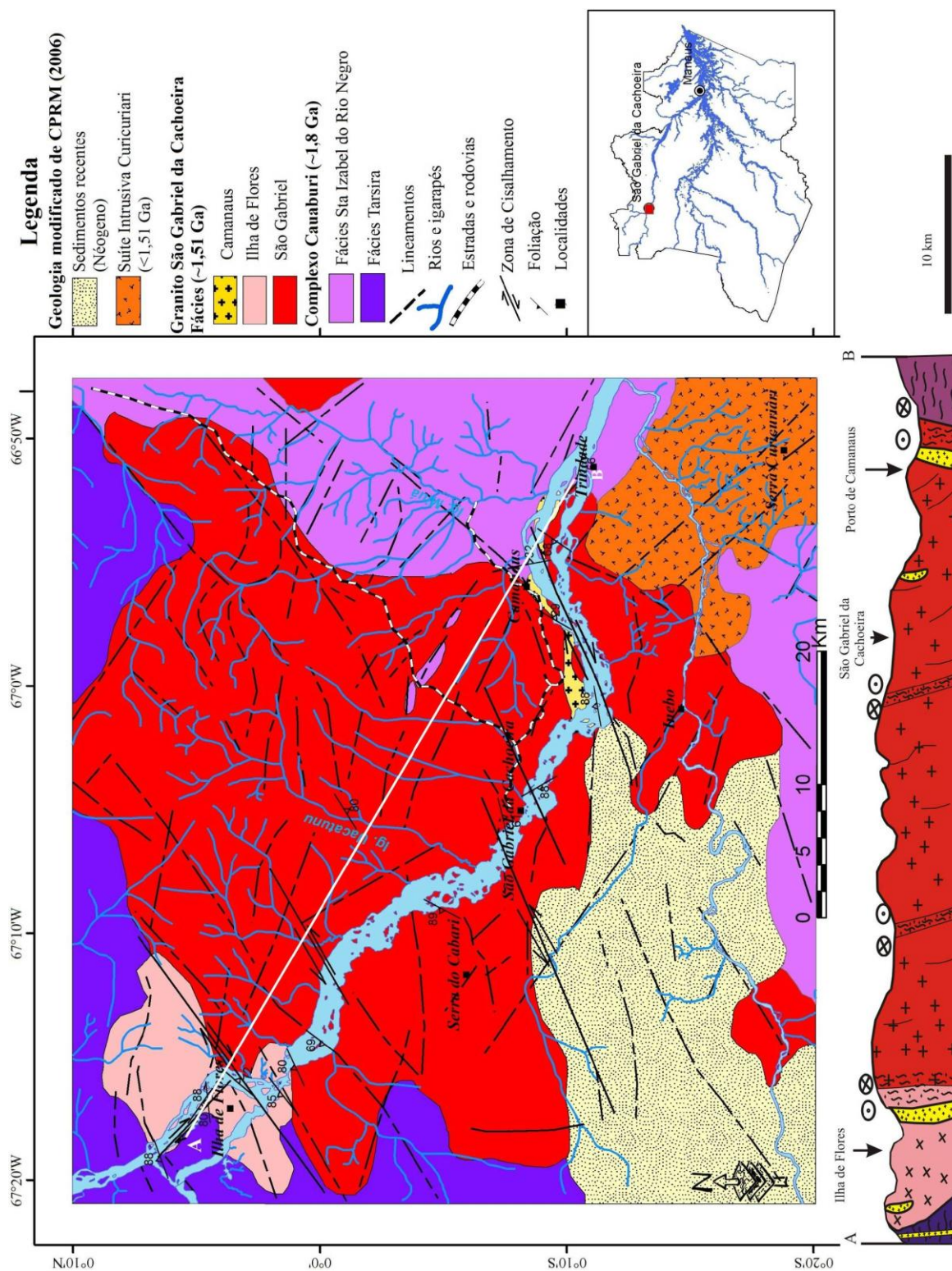


Figura 3.1: Mapa geológico do Granito São Gabriel da Cachoeira e seção geológica esquemática ao longo do Rio Negro. Modificado de CPRM (2006).

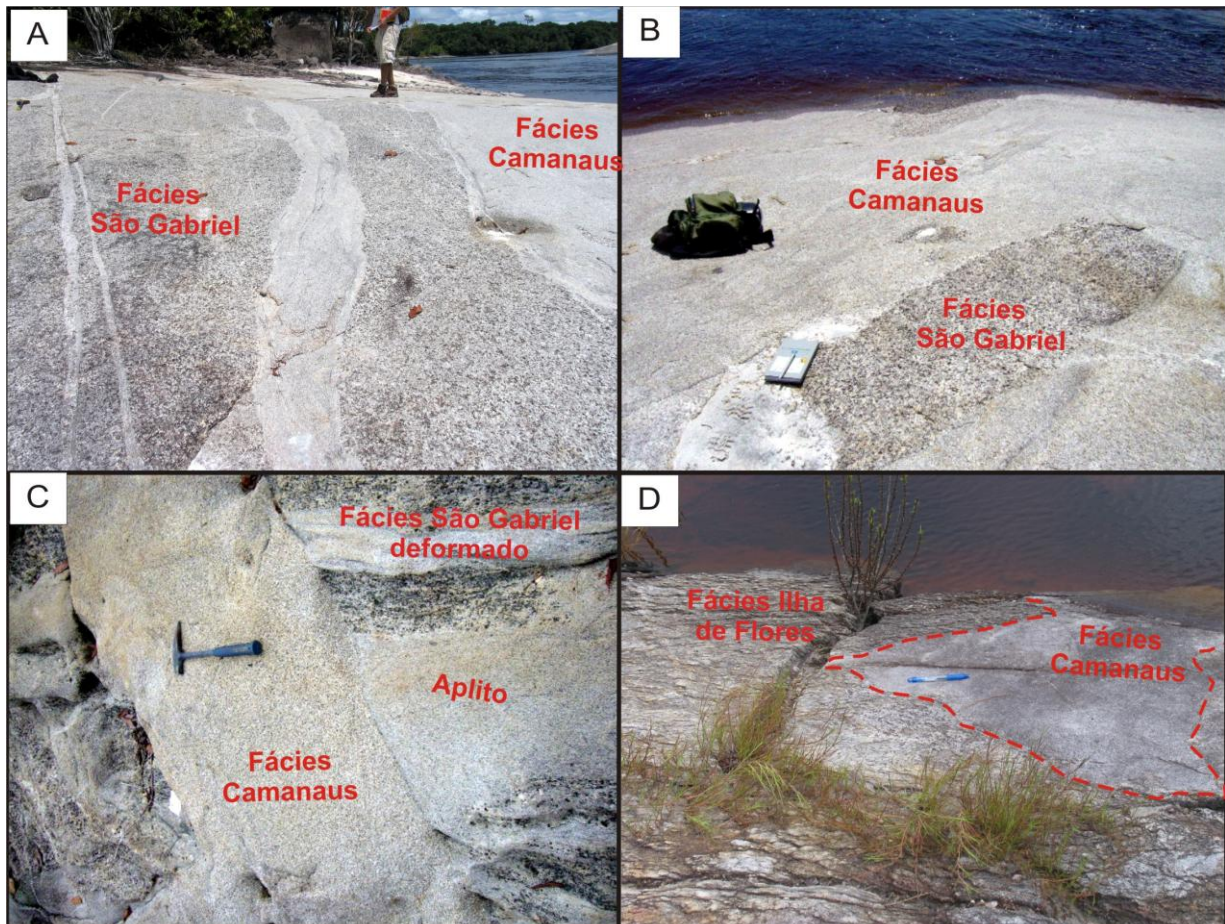


Figura 3.2: Aspecto de campo das relações de contato entre as fácies estudadas. A) diques da fácies Camanaus, intrusivos na fácies São Gabriel (GSG-30); B) Xenólito da fácies São Gabriel na fácies Camanaus (GSG-30); C) fácies Camanaus cortando a fácies São Gabriel e o aplito (GSG-30); D) contato entre a fácies Ilha de Flores deformada e a fácies Camanaus, na borda oeste (GSG-14).

3.1. Granito São Gabriel da Cachoeira

3.1.1 Fácies São Gabriel

A fácies São Gabriel é constituída predominantemente por monzogranitos e subordinadamente por sienogranitos, granodioritos e quartzó monzodiorito (ver capítulo IV). Seus afloramentos apresentam morfologias similares aos do “Morro da Fortaleza” (Figura 3.3A), localizado na área urbana de São Gabriel da Cachoeira, além de lajedos formando ilhas e ilhotas no rio Negro (Figuras 3.3B), além de inúmeros blocos arredondados, que por vezes, ocorrem com esfoliação esferoidal resultante da atuação do intenso intemperismo físico-químico.

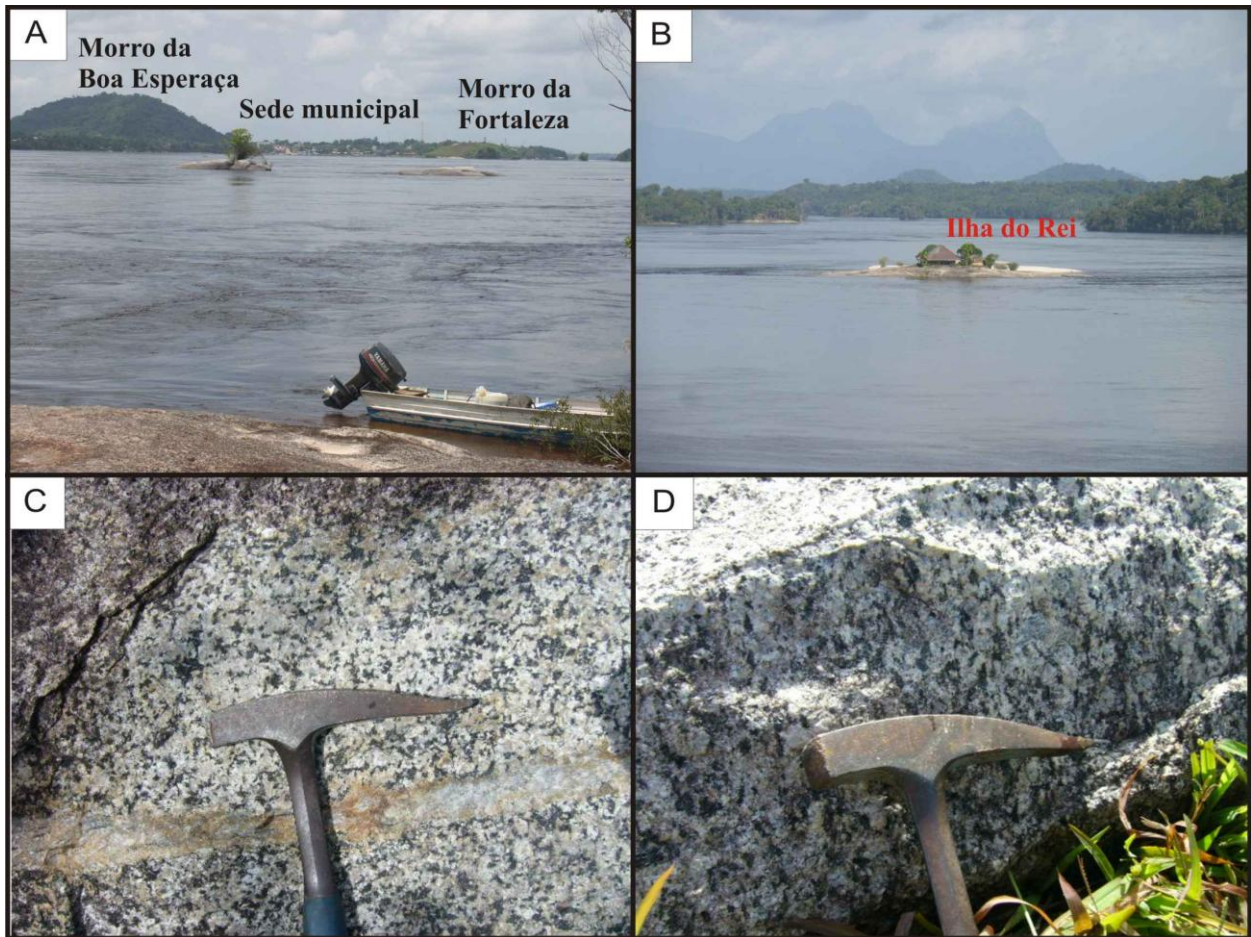


Figura 3.3: Aspecto de campo dos afloramentos do Granito São Gabriel da Cachoeira: A) afloramento em forma de Morro, à esquerda Morro da Boa Esperança (GSG-50) e direita da sede o Morro da Fortaleza; B) Ilha de Rei (GSG-20); C) aspecto isótopo do granito (GSG-12); D) biotita monzogranito foliado de granulação médio a grosso (GSG-01).

As rochas que compõem estas fácies são leucocráticas, de coloração cinza, textura fanerítica média a grossa, e variam de isotrópicas (Figura 3.3C) a foliadas (Figura 3.3D). Por todo o corpo, ocorrem zonas de cisalhamento que o deformam de forma heterogênea (Figura 3.4D). Tanto nas regiões centrais do corpo, quando retrabalhados por zona de cisalhamento, como nas bordas, ou relacionado a um alojamento sin-tectônico, a rocha apresenta uma estrutura foliada, segundo N50°E a N80°E (Figura 3.5A), com mergulhos sub-verticais tanto para noroeste quanto para sudeste. Muitas vezes desenvolve uma textura de augen gnaisses, com cristais de feldspato alcalino com rotação predominantemente dextral (Figura 3.4A). Também é comum diques pegmatíticos sin-plutônico que devido à deformação atuante no durante o seu alojamento do batólito na crosta geraram uma estrutura crenulada no granito (Figuras 3.4B) com cristais de feldspatos estirados (Figura 3.4C).

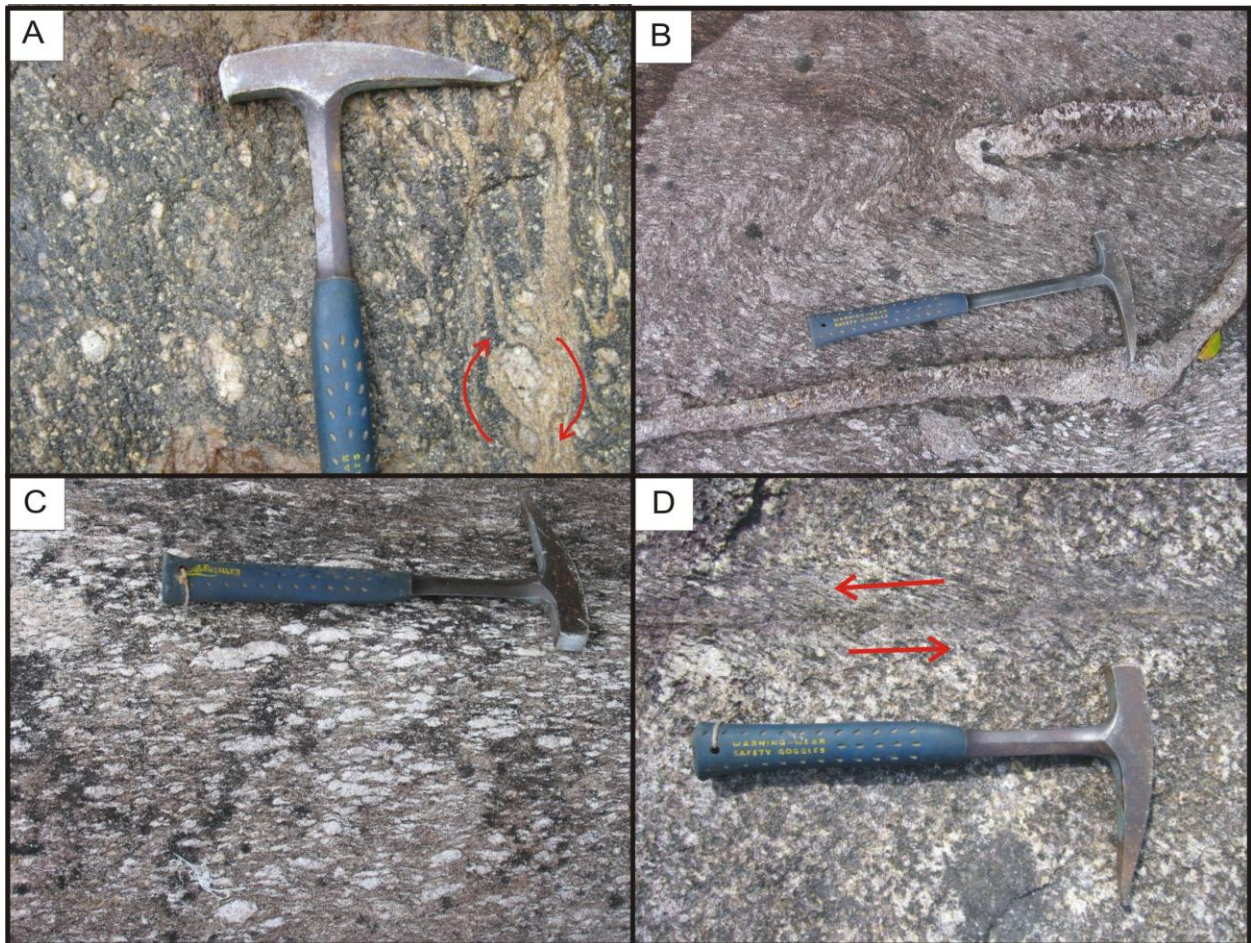


Figura 3.4: Aspectos texturais dos granitóides deformados: A) aspecto de augen gnaisse em zona de cisalhamento no igarapé Uacatunu (GSG-39), com cristal rotacionado indicando cinemática destal; B) aspecto gnáissico dobrado da borda leste, nas proximidades do Porto de Camanaus (GSG-31); C) detalhe do aspecto gnáissico da borda leste com feldspatos estirados (GSG-31); D) Zonas de Cisalhamento sinistral na Ilha do Rei (GSG-12).

As zonas de cisalhamento apresentam direções predominantemente N70-80E (Figura 3.4D e 3.5B), e mergulhos sub-verticais com cinemática predominante destal. Subordinadamente ocorrem zonas de cisalhamento, com atitudes variando entre N20°-40°W, com mergulhos sub-verticais e cinemática predominantemente sinistrais (Figura 3.5B), que sugere trata-se de um sistema de Riedel.

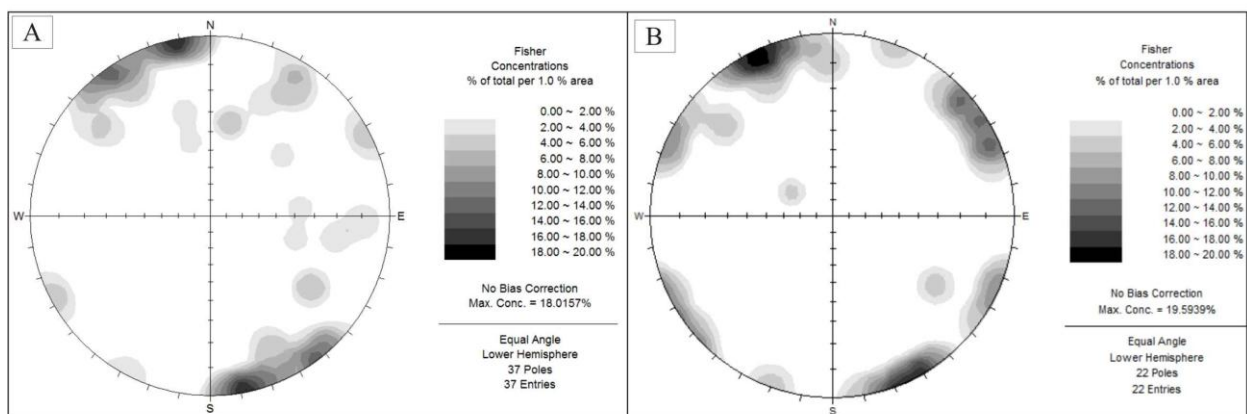


Figura 3.5: Diagrama de rosetas e de mergulhos das foliações e zonas de cisalhamento. A) foliação NE-SW da fácies São Gabriel com mergulhos das foliações; B) duas atitudes principais das zonas de cisalhamento, com mergulhos subverticais.

As rochas da fácies São Gabriel também são seccionadas por diques de pegmatitos (Figura 3.6A) e aplitos (Figura 3.6B). Os pegmatitos por vezes também seccionam os diques de aplitos, e são compostos essencialmente por quartzo, feldspatos, alguns com mais de 40 cm de tamanho (Figura 3.6C), além de biotita, titanita e magnetita euédrica com até 4 cm (Figura 3.6D). As direções dos diques de pegmatitos são preferencialmente E-W com pequenas variações para NE-SW e NW-SE (Figura 3.7A), enquanto os diques de aplitos estão orientados segundo $N60^{\circ}-70^{\circ}W$ (Figura 3.7B).

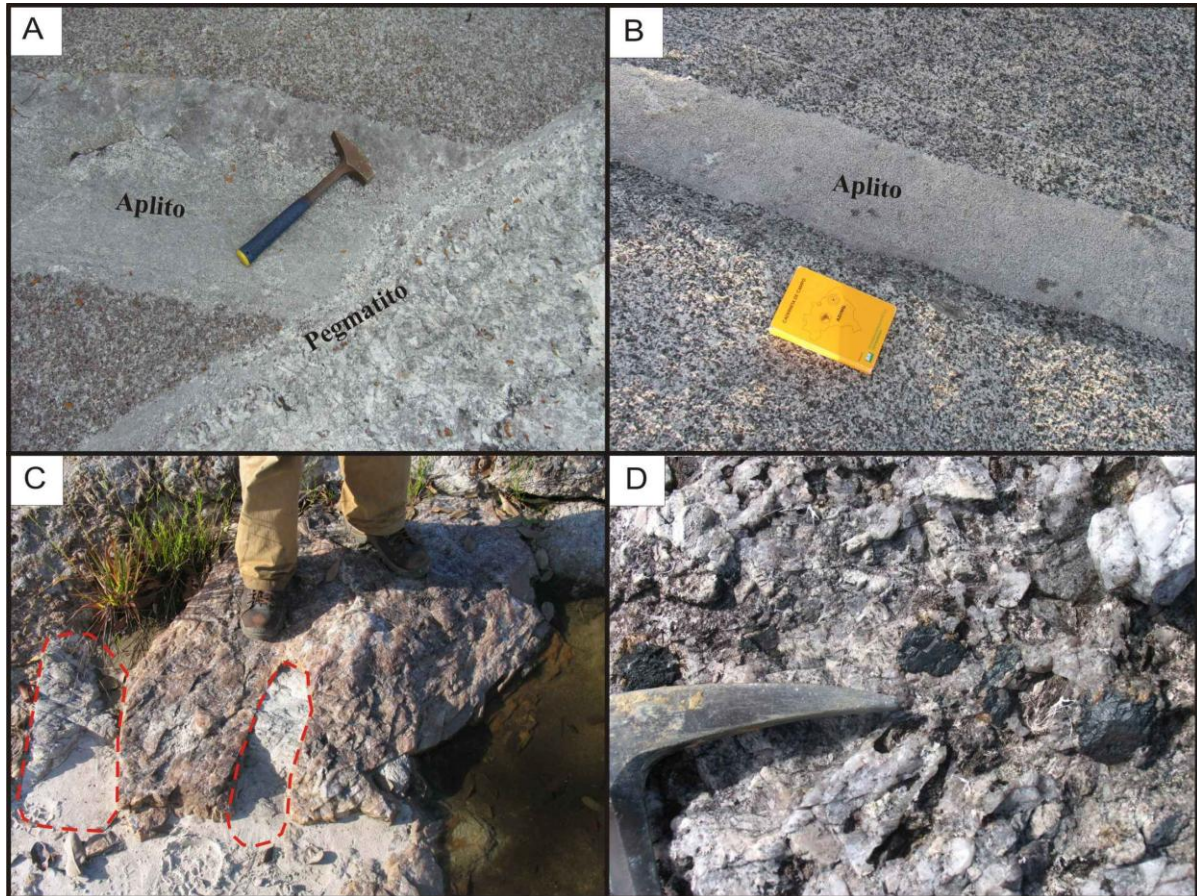


Figura 3.6: Aspectos dos diques de aplitos e pegmatitos ao longo das ilhas no Rio Negro. A) Pegmatito cortando aplito granítico (GSG-57); B) dique de aplito cortando a fácies São Gabriel (GSG-11); C) feldspatos com pouco mais de 40 cm na Ilha dos Pegmatitos gigantes (GSG-08); D) cristais de magnetita nos pegmatitos (GSG-08).

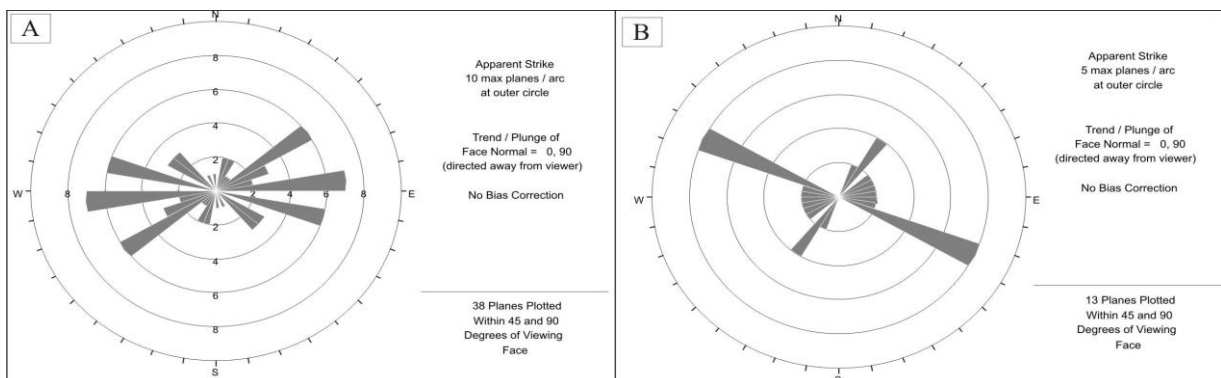


Figura 3.7: Diagrama de rosetas para os diques de pegmatitos e aplitos com mergulho subverticais. A) direções dos pegmatitos e B) aplitos.

Xenólitos e enclaves máficos ocorrem próximo a borda do batólito. Os xenólitos em geral são de composição máfica (anfíbolito?), angulosos a sub-anguloso (Figura 3.8A), muitas vezes alongados segundo NE-SW (Figura 3.8B). Os enclaves apresentam composição intermediária a máfica, e com geometria variada (figura 3.8C a D), orientados preferencialmente segundo a direção N-S com variações de N10°W a N10°E (Figura 3.8B). Evidências de mistura mecânica entre os enclaves e o granito é vista pela presença de cristais de feldspato do granito no interior dos enclaves máficos (Figura 3.8C).

