



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

PETROLOGIA DE GRANITÓIDES DOS ARREDORES DA MISSÃO
TUNUÍ, NW DO AMAZONAS, PROVÍNCIA RIO NEGRO, CRÁTON
AMAZÔNICO.

RENATA DA SILVA VERAS

Orientadora: Prof^a. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

Co-orientador: Dr. Marcelo Esteves Almeida

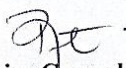
Manaus
2012

**“Petrologia de granitóides dos arredores da Missão Tunuí, NW do
Amazonas, Província Rio Negro, Cráton Amazônico.”**

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

Aprovada em 30 de agosto de 2012.

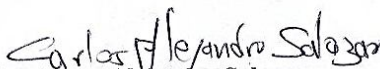
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento (Orientadora)
Universidade Federal do Amazonas - UFAM



Prof. Dr. Sergio Pacheco Neves
Universidade Federal de Pernambuco - UFPE



Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar
Universidade Federal do Amazonas - UFAM

Ficha Catalográfica
(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

Veras, Renata da Silva

V467p

Petrologia de granitóides dos arredores da Missão Tunuí,
NW do Amazonas, Província Rio Negro, Cráton Amazônico /
Renata da Silva Veras. - Manaus: UFAM, 2012.

110 f.; il. color.

Dissertação (Mestrado em Geociências) — Universidade
Federal do Amazonas, 2012.

Orientadora: Prof^ª. Dra. Rielva Solimairy Campelo do
Nascimento.

Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo Esteves Almeida.

1. Petrografia 2. Rochas graníticas 3. Litogeoquímica 4.
Mineralogia I. Nascimento, Rielva Solimairy Campelo do
(Orient.) II. Almeida, Marcelo Esteves (co-orient.) III.
Universidade Federal do Amazonas IV. Título.

CDU 552.331(043.3)

*Dedico este trabalho á
minha família e amigos.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus pelo seu ínfimo amor.

A minha orientadora, Profª Dra. Rielva Solimairy, por sua dedicação e paciência dispensada a mim durante a minha vida acadêmica. Meus sinceros agradecimentos.

Ao geólogo Dr. Marcelo Almeida por compartilhar sua experiência e ter contribuído para o meu crescimento.

A CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

Ao CNPq por meio do projeto "Estudo geoquímico, isotópico e geocronológico das rochas do embasamento e dos granitóides tipo S do noroeste do Amazonas, sudoeste do Escudo das Guianas", aprovado pelo co-orientador dessa pesquisa, que custeou o trabalho de campo e parte das análises laboratoriais desta dissertação.

Ao Exército Brasileiro através do 5º BIS (Batalhão de Infantaria de Selva), pelo apoio logístico durante a etapa de campo, nos cedendo uma embarcação; alojamento no 7º PEF (Pelotão Especial de Fronteira) da Missão Tunuí, e um soldado, nativo da região de São Gabriel da Cachoeira que nos guiou em segurança pelos rios e igarapés do Alto Rio Negro.

A comunidade Assunção em São Gabriel da Cachoeira pela pernoite.

A CPRM-Manaus pela estrutura oferecida para o trabalho de campo e laboratorial.

Ao Seu Dida do Laboratório de Geoprocessamento da CPRM-Manaus pela ajuda com os mapas de campo.

Ao Prof. Dr. Ivaldo do DEGEO/UFAM pela ajuda sempre solícita. Muito obrigada professor.

Aos Professores do DEGEO/UFAM pelos ensinamentos ao longo desses dois anos.

“As meninas” do Laboratório de Laminação da UnB pela ajuda com a preparação das seções delgadas para análise de química mineral.

Ao Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho e ao técnico Ricardo do Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB pelas análises de química mineral.

A Profª Dra. Juliana Marques do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS pelas análises realizadas.

A minha mãe que durante toda minha vida tem desempenhado lindamente o papel de mãe.

Ao meu pai por seu incentivo.

A minha família que acreditou em mim e sem a qual nada disso teria sentido, em especial a meus tios Hugo, Bibi e Vanuza pelo apoio oferecido durante a parte final desse trabalho.

Ao Luiz Saturnino pelo seu carinho, companheirismo e incansável dedicação.

A família Saturnino, meus singelos agradecimentos.

Aos amigos de curso, uma segunda família, a vocês Ketlen, Andréa, André, Moeme, Icília e Ismael, meu muito obrigada pôr tornar o caminho mais alegre e a jornada menos dura. A participação de vocês foi importantíssima.

As minhas amigas Danielle, Ana Rita, Séfora, Carol e Jack que sempre estiveram torcendo por mim e com as quais compartilhei momentos maravilhosos durante a elaboração dessa dissertação.

A Jornada

Não importa o quanto você pergunte, o quanto você busque, o quanto você procure, o quanto você conheça - você nunca terá todas as respostas.

Mas acredite: isso é muito bom. Seria muito tedioso um mundo sem descontentamento.

Portanto, agradeça tudo que te descontenta e te intriga, por que isto é que dá graça à vida!

E nesta vida nada existe e nada importa mais que este único momento que você está vivendo.

Não existe passado, não existe futuro, não existem perguntas, não existem respostas.

A única coisa que existe é o aqui e o agora!

Se você não está satisfeito com isso, use essa insatisfação a teu favor e nade incansavelmente até morrer na praia.