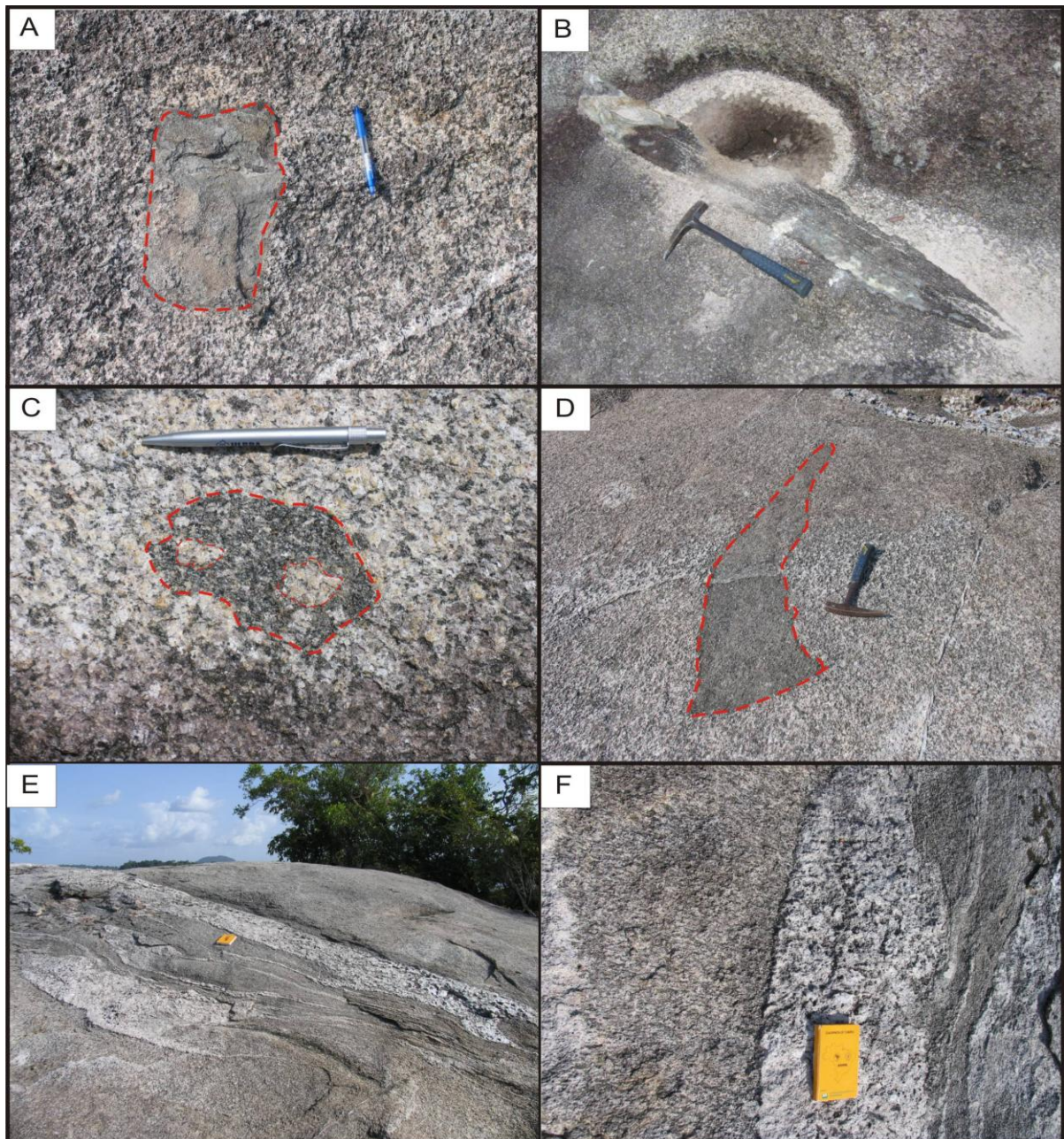


Figura 3.8: Xenólitos e enclaves que ocorrem na fácies São Gabriel: A) xenólito de rocha máfica sub-angular (anfíbolito?) (GSG-08); B) xenólito máfico alongado (anfíbolito?) (GSG-13); C) cristais de feldspatos assimilados pelo enclave máfico (GSG-05); D) enclave máfico estirado paralelo a foliação S0/S1 (GSG-08); E) injeções máficas e félsicas intercaladas, associados com bolsões de pegmatitos (GSG-08); F) detalhe da figura E com injeções félsicas e máficas (GSG-08).

Ocorrem ainda injeções sin-plutônicas de bolsões félsicos (Figura 3.8E), com textura pegmatítica, associada e intercaladas com injeções intermediárias a máficas, em contato irregulares e difusos (Figura 3.8F), evidenciando a presença de um magma máfico a intermediário associado a formação desse batólito.

3.1.2 Fácies Ilha de Flores

Essa fácies tem como principal área de exposição a Ilha de Flores e arredores. Apresenta composição sieno a monzogranítica, em geral, com textura porfírica, granulação média a grossa, apresentando uma orientação de fluxo magmático segundo N40°E e mergulhos subverticais (Figuras 3.9A e B). Os fenocristais são de feldspato alcalino e de plagioclásio, tabulares (Figura 3.10A) ou arredondados (Figura 3.10B), imersos em uma matriz média a grossa. Diques de aplitos e pegmatitos cortam esta fácies (Figuras 3.10C), bem como bolsões graníticos da fácies Camanaus.

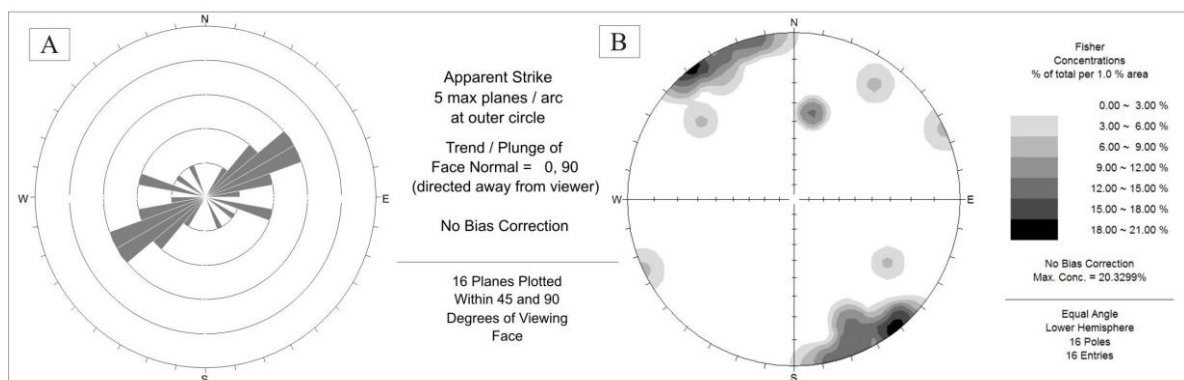


Figura 3.9: Atitude das foliações magmática e tectônica da Fácies Ilha de Flores. A) Diagrama de rosetas com a direção NE das foliações; B) Diagrama com atitude dos mergulhos, em geral, subverticais.

Esta fácies também é retrabalhada por zonas de cisalhamento apresentando uma foliação bem marcante e crenulada (Figura 3.10D) com direção paralela a foliação magmática e mergulho subvertical tanto para NW quanto para SE, similares ao encontrado na fácies São Gabriel.

Enclaves máficos também são encontrados, em geral com geometria elíptica (Figura 3.11A) e alongados (Figura 3.11B), orientados segundo N31°-60°E. Estrutura de bandamento composicional (*layering*) é representada por camadas centimétricas, alternando entre concentração de minerais máficos e félsicos (Figura 3.11C). As bandas máficas apresentam terminações pontiagudas e a banda félsica (Figura 3.11C) são compostos essencialmente por quartzo e feldspato, alguns com zoneamento composicional nos cristais tabulares.

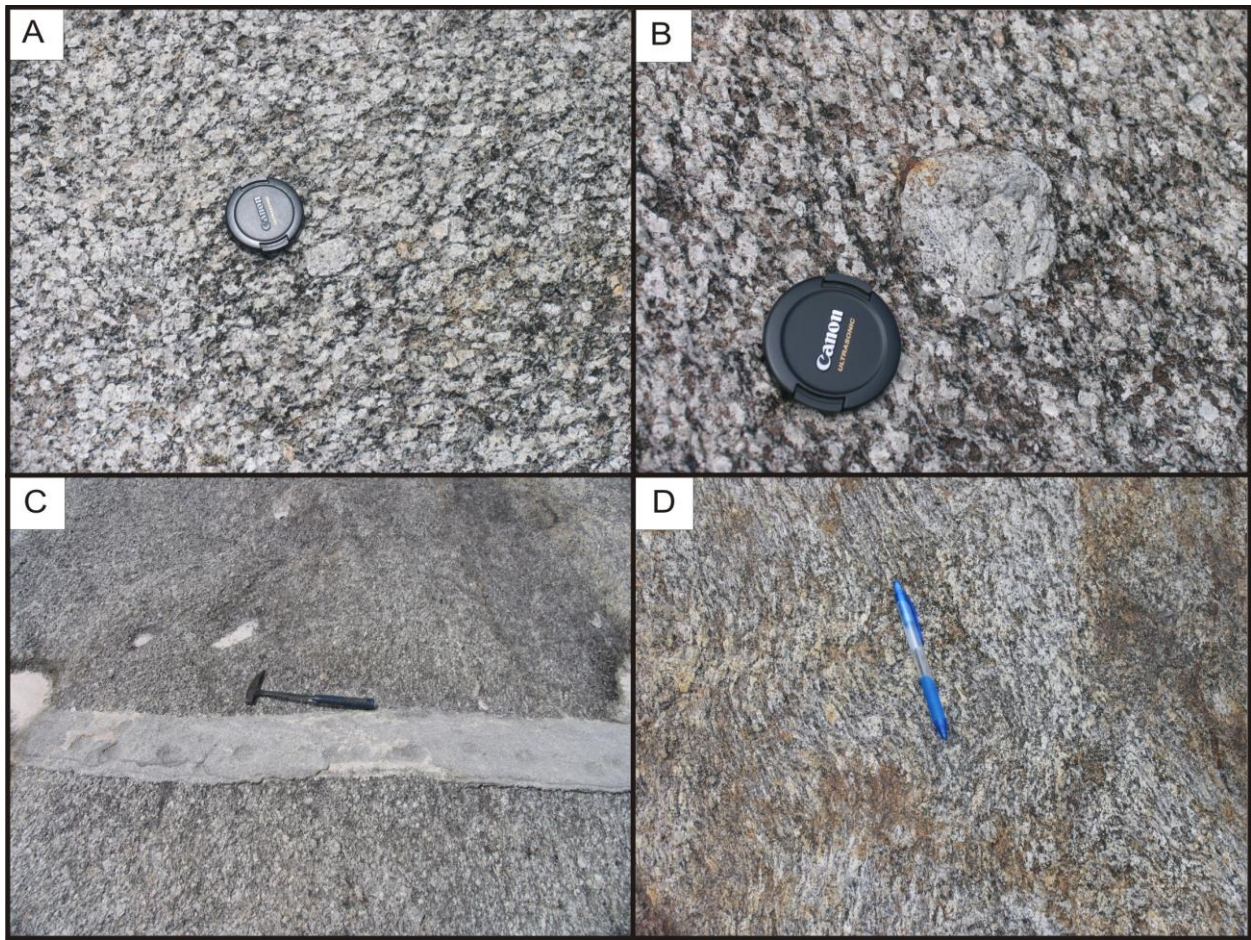


Figura 3.10: Aspecto de campo das rochas da fácies Ilha de Flores. A) orientação de feldspatos alcalinos tabulares, sugerindo fluxo magmático (GSG-15); B) pórfiros de feldspato alcalino arredondado, na matriz média a grossa (GSG-15); C) diques de aplitos cortando a fácies Ilha de Flores (GSG-16); D) Aspecto do granito com foliação penetrativa e crenulada (GSG-14).

Observações feitas por Lucas & St-Onice (1995); Pupier *et al.* (2008) Barbey (2009) sugerem que feições de bandamentos composicionais em granitos podem ser resultado da atuação de três processos inter-relacionados durante o crescimento do plúton: cristalização fracionada, e relação entre a injeção de magmas e deformação associada.

Observações de campo em “Sierra Nevada” por Barbey (2009) mostram que estruturas de bandamento ígneo rítmico (*layering*) são feições comuns em granitos orogênicos, sendo o contato entre as bandas quartzo-feldspática é quase que gradual, enquanto que os máficos são contatos do tipo pontiagudos ou em cúspide.

Tais feições também são observadas na fácies Ilha de Flores (Figuras 3.11C). A segregação de *melts* em veios também é comum em granitos sin-tectônicos, podendo existir uma analogia entre acamamento ígneo sin-migmatítico, caracterizado pela alternância de níveis centimétricos a métricos, de veios graníticos e camadas de mesossoma e ambos podem ser resultados da deformação assistida (Barbey, 2009).

Observa-se ainda a existência de xenólitos de gnaisses (?), cortado por veios de quartzo (Figura 3.11D).

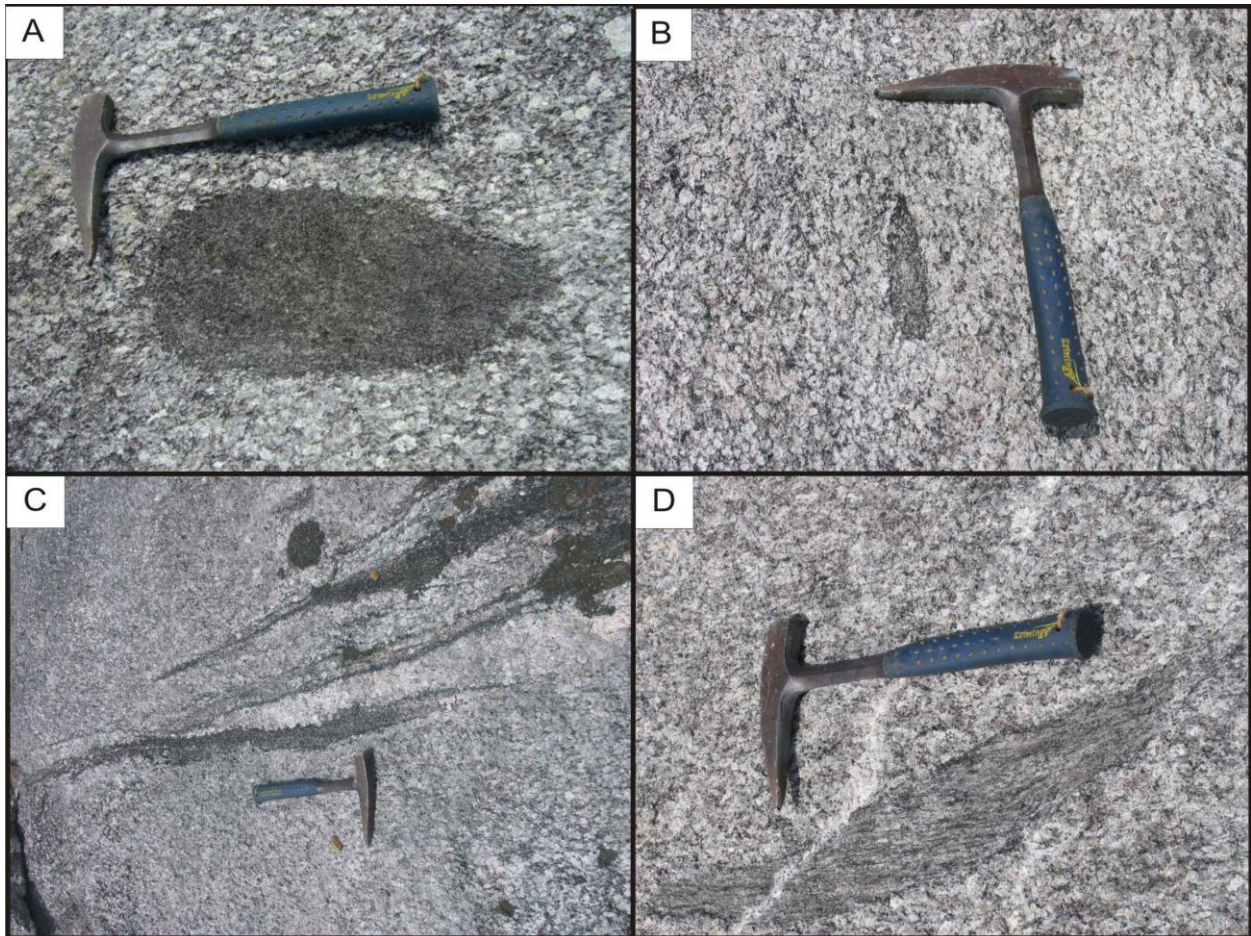


Figura 3.11: Aspecto de campo dos enclaves, xenólitos e estrutura tipo layering da fácies Ilha de Flores. A) Enclave máfico elíptico (GSG-16); B) enclave máfico alongado na direção NE (GSG-15); C) segregação composicional (layering), com camadas de máficos alternada com porções quartzo-feldspática e contatos em cúspede (GSG-16); D) xenólito de gnaiss intermediário (GSG-16).

3.1.3 Fácies Camanaus

A fácies Camanaus aflora com lajedos nas proximidades do Porto de Camanaus, e principalmente na forma de diques (Figura 3.12A), bolsões e injeções difusas (Figura 3.12B), interceptando a fácies São Gabriel e Ilha de Flores (Figura 3.12B), demonstrando ser a fácies mais jovem do Granito São Gabriel da Cachoeira.

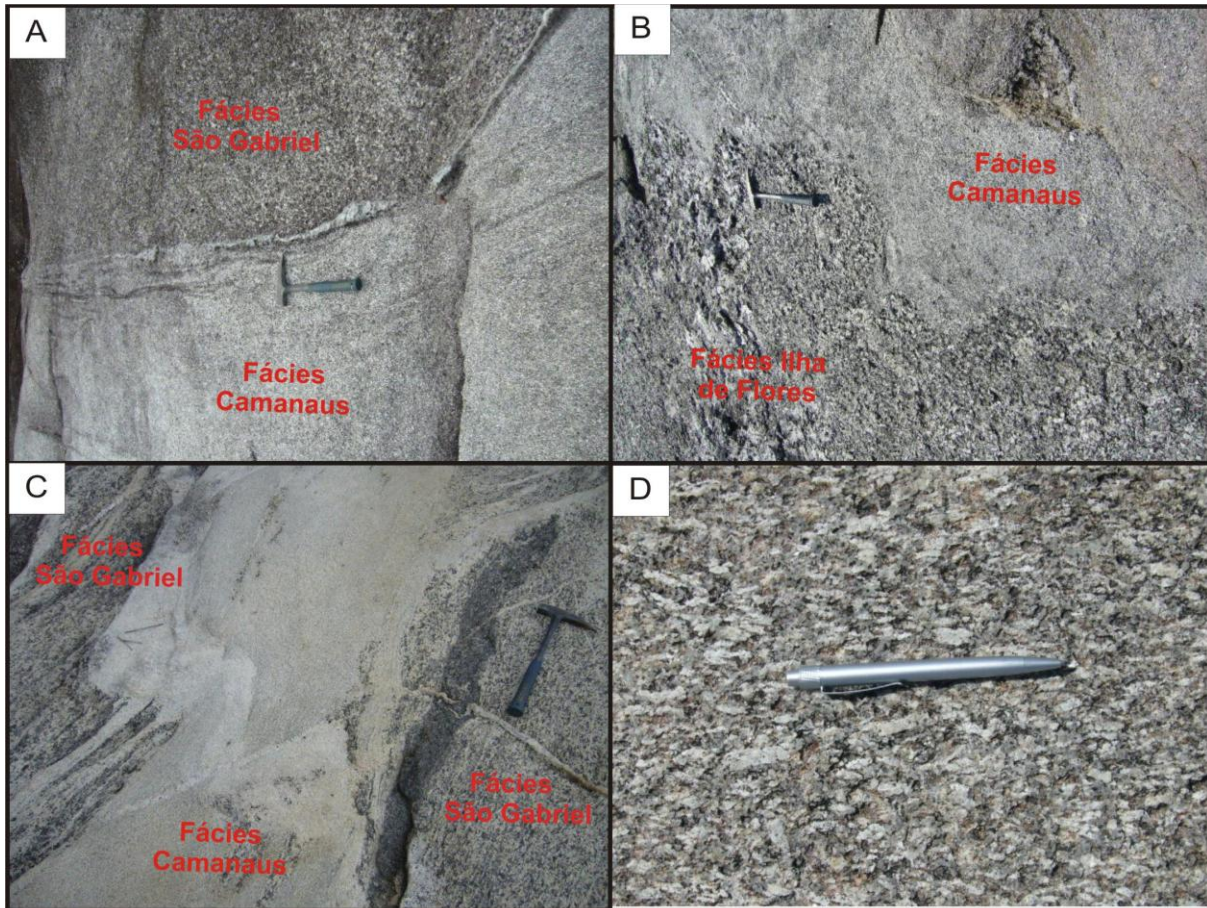


Figura 3.12: Afloramentos da fácies Camanaus. A) diques possantes de biotita granito porfirítico intrusivo na fácies São Gabriel (GSG-30); B) porções difusas da fácies Camanaus intrusivo na fácies Ilha de Flores (GSG-15); C) contato intrusivo do fácies Camanaus no fácies São Gabriel (GSG-36); D) aspecto mesoscópico com cristais tabulares de feldspato orientados definindo um fluxo magmático (GSG-16).

São sienogranitos a monzogranitos acinzentados, com textura porfirítica e matriz de granulação fina a média. Os fenocristais de feldspato alcalino ocorrem na forma de ripas alongadas, definindo uma estrutura de fluxo magmático (Figura 3.12D) segundo a direção média de $N70^{\circ}-80^{\circ}E$ (Figura 3.13).

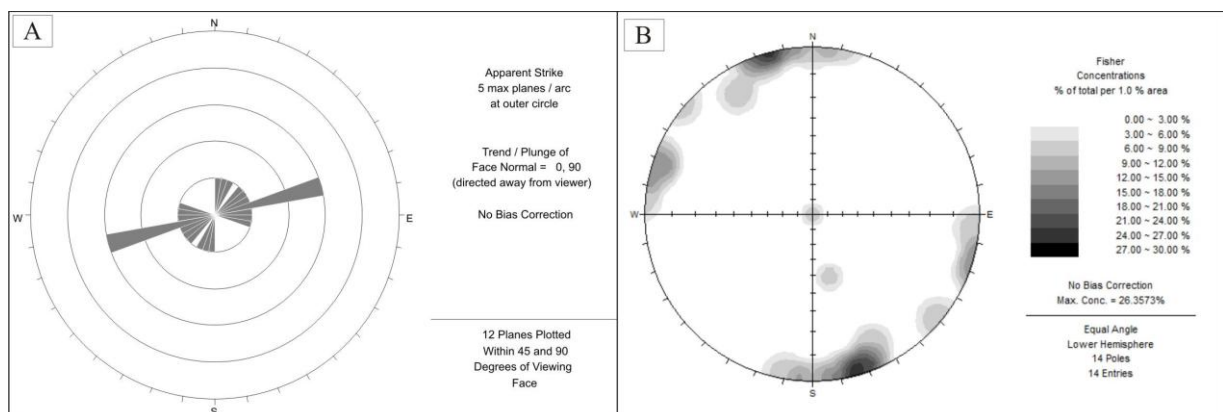


Figura 3.13: A) Diagrama de roseta com atitudes das foliações magmáticas, diques e bolsões da fácies Camanaus; B) sentido do mergulho da fácies Camanaus.

3.2 Leucogranitos

Apesar de não ser o objetivo deste estudo, foram observadas rochas hololeucocráticas de composição granítica cortando as rochas do Batólito São Gabriel da Cachoeira (figura 3.14A) e também rochas paraderivadas do embasamento (figura 3.14B). Estas rochas ocorrem como diques esbranquiçados (figuras 3.14A e B) a rosada de espessura decimétrica. São restritas as regiões próximas as zonas de cisalhamento, como ,por exemplo, em uma ilha, próximo a Ilha de Flores (Figura 3.14A) e na comunidade das Mercês, próximo ao porto de Camanaus.

São rochas equigranulares com textura fina a média, apresentando minerais micáceos levemente orientados, constituído por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, granada (almandina) e muscovita. Suas característica são semelhantes aos leucogranitos descritos por Dall’Agnol & Macambira (1992) no baixo rio Uaupés, embora as rochas aqui estudadas apresentam quase 1% de granada.

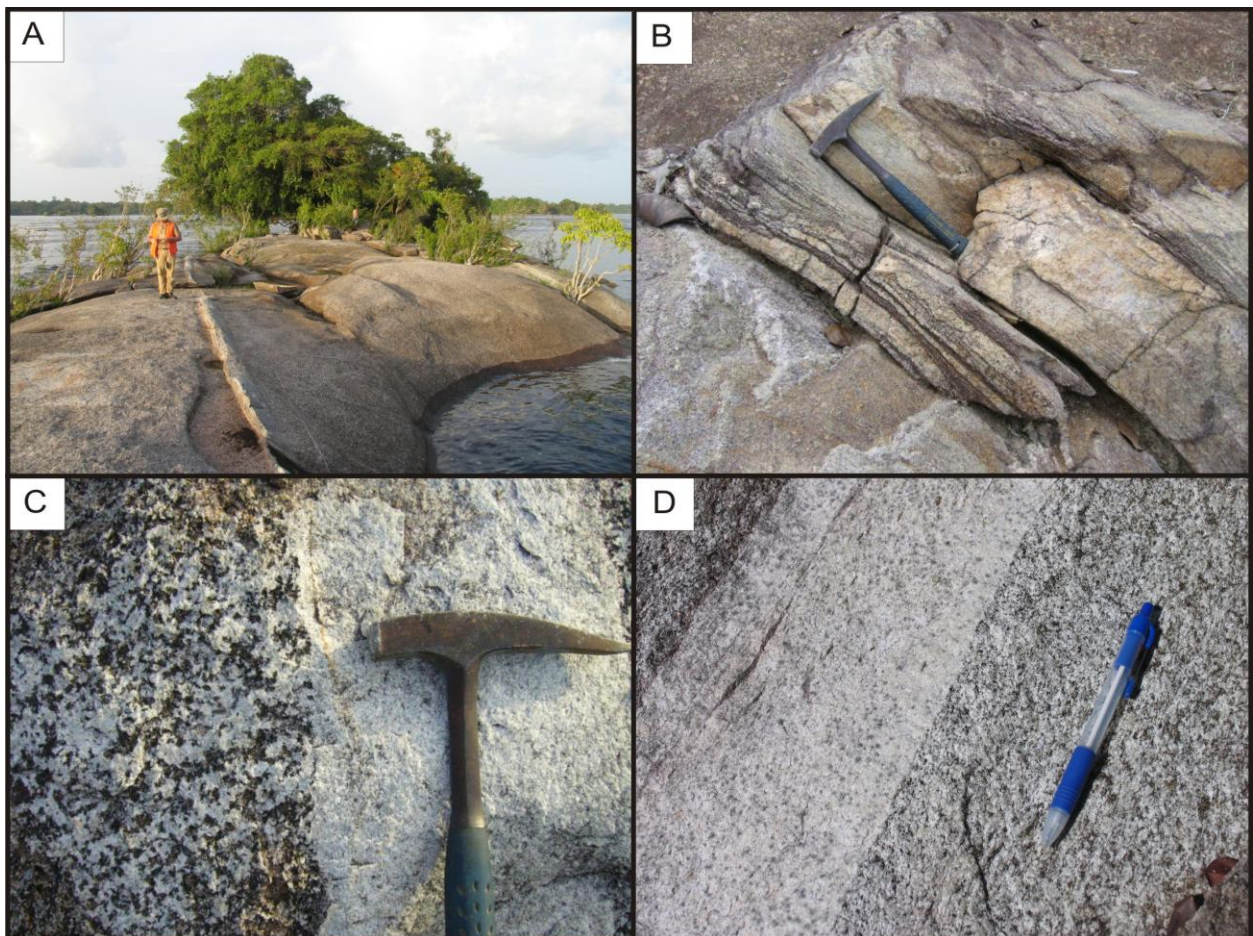


Figura 3.14 Afloramentos dos leucogranitos. A) Ilha da gaivota com dique esbranquiçado de leucogranito, cortando a fácies São Gabriel (GSG-12); B) dique rosado de leucogranito cortando rochas do embasamento próximo ao Porto de Camanaus (GSG-34); C) detalhe de A) do dique esbranquiçado de leucogranito com granada; D) dique esbranquiçado cortando a fácies São Gabriel no rio Curicuriari, com lentes de minerais máficos (GSG-56).

CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA DO BATÓLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA

Este capítulo trata da caracterização petrográfica das diferentes fácies que constituem o corpo Batolítico São Gabriel da Cachoeira, bem como dos leucogranitos associados. No total foram utilizadas 21 lâminas para estabelecimento da petrografia e classificação das rochas estudadas sendo que deste montante 14 são da fácies São Gabriel, 03 são da Fácies Ilha de Flores, 02 da Fácies Camanaus e 02 de leucogranitos associados, conforme mapa de localização ilustrado na Figura 4.1. Para a classificação utilizou-se o diagrama de Streckeisen *et al.* (1976), a partir de dados modais.

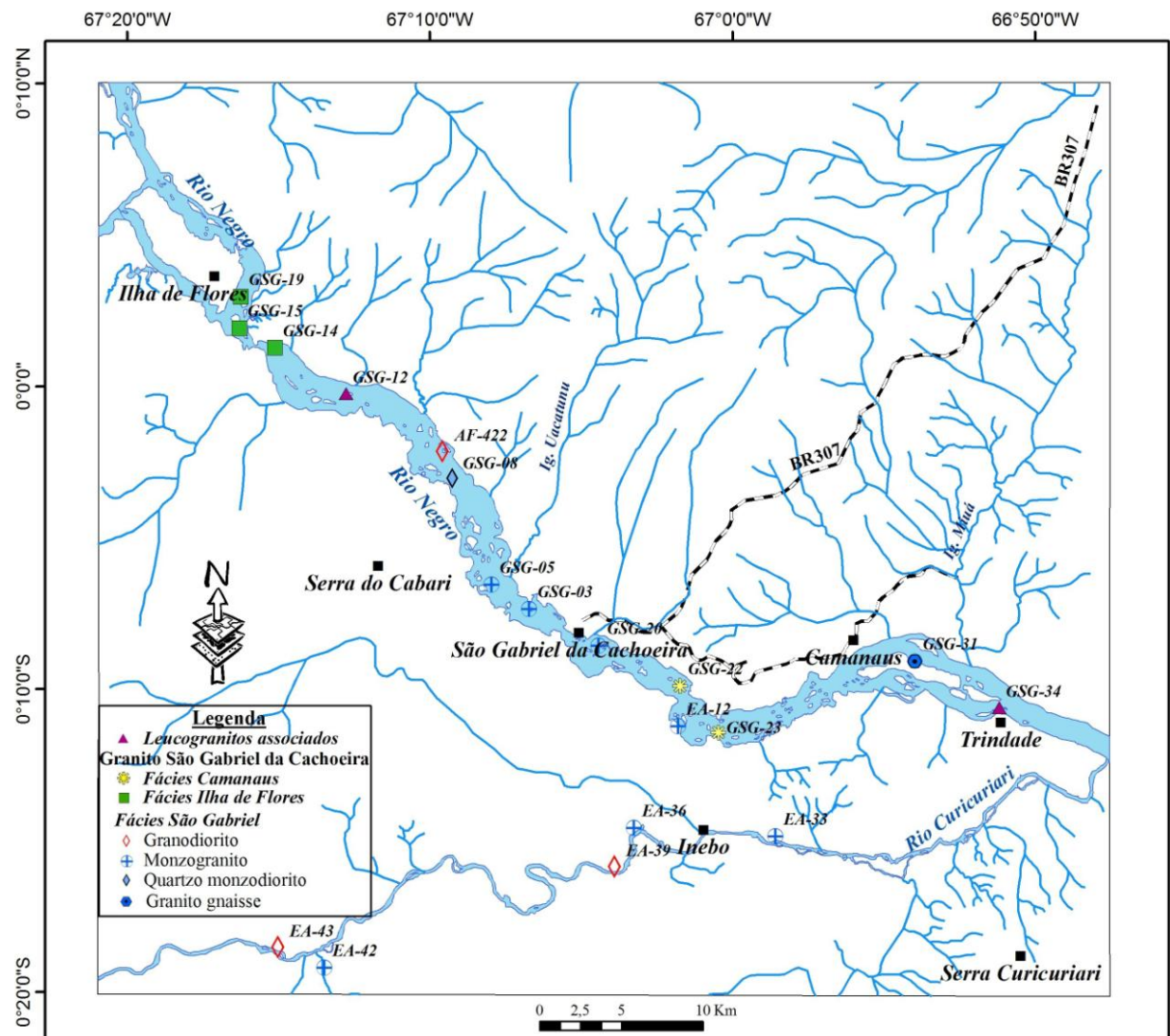


Figura 4.1: Mapa de localização das amostras com análise petrográfica.

Tabela 4.1: Composição mineralógica das diversas fácies do Granito São Gabriel da Cachoeira e leucogranitos associados.

FÁCIES		BATÓLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA																			LEUCOGRANITOS	
		SÃO GABRIEL											ILHA DE FLORES			CAMANAUS						
		SIGLA	EA-R					AF-R	GSG					GSG			GSG		GSG			
Amostra	12A	33	36A	39A	42	43	422	03	05	08	12d	20A	20B	31	14	15	19	22	23	12B	34	
Composição Mineralógica	Microclínio	27,8	22,6	25,8	11,3	25,9	19,6	21,9	29,0	27,5	10,4	35,8	26,4	26,5	23,6	42,0	35,9	26,7	38,6	27,1	29,4	34,3
	Quartzo	25,1	36,4	37,2	27,6	31,3	20,6	29,3	36,1	25,0	14,7	1,4	26,4	35,9	28,5	30,8	29,8	25,8	30,3	36,2	32,7	36,9
	Plagioclásio	27,5	34,1	23,7	42,3	31,2	42,2	30,7	19,2	35,0	51,2	12,2	36,2	21,8	25,2	13,1	12,2	30,2	19,6	22,1	35,8	25,8
	Anfibólio	2,2	-	-	2,5	-	3,3	0,1	0,1	0,1	TR	-	0,3	-	2,5	0,1	-	-	-	-	-	-
	Biotita	8	2,6	7,6	14	6,3	6,3	1,1	9,3	6,7	9,3	0,4	6,8	10,5	12,6	9,1	16,9	9,6	6,8	7,4	0,6	1,7
	Titanita	3,3	0,8	2,6	1,6	1,7	2,5	3,5	2,8	4,0	1,7	1,3	1,8	2	3,7	1,3	TR	0,3	1,6	0,3	-	-
	Epidoto	TR	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	TR	-	-	1,0	-	0,3	TR	TR	TR	0,1	-
	Opacos	3,1	0,5	1,6	0,6	0,9	2,6	1,1	1,3	1,8	0,9	0,9	1,7	1,7	1,8	1,7	1,9	2,3	1,5	1,4	-	0,1
	Granada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	0,8
	Secundários ¹	2,6	2,8	1,2	0,1	2,1	2	TR	1,9	TR	7,6	Matriz 49,1	-	1,1	TR	1,1	1,7	4,4	1,7	3,2	0,1	0,5
	Acessórios ²	0,4	0,2	0,3	-	0,6	0,9	0,7	0,4	0,5	0,6		0,4	0,5	0,6	0,4	1,0	TR	0,4	0,5	TR	0,1
	Q	31,2	39,1	42,9	34,0	35,4	25	35,7	42,8	27,8	19,3	-	29,6	42,6	36,7	35,8	38,2	31,2	34,2	42,4	33,4	38,0
	A	34,6	24,3	29,6	13,9	29,3	23,8	26,7	34,4	31,8	13,7	-	29,7	31,5	30,5	48,9	46,1	32,3	43,6	31,7	30,0	35,3
	P	34,2	36,6	27,3	52,1	35,3	51,2	37,5	22,8	40,4	67,0	-	40,7	25,9	32,7	15,3	15,7	36,5	22,1	25,9	36,5	26,6
	Máficos	19,6	6,9	13,2	18,8	11,6	17,6	17,9	15,7	13,3	23,5	-	11,0	15,8	22,4	14,1	20,3	16,9	11,4	12,8	1,9	3,2
Classificação	Ti-Bt monzogranito milonitizado	Monzogranito	Bt-Monzogranito	Bt-Granodiorito	Bt-monzogranito	Bt-Anf Granodiorito	Ti-Bt granodiorito	Bt monzogranito	Ti-Bt monzogranito	Bt quartzo-monzodiorito	Granito milonítico	Bt monzogranito	Bt monzogranito porfirítico	Ti-bt Gnaise (Granito Gnaise)	Bt sienogranito porfirítico milonítico	Bt sienogranito porfirítico milonítico	Bt monzogranito porfirítico milonítico	Bt Sienogranito Porfirítico (matriz fina)	Bt Monzogranito Porfirítico (matriz fina)	Leucomonzogranito com Granada	Leucosienogranito com Granada	

¹ Epidoto, Clorita, Muscovita, Calcita

² (Apatita, Allanita, Rutilo, Zircão)

De acordo com os dados modais as rochas que constituem o Batólito São Gabriel da Cachoeira mostram composições expandidas variando de quartzo-monozodiorídica a sienograníticas, além de granito milonítico e granito gnaisse, seguindo o *trend* das rochas cálcio-alcálicas segundo Lameyre & Bowden (1982) (Figura 4.2). A fácies São Gabriel apresenta composição variando de quartzo-monozodiorito, granodiorito e monzogranitos (Tabela 4.1 e Figura 4.2). A fácies Ilha de Flores composição é constituída por biotita sienogranito porfirítico a biotita monzogranito porfirítico, e distingue-se da fácies São Gabriel pela menor quantidade de minerais máficos e pela textura porfirítica com fenocristais com até 3 cm de comprimento. A fácies Camanaus apresenta composição modal similar a fácies Ilha de Flores, são biotita sienogranito a monzogranito porfirítico com textura porfirítica, porém com matriz fina e fenocristais de feldspatos com até 1 cm de comprimento.

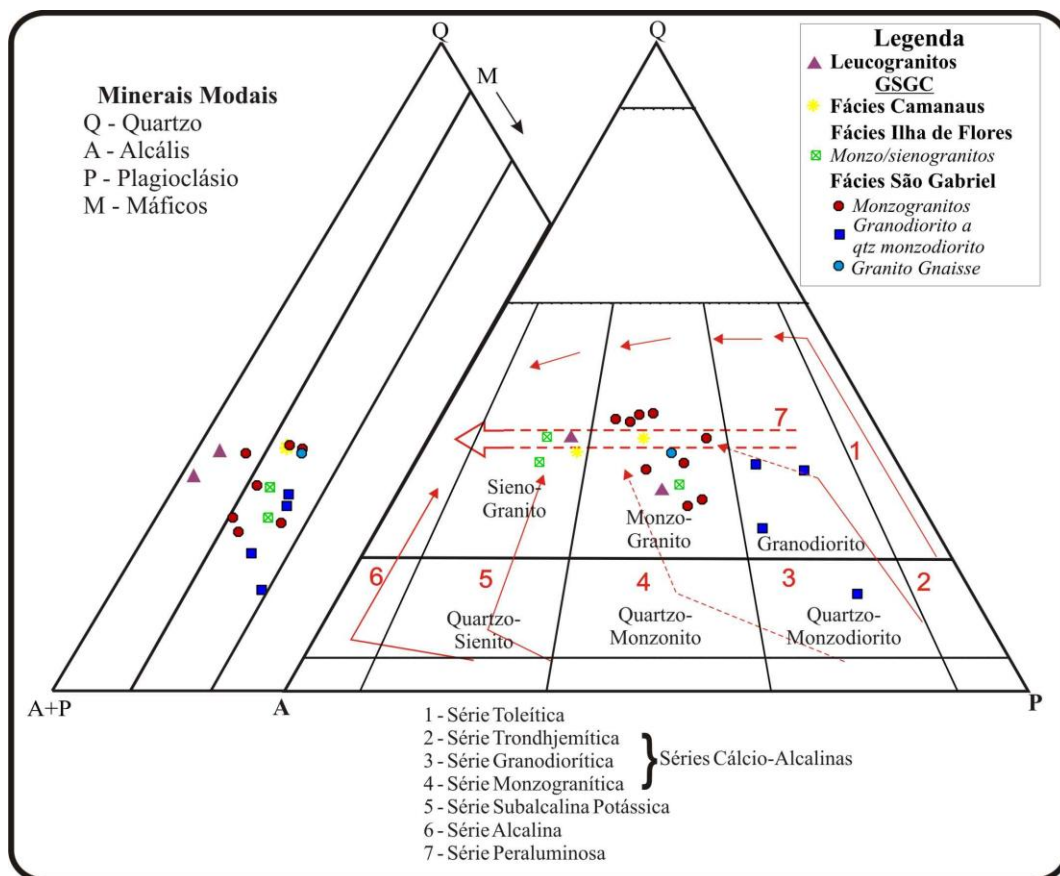


Figura 4.2: Diagrama de classificação Q-A-P e Q-(A+P)-M das rochas graníticas do batólito São Gabriel da Cachoeira e leucogranitos associados segundo Streckeisen (1976) e correlação com o trend das rochas Cálcio-alcálica (Granodiorítica) segundo Lameyre & Bowden (1982).

4.1. Batólito São Gabriel da Cachoeira

4.1.1 Fácies São Gabriel (*Monzogranitos, Quartzo-monzodioritos, Granodioritos, Granito milonítico e Granito Gnaisse*)

I. *Monzogranitos*

Os monzogranitos apresentam textura hipidiomórfica inequigranular a porfirítica com raros fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino. Sua composição varia de biotita monzogranitos a titanita-biotita monzogranitos constituídos por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, titanita, anfibólio, minerais opacos (ilmenita/magnetita), minerais de alteração como clorita, epidoto, sericita, muscovita e carbonatos, além de minerais acessórios como zircão, apatita, allanita e rutilo (Tabela 4.1).

Foram observados quatro tipos texturais de quartzo: (Q1) sub-grãos menores que 1 mm com textura de sub-grãos recristalizados (Figura 4.3A) provavelmente resultante do tritramento dos grãos maiores; (Q2) cristais subedrais a anedrais com tamanhos variando de 1-5 mm, fraturados a estirados, alguns com contatos retos (Figura 4.3B) com outros grãos, ou com lamelas de deformação; (Q3) Cristais anedrais intersticiais tardios na matriz e/ou fraturas no feldspato alcalino e (Q4) como quartzo vermicular, produto da reação do plagioclásio + K-feldspato.

O microclínio, apresenta formas anédricas a subédricas (Figura 4.3C), atingem até 3 mm de tamanho e certos grãos possui extinção ondulante. Alguns cristais encontram-se deformados e parcialmente recristalizados em subgrãos menores. Altera-se raramente para sericita e são muitas vezes pertitizados. Em contato com plagioclásio, observam-se texturas de mimerquitas (Figura 4.3D) com quartzo vermicular.

O plagioclásio (Figuras 4.3C e D) ocorre com tamanhos variando de 4-12 mm, subédricas, bastante alterado (saussuritizados, sericitizados e argilitizados) e alguns grãos com forte extinção ondulante. Poucos cristais exibem a macla lei da albita e albita+carlsbad devido ao avançado grau de alteração, mas quando observadas a geminação mostra-se deformada. Contêm inclusões de titanita, rutilo e apatita. Alteram-se para epidoto, muscovita/sericita e carbonatos. Formam-se também *spots* de microclínio em sua estrutura por exsolução (antipertita).

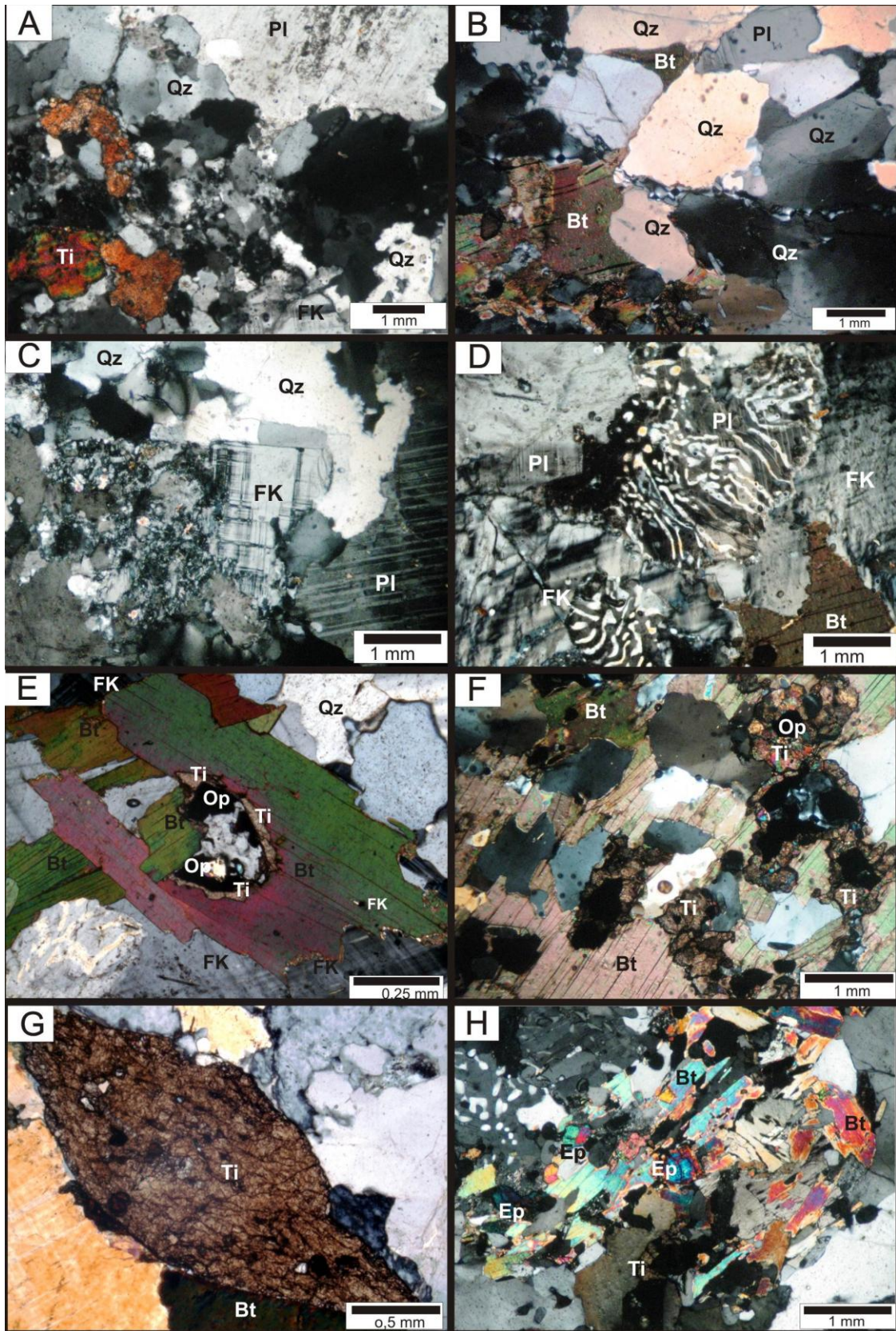


Figura 4.3: Fotomicrografias dos monzogranitos. A) cristais de granulação fina a média de quartzo recristalizado, associados com plagioclásio e titanita; B) quartzos deformados e achatados em contato reto ou côncavo-convexo com o plagioclásio e biotita; C) microclínio parcialmente alterado para sericita; D) textura mirmequítica, reação entre o plagioclásio e o microclínio; E) duas direções de biotita; F) biotita orientada definindo a foliação principal da rocha S1 e titanita bordejando opacos; G) titanita euédrica com hábito navicular; H) agregado máficos constituído por apatita, biotita, epidoto, titanita e opacos.

Entre os máficos predomina a biotita, subédrica a euédrica, com até 1 mm de comprimento. Em algumas lâminas nota-se duas direções distintas (Figura 4.3E), e comumente mostra-se orientada definindo a foliação da rocha (Figura 4.3F). Apresenta lamelas deformadas, por vezes fraturadas e preenchidas por óxido de ferro e ainda inclusão de apatita.

O anfibólio (hornblenda?) é menos comum do que a biotita, com proporções modais que atingem até 2,2%. Apresenta-se na forma subédrica a anédrica, de cor verde pálido pleocroíco com eixo maior atingindo 3 mm.

A titanita ocorre de três formas distintas: 1) cristais anédricos coroando cristais de opacos (Figura 4.3F); 2) com cristais maiores com formas euédricas a subédricas (Figura 4.3G) com inclusões de quartzo e biotita; 3) cristais menores subédrico, isolados, em pequenos agregados (Figuras 4.3F e H).

O epidoto (figura 4.3H), de provável origem magmática, ocorre de forma euédrica a subédrica, associado aos demais máficos. Também ocorre epidoto gerado como produto de alteração (saussuritização) do plagioclásio.

II. Quartzo-monzodiorito e granodioritos

Estes litotipos afloram no rio Negro cerca de 15 km a montante da sede municipal, e ainda no rio Curicuriari, região sul e sudoeste da área de trabalho. São titanita-quartzo monzodiorito, biotita granodioritos a titanita-biotita granodioritos, constituídos por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita, anfibólio, titanita, epidoto, opacos (ilmenita/magnetita), além de minerais de alteração como sericita, epidoto, carbonato e clorita, e ainda minerais acessórios como zircão, apatita e allanita (Tabela 4.1).

Os cristais maiores de quartzo são subédricos a anédricos, com extinção ondulante e lamelas de deformação (Figura 4.4A), por vezes fraturados e achatados. Ocorrem também em sub-grãos recristalizados, provavelmente resultante da deformação dos grãos maiores, ou ainda apresentam hábito vermicular na textura mirmequítica (Figura 4.4D).

O plagioclásio é subédrico a euédrico, e em geral ocorre saussuritizados e sericitizado, e em geral, predomina entre os pórfiros. Apresentam geminação lei da albite deformadas e textura do tipo “*kinks bands*” e fraturas preenchidas por epidoto e sericita (Figura 4.4B). Nas bordas de alguns cristais e em contato com o microclínio ocorre a textura mirmequítica (Figuras 4.4C) com formação de quartzo vermicular.

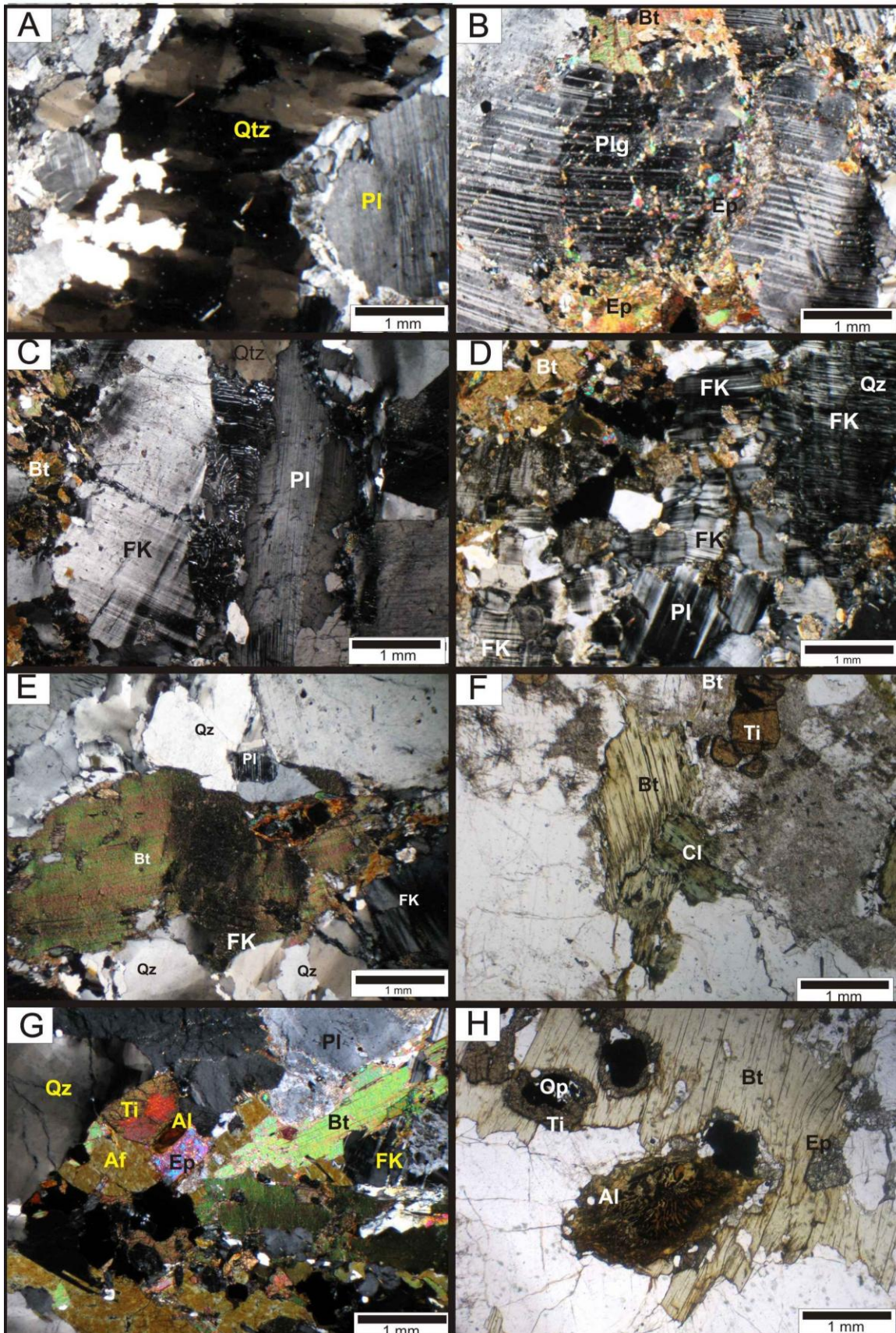


Figura 4.4: Fotomicrografias dos granodioritos. A) quartzo com lamelas de deformação. B) kinks bands em plagioclásio saussuritizado; C) textura mirmequítica; D) recristalização do microclínio em textura granoblástica poligonal; E) “kinks bands” de biotita (nicóis cruzados); F) biotita parcialmente cloritizada; G) agregado de minerais máficos (epidoto ígneo, apatita, opacos, anfibólio, titanita, allanita e anfibólio); H) simplectito, além de biotita e titanita bordejando opacos (titano-magnetita?).

O feldspato alcalino é anédrico a subédrico, com extinção ondulante, às vezes pertitzados e sericitizados. Nas regiões mais deformadas, há formação de sub-grãos recristalizados e até mesmo textura granoblástica poligonal localizada (Figura 4.4D).

Os minerais máficos ocorrem formando agregados de biotita, anfibólio, titanita, epidoto ígneo e allanita. A biotita é subédrica a euédrica, geralmente orientada definindo a foliação, por vezes deformadas e retorcida e com *kinks bands* (Figuras 4.4E). Podem apresentar as bordas cloritizada (Figura 4.4F).

A hornblenda subédrica a euédrica (Figura 4.4G) é comum nos granodioritos, ocorrendo por vezes cloritizadas. Entretanto, no quartzo-monzodiorito ocorre em quantidades traços. São comuns biotitas nas bordas.

As titanitas (Ti) são anédricas a subédricas, e ocorre como os cristais maiores entre os máficos. Outra forma comum é nas bordas de cristais de opacos (Figura 4.4H) e como cristais menores, subédrico, isolado ou agregados.

O epidoto é ígneo apresenta formas euédricas a subédricas, contato reto com allanita (Figura 4.4E), e também como alteração do plagioclásio, produto da saussuritização. A allanita ocorre associada com o epidoto (Figura 4.4G) e também com minerais opacos (óxido de ferro?) formando simplectito (Figura 4.4H).

III. Granito milonítico

Ao microscópico, apresenta textura de fluxo milonítico, cinemática sinistral, com bandas alternadas entre minerais máficos contornando os porfiroclastos de feldspato e bandas quartzo-feldspática recristalizadas.

Os porfiroclastos estão bastante deformados apresentando, exibindo textura em “augen” e sombra de pressão, e uma matriz fina equivalente a 49% da rocha, recristalizada e com bandas máficas e félsicas contornando os porfiroclastos.

O quartzo ocorre em quatro tipos principais: 1) são subédricos a anédricos, com forte extinção ondulante e achatado pela deformação em porfiroclastos maiores; 2) sub-grãos finos recristalizados (Figura 4.5A); 3) quartzo estirado (Figura 4.5B) em textura *ribbon*, que contornam os porfiroclastos e 4) quartzo subédrico incluso no feldspato alcalino (Figura 4.5C).

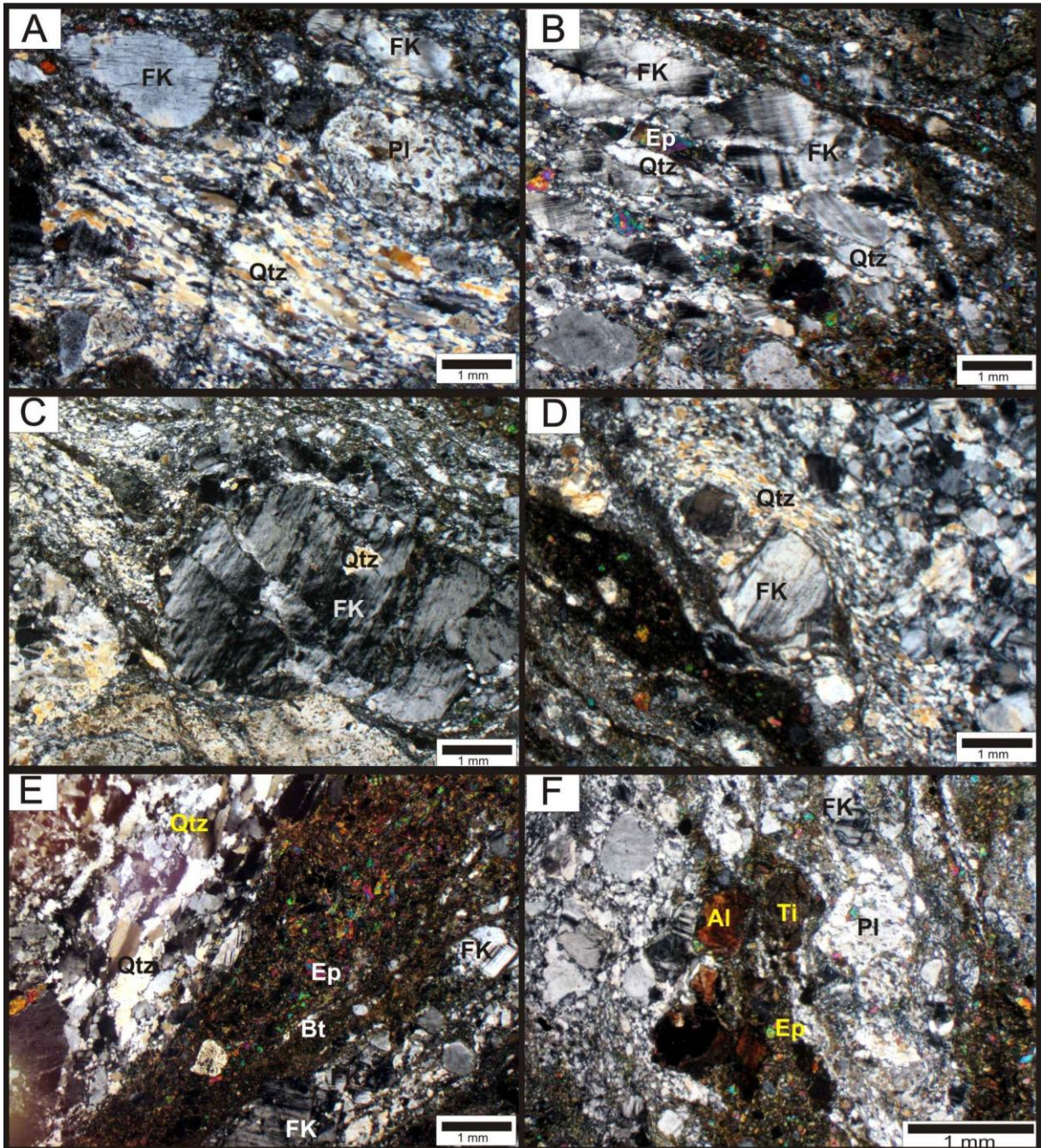


Figura 4.5: Fotomicrografias do granito milonítico (GSG-12d). A) agregados de quartzo fino e recrystalizados e porfiroclasto de plagioclásio e microclínio; B) porfiroclasto de microclínio achatado, alongado e recrystalizado com fitas de quartzo e epidoto; C) porfiroclasto de feldspato alcalino com micro-fraturamentos e inclusão de quartzo; D) augen de microclínio contornados por quartzo recrystalizado; E) bandas máficas enriquecidas em biotita e epidoto, e quartzo-feldspática; F) associação titanita, allanita e epidoto.

Os porfiroclastos de feldspato alcalino predominam e são subédricos, estando bastante fraturados e achatados (Figuras 4.5B e C), além de recrystalizados nas bordas em textura “core-and-mantle” ou ainda em *augens* (Figura 4.5D). As fraturas são preenchidas por quartzo e epidoto. Alguns porfiroclastos são elípticos, mostrando a rotação dos grãos. Ocorre também formação de sub-grãos recrystalizados a partir da trituração dos grãos maiores, com incipiente sericitização, além de inclusão de biotita e opacos.

Ocasionalmente observam-se exsoluções de plagioclásio em sua estrutura (pertitas). Nas bordas, ocorrem subgrãos recristalizados de quartzo (sombra de pressão), além de biotita e epidoto contornando seus cristais.

O plagioclásio, em geral é subédrico (Figura 4.5A), e ocorre bastante alterado (sericitizados, saussuritizados e argilitizados). Também se apresenta bastante deformado, chegando a apresentar forma elíptica em muitos casos, formando *augens* e sombra de pressão. Ocorrem inclusões de anfibólio, epidoto e apatita, além de subgrãos de plagioclásio recristalizados. Nota-se a forte alteração e formação de epidoto euédrico.

A biotita, de cor marrom, pleocróica, ocorre em pequenas lamelas aglomeradas (Figura 4.5E) e associadas principalmente ao epidoto. O anfibólio é raro, hornblenda, e ocorre como pequenos cristais verdes pálido.

A titanita ocorre em alguns casos como porfiroclastos, embora ocorram cristais subédricos a euédricos de cor castanho escuro (Figura 4.5F), associados com opacos, apatita e epidoto. Também ocorre deformado, retorcido e orientado segundo a foliação. Alguns cristais encontra-se fraturados e fragmentados em vários sub-grãos menores. Na matriz é associada com o epidoto, anédrica de cor caramelo.

O epidoto ocorrem em significativa quantidade distribuída principalmente nas bandas máficas (Figura 4.5E). São subédricos e ligeiramente arredondados. Ocorrem também deformados e por vezes estirados subparalelo a direção do fluxo milonítico, e ainda fraturados. Também ocorre como produto de saussuritização do plagioclásio (Figura 4.5F).

Os demais acessórios são: apatita, allanita, rutilo e zircão. Os opacos são comuns nas bandas máficas. Alguns são cúbicos, podendo ser pirita euédrica ou magnetita e alguns são bordejados por titanita, podendo se tratar de titano-magnetita e/ou ilmenita.

IV. Titanita-biotita granito (Granito gnaisse)

Este litotipo é o mais deformado entre todos os litotipos encontrados, apresentando uma foliação penetrativa e bandamento gnáissico típico, com uma direção preferencial e outra secundária, evidenciado por duas direções de biotita. A forma dos agregados dos grãos é caracterizada pelo arranjo textural granolepidoblástico (Figura 4.6A), com porções quartzo-feldspáticas inequigranulares poligonizadas (Figuras 4.6A e B), alternado com bandas máficas com predomínio de biotita. A deformação dúctil predomina, com maior recristalização dos minerais, se comparadas à fácies São Gabriel.

O quartzo em geral subédrico, apresentando arranjo granoblástico poligonal sem extinção ondulante, entretanto ocorrem alguns grãos maiores com forte extinção ondulante e lamelas de deformação (Figura 4.6C), com infiltração de microclínio em fraturas, além de contato reto com a biotita, reconhecido como estrutura “pinning”.

O plagioclásio é euédrico, alguns alterados para sericita e argila (sericitização e argilitização). Com o avanço da deformação, recristaliza-se quase que totalmente, podendo torna-se uma textura granoblástica no estágio de deformação avançada (Figura 4.6B).

O feldspato alcalino mais comum é o microclínio (Figuras 4.6A, B e C), euédrico a subédrico, alguns ocorrem como pertitas em chamas (Figura 4.6D), e ainda com arranjo granoblástico poligonal, evidenciando recristalização estática. Outra característica marcante é a estrutura tipo “pinning” e recristalização por migração de bordas de grão em alta temperatura (“*High-Temperature Grain Boundary Migration*” - GBM) (Figura 4.6D) (Passchier & Trouw, 2005), com grãos neoformados de microclínio e biotita em contato reto com a pertita em chamas.

É comum o intercrescimento mimerquítico (Figura 4.6E) entre o microclínio e o plagioclásio gerando o quartzo vermicular. Nota-se que o intercrescimento mimerquítico nesse grau avançado é restrito e localizado, diferentemente das fácies menos deformadas da fácies São Gabriel.

Os minerais máficos presentes são biotita, hornblenda, titanita, opacos, epidoto primário, apatita, allanita e zircão, com predominância de biotita, definindo a foliação, algumas com uma direção secundária (Figura 4.6F), e contato reto com as porções quartzo-feldspáticas.

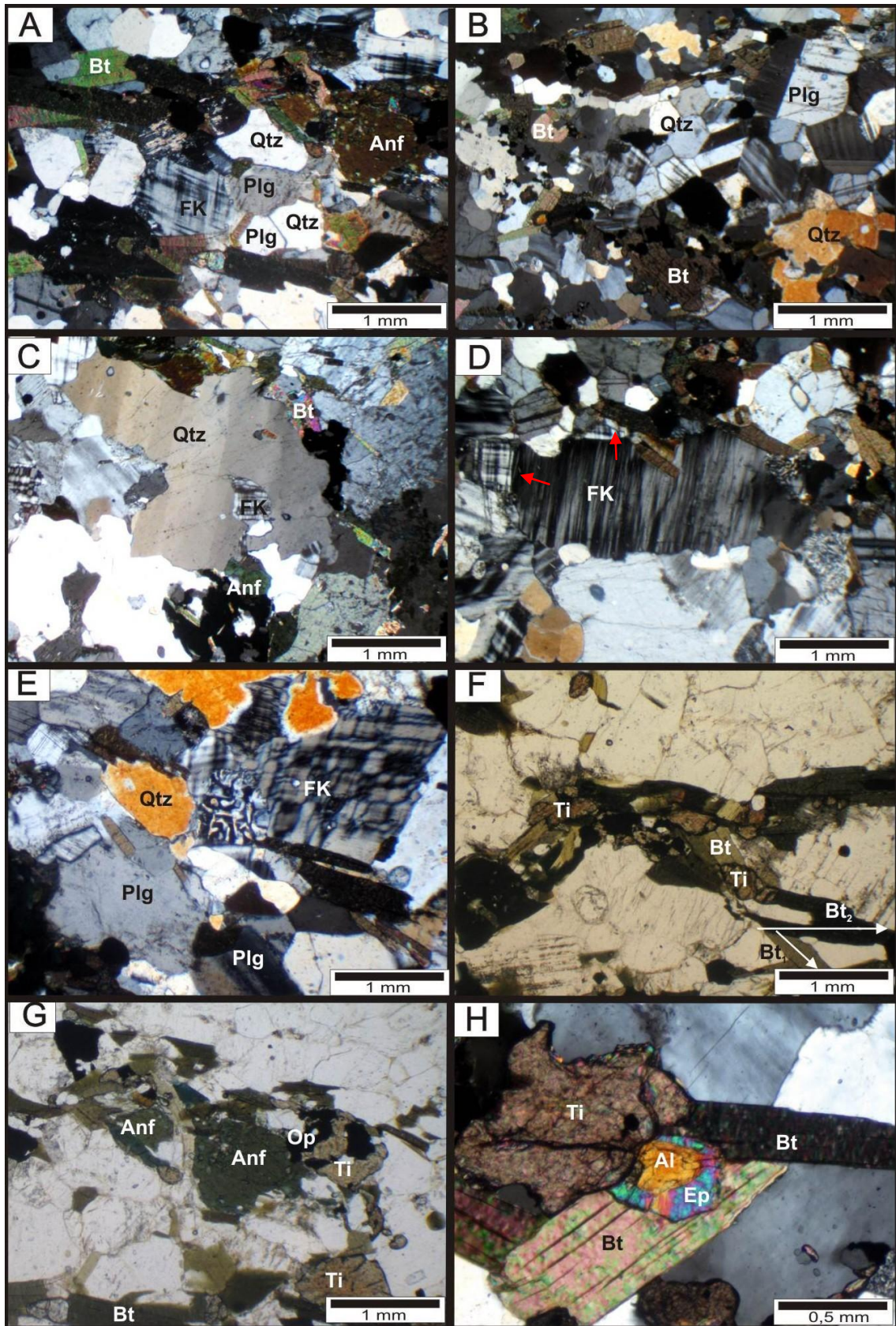


Figura 4.6: Fotomicrografias do granito gnaisse. A) textura granolepidoblástica e contatos poligonizados entre quartzo e feldspatos; B) arranjo textural granoblástico poligonal dos minerais félsicos; C) quartzo anédrico dos minerais com extinção ondulante e microclínio incluído; D) pertitas em chamas e estruturas tipo "pinning", além de recrystalização de microclínio por migração de bordas de grãos de alta temperatura; E) intercrescimento mimerquítico; F) biotitas recrystalizadas, com duas direções preferenciais; G) anfibólio euédrico a subédrico; H) epidoto e allanita primários zoneados (textura ígnea relicta).

A titanita é subédrica a anédrica (Figura 4.6H) e ocorre em quantidades similares as do Granito Rio Uaupés (Dall’Agnol & Macambira, 1992). Sua cristalização se deu antes do epidoto primário e allanita e posterior a cristalização da magnetita.

O anfibólio principal é a hornblenda, subédrico a euédrico (Figura 4.6G) e pleocróico. Embora alguns cristais de cor verde escuro, quase isótropo também são notados. Sua cristalização é anterior a da biotita e posterior a da titanita.

Há ocorrência de epidoto primário zoneado, euédrico, com allanita no núcleo (Figura 4.6H), evidenciando textura ígnea relictas. Sua cristalização se deu antes ao da hornblenda.

Os minerais acessórios da rocha são apatita, allanita, zircão, além de opacos (magnetita, pirita, etc.).

4.1.2 Fácies Ilha de Flores (*Biotita sienogranito a monzogranito porfirítico milonítico*).

As rochas que constituem a fácies Ilha de Flores apresentam textura hipidiomórfica, granulação média a grossa, com porfiroclastos deformados e recristalizado nas bordas, com textura tipo *augen*, bordejados por grãos menores recristalizados de constituição quartzo-feldspática e por lamelas de biotita preferencialmente orientada, definindo uma foliação penetrativa.

Os processos de alterações presentes são sericitização, saussuritização e argilitização do plagioclásio, produzindo minerais neoformados como muscovita/sericita, argilominerais, epidoto e calcita, além de cloritização da biotita e intercrescimento mirmequítico no feldspato alcalino. Sua mineralogia é composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, titanita e opacos, além de epidoto, sericita e muscovita como minerais secundários e zircão, allanita e apatita como minerais acessórios.

O quartzo ocorre de quatro formas distintas: 1) como cristais anédricos (Figura 4.7A) com até 2 mm, com forte extinção ondulante e contato suturado e côncavo-convexo entre seus grãos; 2) estirados (textura *ribbon*) contornando grãos maiores de feldspato em forma de fitas (Figura 4.7A); 3) subédrico, incluso nos feldspatos e 4) em hábito vermicular como produto de intercrescimento mimerquítico (Figura 4.7B) no contato entre o plagioclásio e o feldspato alcalino.

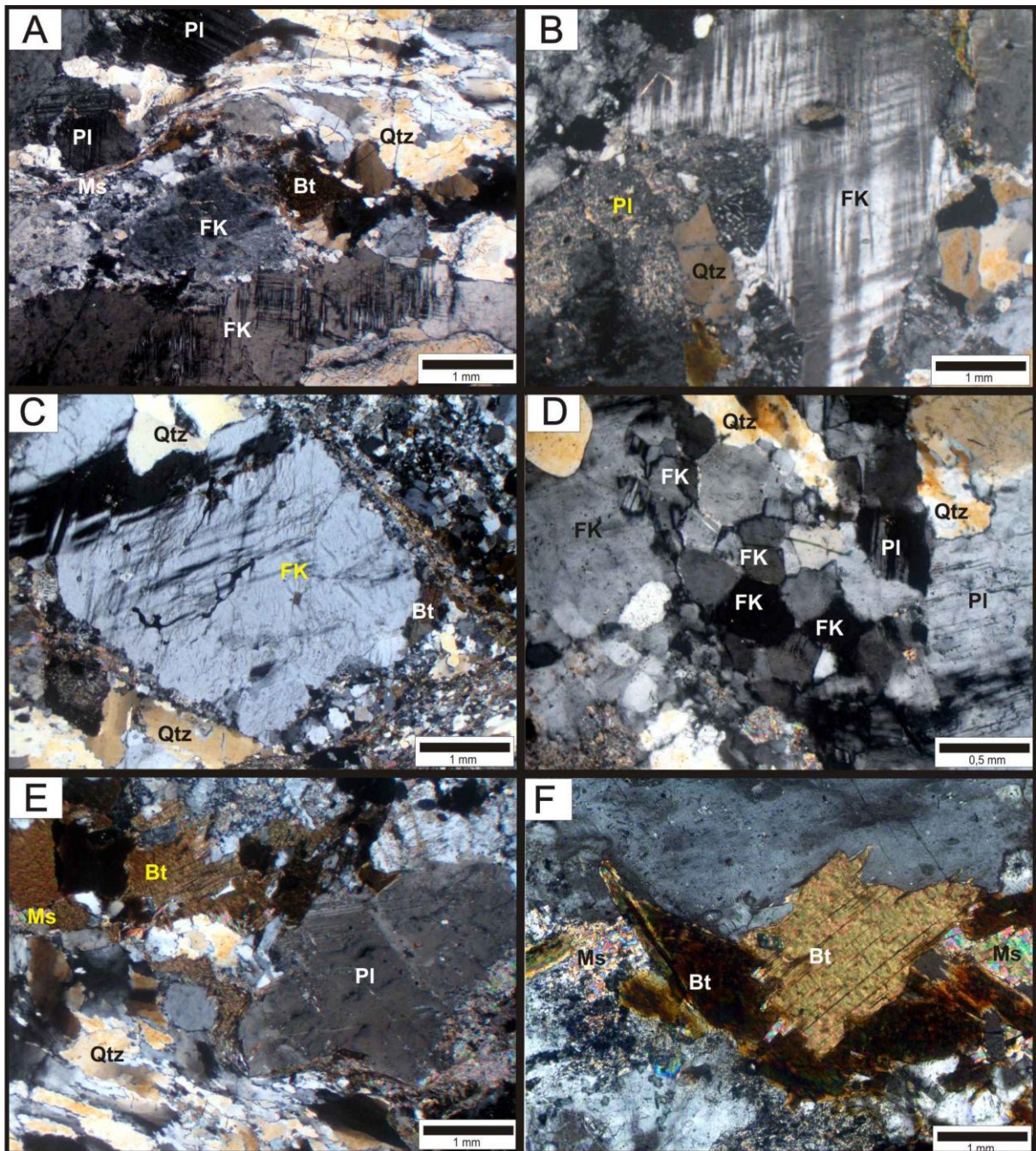


Figura 4.7: Fotomicrografias dos granitóides porfirítico da fácies Ilha de Flores. A) quartzo anédrico com extinção ondulante e estirados (textura “ribbon”) segundo a foliação, além microclínio com estrutura manto-núcleo; B) intercrescimento mirmequítico; C) pórfiros de feldspato alcalino com bordas recrystalizadas por processos de redução de grãos; D) detalhe da porção fina ao redor dos pórfiros de feldspato alcalino e plagioclásio com textura granoblástica poligonal localizada; E) plagioclásio achatado e rotacionado; F) Duas direções de biotita, além de muscovita secundária

O feldspato alcalino é em geral o microclínio, subédrico, com geminação albita-periclina, e com indícios de deformação no grão (extinção ondulante). Ocorrem ainda exsoluções de albita (perfitas em chamás). Recristalização por migração de borda dos pórfiros de microclínio com estruturas manto-núcleo (Figuras 4.7A e C), com uma matriz fina quartzo-

feldspática que por vezes são granoblástica poligonal (Figura 4.7D) localizada. Ocorre ainda inclusão de quartzo subédrico, biotita, opacos, além de vênulas preenchidas por epidoto.

O plagioclásio, geralmente ocorre como porfiroclastos, podendo estar sericitizado reagindo com o microclínio observado na textura mirmequítica (Figura 4.7B), achatados e por vezes rotacionados (Figura 4.7E) ou com sub-grãos recristalizados.

Entre os minerais máficos predomina a biotita, por vezes retorcidas, bordejando porfiroclastos de plagioclásio (Figuras 4.7E), algumas recristalizadas ou como *kinks bands*. Define a foliação da rocha, ocorrendo em duas principais direções (Figura 4.7F). Contém inclusões de apatita, opacos, allanita e titanita na borda dos opacos inclusos. Em geral ocorre entre pórfiros de quartzo e feldspatos, amoldando-se entre eles (Figura 4.7F). Altera-se com frequência para muscovita e clorita.

A titanita é anédrica a subédrica e ocorre em quantidades modais menos significativas que na fácies São Gabriel, menor que 2%. Ocorre ainda circundando minerais opacos, provavelmente magnetita/ilmenita. Os minerais opacos principais são magnetita e pirita.

4.1.3 Fácies Camanaus (*Biotita sienogranito a monzogranito porfírico*)

Apresenta textura hipidiomórfica inequigranular, matriz fina a média, e uma moderada foliação magmática, definida principalmente pela orientação dos minerais félsicos (quartzo e feldspatos) e micáceos (Figura 4.8A). A foliação magmática é afetada pela deformação superimposta, evidenciada principalmente por lamelas de deformação no quartzo, além de deformação e deslocamento de cristais de plagioclásio.

Esta fácies mostra processos tardios de alteração como sericitização e saussuritização do plagioclásio e feldspato alcalino gerando epidoto, carbonatos, sericita, muscovita, clorita. São também “deformados” sob condições de baixo grau.

O quartzo ocorre em três tipos principais: 1) anédrico, com forte extinção ondulante (Figura 4.8B), por vezes fraturado, com contato reto, suturado e côncavo com os outros minerais, englobando biotita e às vezes mostra um discreto achatamento dos grãos e lamelas de deformação, orientados na mesma direção da foliação; 2) é subédrico, sub-arredondado, incluso no feldspato alcalino, com inclusões de apatita e associado com pequenas lamelas de biotita; 3) quartzo vermicular e produto do intercrescimento mimerquítico (Figura 4.8C).

O feldspato alcalino mais comum é o microclínio caracterizado pela geminação albita-periclina, contudo também coexistem com ortoclásio com geminação simples e em forma de pertitas em chamás, subédrico a anédrico, por vezes pertitizados e recristalizados. Ocorre

pouco alterado para sericita com forte extinção ondulante e em contato com o plagioclásio, resultando no intercrescimento mirmequítico (Figura 4.8C) nas bordas. Inclusões de opacos, quartzo, biotita, plagioclásio e apatita são comuns.

O plagioclásio ocorre em dois tipos principais, subédricos na matriz ou como pórfiros euédricos a subédricos. Os pórfiros são fracamente alterados (saussuritizados e sericitizados) gerando sericita/muscovita (Figura 4.8D), epidoto, carbonatos e argilominerais. Encontram-se deformados e com deslocamentos nas maclas ou fraturados (Figura 4.8E).

A biotita euédrica a subédrica ocorre como cristais menores encontram-se parcialmente cloritizadas (Figura 4.8F) nas bordas e/ou transformadas para muscovita euédricas (Figura 4.8G). Com opacos inclusos. Em algumas porções da rocha ocorrem aglomerados de biotitas maiores deformadas, quebradas e encurvadas que se desviam dos pórfiros de quartzo e feldspato (Figura 4.8F). É comum apresentar inclusões de allanita.

A titanita ocorre de dois tipos principais (Figura 4.8F), a primeira é subédrica a euédrica, de cor castanha, contendo pequenas lamelas de biotita, opacos e apatitas nas bordas. Estão associados com os opacos. Já a segunda ocorre como pequenos cristais subarredondados a euédricos, comumente bordejando opacos (ilmenita/titano-magnetita) e também na matriz, porém em menor quantidade do que as outras fácies do GSGC.

A muscovita ocorre como cristais euédricos a subédricos (Figuras 4.8G e H) podendo ser de origem primária e/ou estar associada a processos de alteração tardi a pós-magmáticos. Ocorrem associadas aos plagioclásios segundo seus planos de clivagem, ou macla, e ainda com a biotitas (Figura 4.8H), sendo consideradas como produto de alteração da própria biotita ou do plagioclásio devido a percolação de fluidos ricos em K^+ .

Miller *et al.* (1981) sugeriram critérios microtexturais e químicas para identificação de muscovita primária, sendo: 1) granulação comparada a de outras fases minerais; 2) forma subédrica a euédrica, 3) não estar incluso na estrutura de outros minerais; 4) rochas ígnea com textura granular hipidomórfica pouco alterada.