No final você verá que a graça de tudo não está na praia, mas no caminho que você percorreu para chegar até ela.

Augusto Branco

RESUMO

Nas proximidades da Missão Tunuí, no extremo NW do Amazonas, Província Rio Negro, foram reconhecidas rochas graníticas, individualizadas com base nos critérios petrográficos / texturais e químicos (rocha total e química mineral) em: biotita granito, muscovita biotita granito e muscovita leucogranito.

Os muscovita leucogranitos são subordinados e ocorrem como um plúton de 10 km² na porção oeste da área de estudo, intrusos nos metassedimentos do Grupo Tunuí. São rochas com textura inequigranular média a grossa por vezes pegmatóide, isotrópicas, porém quando retrabalhadas pela zona de cisalhamento mostram-se foliadas com orientação preferencial dada pelas placas de muscovita e biotita, segundo a direção geral NE-SW. A mineralogia dessas rochas é formada por plagioclásio zonado com núcleo de oligoclásio (An₁₀₋₁₈) e borda de albita (An₂₋₃), feldspato potássico, muscovita primária, biotita (anita-siderofilita) de magmas peraluminosos, granada e turmalina preta. São rochas de caráter fortemente peraluminosas, característica típica de granitos tipo S. Dados geocronológicos U-Pb em zircão apontaram uma idade de 1,52 ± 26 Ma para a cristalização destas rochas.

Os muscovita biotita granitos possuem textura inequigranular fina a média, por vezes média a grossa. Raramente são isotrópicas e quando retrabalhadas pela zona de cisalhamento exibem foliação dada pela orientação preferencial dos minerais máficos segundo NNE-SSW. Algumas vezes apresentam estruturas fantasmas preservadas como dobras com atitude do plano axial de 330°/subvertical. Essas rochas têm composição predominantemente monzogranítica e são caracterizadas pela associação mineral composta por plagioclásio zonado com núcleo andesítico (An₃₀₋₃₉) e borda albitica (An₈), feldspato potássico, biotita (anita-siderofilita), muscovita primária e epidoto texturalmente primário com núcleo de allanita. São rochas peraluminosas a levemente metaluminosa com coríndon normativo (> 1%) nas amostras peraluminosas com idade de cristalização U-Pb, obtida em zircão de 1,81 ± 18 Ma. Sua provável fonte são os paragneisses do Grupo Tunuí.

Os biotita granitos são as rochas com ocorrência mais ampla e estão distribuídos nas porções norte e sudoeste da área de estudo, intrusivas nas rochas metassedimentares do Grupo Tunuí. Apresentam textura inequigranular média a grossa, geralmente isotrópicas, porém quando retrabalhadas por zona de cisalhamento mostram orientação NE-SW. Também são encontradas rochas porfíricas com orientação preferencial dos fenocristais ripiformes de feldspato com até 5 cm, segundo a direção 130°/subvertical, que indica o fluxo magmático. Composicionalmente são classificados como monzogranitos com plagioclásio de composição

dominantemente oligoclásio (An_{21-26}), feldspato potássico, biotita (anita-siderofilita), anfibólio cálcico (edenita), titanita e epidoto texturalmente primário com ou sem núcleo de allanita. Mostram afinidade com a série cálcio-alcálica de alto K, caráter metaluminoso a levemente peraluminoso. O principal processo de diferenciação responsável pela geração dos biotita granitos é a cristalização fracionada. Esses granitos cristalizaram sob condições de alta fugacidade do oxigênio marcado pela assembleia: titanita + magnetita e quartzo, e a termobarometria a partir do par anfibólio - plagioclásio e Al total em hornblenda fornecem condições de cristalização mínima de 797° C e 4,8 kbar. Foi obtida uma idade de cristalização de $1,82 \pm 13$ Ma U-Pb para os biotita granitos.

A diversidade de rochas graníticas nas proximidades da Missão Tunuí pode ser atribuída à ocorrência de duas orogenias, Cauaburi e Içana. A granitogênese Paleoproterozóica, geradora dos granitos cálcio-alcálicos (biotita granito) e a primeira geração dos granitos tipo S (muscovita biotita granito), provavelmente estão relacionadas à Orogenia Cauaburi. A segunda geração de granitos tipo S (muscovita leucogranitos) possivelmente é atribuída à Orogenia Içana.

Palavras-chaves: Missão Tunuí, Província Rio Negro, magmatismo peraluminoso e cálcio-alcálico.

ABSTRACT

Near Tunuí Missão, in the extreme NW of Amazonas, Rio Negro Province, were recognized granitic rocks, individualized based on criteria petrographic/textural and chemical (whole rock and mineral chemistry) in: biotite granite, muscovite biotite granite and muscovite leucogranite.

The muscovite leucogranites are subordinate and occur as a pluton of 10 km² in the western portion of the study area, intruders in Tunuí Group metasediments. Rocks are inequigranular texture medium to coarse, sometimes pegmatitic, isotropic, but when reworked by shear zone show up foliated with preferential orientation given by the plates of muscovite and biotite, according to general direction NE-SW. The mineralogy of these rocks is composed of plagioclase zoned with core oligoclase (An₁₀₋₁₈) and rim of albite (An₂₋₃), potassium feldspar, primary muscovite, biotite (annite-siderophyllite) of peraluminous magma, garnet and tourmaline. The rocks are strongly peraluminous character, typical of type S granites. Geochronological data U-Pb zircon indicated an age of 1,52 ± 26 Ga for the crystallization of these rocks.