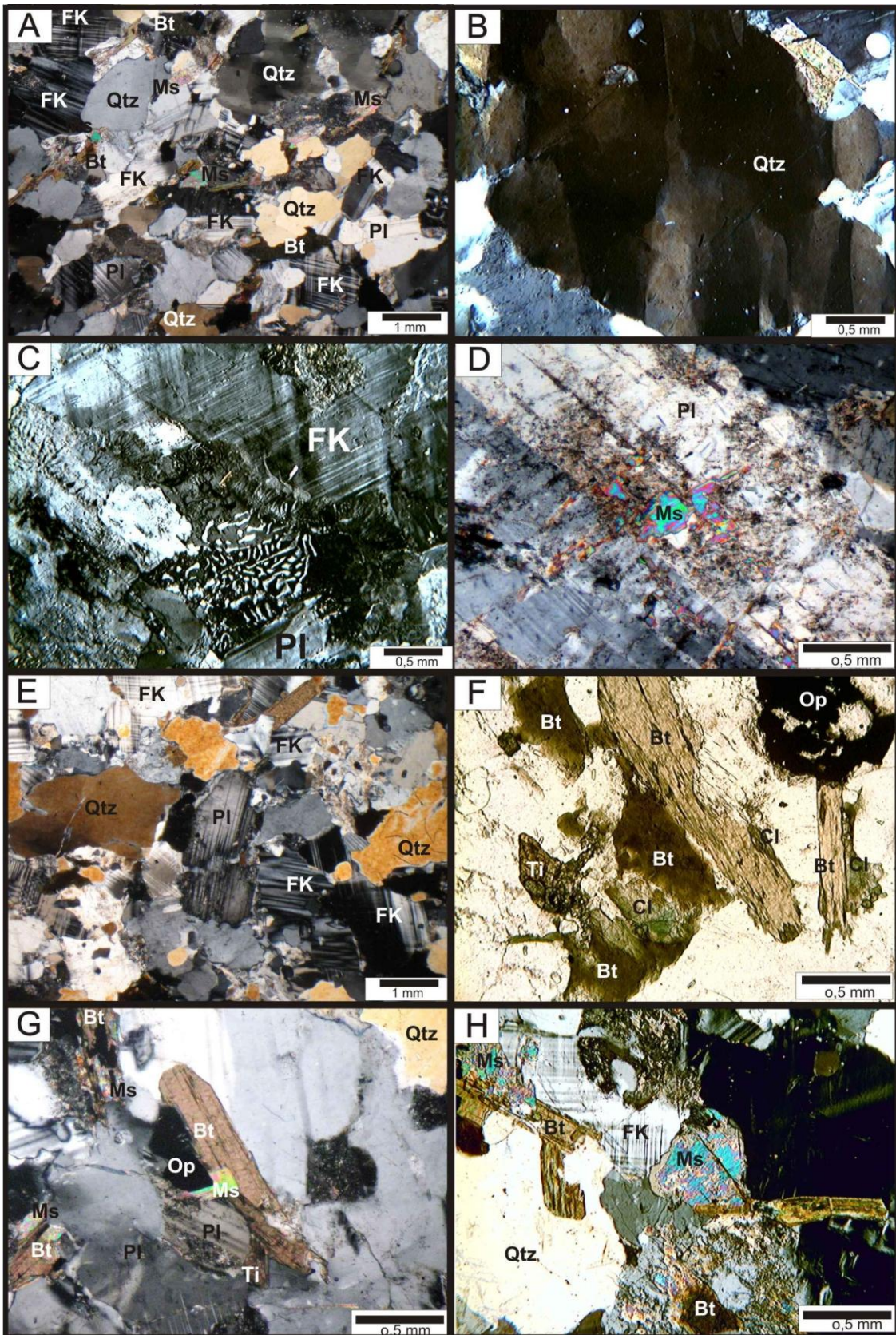


Figura 4.8: Fotomicrografias dos granitóides da fácies Camanaus. A) textura hipidiomórfica inequigranular com orientação dos minerais; B) pórfiro de quartzo anédrico com extinção ondulante e limite de sub-grãos; C) intercrescimento mirmequítico entre plagioclásio e microclínio gerando quartzo vermicular; D) plagioclásio sericitizado e saussuritizado; E) plagioclásio deformado e fraturado; F) biotita cloritizada, associada com titanita e opacos; G) biotita e muscovita euédrica em direções opostas; H) muscovita em contato suturado e côncavo-convexo com microclínio.

4.1.4 - Seqüência de cristalização

A seqüência de cristalização dos minerais das fácies São Gabriel, Ilha de Flores e Camanaus são semelhantes, exceto a ocorrência de epidoto ígneo e anfibólio restrito a fácies São Gabriel. Esta seqüência foi estabelecida com base nas características texturais dos minerais, bem como a relação de inclusão entre eles.

De acordo com estas características foi tentativamente inferida a seqüência de cristalização para os minerais que constituem as diferentes fácies do batólito São Gabriel da Cachoeira (Figura 4.9).

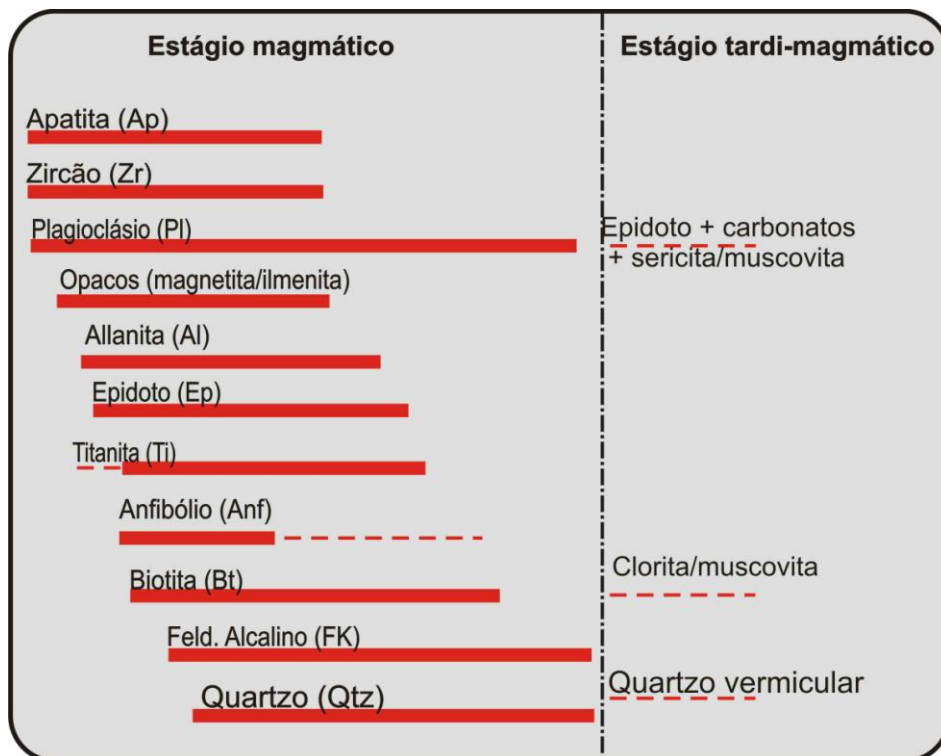


Figura 4.9: Seqüência de cristalização para os granitóides do Granito São Gabriel da Cachoeira.

Os primeiros minerais a se cristalizarem foram apatita, zircão e plagioclásio cálcico, seguidos por opacos (magnetita, ilmenita e pirita), primeira geração de titanita, allanita e epidoto.

A fácies Camanaus (Figura 4.10), aparentemente apresenta dois tipos de muscovita, sendo uma euédrica a subédrica, de provável origem primária e outra de alteração de plagioclásio e/ou da biotita. A muscovita cristalizou-se após a biotita. A segunda fase de muscovita, provavelmente deve-se aos processos de alteração inter-relacionados com a deformação a qual foi submetido à rocha.

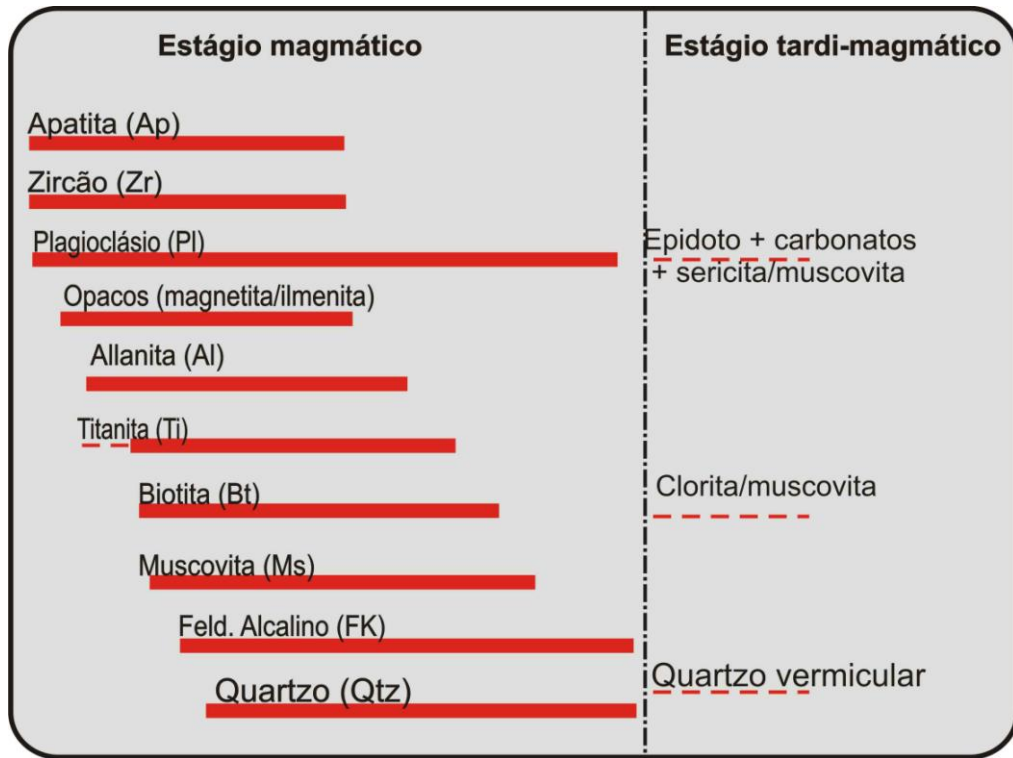


Figura 4.10: Seqüência de cristalização para os granitóides da fácies Camanaus.

O quartzo é o último a se formar, contudo também se forma como produto do intercrescimento mirmequítico entre plagioclásio e o microclínio nos estágios tardi-magmáticos. Ocorre a perda de cálcio e precipitação de carbonatos, com sua substituição por epidoto, sericita e calcita, e a cloritização e sericitização da biotita.

4.2 - Leucogranitos (*Leucomonzogranito a leucosienogranito com granada*)

Em seção delgada, estas rochas apresentam textura ígnea granular hipidiomórfica (Figura 4.11A), embora haja indícios de deformação e recristalização gerando nas porções de grão fino uma textura granoblástica localizada com contatos retilíneos entre quartzo e feldspatos.

O quartzo (Figuras 4.11A e B) se apresenta como: 1) cristais anédricos a subédricos, com extinção ondulante (Figura 4.11C), bordas variando de retilíneas a corroídas e inclusões de biotita e plagioclásio; 2) cristais com textura de subgrãos recristalizados e 3) vermicular, produto do intercrescimento mirmequítico (Figura 4.11C).

O feldspato do tipo microclínio (Figura 4.11A) ocorre de forma subédrica, com extinção ondulante, e subgrãos recristalizados de maneira localizada na rocha. Frequentemente mostra textura pertítica (Figura 4.11C), sendo comuns *spots* de plagioclásio em sua estrutura. Contém inclusões de quartzo arredondado e biotita.

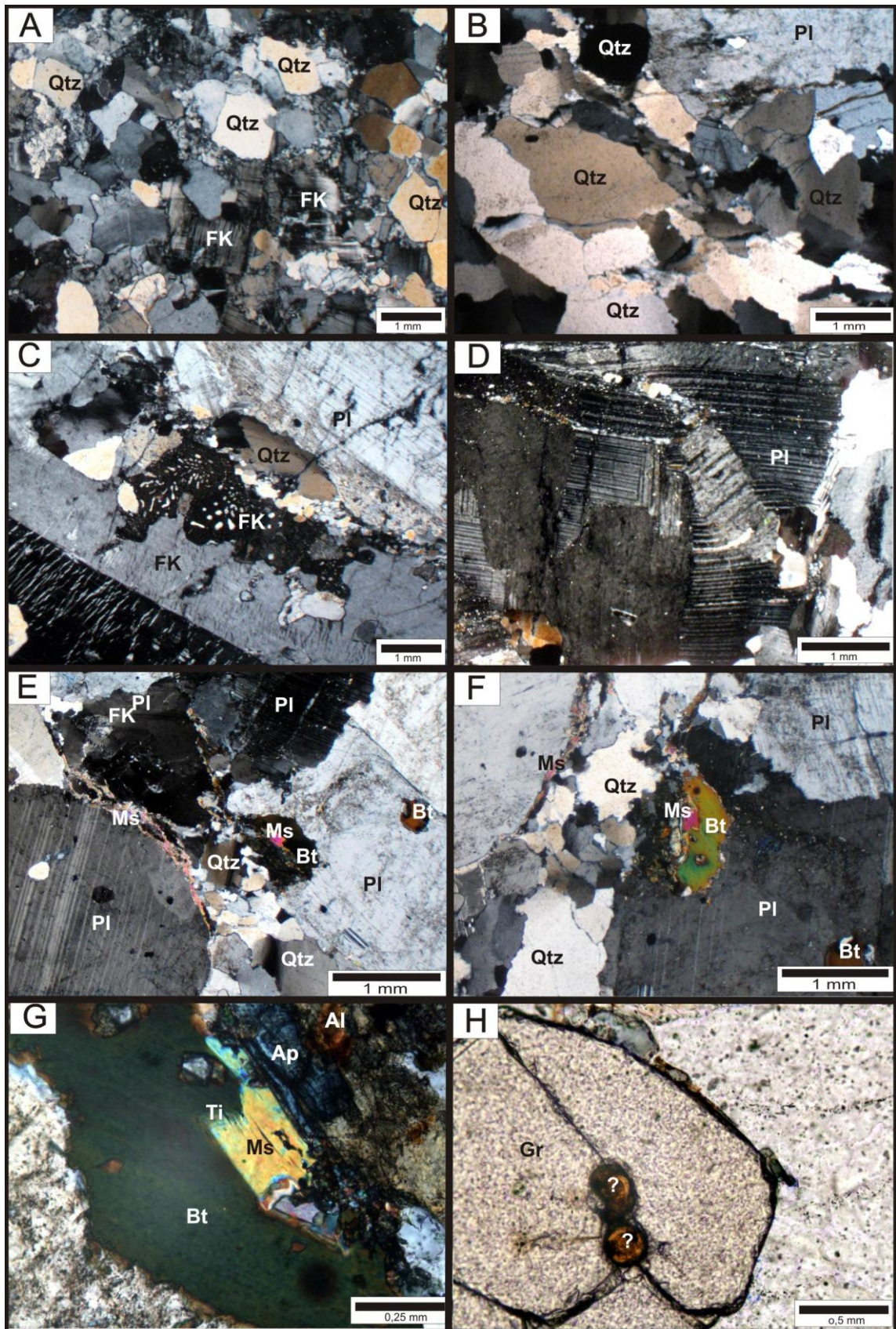


Figura 4.11: Fotomicrografias dos leucogranitos com granada. A) textura hipidiomórfica nos leucogranito; B) alinhamento dos cristais de quartzo; C) feldspato alcalino pertitizado e com intercrescimento mirmequítico; D) “kinks bands” em plagioclásio; E) pórfiros de plagioclásio com muscovita em sua borda; F) muscovita de alteração; G) detalhe da muscovita na borda da biotita; H) granada englobando prováveis cristais de monazita.

O plagioclásio mostra-se muitas vezes com deslocamento e deformação na geminação lei da albita e até *kinks bands* (Figura 4.11D). São formados por cristais anédricos a subédricos, com geminação lei da albita ou ainda lei da albita + Carlsbad, além de inclusões de quartzo, biotita, muscovita, opacos e granada. Alterações freqüentes são dadas por argilitização e antipertita do tipo *spot* de microclínio em plagioclásio. Observam-se pequenas lamelas de muscovitas bordejando cristais de plagioclásio (Figuras 4.11E).

O teor de minerais máficos para essa fácies, varia entre 1,9 a 3,2%. Entre os minerais máficos a biotita e a granada predominam além de muscovita que comumente ocorre de alteração do plagioclásio (Figura 4.11E) ou da biotita (Figuras 4.11F e G).

Algumas muscovitas são euédricas a subédricas, podendo ser primárias de acordo com comparações com dados de Miller *et al.* (1981), entretanto esta consideração necessita de métodos analíticos mais precisos afim de confirmar essa suposição.

A biotita ocorre na forma de placas subédricas, muitas vezes alterados para clorita nas bordas. A granada geralmente é subédrica a euédrica (Figura 4.11H), típica de características primárias, bastante fraturada podendo conter inclusão de opacos e monazita ou xenotímio.

4.2.1 Seqüência de cristalização

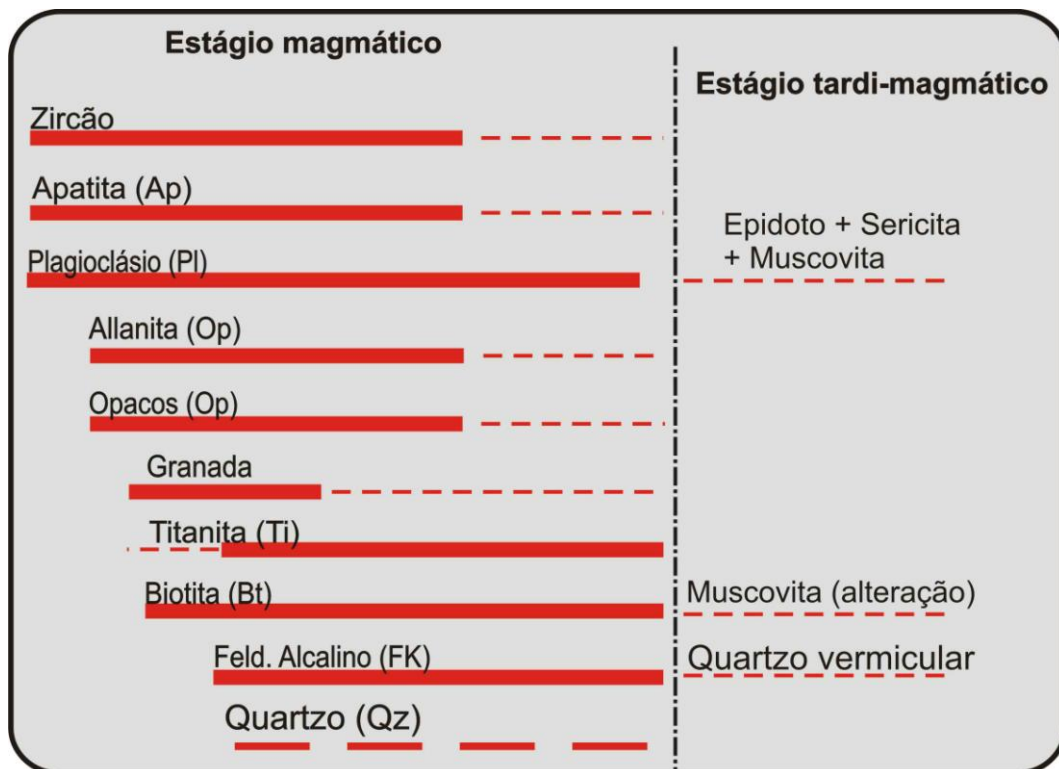


Figura 4.12. Seqüência de cristalização para os leucogranitos associados.

A seqüência de cristalização, inferida neste trabalho, dos minerais que constituem as rochas leucograníticas que cortam o batólito São Gabriel da Cachoeira (Figura 4.12), inicia-se com a cristalização simultânea da apatita e zircão, seguida por allanita + opacos. Posteriormente formou-se a granada + biotita e a titanita, plagioclásio, feldspato alcalino (FK) e quartzo. No estágio tardi-magmático há o desenvolvimento de texturas de intercrescimento mimerquítico devido a reação entre cristais de plagioclásio e microclínio, com sobras de quartzo vermicular. A muscovita se altera a partir da biotita e também como produto de saussuritização do plagioclásio, junto com epidoto.

4.3. Considerações petrogenéticas preliminares com base em dados texturais

O estudo petrográfico é uma ferramenta de fundamental importância nos estudos geoquímicos e petrológicos. A identificação e quantificação da mineralogia de uma rocha, assim como suas relações texturais podem indicar em que condições foram geradas os magmas, e em quais ambientes prováveis, sua gênese e até formação de bens minerais.

A partir de feições de campo, dados microtexturais e das associações minerais observadas, algumas considerações sobre as condições de cristalização, evolução e processos tardi-magmáticos e deformacionais associados às fácies do Granito São Gabriel da Cachoeira e dos leucogranitos intrusivos são tentativamente sugeridos.

4.3.1 Fugacidade do Oxigênio (fO_2)

A presença da paragênese titanita+magnetita+quartzo em equilíbrio em rochas graníticas, é sugestiva de condições de fugacidade de oxigênio relativamente elevadas e quando associados ao clinopiroxênio e/ou anfibólio magnesianos, um maior grau de oxidação está implícito (Wones, 1989). No batólito São Gabriel da Cachoeira essa paragênese é comum, sendo que nas amostras menos evoluídas além de titanita+magnetita+quartzo ocorre anfibólio com características ópticas compatível com hornblenda. Isto implica num grau de oxidação relativamente alto para o magma progenitor. Outro fato que reforça altas condições de fugacidade de oxigênio é a presença de epidoto magmático (Schmidt & Thompson 1996).

4.3.2 Transformações em condições *liquidus*

A presença de epidoto euédrico a subédrico (Figuras 4.3H e 4.4E) ou com núcleo de allanita (Figura 4.6H), principalmente nas fácies São Gabriel, incluso em cristais de biotita ou, menos comum, nas bordas do anfibólio, titanita e allanita é uma relação textural similar a

descrita por Zen & Hammarstrom (1984 apud Sial *et al.*, 2008) como típico de epidoto magmático. Segundo Sial *et al.* (1999), o epidoto magmático está presente na maioria dos granitóides cálcio-alcálicos de alto-K do nordeste do Brasil, e sua presença tem sido utilizada em estudos de magmas cálcio-alcálicos, para estimar a profundidade de cristalização, fugacidade de oxigênio e taxa de soerguimento do magma, esta última estimada pela taxa de reação entre o epidoto com o magma vista pela dissolução do mineral.

Para o batólito São Gabriel da Cachoeira, não foi possível estabelecer nenhum destes parâmetros devido a ausência de análise química dos epidotos. Entretanto observa-se que a abundância do epidoto nos granodioritos e quartzo monzodioritos da fácies São Gabriel é proporcional a abundância de biotita e anfibólio, e as relações texturais de epidoto magmático e biotita sugerem que essas duas fases cristalizaram simultaneamente.

4.3.3 Transformações em condições *subsolidus*

A maioria das rochas apresenta evidências de transformações tardi-magmáticas, observadas principalmente pela desestabilização do plagioclásio, biotitas e feldspato alcalino. Uma desestabilização comum é a descalcificação dos cristais de plagioclásio formando carbonatos, o que reflete a atuação de fluídos tardi-magmáticos com considerável $f\text{CO}_2$, e a saussuritização indica a introdução de uma fase fluída rica em H_2O .

A biotita se desestabiliza para clorita, muscovita e opacos, presentes principalmente em seus planos de clivagem. Essa paragênese reforça a introdução de H_2O e CO_2 no sistema, que provocou uma maior oxidação do meio e, portanto a formação da clorita (relativamente mais enriquecida em Fe^{3+} que a biotita). O equilíbrio é proposto por Dall'Agnol e Macambira (1992) como responsável pela cloritização e muscovitização em níveis crustais elevados (*subsolidus*), segundo a reação 1:

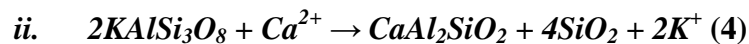
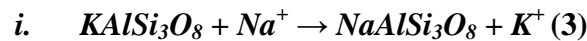


Outro processo atuante nas transformações em condição *subsolidus* é a microclinização observada em alguns cristais de plagioclásio, pela formação de microclínio nos planos de clivagem do plagioclásio. Hippertt (1987) sugere que tais processos são resultados de exsolução do tipo antipertítico, ou então como produto de uma fusão em que o feldspato alcalino se cristaliza como microclínio de corrosão. Contudo, a hipótese aqui defendida relaciona a participação de fluídos tardios ricos em K (metassomatismo potássico), que ao percolar a rocha, reagiu com o plagioclásio, precipitando o microclínio, como sugere o equilíbrio da reação 2:

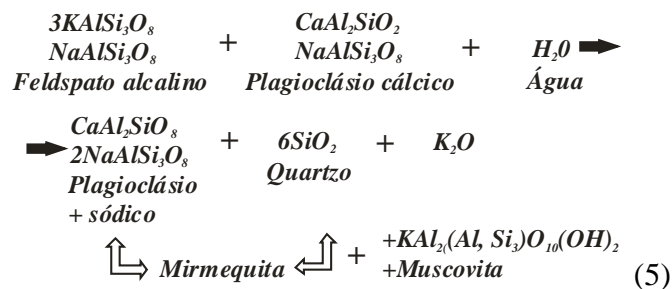


A reação entre plagioclásio e feldspato alcalino, gera o quartzo vermicular (textura mirmequítica) que ocorre com frequência em todas as fácies do Granito São Gabriel da Cachoeira e também nos leucogranitos intrusivos. Essa feição textural indica a abundância de fluídos tardi-magmáticos enriquecidos em voláteis ou até mesmo de origem deformacional, como ocorrem no sudeste do Arizona, na região de “Alps Lepontine”, onde há ocorrências de milonitos que apresentam intercrescimento mirmequítico provavelmente de origem metamórfica. Entre as hipóteses para a formação da mirmequita pode-se citar: (i) reação 3 de substituição (Becke, 1908 apud Simpson, 1985); (ii) difusão no estado sólido e reação 4 exsolução (Schwantke, 1909 apud Simpson, 1985).

A hipótese de Becke é considerada a hipótese mais aceita pela maioria dos geocientistas e a que melhor é descrita na literatura, como mostram as reações 3 e 4 aplicada na gênese de mirmequita:



De acordo com o modelo de Becke o sódio (Na) e o cálcio (Ca) são introduzidos no magma envolvendo também a remoção de potássio (K) ao longo do contato com os grãos e precipitação de sílica como quartzo vermicular. O Plagioclásio resulta da mistura dos componentes de albita e anortita (Becke 1908, Phillips 1980, apud Simpson 1985). Com a adição de água ao sistema, feldspato alcalino pode ser convertido em mirmequita de acordo com a reação 5:



Anderson (1983 apud Simpson, 1985) demonstrou que grandes quantidades de fluídos foram mobilizadas pelo evento que gerou a “Eastern Peninsular Ranges Mylonite Zone”, na Califórnia. Esses fluídos poderiam ser consumidos na reação para a gênese das mirmequitas. Esse modelo pode ser aplicado perfeitamente para o Granito São Gabriel da Cachoeira, visto que se encontra deformado por zonas de cisalhamento em parte do corpo o que permitiu a percolação de fluídos tardi-magmáticos ao longo das zonas de alívio, admitindo uma origem mista como responsáveis pelo desenvolvimento das texturas mirmequíticas aqui descritas.

CAPÍTULO 5 - CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS DO GRANITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA.

5.1. Caracterização geoquímica

Os estudos petrográficos do Granito São Gabriel da Cachoeira (GSGC), identificaram uma diversidade de fácies compatíveis com uma série magmática expandida cálcio-alcálica composta por quartzo-monzodioritos, granodioritos, monzogranitos e sienogranitos. Um *trend* de variação também é definido quando utilizado parâmetros químicos como o diagrama R1-R2 (De La Roche, 1980 - Figura 5.1A) onde o Granito São Gabriel da Cachoeira apresenta um *trend* que evolui de tonalito, granodiorito, granito a álcali-feldspato granito, e no diagrama que correlaciona Total Álcalis vs. SiO₂ (Middlemost, 1994), o *trend* varia de quartzo monzodiorito a granito, coincidindo com o observado na petrografia (figura 5.1B).

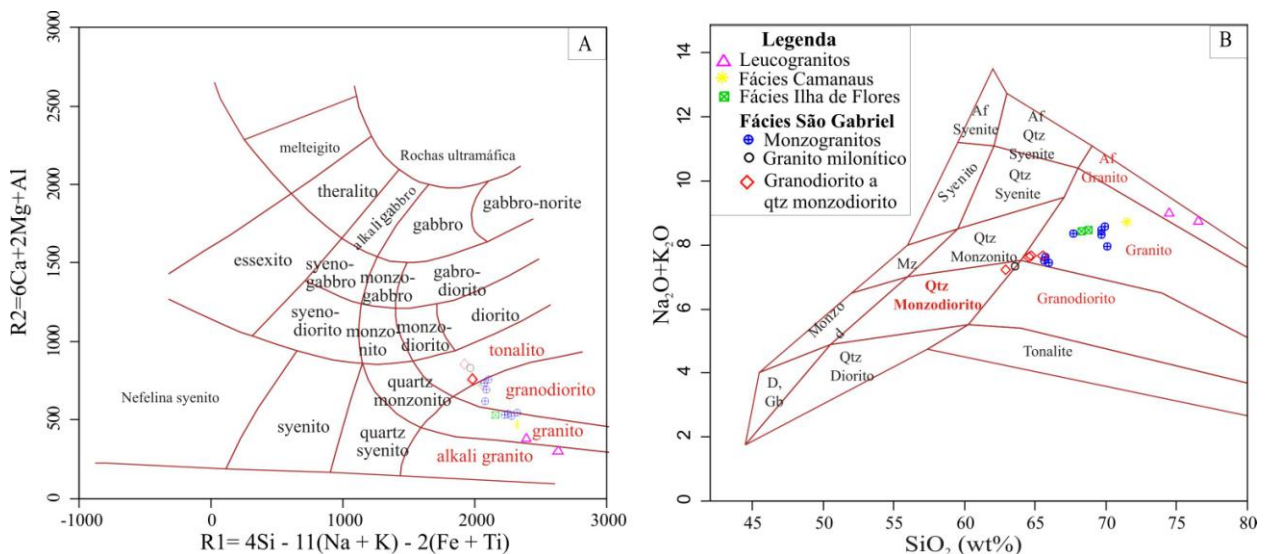


Figura 5.1: Diagrama de classificação química: A) R1-R2 (De La Roche, 1980) e B) TAS (Middlemost, 1994).

Diagramas de variação do tipo Harker (Figuras 5.2 e 5.3) são eficientes para se investigar a filiação entre os membros de uma mesma série de rochas. No batólito São Gabriel da Cachoeira o teor de sílica varia entre 62,88-71,46% (Tabela 5.1) e as rochas das diferentes fácies se alinham definindo um *trend* de correlação, considerando tanto os elementos maiores como os traços (Figuras 5.1 e 5.2). A fácies São Gabriel representa desde os termos menos evoluídos do batólito até os termos intermediários. As fácies mais evoluídas são a Ilha de Flores, com SiO₂ superior a 68%, e o Fácies Camanaus com 71% de SiO₂. Os leucogranitos mostram comportamento diferenciado, principalmente em relação ao Al₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O e aos

elementos traços (Figuras 5.2 e 5.3), mostrando fonte e/ou processos distintos dos atuantes na gênese do Granito São Gabriel da Cachoeira.

As rochas do batólito São Gabriel os óxidos de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 e FeO(t) mostram um comportamento compatível, enquanto K_2O mostra um comportamento incompatível (Figura 5.2). Com relação aos elementos traços é observado um comportamento compatível para o Ba e Sr e incompatível para o Rb. Os elementos Y e Zr apresentam uma dispersão dos pontos (Figura 5.3).

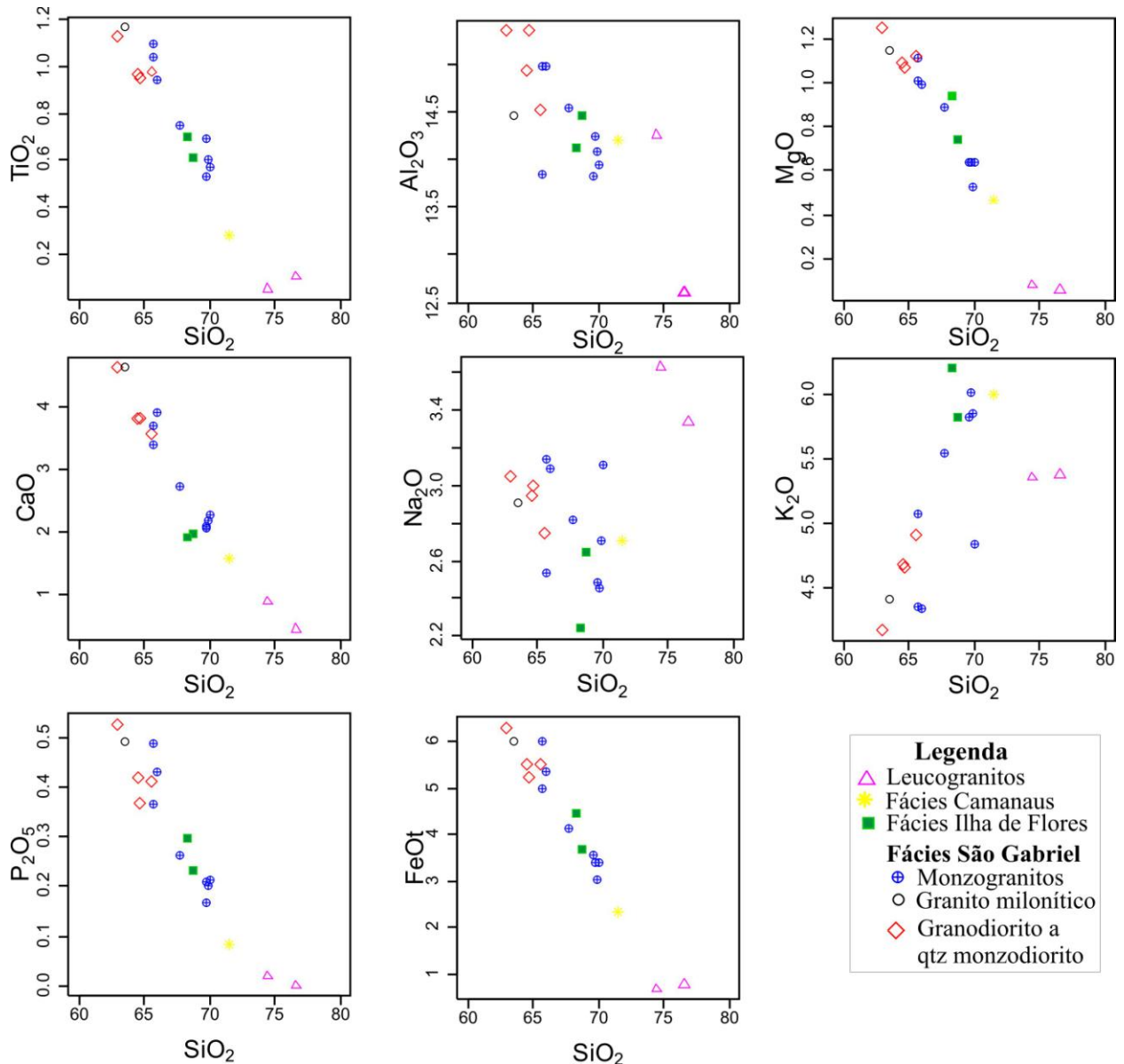


Figura 5.2: Diagrama de Harker para os elementos maiores.

Tabela 5.1: Composição geoquímica do Granito São Gabriel da Cachoeira e suas fácies distintas.

FÁCIES	BATÓLITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA																LEUCOGRANITOS	
	São Gabriel													Ilha de Flores		Camanaus		
	Rocha	Mgr	Mgr	Gran	Grd	Mgr	Grd	Grd	Mgr	Mgr	QtzoMd	GrMil	Mgr	Mgr	Sgr Mil	Mgr Mil	Mgr	Mgr
Amostra	EA-R 12A	EA-R 33	EA-R 36A	EA-R 39A	EA-R 42	EA-R 43	AF-R 422	GSG 03	GSG 05	GSG 08	GSG 12d	GSG 20A	GSG 20B	GSG 14	GSG 19	GSG 23	GSG 12B	GSG 34
SiO ₂	65,95	70,06	65,66	65,51	69,66	62,88	64,53	69,93	65,69	64,68	63,53	69,69	67,69	68,74	68,24	71,47	74,44	76,57
Al ₂ O ₃	14,99	13,95	14,99	14,52	13,82	15,36	14,94	14,08	13,85	15,36	14,47	14,25	14,55	14,47	14,13	14,21	14,26	12,61
Fe ₂ O ₃ ^t	5,41	3,41	5,03	5,55	3,61	6,36	5,56	3,04	6,08	5,29	6,05	3,43	4,15	3,72	4,49	2,37	0,69	0,78
MgO	0,99	0,64	1,01	1,12	0,64	1,25	1,09	0,53	1,11	1,07	1,15	0,64	0,89	0,74	0,94	0,47	0,08	0,06
CaO	3,91	2,29	3,68	3,56	2,07	4,61	3,8	2,18	3,4	3,81	4,61	2,11	2,74	1,98	1,93	1,58	0,09	0,46
Na ₂ O	3,09	3,11	3,14	2,75	2,49	3,05	2,95	2,71	2,54	3	2,91	2,46	2,82	2,65	2,24	2,71	3,63	3,34
K ₂ O	4,35	4,85	4,36	4,91	5,82	4,18	4,68	5,85	5,08	4,66	4,42	6,01	5,55	5,83	6,2	6,00	5,36	5,38
TiO ₂	0,94	0,57	1,04	0,98	0,69	1,13	0,97	0,6	1,1	0,95	1,17	0,53	0,75	0,61	0,7	0,28	0,05	0,1
P ₂ O ₅	0,43	0,212	0,364	0,412	0,211	0,527	0,42	0,201	0,487	0,368	0,491	0,168	0,263	0,233	0,296	0,083	0,019	<0,001
MnO	0,1	0,13	0,1	0,1	0,06	0,12	0,11	0,07	0,11	0,12	0,12	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,11
LOI	0	0,5	0,3	0,3	0,7	0,2	0,6	0,5	0,2	0,4	0,7	0,4	0,2	0,6	0,5	0,6	0,4	0,6
Total	100,1	99,69	99,67	99,68	99,75	99,68	99,66	99,69	99,64	99,69	99,65	99,72	99,68	99,62	99,70	99,8	99,89	99,96
Ba	1159	641	1162	1307	885	1125	1160	939	1183	1163	1211	715	1154	1410	991	543	117	79
Rb	209,5	284,5	243,7	191,3	248,5	187,5	211	288,1	249,3	233,4	217,8	361	291,9	263	322,6	346,8	550,5	234,1
Sr	302,8	178,7	279,3	292,7	180,9	347,7	303,6	205	250,2	285,3	326,1	164,9	228,6	245,3	191,2	138,3	42	22,2
Hf	11	12,1	12,5	10,9	10,5	9	12	13	14,7	9,2	15,9	12,4	11,3	11,7	11,3	5,6	2,2	4,2
Nb	23,8	59,7	32,8	23,5	24	23,7	21,4	30,9	35,7	34,3	33,3	34,2	32,9	32,5	31,2	23,9	65,2	24,5
Ta	1,3	2,2	2,3	1,3	1,6	1,3	1,2	1,8	1,9	1,3	1,8	2,7	2,5	1,9	1,1	1,7	15,2	1,9
Th	14	51,3	25,7	11,5	22,6	22,5	15,9	100	24,5	16,3	29,4	60,3	32,5	29,6	57,9	51,6	9,2	19,1
U	4,9	7,6	6	2,3	4,8	5,1	6,4	15,3	5,6	4,6	5,8	9,8	5,6	3	2,9	7,3	27,6	6,3
V	65	24	58	63	33	75	66	33	71	64	73	36	48	36	58	21	<8	<8
W	2	1,3	1,7	2,8	1,8	2,3	1,9	2,5	1,7	3,5	1,9	0,7	0,7	0,8	0,6	0,5	2,4	1,2
Zr	391,5	387,7	442,9	395,1	365,5	313,9	448,4	434,3	538,9	366,5	560,5	425,1	398,9	439,7	404,2	171,6	41,1	76,7
Y	54,8	113,1	95,9	54,6	75	56,6	56,1	70,2	72,7	52,1	62,3	77,1	68,3	61,2	40,6	38,6	49,5	19,8
La	67	163,1	112,5	68,3	109	83,2	73,5	165,6	98,2	71,7	85,8	100,2	90,9	131,6	88,7	89,5	7,6	20,1
Ce	146,2	318,6	184,6	134,3	226,9	171,2	140,9	264,3	213,1	147	184,5	224	234,5	290	186,1	176,9	13,9	47,9
Pr	18,48	39,7	27,64	17,56	29,78	21,36	18,3	31,45	26,2	18,37	22,03	26,32	29,55	31,29	23,96	21,74	1,72	5,92
Nd	71,5	145,1	103,8	67	109,5	81,9	69,7	103,2	97,6	70,2	82,5	94,2	109,3	107,8	88,8	74,3	6,5	21
Sm	12,75	25,36	19,01	12,65	18,28	13,87	12,74	15,42	17	12,68	15	17,06	18,57	17,08	15,05	12,27	2,63	4,76
Eu	2,81	3,3	3,86	2,82	2,87	3,06	2,79	2,84	3,21	2,8	3,1	1,89	2,39	2,87	2,08	1,33	0,34	0,49
Gd	11,51	22,45	17,97	11,43	14,88	11,87	11,36	14,13	14,88	10,97	13,35	15,06	15,67	13,79	12,34	10,35	3,89	4,06
Tb	1,76	3,51	2,76	1,73	2,33	1,82	1,76	2,04	2,26	1,64	2,04	2,37	2,3	2,04	1,68	1,43	0,98	0,65
Dy	9,62	20,16	15,04	9,52	12,67	9,69	9,41	11,47	13,03	9,43	11,03	13,93	12,71	11,57	8,49	7,55	6,63	3,63
Ho	1,95	4,34	3,06	1,96	2,54	1,94	1,89	2,29	2,55	1,8	2,23	2,74	2,52	2,31	1,49	1,36	1,53	0,77
Er	5,28	12,83	8,67	5,38	7,34	5,46	5,41	6,41	6,8	4,97	6,14	7,56	6,87	6,55	3,63	3,63	4,99	2,47
Tm	0,86	2,03	1,36	0,84	1,17	0,87	0,82	1,08	1,12	0,78	1	1,23	1,12	1,09	0,56	0,55	1	0,44
Yb	5,13	12,61	7,8	4,9	6,59	5,34	4,87	6,73	6,76	4,78	5,93	7,66	7,24	7,09	3,06	3,33	7,32	2,92
Lu	0,78	1,97	1,8	0,76	1	0,82	0,78	1,05	1,01	0,72	0,92	1,09	1,09	1,06	0,44	0,48	1,22	0,47
ΣETR	355,6	775,0	509,2	339,1	544,8	412,4	354,2	628	503,7	357,8	435,5	515,3	534,7	626,1	436,3	404,72	60,25	115,58
(La/Sm) _N	3,31	4,05	3,72	3,40	3,75	3,77	3,63	6,76	3,63	3,56	3,60	3,69	3,08	4,85	3,71	4,59	1,82	2,66
(Gd/Yb) _N	1,81	1,44	1,86	1,82	1,88	1,79	1,88	1,69	1,78	1,85	1,82	1,59	1,75	1,57	3,25	2,50	0,43	1,12
(La/Yb) _N	8,81	8,72	9,72	11,15	9,40	10,50	10,18	16,59	9,79	10,11	9,75	8,82	8,46	12,51	19,54	18,12	0,70	4,64
Eu/Eu*	0,71	0,42	0,64	0,72	0,53	0,73	0,71	0,59	0,62	0,73	0,67	0,36	0,43	0,57	0,47	0,36	0,33	0,34

Legenda: Mgr – monzogranito; Grd – granodiorito; Sgr – sienogranito; GrMil – granito milonítico, QtzoMd – quartzo-monzodiorito.

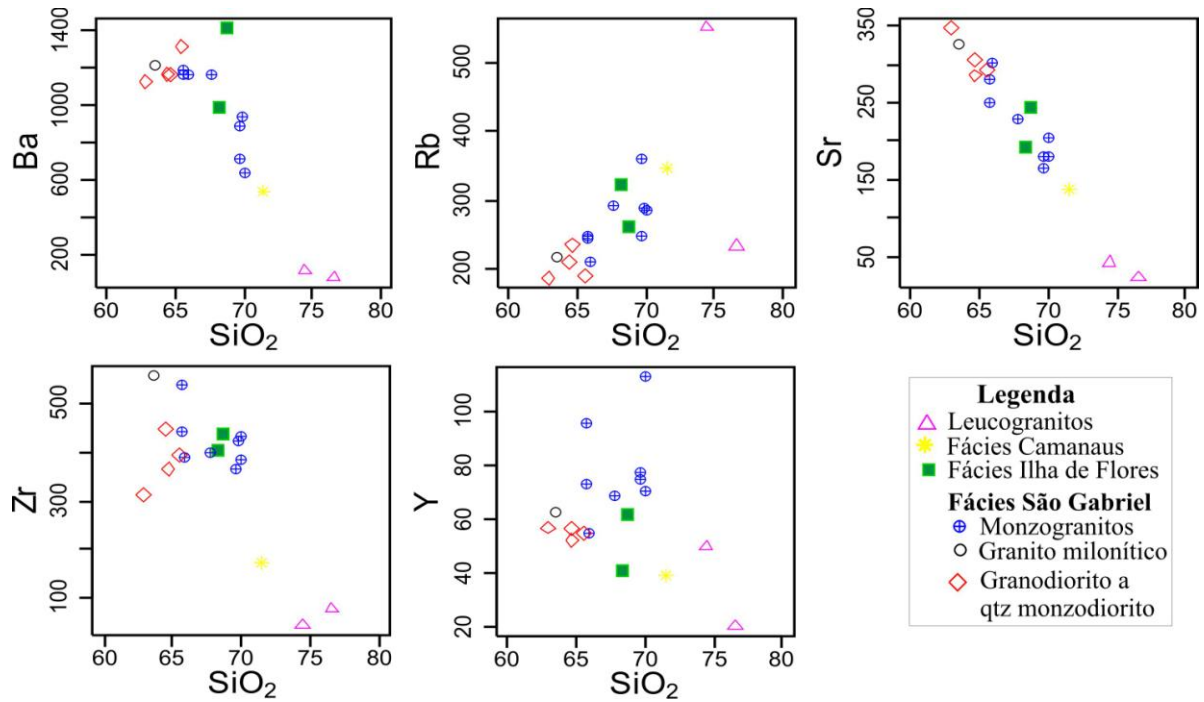


Figura 5.3: Diagrama de Harker para os elementos traços.

Em relação às séries magmáticas alguns diagramas confirmam a similaridade do Granito São Gabriel da Cachoeira com as séries cálcio-alcálicas. Quando utilizado o diagrama de Wright (1969), que correlaciona SiO_2 vs a alcalinidade da rocha, as amostras do Granito São Gabriel da Cachoeira plotam no campo cálcio-alcálico (Figura 5.4A). No diagrama de MALI (Índice de Álcalis-cálcio modificado) proposto por Frost *et al.* (2001), o Granito São Gabriel da Cachoeira apresenta afinidade geoquímica transicional entre cálcico-alcálico a alcali-cálcico (Figura 5.4B).

A fácies São Gabriel apresenta característica cálcio-alcálica, enquanto que as fácies Ilha de Flores e Camanaus têm características álcali-cálcico, isso porque essas fácies têm maiores proporções de K_2O se comparados com a fácies São Gabriel. Essas características permitem compará-los com os granitóides Cordilheiranos e Caledonianos do tipo I. Os leucogranitos peraluminosos tardio assemelham-se com os leucogranitos de Frost *et al.* (2001).

No diagrama de Peccerillo & Taylor (1976, modificado de Rickwood, 1998), as amostras plotam no campo shoshonítico. Segundo Wilson (1989) as séries alcalina e shoshoníticas têm características químicas semelhantes, mas a própria definição da série shoshonítica a considera transicional entre a série alcalina e cálcio-alcálica de alto-K. Essas séries mostram um aumento progressivo nos teores de K_2O . Já no diagrama triangular de Barker & Arth (1976), que correlaciona $\text{K}_2\text{OxNa}_2\text{OxCaO}$, as amostras seguem o *trend* cálcio-alcálico.

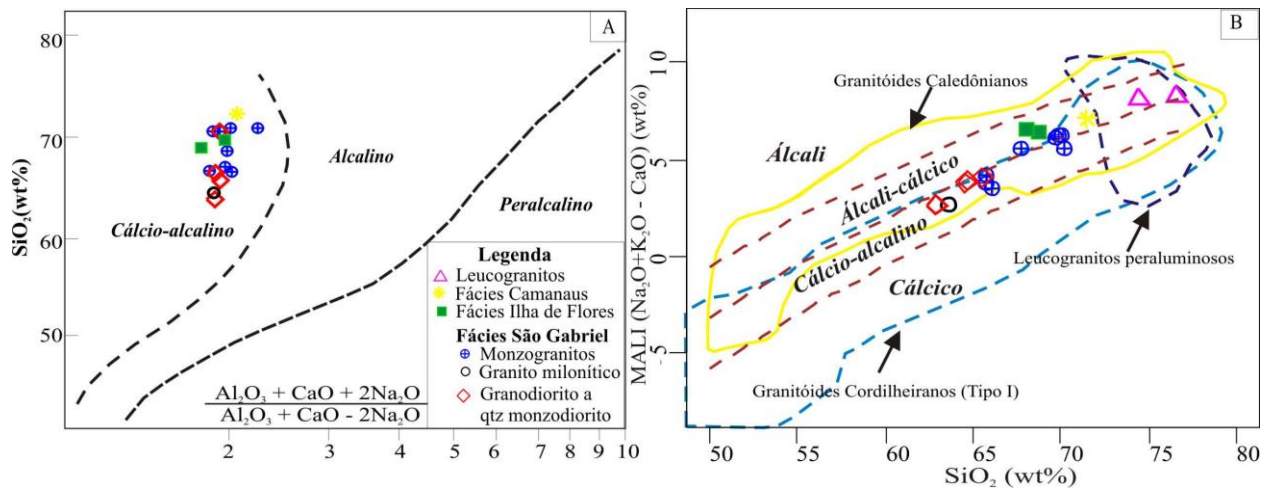


Figura 5.4: Diagramas de séries magmáticas para o GSGC. A) Diagrama de alcalinidade (Wright, 1969); B) Diagrama de MALI - Índice modificado de Álcali-Cálcico (Frost et al., 2001).

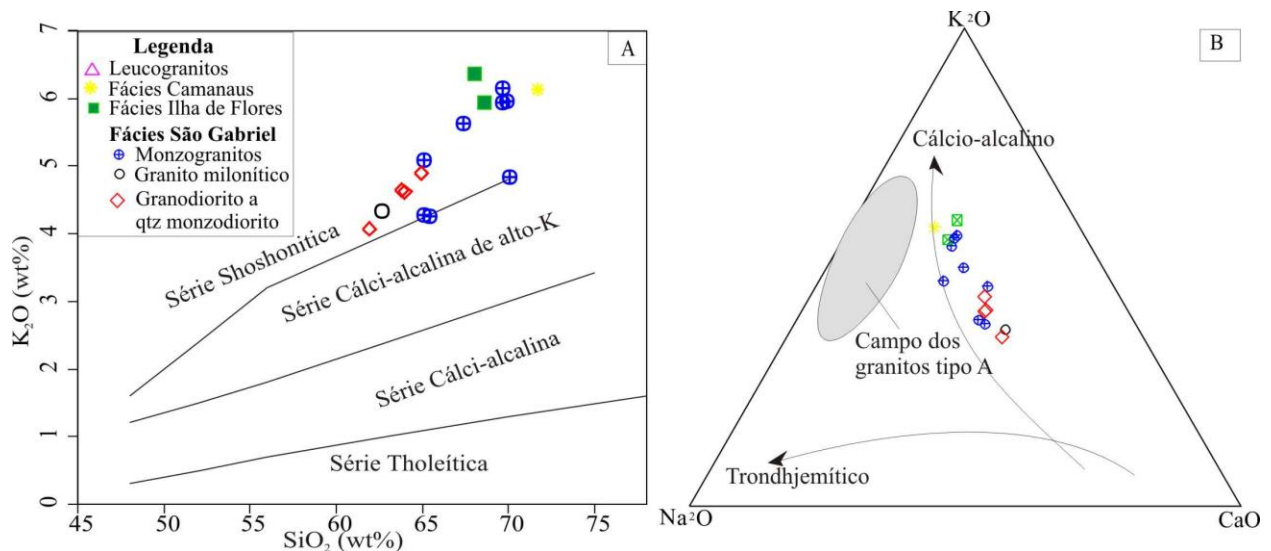


Figura 5.5: A) Diagrama de K_2O vs. SiO_2 (de Peccerillo e Taylor, 1976, modificado de Rickwood, 1989). B) diagrama triangular K_2OxNa_2OxCaO de Barker & Arth (1976).

Quando investigado o índice de saturação de alumina, o Granito São Gabriel da Cachoeira apresenta composição metaluminosa (Figuras 5.6A e B) com tendência ao campo peraluminoso nos fácies mais evoluídos (Fácies Ilha de Flores e Camanaus). Clarke (1981) chama a atenção para o fato de que em direção aos termos mais evoluídos de seqüências ácidas tipo I existe uma forte tendência à cristalização de rochas levemente peraluminosas. Frost *et al.* (2001) sugerem que nas rochas fracamente peraluminosas o excesso em alumínio pode estar alocado na biotita, que é a principal fase máfica. Os leucogranitos com granada incidem no campo peraluminoso tanto no Índice de Shand (Figura 5.6A) como também no diagrama de Villaseca, *et al.* (1998), neste último os leucogranitos incidem no campo de peraluminoso fracionado (Figura 5.6B).

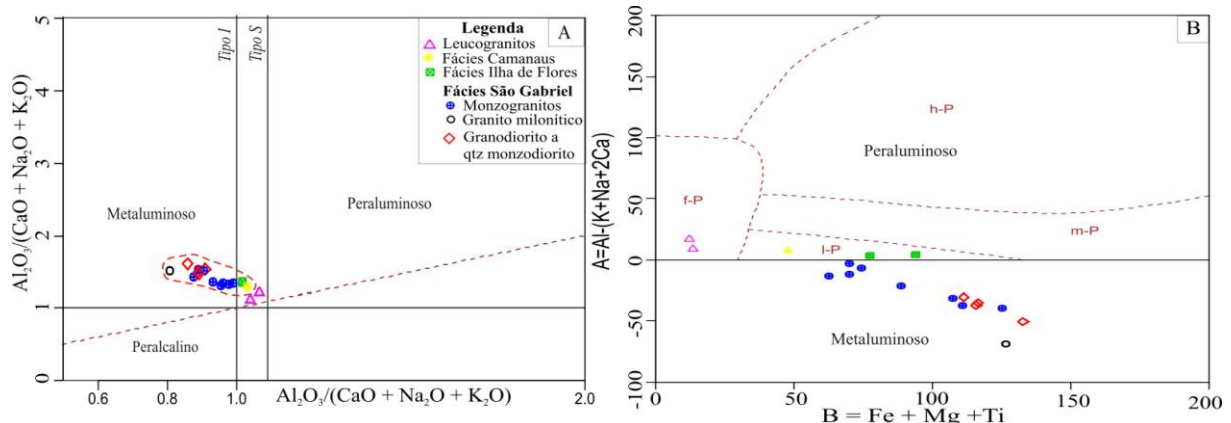


Figura 5.6: A) Índice de Shand (1950), segundo Maniar & Piccoli (1989); B) Diagrama de classificação do GSGC (Villaseca, et al., 1998). (Legenda - l-P: peraluminoso baixo; m-P: peraluminoso moderado; h-P: peraluminoso alto; f-P: peraluminoso fracionado).