The muscovite biotite granites have inequigranular texture fine to medium, medium to coarse sometimes. Rarely are isotropic and when reworked the shear zone given foliation by exhibit preferred orientation of mafic second NNE-SSW. Sometimes ghosts structures are preserved, like folds with axial plane attitude of 330 ° / subvertical. These rocks are composition dominantly monzogranitic and are characterized by mineral association composed of andesitic plagioclase zoned core (An₃₀₋₃₉) and rim of the albite (An₈), potassium feldspar, biotite (annite-siderophyllite), primary muscovite and epidote with texturally primary core allanite. The muscovite biotite granites are metaluminous to slightly peraluminous rocks with normative corundum (> 1%) in the samples more peraluminous. Age crystallization U-Pb zircon obtained from 1.81 ± 18 Ma. Its likely source is the paragneisses Group Tunuí.

The biotite granites rocks occurring broader and are distributed in the northern and southwestern portions of the study area, intrusive in Tunuí Group metasedimentary rocks. Have inequigranular medium to coarse texture, generally isotropic, but when reworked by shear zone show NE-SW orientation. Porphyritic rocks are also found with preferred orientation of phenocrysts ripiformes feldspar up to 5 cm, the second direction 130 ° / subvertical, which indicates flow magmatic. Compositionally are classified as monzogranites with plagioclase composition dominantly oligoclase (An₂₁₋₂₆), potassium feldspar, biotite

(annite-siderophyllite), calcium amphibole (edenite), titanite and epidote texturally primary core with or without allanite. Show affinity with the calc-alkaline series of high-K, metaluminous to slightly peraluminous character. The main differentiation process responsible for the generation of biotite granite is the fractional crystallization. These granites crystallized under conditions of high oxygen fugacity marked by the assembly: titanite + magnetite and quartz, and thermobarometry from the pair amphibole - plagioclase and Al in the hornblende provide crystallisation conditions of 797 ° C and 4.8 kbar. We obtained a crystallization age of $1,82 \pm 13$ Ma U-Pb for the biotite granites.

The diversity of granitic rocks near Tunuí Missão can be attributed to the occurrence of two orogenies, Cauaburi and Içana. The Paleoproterozoic magmatism intensifies, generating the calc-alkaline granites (biotite granite) and the first generation of the type S granites (muscovite biotite granite), are probably related to Cauaburi Orogeny. The second generation of type S granites (muscovite leucogranites) is possibly attributed to Içana Orogeny.

Key-words: Tunuí Missão, Rio Negro Province, type S granites, calc-alkaline granites.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

- Figura 1** (A) Mapa do estado do Amazonas com a localização das cidades de Manaus (MAO) e São Gabriel da Cachoeira (SGC). (B) Extremo noroeste do estado do Amazonas, região limítrofe com a Colômbia e Venezuela, conhecida como “*Cabeça do Cachorro*”, com a localização da cidade de São Gabriel da Cachoeira (SGC) e Missão Tunuí (MT). (C) Área de estudo com a localização das comunidades e principais drenagens. Os nomes em vermelho indicam as drenagens onde foi feito o levantamento geológico. 21

CAPÍTULO 2 – QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

- Figura 2.1** Blocos crustais da região amazônica. Modificado de Costa & Hasui (1987). 24
- Figura 2.2** Modelo de compartimentação do Cráton Amazônico e sua subdivisão em províncias geocronológicas Modificado de: (A) Tassinari & Macambira (1999). (B) Santos *et al.* (2006). 25
- Figura 2.3** Compartimentação da Província Rio Negro. Modificado de CPRM (2006). 27

CAPÍTULO 3 – RELAÇÕES DE CAMPO E ESTRATIGRÁFICAS DOS GRANITÓIDES

- Figura 3.1** Mapa geológico da região de estudo. 35
- Figura 3.2** Mapa de localização das amostras com análise petrográfica, química e geocronológica. 36
- Figura 3.3** Aspectos macroscópicos das rochas migmatíticas: (A) Exposição das rochas migmatíticas ao longo do Igarapé Matiri. Afloramento MA-29. (B) Migmatitos crenulados. MA-29. (C) Estrutura nebulítica em migmatito. MA-29. (D) Migmatito com estrutura do tipo *schilteren*. MA-29. (E) Estruturas fantasmas bem preservadas em diatexito. MA-28 37
- Figura 3.4** Metatexito apresentando foliação com direção geral NNE-SSW transposta por uma foliação E-W. 38
- Figura 3.5** Diagrama Concórdia contendo resultado de análise geocronológica pelo método U-Pb ICP-MS-LA em zircão para o diatexito. Amostra MA-28 de afloramento localizado próximo à comunidade Taiuaçu-Cauera (ver mapa; Figura 3.2). 38
- Figura 3.6** (A) Conjunto de veios de quartzo cortando biotita granito. Afloramento MA-08 localizado em frente à comunidade Santa Rosa (ver mapa; Figura 3.2). (B) Enclaves máficos em biotita 40

granito. Afloramento MA-08.

- Figura 3.7** Aspectos de campo do biotita granito aflorante no Igarapé Peuá. Afloramento MA-21: **(A)** Cachoeira do Jurupari. **(B)** Textura porfirítica com fenocristais de feldspato orientados segundo uma direção preferencial. **(C)** Dique pegmatóide e veio de quartzo cortando biotita granito. **40**
- Figura 3.8** Diagrama Concórdia contendo resultado de análise geocronológica pelo método U-Pb ICP-MS-LA em zircão para o biotita granito porfirítico do Igarapé Peuá. Afloramento MA-21 (ver mapa; Figura 3.2). **41**
- Figura 3.9** **(A)** Aspecto macroscópico do muscovita biotita granito porfirítico com fenocristais paralelo ao contato, indicando uma trajetória de fluxo que contornou o biotita granito fino. Afloramento MA-31. **(B)** Textura inequigranular fina-média de muscovita biotita granito. Amostra MA-16. **(C)** Xenólito de paragnaisse com bandamento composicional. Afloramento MA-13. **(D)** Xenólito irregular de biotitito. Afloramento MA-13. **(E)** Dique de pegmatito presente no muscovita biotita granito. Afloramento MA-13. **42**
- Figura 3.10** **(A)** Muscovita leucogranito foliado. Amostra MA-05. **(B)** Aspecto do granito com textura grossa a pegmatóide, em destaque os cristais de turmalina preta (afrisita). Amostra MA-06. **43**
- Figura 3.11** **(A)** Placas de muscovita e biotita em granito pegmatóide. **(B)** Contato do muscovita leucogranito porfirítico e dique de pegmatóide com quartzo e muscovita. Afloramento MA-32. **44**
- Figura 3.12** Diagrama Concórdia contendo resultado de análise geocronológica pelo método U-Pb ICP-MS-LA para o muscovita leucogranito (Amostra MA-05) em zircão. **44**

CAPÍTULO 4 - CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROTESTRUTURAIS

- Figura 4.1** Diagrama de classificação de rochas plutônicas proposto por Streckeisen (1976). Amostras do biotita granito classificados como monzogranito no campo 3b e granodiorito no campo 4. Amostras do muscovita biotita granito classificadas como monzogranito, campo 3b e sienogranito, campo 3a. Amostras de muscovita leucogranito classificados como monzogranito no campo 3b e granodiorito no campo 4. **47**
- Figura 4.2** **(A)** Subgrãos de quartzo (Qtz). Nicóis cruzados. **(B)** Agregado de cristais de plagioclásio (Pl) e feldspato potássico (Kfs) mostrando deformação na geminação e contatos poligonais. MA-21A. Nicóis cruzados. **49**

Figura 4.3	Aspectos microestruturais do biotita granito: (A) Cristal de feldspato potássico (Kfs) exibindo deformação interna evidenciada através da extinção ondulante. MA-20A. Nicóis cruzados. (B) Associação titanita (Ttn) anedral, biotita (Bi), allanita (Aln) e opacos (Op). MA-21A. Nicóis paralelos. (C) Anfibólio (Am) em associação a placas de biotita (Bt). MA-18. Nicóis paralelos. (D) Titanita (Ttn) euedral em hábito esfenoidal. MA-02. Nicóis cruzados. (E) Epidoto (Ep) subedral em associação à biotita (Bt) em seção basal. MA-21A. Nicóis paralelos. (F) Epidoto (Ep) subedral coroando cristal de allanita (Aln). MA-21B. Nicóis paralelos.	50
Figura 4.4	Sequência de cristalização proposta para o biotita granito.	51
Figura 4.5	Aspectos microestruturais do muscovita biotita granito: (A) Quartzo (Qtz) com textura <i>chessboard</i> . MA-17. Nicóis cruzados. (B) Quartzo (Qtz) em gota formando textura mirmequítica. MA-24. Nicóis cruzados.	53
Figura 4.6	(A) Plagioclásio (Pl) com deformação na geminação. MA-17. Nicóis cruzados. (B) Microfenocristal de feldspato potássico (Kfs) em destaque na matriz quartzo feldspática. MA-13A. Nicóis cruzados. (C) Placas de biotita (Bi). MA-17. Nicóis cruzados. (D) Placa de muscovita (Ms) primária em contato com biotita (Bi). MA-17. Nicóis paralelos. (E) Epidoto (Ep) primário com hábito subedral envolvendo allanita (Aln). MA-16. Nicóis paralelos.	54
Figura 4.7	Aspectos microestruturais do diatexito: (A) Contatos poligonais em cristal de quartzo (Qtz). MA-29A. Nicóis cruzados. (B) Agregado de microclina (Kfs). MA-29A. Nicóis cruzados.	56
Figura 4.8	(A) Plagioclásio (Pl) com geminação lei da albita descontínua e deformada. MA-29A. Nicóis cruzados. (B) Agregados de biotita (Bt) em seção prismática. MA-29B. Nicóis paralelos. (C) Agregados de placas de muscovita (Ms) e biotita (Bt) formando contatos esgarçados. MA-29C. Nicóis paralelos. (D) Epidoto (Ep) primário com hábito subedral coroando allanita (Aln). MA-28. Nicóis paralelos.	57
Figura 4.9	Sequência de cristalização proposta para o muscovita biotita granito.	58
Figura 4.10	Aspectos microestruturais do muscovita leucogranito. (A) Quartzo (Qtz) anedral com bordas recristalizadas apresentando textura “chessboard” e bandas de deformação. MA-06. Nicóis cruzados. (B) Cristal de plagioclásio (Pl) apresentando geminação curva, próximos a esses ocorrem cristais arredondados de granada (Grt). MA-05B. Nicóis cruzados. (C) Cristais de feldspato potássico (Kfs) formando contatos poligonais. MA-05B. Nicóis cruzados. (D) Placas de muscovita (Ms) levemente recurvadas apresentam percolação de óxido de ferro em seus planos de clivagem. MA-04. Nicóis cruzados. (E) Placas de	60