O espectro multielementar do Granito São Gabriel da Cachoeira (Figura 5.7A), é caracterizado pela anomalia positiva em Rb, Th, Ce e Sm e negativa em Sr, Ba, Ta, Nb, P e Ti. Observa-se que as fácies Ilha de Flores e Camanaus são as menos enriquecidas em Sr, P e Ti e mais enriquecidas em K, Th e Y, quando comparados com a fácies São Gabriel. Nos ETR ($\sum ETR = 339,15-775,06$ ppm) é observado uma enriquecido em relação ao condrito, com padrão de distribuição mostrando um fracionamento em ETRL ($La_N/Sm_N = 3,08-6,76$), e padrão de distribuição sub-horizontal para os ETRP (Figura 5.7B). As razões La_N/Yb_N variam de 8,46-19,54, $Gd_N/Yb_N = 1,44-3,25$ e Eu^* de 0,71 a 0,36, com as anomalias negativas mais pronunciada nas rochas mais evoluídas (fácies Ilha de Flores e Camanaus). As fácies Camanaus e Ilha de Flores são mais empobrecidas em ETRP.



Figura 5.7: Spidergramas do Granito São Gabriel da Cachoeira. A) espectros multi-elementares normalizado pelo MORB de Pearce (1983); B) Condrito normalizado por Boynton (1984) dos elementos terras raras.

Em rochas graníticas os ETR são principalmente concentrados em minerais acessórios tais como titanita, apatita, monazita e zircão. Estes minerais tendem a concentrar ETR leves e, conseqüentemente, resultados químicos a partir de amostras de rocha total mostram-se freqüentemente enriquecidas em ETR leves.

Os leucogranitos, se comparados com o Granito São Gabriel da Cachoeira, mostram de uma forma geral um maior empobrecimento em elementos incompatíveis, representados nas anomalias negativas de Sr, Ba, P e Ti mais pronunciadas (Figura 5.8A). Em relação aos ETR os leucogranitos são menos enriquecidos em ETRL, com anomalia negativa de Eu, um pouco mais acentuada, além de ETRP com tendência a aumentar, indicando que possivelmente a granada, funcionou como um eficiente concentrador de ETR pesados, mostrando um padrão bem distinto em relação às fácies do Granito São Gabriel da Cachoeira (Figura 5.8B).

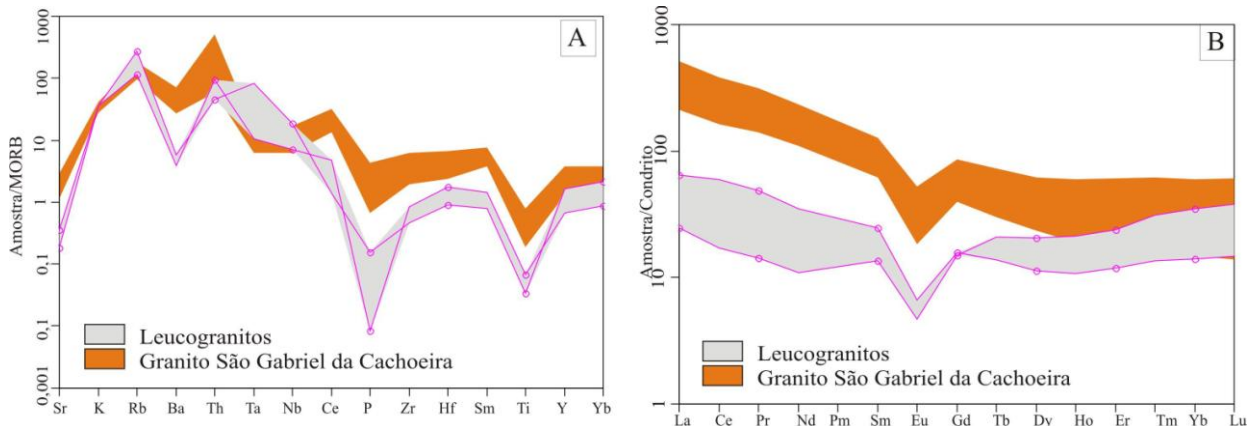


Figura 5.8: Spidergramas dos leucogranitos vs. Granito São Gabriel da Cachoeira. A) espectros multi-elementares normalizado pelo MORB de Pearce (1983); B) Condrito normalizado por Boynton (1984) dos elementos terras raras.

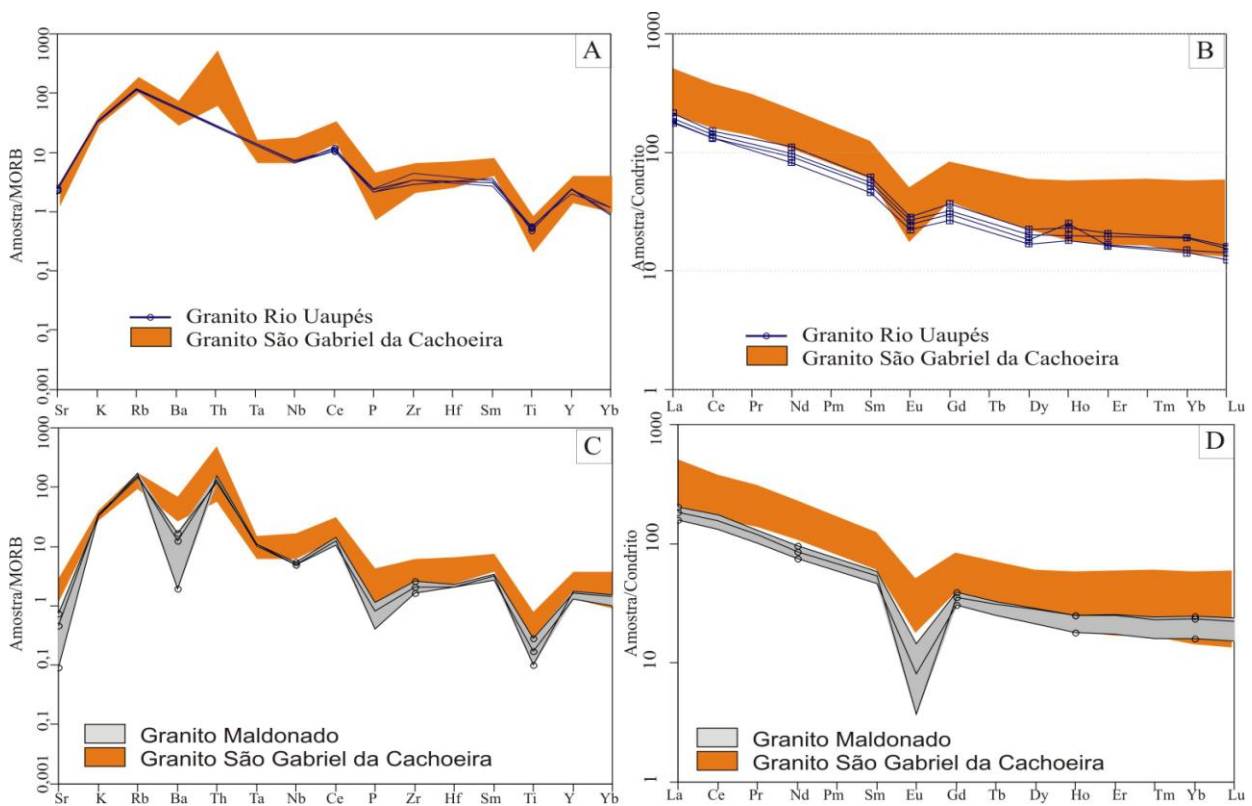


Figura 5.9: Spidergramas comparativos dos padrões de distribuição de elementos traços do GSGC com outros granitóides. A) GSGC VS Granito Rio Uaupés normalizado pelo MORB de Pearce (1983); B) GSGC VS Granito Rio Uaupés normalizado pelo condrito de Boynton (1984); C) GSGC VS Granito Maldonado normalizado pelo MORB de Pearce (1983); D) GSGC VS Granito Maldonado normalizado pelo condrito de Boynton (1984).

O padrão de distribuição dos elementos traços do Granito São Gabriel da Cachoeira pode ser comparável ao Granito Rio Uaupés de Dall’Agnol (1992), que aflora no baixo rio Uaupés, e ao Granito Maldonado (Oyhantçabal *et al.*, 2007) que ocorre no Uruguai (Cinturão Dom Feliciano) (Figuras 5.9A e 5.9B). O Granito Maldonado, tem afinidade transicional entre cálcio-alcalino a alcalino, assinatura típica de associações graníticas de arco maturo, e anomalias negativa de Eu mais acentuadas se comparadas com o Granito São Gabriel da Cachoeira.

5.2. Tipologia dos granitóides estudados

Quando utilizado os diagramas discriminantes de tipologia de granitóides proposto por Whalen *et al.* (1987), que analisa razões FeO_t/MgO vs $Zr+Nb+Ce+Y$, $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs $Zr+Nb+Ce+Y$ e Nb vs $10000*Ga/Al$ (Figura 5.10), as rochas estudadas plotam no campo dos granitos tipo A e os leucogranitos nos campos dos granitos fracionados. Contudo nos diagramas restantes (Figura 5.10), o GSGC apresenta indicativos de tipologia transicional entre os granitos tipo A e tipo I. Os leucogranitos têm características de granitos fracionados.

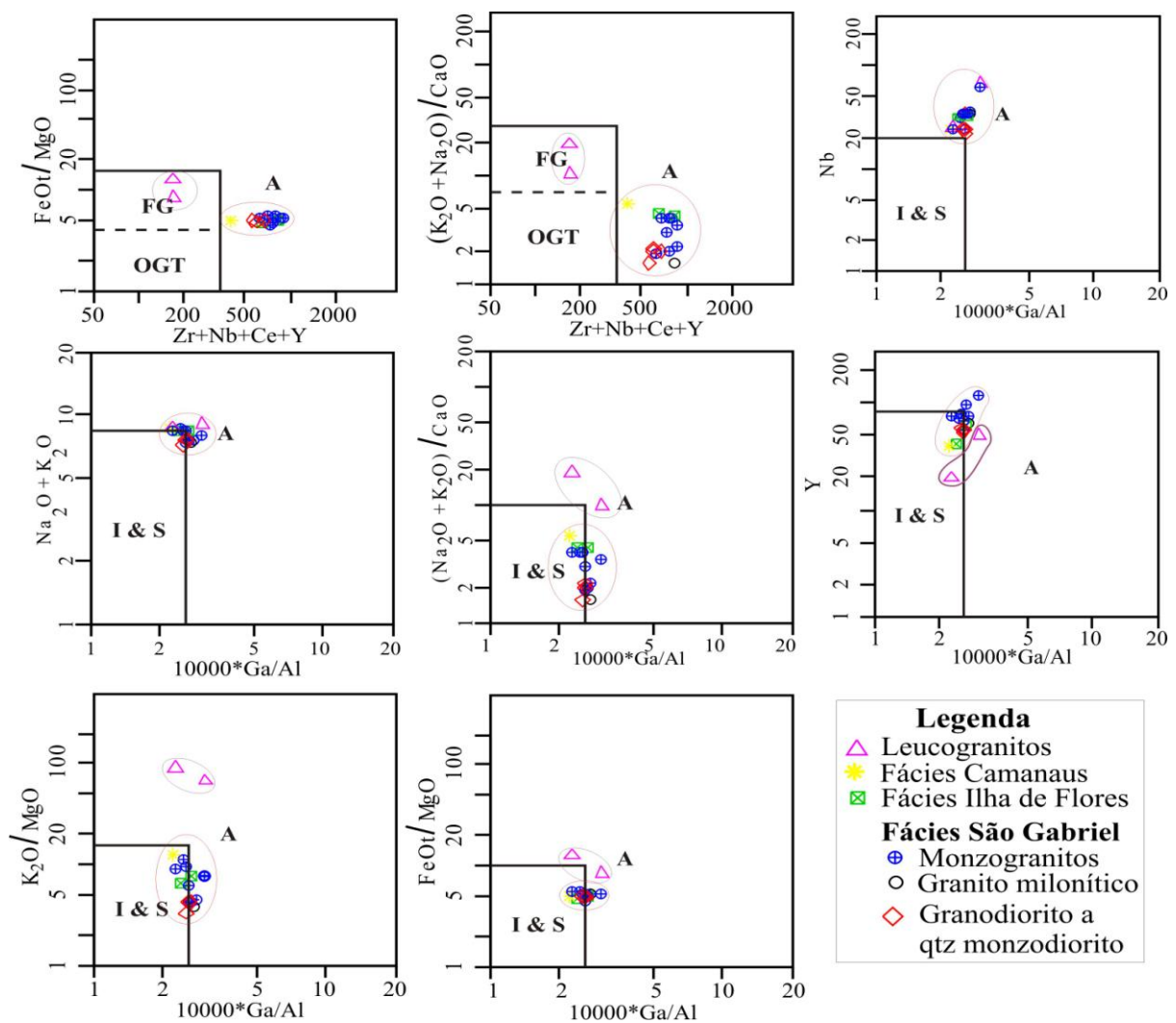


Figura 5.10: Diagrama discriminante de tipologia de granitóides (Whalen *et al.*, 1987).

A presença de epidoto magmático no Granito São Gabriel da Cachoeira, caracterizada por cristais euédricos a subédricos, envolvendo allanitas e associados a outros máficos como biotitas e titanitas são similares aos granitóides cálcio-alcálico tipo-I (Sial, 1990).

Quando comparados aos padrões geoquímicos multi-elementares de granitos cálcio-alcálicos gerados em ambientes de colisão, normalizados em relação ao MORB de Pearce (1984), o Granito São Gabriel da Cachoeira apresenta afinidade e tipologia de granitos cálcio-alcálicos do tipo I modernos e normais (Figura 5.11), com anomalia positiva de Nb, Rb, Th, Sm, y, Yb e Ce ligeiramente mais elevado.

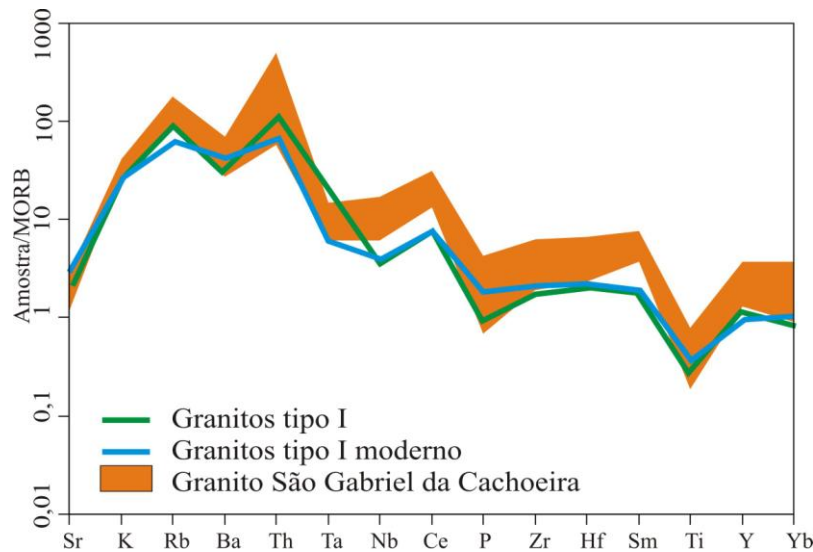


Figura 5.11: Spidergramas normalizado pelo MORB de Pearce (1984) dos padrões de granitos tipo I normal e moderno, comparados com o GSGC.

5.3. Ambiente Tectônico

Pearce & Cann (1971) tiveram a idéia de atribuir assinaturas químicas aos diferentes ambientes tectônicos, com base no estudo de basaltos modernos produzidos em diferentes ambientes. Estes diagramas se tornaram conhecidos como discriminantes tectono-magmáticos ou diagramas de variação geoquímica.

Grande parte dos diagramas discriminantes utiliza elementos traços, porém nem todos utilizados possuem baixa mobilidade geoquímica. Entretanto, os diagramas de melhor aplicabilidade são aqueles baseados nos elementos traços imóveis, porque poderiam ser usados para rochas metamórficas e alteradas. A maioria dos diagramas discriminantes utiliza os HFSE (Ti, Zr, Y, Nb e P), haja vista, serem relativamente imóveis mesmo em fluídos aquosos.

Para as rochas graníticas, Clarke (1992) destaca que a composição de um granito é um somatório de fontes mais processos, porém o mapeamento dos diversos tipos de granitos demonstra que cada um deles predomina em determinado ambiente tectônico, embora não seja regra geral. Assim, granitos peraluminosos acham-se fortemente associados a ambientes de

colisão continental, granitos metaluminosos associam-se com zonas de colisão oceano-contidente ou oceano-oceano.

Na tentativa de inferir o ambiente tectônico de alojamento do Granito São Gabriel utilizou-se os diagramas de Pearce (1996). Considerando os parâmetros Rb x Y + Nb (Figura 5.12A) as rochas do Granito São Gabriel da Cachoeira representariam granitos intra-placa ou pós-colisionais uma vez que estes dois campos se sobrepõem no diagrama (Figura 5.12A). Quando o parâmetro utilizado passa a ser Rb x Ta + Yb (Figura 5.12B) as rochas estudadas se distribuem no campo dos granitos sin-colisionais e intraplaca e/ou pós-colisional, não definindo claramente a filiação destas rochas com relação ao ambiente tectônico.

Para os leucogranitos, esses diagramas também se mostram confuso, com leucogranitos incidindo no campo dos Granitos intraplacas, pós-colisionais, sin-colisionais e granitos de arco vulcânico. Tal discrepância observada pelos diagramas de Pearce (1996) se deve provavelmente ao fato de que o Rb é relativamente móvel quando associados com fluídos tardios, o que inviabiliza uma interpretação quanto ao ambiente tectônico.

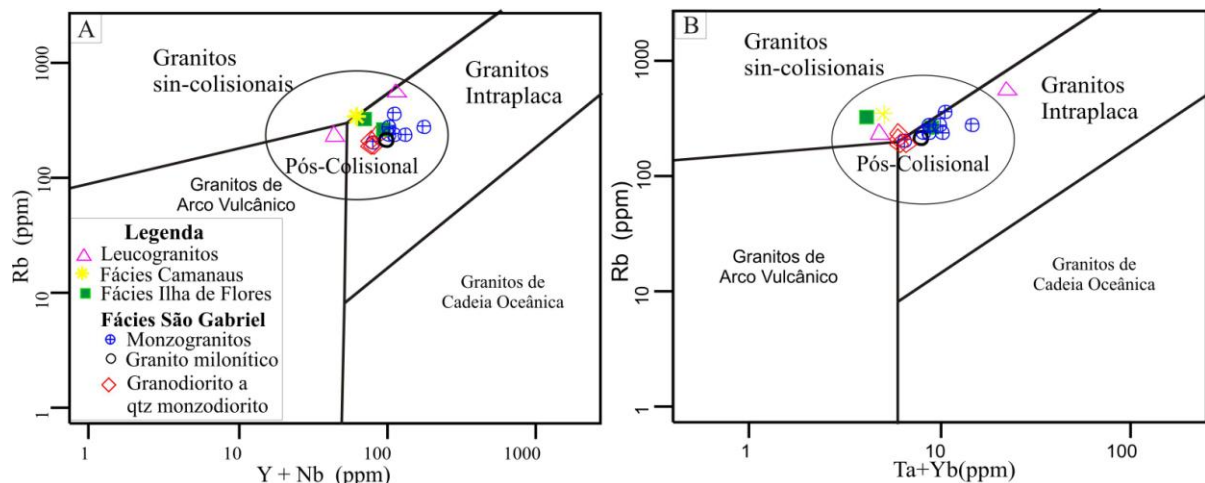


Figura 5.12: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce, 1996); A) Rb vs Y+Nb; B) Rb vs Ta+Nb.

Quando utilizado o diagrama R_1-R_2 (Figura 5.13A) de Batchelor & Bolden (1985), as rochas menos evoluídas do Granito São Gabriel da Cachoeira estão distribuídas no campo pós-colisional e as rochas mais evoluídas no campo sin-colisional. Já os leucogranitos variam de sin-colisional a pós-orogênico.

De todos os diagramas utilizados o que melhor representa o modelo aqui adotado das rochas que constituem o Granito São Gabriel da Cachoeira é o diagrama de Thiéblemont e Tégyev (1994), que correlaciona Nb/Zr normalizados versus Zr (Figura 5.13B), pois utiliza elementos relativamente imóveis durante o metamorfismo, até mesmo em grau médio (fácies anfibolito). Segundo este diagrama o Granito São Gabriel da Cachoeira teria se alojado num ambiente de colisão continental (cálcio-alcalino + alcalino) e os leucogranitos em um ambiente

colisional (peraluminoso). Esta idéia é reforçada pela presença de granitos tipo S (Suíte Içana) com idade similar a Suíte Uaupés no Alto Rio Negro.

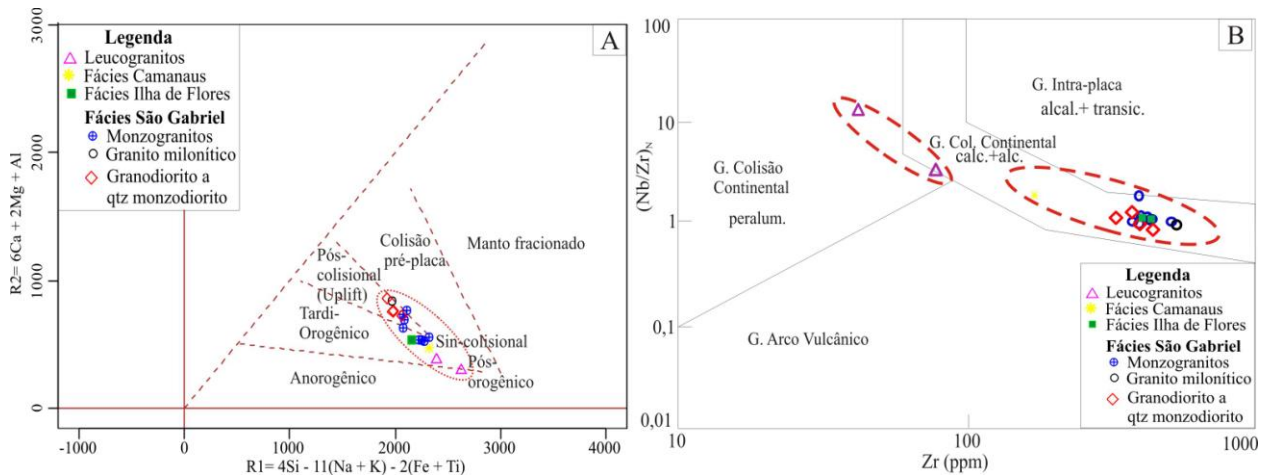


Figura 5.13: Diagramas de classificação de ambientes de formação de granitos: A) Diagrama $R_1 \times R_2$, de La Roche *et al.* (1980), com as subdivisões de Batchelor & Bowden (1985); B) Diagrama discriminante de ambiente tectônico $(Nb/Zr)_N$ versus Zr (ppm) de Thiéblemont e Tégyev (1994).

Quando se compara o comportamento do Granito São Gabriel da Cachoeira nos diagramas multi-elementares (normalização ao manto primitivo, Wood 1979) e os padrões de distribuição dos granitóides gerados em arcos magmáticos segundo Brown *et al.* (1984), nota-se afinidade com granitos gerados em arcos continentais maduros (Figura 5.14) dada as anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti e anomalias positivas de Th, Nd e Tb, porém as características do Ce e La são compatíveis com aqueles das suítes fanerozóicas de arco continental normal, o que poderia representar uma particularidade do Granito São Gabriel da Cachoeira, principalmente pelo fato de que a fácies São Gabriel tem importantes concentrações de allanita, como acessório, concentrando Ce em sua estrutura.

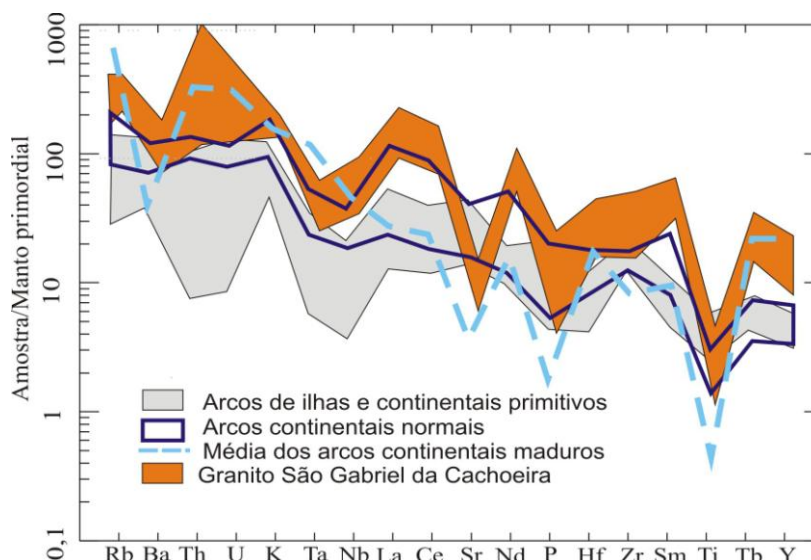


Figura 5.14: Comportamento das amostras do Granito São Gabriel da Cachoeira nos diagramas multi-elementares (normalização ao manto primitivo, Wood 1979) e padrões de distribuição dos granitóides de arcos magmáticos segundo Brown *et al.* (1984).

Magmas gerados nas margens continentais ativas são mais enriquecidos em K_2O , Na_2O , TiO_2 e P_2O_5 e empobrecidos em CaO , quando comparados com o material gerado nos arcos de ilha. Segundo Brown *et al.* (1984), com a maturidade do arco, a tendência é de aumento da contribuição crustal com o enriquecimento K, Rb, Th, U, **Ta**, **Nb**, **Hf** e **Y**, e empobrecimento de Ba, Sr, P, Zr e Ti.

CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

As diferentes fácies do Granito São Gabriel da Cachoeira apresentam características químicas e mineralógicas que possibilitam a definição de uma suíte magmática expandida com sílica variando 62,88-71,46%. Mostra afinidade geoquímica transicional entre a série cálcio-alcalina a álcali-cálcico, mas quando considerados diagramas de tipologias, mostra um comportamento transicional entre as rochas de afinidade tipo A e I. Em diagramas de classificação de ambientes tectônicos, mostra um comportamento essencialmente pós-colisional (Pearce 1996) a sin-colisional (Thiéblemont e Tégyev 1994).

Com base em dados geoquímicos e isotópicos da literatura, algumas considerações são feitas acerca dos processos responsáveis pelas variações observadas nos Granito São Gabriel da Cachoeira e leucogranitos associados.