muscovita (Ms) com bordas cominuidas. MA-05B. Nicóis cruzados. **(F)** Granada (Grt) com contorno subedral inclusa em plagioclásio (Pl). MA-05B. Nicóis paralelos.

Figura 4.11	Sequência de cristalização proposta para o muscovita leucogranito.	61
--------------------	--	-----------

CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL

Figura 5.1	Classificação do anfibólio segundo Leake (1978).	65
Figura 5.2	Nomenclatura dos anfibólios cálcicos segundo Leake <i>et al.</i> (1997).	65
Figura 5.3	Diagrama de variação de elementos (pfu) para os anfibólios estudados mostrando os vetores de substituição: (A) Fe-Mg, (B) Plagioclásio, (C) Edenita, (D) Pargasita.	65
Figura 5.4	Diagramas de variações composicionais para os granitos dos arredores da Missão Tunuí, modificado de (A) Deer <i>et al.</i> (1992) e (B) Speer (1984).	70
Figura 5.5	Diagrama triangular $10*TiO_2-FeO+MnO-MgO$ proposto por Nachit (1986).	70
Figura 5.6	Diagramas de variação de elementos (pfu) com as substituições que ocorrem nas biotitas estudadas. A a D segundo Speer (1983) e E a H segundo Stussi & Cuney (1996): (A) Plagioclásio, (B) Edenita, (C) Tschermak, (D) Titano-tschermak, (E) Flogopita-anita, (F) Siderofilita, (G) Anita-flogopita e (H) Anita-flogopita (muscovita).	72
Figura 5.7	Diagramas de séries magmáticas propostos por (A) Nachit <i>et al.</i> (1985) e (B) Abdel-Rahman (1994).	73
Figura 5.8	Diagrama triangular $Mg-Ti-Na$ proposto por Miller <i>et al.</i> (1981) utilizado para diferenciar muscovita primária de secundária.	77
Figura 5.9	Diagrama triangular $FeO-TiO_2-MgO$ de Speer & Becker (1992) demonstrando a origem magmática das muscovitas estudadas.	77
Figura 5.10	Diagramas de variação de elementos (pfu) mostrando os tipos de substituições que ocorrem nas muscovitas do muscovita biotita granito e muscovita leucogranito: (A) Tschermak, (B) Edenita, (C) Plagioclásio, (D) Titano-tschermak e (E) Anita-flogopita.	78
Figura 5.11	Classificação dos plagioclásios das rochas s graníticas estudadas no diagrama de classificação $Ab-Na-Or$ Deer <i>et al.</i> (1966).	83
Figura 5.12	Diagrama de variação de elementos (pfu) para os plagioclásios dos granitos dos arredores da Missão Tunuí. (A) Substituição no sítio tetraédrico $Al^{+3} \leftrightarrow Si^{4+}$. (B) Substituição plagioclásio (albita-anortita).	84

Figura 5.13	Feldspatos alcalinos dos granitos dos arredores da Missão Tunuí no diagrama de classificação <i>Ab-Na-Or</i> proposto por Deer <i>et al.</i> (1966).	88
Figura 5.14	Estimativa das paragéneses minerais fayalita-magnetita-quartzo, hematita-magnetita, titanita-magnetita-quartzo de acordo com o Log fO_2 e T (Wones 1989), aplicado para o biotita granito.	91

CAPÍTULO 6 – GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Figura 6.1	Composição normativa das rochas estudadas utilizando o diagrama com Streckeisen (1976).	92
Figura 6.2	Diagramas de séries magmáticas: (A) Diagrama de MALI – Índice Álcali-Cálcico Modificado por Frost <i>et al.</i> (2001). (B) Subdivisão de rochas subalcalina SiO_2 vs K_2O usando os campos propostos por Pecerillo & Taylor (1976).	95
Figura 6.3	Diagrama discriminante de alumina saturação, Índice de Shand (1927) segundo Maniar & Picolli (1989).	96
Figura 6.4	Diagramas de tipologia de granito. A , B e C proposto por Whalen <i>et al.</i> (1987): (A) $1000 * Ga/Al$ vs Zn . (B) $1000 * Ga/Al$ vs Índice agpaítico. (C) $1000 * Ga/Al$ vs FeO/MgO . (D) Diagrama de MALI – Índice Álcali-Cálcico Modificado por Frost <i>et al.</i> (2001) contendo campos de tipologia de granito. (E) Diagrama de tipologia de granito utilizando como parâmetros P_2O_5 e Th.	97
Figura 6.5	Diagramas de variação do tipo Harker para óxidos maiores e elementos menores das rochas graníticas estudadas.	98
Figura 6.6	Diagrama ETR normalizado pelo Condrito de (Boynton 1984) com os padrões de distribuição do: (A) Biotita granito. (B) Muscovita biotita granito. (B) Diatexito. (C) Muscovita leucogranito.	99
Figura 6.7	Distribuição de alguns elementos das rochas graníticas estudadas no Diagrama multi-elementar normalizado pelo Condrito de (Thompson 1982). (A) Biotita granito. (B) Muscovita biotita granito. (C) Diatexito. (D) Muscovita leucogranito.	100

CAPÍTULO 7 – DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Figura 7.1	Diagrama de variação Sr vs Rb/Sr proposto por Allègre <i>et al.</i> (1977) para indicar os processos de diferenciação magmática.	101
Figura 7.2	(A) e (B) : Campos composicionais propostos por Patiño Douce (1999) com base em magmas experimentais derivados da fusão experimental de metapelitos, metagrauvas e anfíbolitos.	102

Figura 7.3 Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. **(A)** Rb vs Y+Nb segundo Pearce *et al.*(1984) e Pearce (1996). **(B)** (Nb/Zr)_N vs Zr (ppm) de Thiéblemont & Tégyev (1994). **104**

LISTA DE TABELAS

Tabela 4	<i>Composição modal das rochas graníticas</i>	46
Tabela 5.1	<i>Composição química de anfibólio do biotita granito.</i>	64
Tabela 5.2	<i>Composição química de biotita do biotita granito</i>	67
Tabela 5.3	<i>Composição química de biotita do muscovita biotita granito.</i>	68
Tabela 5.4	<i>Composição química de biotita do muscovita leucogranito</i>	69
Tabela 5.5	<i>Tipos de substituições que ocorrem na estrutura da biotita segundo Stussi & Cuney (1996).</i>	71
Tabela 5.6	<i>Composição química de muscovita do muscovita biotita granito.</i>	74
Tabela 5.7	<i>Composição química de muscovita do muscovita leucogranito.</i>	75
Tabela 5.8	<i>Composição química de muscovita do muscovita biotita granito.</i>	76
Tabela 5.9	<i>Composição química de plagioclásio do biotita granito com anfibólio.</i>	80
Tabela 5.10	<i>Composição química de plagioclásio do biotita granito sem anfibólio</i>	81
Tabela 5.11	<i>Composição química de plagioclásio do muscovita biotita granito.</i>	82
Tabela 5.12	<i>Composição química de plagioclásio do muscovita leucogranito.</i>	83
Tabela 5.13	<i>Composição química de feldspato potássico do biotita granito.</i>	85
Tabela 5.14	<i>Composição química de feldspato potássico do muscovita biotita granito.</i>	86
Tabela 5.15	<i>Composição química de feldspato potássico do muscovita leucogranito.</i>	87
Tabela 5.16	<i>Resultados de geobarometria utilizando anfibólio de biotita granito.</i>	88
Tabela 5.17	<i>Geotermômetro obtido em anfibólio de biotita granito</i>	89
Tabela 5.18	<i>Temperatura de saturação do Zr para os granitos dos arredores da Missão Tunuí.</i>	90
Tabela 5.19	<i>Dados de fugacidade do biotita granito.</i>	91
Tabela 6.1	<i>Dados químicos e normativos (CIPW) do biotita granito e dique leucogranítico associado.</i>	93
Tabela 6.2	<i>Dados químicos e normativo (CIPW) do muscovita biotita granito e muscovita leucogranito.</i>	94

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	21
INTRODUÇÃO	20
1.1 Apresentação do tema, justificativa e objetivo	20
1.2 Localização e acesso da área de estudo.....	20
1.3 Materiais e métodos	21
1.3.1 Levantamento bibliográfico.....	21
1.3.2 Trabalho de campo.....	22
1.3.3 Estudo petrográfico	22
1.3.4 Química Mineral	22
1.3.5 Estudo litogeoquímico.....	23
1.3.6 Estudos geocronológicos	23
CAPÍTULO 2	24
QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	24
2.1 Compartimentação do Cráton Amazônico	24
2.2 Província Rio Negro.....	26
2.2.1 Domínio Imeri.....	26
2.2.2 Domínio Alto Rio Negro/Uaupés	28
CAPÍTULO 3	33
RELAÇÕES DE CAMPO E ESTRATIGRÁFICAS DOS GRANITÓIDES	33
3.1 Introdução.....	33
3.2. Migmatitos.....	33
3.3 Biotita granito	38
3.4 Muscovita biotita granito.....	41
3.5 Muscovita leucogranito	42
CAPÍTULO 4	45
CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROESTRUTURAIS	45

4.1 Introdução.....	45
4.2 Classificação das rochas graníticas	45
4.3 Aspectos petrográficos	47
4.3.1 Biotita granito	47
4.3.2 Muscovita biotita granito.....	51
4.3.2.1 <i>Diatexitos</i>	54
4.3.3 Muscovita leucogranito	58
4.4 Considerações microestruturais	61
4.4.1. Introdução	61
4.4.2 Evidências do fluxo magmático.....	61
4.4.3 Deformação no estado sólido.....	62
CAPÍTULO 5	63
QUÍMICA MINERAL	63
5.1 Introdução.....	63
5.2 Anfibólio.....	63
5.3 Biotita	66
5.4 Muscovita	73
5.5 Feldspato.....	79
5.5.1 Plagioclásio.....	79
5.5.2 Feldspato potássico	84
5.6 Condições de cristalização.....	88
5.6.1 Geobarometria.....	88
5.6.2 Geotermometria	89
5.6.3 Condições de fugacidade de oxigênio.....	90
CAPÍTULO 6	92
LITOGEOQUÍMICA.....	92
6.1 Introdução.....	92