Um dos processos responsáveis pela geração das diferentes fácies que constituem o Batólito São Gabriel da Cachoeira é a cristalização fracionada, sugeridas inicialmente pela distribuição petrográfica das amostras no diagrama de Streckeisen *et al.* (1976) e reforçada pelos *trends* de correlação observados nos diagramas de Harker, quer seja em termos de elementos maiores e traços.

Em diagramas de variação que correlaciona elemento “compatível vs incompatível” como, por exemplo, Rb vs Ba (Figura 6.1A) e Rb/Sr vs Sr (Figura 6.1B) são observados *trends* levemente encurvados a lineares entre estes elementos, sem *gap* composicional o que sugere o processo de cristalização fracionada como dominante na gênese do Granito São Gabriel da Cachoeira. Adicionalmente, a ocorrência de zoneamento do plagioclásio e da allanita nestas rochas fortalece esta hipótese de cristalização fracionada para sua gênese, podendo ainda ter contribuição de fusão parcial, como sugerida anteriormente por Dall’Agnol & Macambira (1992) que se baseava no modelo petrogenético envolvendo fusão parcial de rochas da base da crosta, possivelmente a pressões elevadas.

Se partido de um processo de cristalização fracionada e considerando os diagramas de Harker com correlação negativa de FeO, CaO, MgO e Al₂O₃ com a evolução do magma, pode-se sugerir o anfibólio, epidoto e plagioclásio como fases inicialmente fracionadas. O aumento da intensidade da anomalia negativa de Sr nas rochas mais diferenciadas, também é condizente com o fracionamento do plagioclásio e com o comportamento do Eu ou retenção de plagioclásio no resíduo no caso de fusão parcial.

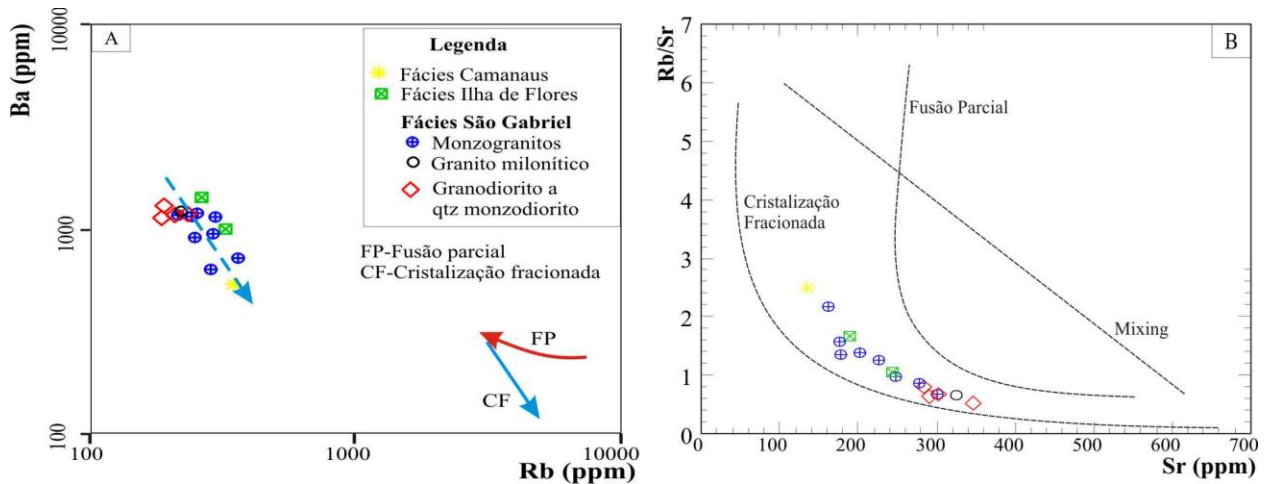


Figura 6.1: Diagramas de variação: A) Rb/Sr vs. Sr proposto por Markl e Höhndorf (2003); e B) Ce/Sm vs. Ce, ilustrando o comportamento químico do Batólito São Gabriel da Cachoeira.

O padrão normalizado de ETR do GSGC mostra decréscimo na anomalia de Eu, em relação às fácies mais evoluídas. Sob baixas condições de fO_2 o Eu^{2+} entra na estrutura de feldspatos produzindo anomalias positivas de Eu. Sob elevadas condições, o Eu trivalente é incompatível não produzindo anomalias. Sendo assim, a remoção de feldspato de um líquido por cristalização fracionada ou a fusão parcial de uma rocha na qual feldspato é retido na fonte, produziria anomalia negativa de Eu no líquido, como ocorre no GSGC.

A titanita é um mineral importante de TiO_2 na concentração de vários elementos como Nb, Ta e ERTs (podendo predominar Ce e Y). O Ti mostra uma tendência definida a separar-se logo do magma em processo de cristalização. É concentrado nos cristalizados iniciais em formas de ilmenita e de titanomagnetita.

Alguns minerais acessórios, como allanita, favorecem a concentração de ETR leves, outros como o zircão, favorecem a concentração de ETR pesados. O comportamento variável do Th, La e Ce, provavelmente reflete a contribuição da allanita na rocha, enquanto que o decréscimo de K, P e Ti com o aumento de SiO_2 , apontam para o fracionamento de biotita e apatita.

A idade de extração do magma do manto (T_{DM}) sugerida por Santos *et al.* (2000) é entre 1996-2124 Ma. Almeida *et al.* (no prelo) confirmam os dados (T_{DM}) entre 1,98-2,05 Ga, e ϵNd (-1,85 a -2,37) indicando que o magma Uaupés se originou de uma fonte dominada por um antigo componente crustal de idade transamazônica, com alguma contribuição mantélica sugerida por enclaves máficos. Santos *et al.* (2000) fornecem dados U-Pb e Sm-Nd para o Granito São Gabriel da Cachoeira, com idade de cristalização em 1518 ± 25 Ma (MSWD=3,0) para um monzogranito proveniente dos lajedos da cidade de São Gabriel da Cachoeira.

Para os leucogranitos não é possível inferir considerações petrogenéticas dado ao número limitado de análises químicas dessas rochas, ausência de dados isotópicos, bem como, o caráter

extremamente evoluído das amostras estudadas. Entretanto, a petrogênese de granitos peraluminosos a duas micas está intrinsecamente ligada ao controle estrutural regional (Figura 6.2) segundo Barbarin (1996).

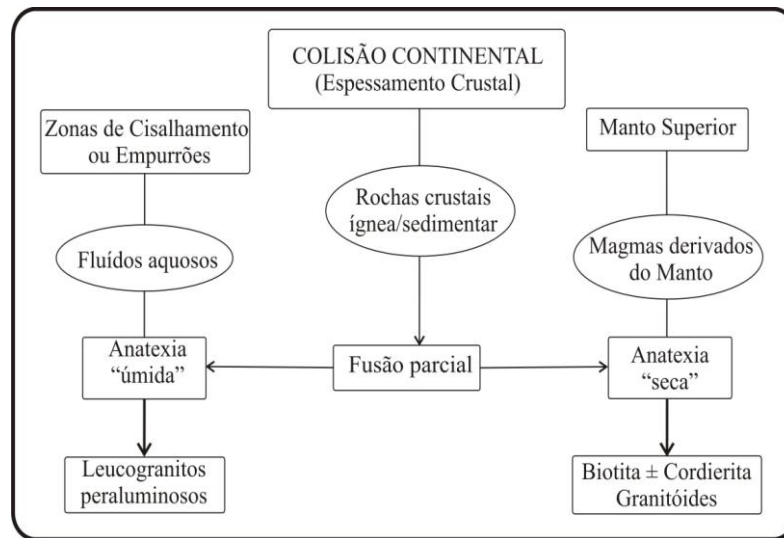


Figura 6.2: Modelo petrogenético para a geração de granitos anatéticos (MPG) ou ricos em cordierita (CPG), durante evento de colisão crustal. Modificado de Barbarin (1996).

Barbarin (1996) relata que a mobilidade destes magmas na crosta é baixa e geralmente os mesmos se encontram próximos de suas rochas fonte. Segundo o autor, o modelo enfatiza a prevalência dos parâmetros físicos de fusão parcial (anatexia) sobre a natureza das fontes na gênese de granitos peraluminosos. A anatexia "úmida" resulta, em geral, em magmas peraluminosos leucograníticos a partir dos quais cristalizam minerais hidratados como a muscovita e granada. A quantidade de água nestes magmas é conduzida por grandes zonas de cisalhamento ou empurrões e ainda corpos pegmatíticos que concentram e canalizam fluídos na crosta.

Estes fluídos teriam a competência de não apenas lubrificam as zonas de cisalhamento, mas também promovem extensiva fusão. Os leucogranitos peraluminosos são abundantes nos cinturões orogênicos Hercínianos, onde há abundantes zonas de cisalhamento transcorrentes e empurrões, bem como ao longo do Empurrão Principal Central dos Himalaias (Seer *et al.* 2005).

Isso implica dizer que o ambiente tectônico colisional e o desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento têm papel importante na gênese destes granitos, e aproximam sua gênese a dos granitos peraluminosos com muscovita e granada, no âmbito do modelo proposto por Barbarin (1996). Na região estudada ocorrem grandes corpos graníticos (Suíte Içana), de mesma idade das rochas da Suíte Uaupés, com características geoquímicas e mineralógicas dos granitos tipo S. A gênese dos leucogranitos com granada podem estar relacionadas a gênese da Suíte

Içana, entretanto mais dados geoquímicos e isotópicos são necessários para maiores considerações.

A ocorrência de diferentes suítes de rochas ígneas, na região do Alto Rio Negro (Leucogranitos com granada, Granitóides Içana e granitóides Uaupés) com diferentes tipologias (Tipo S, I e A?) mostra a diversidade de fontes e processos envolvidos, bem como as particularidades do ambiente tectônico.

A geometria do corpo granítico São Gabriel da Cachoeira, bem como a foliação magmática e foliação tectônica, observada nas bordas, e regiões retrabalhadas por zonas de cisalhamentos no interior do corpo, boa parte com direção predominantemente nordeste, demonstram que o mesmo teve um alojamento sin-tectônico a uma deformação regional. A abundância de grandes corpos graníticos tipo S (Suíte Içana), de idade similar, sugere a existência de um evento colisional entre 1,54-1,52 Ga. Entretanto pouco se sabe com relação à natureza deste evento, bem como da ocorrência de eventos tectônicos posteriores.

Um evento deformacional foi observado no corpo granítico São Gabriel da Cachoeira, responsável pelas foliações (S_0 e S_1) com direção NE e mergulhos sub-verticais, tanto para NW quanto para SE, bem como zonas de cisalhamento transcorrentes com mesma orientação. Esta deformação é mais bem evidenciada nas bordas do corpo granítico que se encontram intensamente deformadas, chegando a apresentar aspectos gnaissificados e crenulados com orientação concordante com a deformação em estado plástico, observado no interior do corpo, indicando tratar-se de um corpo sin-colisional à deformação regional. Critérios cinemáticos observados, tais como rotação em grãos de feldspatos, indicam transcorrência destal da colocação do granito. Esse evento tem idade próxima da idade de cristalização do granito São Gabriel da Cachoeira, uma vez que se trata de um granito sin-tectônico a deformação regional.

Estimativas de variação da temperatura desse evento é sugerida com base em micro-texturas como *ribbon* em quartzo, mosaicos de quartzo-feldspato poligonizados gerados por “*Grain Boundary Area Reduction*” (GBAR), além de estruturas tipo “pinning” e recristalização por migração de bordas do grão de alta temperatura (“*High-Temperature Grain Boundary Migration*” - GBM) (Passchier & Trouw, 2005), com grãos neoformados de microclínio e biotita em contato reto com a peritita em chamas, que indicam temperatura de até 600 °C.

Diante das características químicas, texturais e mineralógicas do granito São Gabriel da Cachoeira, pode sugerir que o mesmo foi gerado a partir da fusão parcial de uma fonte transamazônica, predominantemente crustal (estudos isotópicos detalhados na região são necessários para possível identificação desta fonte), em ambiente colisional, em 1,5Ga. Essa colisão geraria granitos tipo S produtos de anatexia e espessamento crustal como granitos tipo

Içana (Dall'Agnol *et al.* 1987; Almeida *et al.* 2004), e também granitos tipo I (Granito São Gabriel da Cachoeira). Durante o estágio de colisão, houve a colocação sin-tectônica do Granito São Gabriel da Cachoeira em zonas de cisalhamento destrais.

Pode ser que após o alojamento do granito ocorreram outros eventos que retrabalharam rochas e estruturas antigas, além da estruturas geradas pela neotectônica andina. A idade e natureza deste evento (apenas retrabalhamento crustal?), não pode ser determinada, pois seriam necessários estudos isotópicos que fogem ao escopo deste trabalho. Na literatura é discutida a atuação de um evento mais recente, o K'Mudku, que pouco se conhece, não havendo consenso sobre a sua idade, temperatura e estruturação. Segundo Santos *et al.* (2006) esse evento teria ocorrido entre 1147 Ma a 1468 Ma. As incertezas ainda presentes demonstram a necessidade de mais estudos geoquímicos e isotópicos para que se possam construir um modelo para a evolução da Província Rio Negro.

Pela complexidade geológica dessa região, torna-se necessário uma maior cobertura de mapeamento geológico, além de análises isotópicas e geocronológicas dos eventos deformacionais que ocorreram durante sua evolução, identificando as diversas litologias e estruturas geradas durante uma colisão continental, bem como uma geossutura como resquício de uma colisão, já que São Gabriel da Cachoeira apresentam em seu território as cadeias de montanhas mais elevada do país e também importantes depósitos minerais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher, 378 p.
- ALMEIDA, M.E. & LARIZZATTI, J.H. 1996. *Geologia e petrografia da Suíte Intrusiva Içana no alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Balneário de Camboriú. *Anais*, 6: 399-403.
- ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B.; REIS, N.J.; LUZARDO, R.; PINHEIRO, S.S. 2007. *Geologia, Geoquímica multielementar e isotópica (Sm-Nd) das rochas do embasamento do extremo oeste da Província Rio Negro, NW do Amazonas, Brasil*. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, X, Porto Velho. *Anais*: 26-29.
- ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. 1997. *Içana Intrusive Suite: age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircon evaporation) of muscovite bearing granite, Amazonas State, Brazil*. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão. *Extended Abstracts*: 31-33.
- ALMEIDA, M.E.; PINHEIRO S. DA S.; LUZARDO R. 2002. *Reconhecimento Geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tunuí), noroeste do Estado do Amazonas*. CPRM, Manaus, Superintendência Regional de Manaus, 16 p., il.
- ANDERSON, J.L. & BENDER, E.E. 1989. *Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America*. *Lithos* 23 p. 19-52.
- ANDERSON, J.L. & MORRISON, J. 2005. *Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica*. *Lithos* 80 p. 45-60.
- BARBARIN, B. 1996. *Genesis of the two main types of peraluminous granitoids*. *Geology* 24, 295–298.
- BARBARIN, B. 1999. *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments*. *Lithos* V. 46, p. 605-626.
- BARKER, A.J. 1998. *Introduction to Metamorphic textures and microestruturas*. 2 ed. ST Ltda, UK.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. *Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemitic basalt suites*. *Geology*, 4: 596-600.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. *Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters*. *Chemical Geology* 48, 43-55.
- BETTENCOURT J.S.; TOSDAL R.M.; LEITE JR. W.R.; PAYOLLA B.L. 1999. *Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonianian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications*. *Precamb. Res.*, 95:41-67.

- BITENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. 1987. *Metamorfismo e deformação dúctil de rochas graníticas*. Instituto de Geociências UFRGS.
- BLEVIN, P.L. & CHAPPELL, B. 1992. *The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia*. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83: 305-316.
- BLEVIN P.L. & CHAPPELL B.W. 1995. *Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites*. *Econ. Geol.*, 90:1604-1619.
- BONIN, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.* 25, 261–270.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R., 1992. *I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 83, 1-26.
- CLARKE, D.B. 1981. *The mineralogy of peraluminous granites: A review*. *Canadian Mineralogist*, 19:3-17.
- CORDANI U.G. & NEVES B.B.B. 1982. *The Geologic Evolution of South America during the Archean and early Proterozoic*. *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1-3): 78-88
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. *Evolução geológica da Amazônia*. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG. Núcleo Norte. p. 15-90.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.
- CPRM 2002. *Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapa na escala 1:1.750.000 = Geology and Mineral Resources of the Brazilian Amazon: Geographic Information System - GIS and Maps at the 1:1.750.000 Scale / Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Máisa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos, João Orestes Schneider Santos – Brasília, 1 CD-Rom.*
- DALL'AGNOL, R. 1992. *Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese*. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1):15-28.
- DALL'AGNOL R. & ABREU A.S. 1976. *Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense na folha NA.19 Pico da Neblina*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. Anais 2: 321- 350.
- DALL'AGNOL R.; BETTENCOURT J.S.; JORGE JOÃO X. DA S.; MEDEIROS H.; COSTI H.T.; MACAMBIRA M.J.B. 1987. *Granitogenesis in northern Brazilian region: a review*. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S.; TEIXEIRA, N.P. 1999. *Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas*. *Precambrian Research*. 95, 9-39.

- DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M.J.B. 1992. *Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. Revista Brasileira de Geociências*, 22(1):3-14.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. Chemical Geology* 29, 183-210.
- DELATE, P.; SOULA, J.C.; KUBIN, L. VIDAL; J.L. 1978. *Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars. Lithos*, 11: 133-145.
- DIDIER, J. & BARBARIN, B., 1991. *The different types of enclaves in granites. Nomenclature. Enclaves and Granite Petrology. In: Didier, J., Barbarin, B._Eds., Dev. Petrol., Vol. 3, Elsevier, Amsterdam, p. 19-23.*
- DIDIER, J.; DUTHOU, J.L.; LAMEYRE, J., 1982. *Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volc. Geotherm. Res.* 14, 125-132.
- FERNANDES, P.E.C.A.; PINHEIRO, S.S.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S., ABREU, A.S.; TASSINARI, C.C.G. 1977. *Geologia da Folha SA-19 Iça. In: Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAM BRASIL. Cap. I – Geologia. Rio de Janeiro (Levantamento de recursos naturais).*
- FÖRSTER, H.J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R.B. *An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos*, v. 40, p. 261-293, 1997.
- FROST B.R. 1991. *Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: D.H. Lindsley (ed.) Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Reviews in Mineralogy, 25, Mineralogical Society of America, Washington, pp.:1-9*
- FROST B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. 2001. *A Geochemical Classification for Granitic Rocks. Journal of Petrology. V. 42, n. 11, p. 2033-2048.*
- FROST B.R. & LINDSLEY D.H. 1991. *Ocurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: D.H. Lindsley (ed.) Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Reviews in Mineralogy, 25, Mineralogical Society of America, Washington, pp.: 433-468*
- GAUDETTE, H.E.; MENDOZA, V.E.; HURLEY, P.M.; AND FAIRBAIM, H.W. 1978. *Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela. Bulletin, Geological Society of America*, 89, 1335-1340.
- GIFFONI, L.F. & ABRAHÃO, N. 1969. *Conhecimento Geológico do rio Caubauri e região do Pico da Neblina, Estado do Amazonas. Relatório de viagem. Manaus, DNPM, 75 p.*
- GRANT F.S. 1985. *Aeromagnetism, geology and ore environments. I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. Geoexploration*, 23:303-333.

- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986. *Geochemical characteristic of collision-zone magmatism*. In: COWARD, M.P., RIES, A.C. ed. *Collision Tectonics*. London: The Geological Society. P. 67-81 (Geological Society Special Publication, n. 19)
- HASUI, Y. 1990. *Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil*. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, Belo Horizonte. *Anais... SBG*, p. 1-31.
- HEDENQUIST, J.W.; LOWENSTERN, J.B. 1994. *The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits*. *Nature*, v.370, p.519-527.
- HIPPERTT, J.F.M. 1987. *Texturas indicativas de metassomatismo potássico nos augengnaisses de Niterói-RJ*. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (3):253-262.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICAS, 2004. Sala de imprensa: Quatro picos brasileiros têm sua altura alterada. Comunicação Visual, 13 dezembro de 2004. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/noticia_visualiza.php?id_noticia=215&id_pagina=1>. Acesso: 11 de julho de 2010.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- ISHIHARA, S. 1977. *The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks*. *Mining. Geology* 27, 293-305.
- JARDIM DE SÁ, E. 1984. *Aspectos estruturais e tectônicos dos granitóides*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. p. 2787-2814.
- KARNIOL T. da R. & MACHADO R. 2005. *Análise Microestrutural e de eixos-c de quartzo na seção Aimorés (MG)-Colatina (ES)*. *Revista Brasileira de Geociências* 35(4):493-502.
- KERRICH, R.; ALLISON, I.; BARNETT, R.L.; MOSS, S.; STARKEY, J. 1980. *Microestrutural and chemical transformation accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow*. *Contributions to Mineralogy en Petrology*, 73: 221-242.
- LIMA M.I.C. & PIRES J. L. 1985. *Geologia da Região do Alto Rio Negro – Am*. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém. *Anais*, 1:140-154.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. *Tectonic discrimination of granitoids*. *Geological Society of American Bulletin*, v. 101, n. 5, p. 635-643.
- MELO A.F.F. DE; SANTOS C.A. DOS; VILLAS BOAS, P.F. 1993. *Geologia da região das Serras Aracá e Daraá. (Nordeste do Estado do Amazonas)*. Relatório interno. Manaus: CPRM.
- MELO, A.F.F. DE & VILLAS BOAS, P.F., 1993. *Projeto Alto Rio Negro*. Relatório preliminar. DNPM/CPRM. CPRM–SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE MANAUS. MANAUS, 3V.
- MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J.; DOLLASE, W.A. 1981. *Composition of plutonic muscovite: genetic implications*. *Can. Mineral*, 19, p. 25-34.

- MOURA, M.S.; GUEDES, G.P.; OLIVEIRA, A.P.R.; MONTEIRO, F.; OLIVEIRA, E.P.; CORDEIRO, R.C.; TURCQ, B.; SANTELLI, R.E. 2006. *Deposição de elementos-traço em área remota da Amazônia (Lagoa da Pata, Morro dos Seis Lagos, São Gabriel da Cachoeira)*. 29^a Reunião Anual da Sociedade Brasileira de Química-SBQ, Águas de Lindóia, São Paulo.
- OYHANTÇABAL, P.; SIEGESMUND, S.; WEMMER, K.; FREI, R.; LAYER, P. 2007. *Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay)*. *Lithos* (98), p. 141-159.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A. 2005. *Micro-tectonics*. Second edition. Springer, New York.
- PEARCE J.A. 1996. *Sources and setting of granitic rocks*. *Episodes*, 19(4):120-125
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- PEARCE J.A.; HARRIS N.B.W.; TINDLE A.J. 1984. *Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *J. Petrology*, 25: 956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. 1976. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: 58, 63-81.
- PETFORD, N.; CRUDEN, A.R.; McCAFFREY, K.J.W.; VIGNERESSE, J.L. 2000. *Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust*. *Nature*, 408:669-673.
- PINHEIRO S. DA S.; FERNANDES P.E.C.A.; PEREIRA E.R.; VASCONCELOS E.G.; PINTO A. DO C.; MONTALVÃO R.M.G. DE; ISSLER R.S.; DALL'AGNOL R.; TEIXEIRA W.; FERNANDES C.A.C. 1976. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap.I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 11)*.
- PITCHER, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Acad. and Prof. ed., London, 321 pp.
- PRYER, L.L. 1993. *Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada*. *J. Struct Geol* 15:21-36.
- REIS, N.J., ALMEIDA, M.E., RIKER, S.R.L., FERREIRA, A.L.F. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. Escala 1:1.000.000 Manaus: CPRM, 2006.
- ROLLISON, H.R. 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Logman. UK. 352 p.
- SANTOS, J.O.S. *Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central*. 2003. *In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG / organizadores, Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, Roberta Mary Vidotti, João Henrique Gonçalves – Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. p. 168-226.*

- SANTOS J.O.S.; HARTMANN L.A.; FARIA M.S.; RIKER S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA M.E.; MCNAUGHTON N.J. 2006. *A Compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006*. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém. *Anais*.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H. E. 2000. *A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology*. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- SCHANDL, E.S. & GORTON, M.P. 2002. *Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments*. *Economic Geology* 97, 629-642.
- SCHMIDT & THOMPSON 1996. *Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution*. *American Mineralogist*, 81:462-474.
- SHAND, S. J. 1943. *Eruptive Rocks*. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.
- SIAL, A.N.; VASCONCELOS, P.M.; FERREIRA, V.P.; PESSOA, R.R.; BRASILINO, R.G.; NETO, J.M.M. 2008. *Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil*. *Lithos* 105 225-238.
- SILVA, L.C.; ARMSTRONG, R.; PIMENTEL, M.M.; SCANDALORA, J.; RAMGRAB, G.; WILDNER, W.; ANGELIM, L.A.A.; VASCONCELOS, A.M.; RIZZOTO, G.; QUADROS, M.L.E.S.; SANDER, A.; ROSA, A.L.Z. 2002. *Reavaliação da Evolução Geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHIRIMP, Parte III: Províncias Borborena, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena*. *Revista Brasileira de Geociências* 32(4):529-544.
- SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. 1994. *Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM)*. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, 1994. *Anais*, p. 235-237.
- SIMPSON, C. 1985. *Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition*. *Journal of Structural Geology*, v.7. n.5. pp. 503-511.
- SOUZA, A.G.H.; NASCIMENTO, R.S.C.; NAVARRO, T.A.; ALMEIDA, M.E.; SOUZA, V.S. 2009. *Geoquímica do Granito São Gabriel da Cachoeira (AM), Suíte Intrusiva Rio Uaupés*. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus. *Anais*.
- SPRY, A. 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, Oxford.
- STEMPROK, M. 1979. *Mineralized Granites and their Origin*. *Episodes*, n. 3, p. 20-24.
- STRECKEISEN A. 1976. *To each plutonic rock its proper name*. *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1-33.
- TASSINARI C.C.G. 1981. *Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. São Paulo, (Dissertação de Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2v.,pp. 99.

- TASSINARI, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Livre Docência, 139p.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. *Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton*. *Episodes*, 22(3):174-182.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 2004. *A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico*. In: Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. de (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.
- TASSINARI C.C.G.; SIGA JR. O.; TEIXEIRA, W. 1984. *Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico*. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro. *Anais*, 6: 2963-2977.
- VERNON, R.H. 1975. *Deformation and recrystallization of a plagioclase grain*. *The American Mineralogist*, 60:884-888.
- VERNON, R.H. 1976. *Metamorphic processes*. Allen and Unwin, London.
- VERNON, R.H. 2000. *Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow*. *Electron Geosci* 5:2.
- VERNON, R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Ed. Cambridge. United Kingdom.
- VIÉGAS FILHO, J. DE R. & BONOW, C. DE W. 1976. *Projeto Seis Lagos*. Relatório Final. Ministério das Minas e Energia. DNPM/CPRM. Manaus. 1976. 2v.
- VILLASECA, C.; BARBERO, L.; HERREROS, V. 1998. *A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts*. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 89: 113-119.
- WHALEN J.B.E. & CHAPPELL B.W. 1988. *Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I-and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australian*. *Am. Mineral.*, 73:281-296.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**:407-419.
- WONES D.R. 1989. *Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks*. *Am. Mineral.*, 74:744-749.
- WOOD, D. A. 1980. *The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province*. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11-30.
- WYBORN, L.A.I. & PAGE, R.W. 1983. *The Proterozoic Kalkadoon and Ewen Batholiths, Mount Isa Inlier, Queensland: source, chemistry, age, and metamorphism*. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, 8 (1) p. 53-69.