6.2 Nomenclatura.....	92
6.3 Caracterização geoquímica.....	95
6.4 Diagramas de variação química do tipo Harker.....	97
6.5 Diagramas ETR e multielementares.....	98
CAPÍTULO 7	101
DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	101
7.1 Considerações petrogenéticas	101
7.1.1 Biotita granito	101
7.1.2 Granitos a duas micas (Tipo S).....	102
7.2 Contexto geotectônico	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	105

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação do tema, justificativa e objetivo

Na porção noroeste do estado do Amazonas, região conhecida como “Cabeça do Cachorro”, há uma grande diversidade de rochas graníticas, de idade Paleo a Mesoproterozóica, alojadas em embasamento predominantemente ortoderivado (CPRM 2006). Dentre as rochas graníticas que ocorrem na região, são descritos granitos tipo S, Mesoproterozóicos, pertencentes à Suíte Intrusiva Rio Içana, granitos tipo A Paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Tiquié e granitos tipo A aluminoso das Suítes Intrusivas Inhamoin e Uaupés.

Essas rochas são pouco estudadas devido à dificuldade de acesso, inerente a região da Amazônia Ocidental, agravada na porção extremo NW do Amazonas, principalmente por se tratar de uma região fronteiriça (Colômbia e Venezuela), sem infraestrutura para os desenvolvimentos de pesquisas geológicas. Do ponto de vista geológico, oferece uma grande diversidade de rochas graníticas que necessitam ser estudadas para o entendimento da evolução crustal do Domínio Alto Rio Negro/Uaupés.

Nesse contexto geológico regional, o objetivo dessa pesquisa é o estudo petrográfico, geoquímico e isotópico de rochas graníticas aflorantes no extremo NW do Amazonas, nas proximidades da Missão Tunuí.

1.2 Localização e acesso da área de estudo

A área de estudo se encontra no extremo noroeste do estado do Amazonas, região de fronteira entre o Brasil e Colômbia. O deslocamento até a área de estudo foi feito de avião, partindo de Manaus até o município de São Gabriel da Cachoeira (Figura 1A), em seguida por via fluvial de São Gabriel da Cachoeira até a Missão Tunuí (Figura 1B) num percurso aproximado de 250 km.

A base de apoio foi o 7º Pelotão Especial de Fronteira do Exército (7º PEF), situado na margem direita do rio Içana, em frente à Missão Tunuí (Figura 1C).

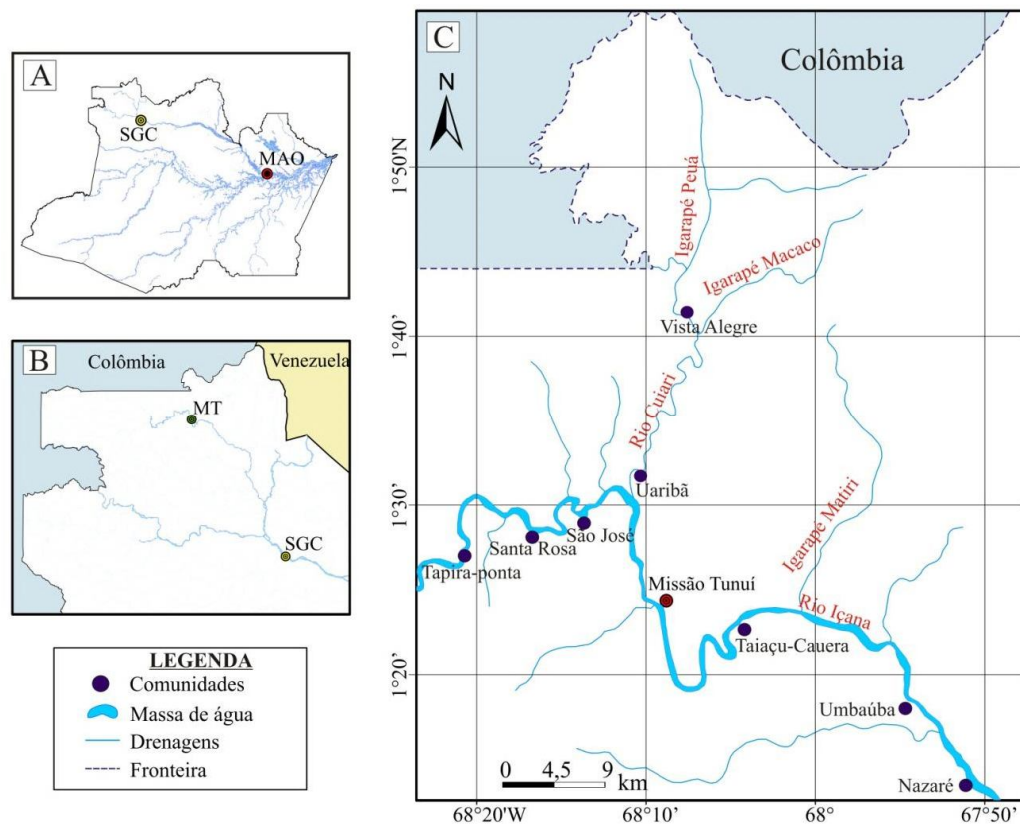


Figura 1: (A) Mapa do estado do Amazonas com a localização das cidades de Manaus (MAO) e São Gabriel da Cachoeira (SGC). (B) Extremo noroeste do estado do Amazonas, região limítrofe com a Colômbia e Venezuela, conhecida como “Cabeça do Cachorro”, com a localização da cidade de São Gabriel da Cachoeira (SGC) e Missão Tunuí (MT). (C) Área de estudo com a localização das comunidades e principais drenagens. Os nomes em vermelho indicam as drenagens onde foi feito o levantamento geológico.

1.3 Materiais e métodos

A metodologia empregada nesta dissertação envolveu revisão bibliográfica a respeito da geologia regional e local, trabalho de campo, estudo petrográfico, química mineral, análises litogeoquímicas, isotópicas. A seguir, é apresentada uma descrição sumarizada de uma dessas etapas.

1.3.1 Levantamento bibliográfico

Esta etapa consistiu na coleta de informações bibliográficas acerca do atual estágio de conhecimento geológico da região, consulta na literatura geológica de assuntos relacionados ao tema estudado, além de revisão bibliográfica a respeito dos métodos geoquímicos e

isotópicos utilizados neste trabalho. Esta etapa se estendeu durante todo o desenvolvimento da dissertação.

1.3.2 Trabalho de campo

Constou no estudo de afloramentos com coleta de amostras de rocha ao longo das duas principais drenagens estudadas (rios Içana e Cuiari), utilizando como referência bases cartográficas e geológicas Folha Pico da Neblina NA19 (CPRM 2004 e 2006). Imagens de satélite, radar e mapas aerogeofísicos cedidos pela CPRM-Manaus também foram utilizados. Como a área de estudo está situada em uma região de difícil acesso, implicando em onerosa e cuidadosa logística, foi programada apenas uma etapa de campo com duração de quinze dias, realizada em abril de 2010, e contou com apoio do Exército Brasileiro e Serviço Geológico do Brasil (CPRM-Manaus).

1.3.3 Estudo petrográfico

Para este estudo foram selecionadas 36 amostras para confecção de seções delgadas junto ao Laboratório de Laminação da CPRM-Manaus. A análise petrográfica foi realizada nas dependências dos laboratórios de Microscopia da CPRM-Manaus e da Pós-Graduação em Geociências/UFAM, utilizando microscópio petrográfico de luz transmitida da marca OLYMPUS, modelo BX41, nas objetivas de 2x, 4x, 10x e 40x. As fotomicrografias foram capturadas com câmera Olympus, modelo X-775, acoplada ao microscópio.

A quantificação das fases minerais de cada seção delgada foi feita a partir da contagem modal de aproximadamente 1000 pontos utilizando contador digital Pelcon. O estudo petrográfico fundamentou a seleção das amostras para análise de química mineral e litogeoquímica.

1.3.4 Química Mineral

Com base nos estudos petrográficos, seções delgadas polidas foram criteriosamente selecionadas para determinação quantitativa das fases minerais félsicas e máficas. O objetivo desta análise foi caracterizar quimicamente as seguintes fases minerais: anfibólio, biotita, muscovita e feldspatos bem como identificar possíveis zoneamentos químicos. Essas análises foram executadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília usando Microsonda Eletrônica, modelo CAMECA SX-50, em condições analíticas de 20 kv 20 mA.

1.3.5 Estudo litogeoquímico

Nesta etapa foram selecionadas 23 amostras para quantificação dos óxidos maiores, elementos menores e traços. A preparação mecânica das amostras foi feita no Laboratório de Laminação da CPRM-Manaus, e envolveu as seguintes etapas: (1) britagem em britador de mandíbula de ferro, (2) seguido do quarteamento da brita, (3) moagem deste material em moinho de ágata até obter a fração de 200 *mesh*, (5) posteriormente, 40g do pó resultante desta moagem foi enviado ao Laboratório Acme no Canadá para preparação química do material e realização das análises. Os óxidos maiores, elementos menores e alguns traços (Cu, Ni, Pb, Sr, Zn e Zr) foram analisados por ICP-ES, os demais elementos traços foram analisados por ICP-MS. Para maiores informações a respeito do pacote analítico acessar o site do laboratório ACME, www.acmelab.com.

1.3.6 Estudos geocronológicos

A idade das rochas estudadas foi obtida pelo método U-Pb utilizando a técnica ICP-MS-LA (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry- Laser Ablation*) em zircão e monazita executada no *Laboratoire des Magmas et Volcans da Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand)* na França. As etapas que envolveram a preparação mecânica das amostras para a aplicação do método U-Pb foram: britagem; moagem; bateamento de concentrados; peneiramento até obter a fração no intervalo de 100-80 *mesh*; separação em mesa vibratória magnética a 0,5 Å no *Frantz*. Na separação magnética, o material de menor densidade ou não magnético foi passado em líquidos pesados como o bromofórmio e o iodeto de metileno ($d=3,2\text{g/cm}^3$), para melhor purificação dos concentrados de zircões, cuja densidade é de $4,2\text{ g/cm}^3$. Após esta etapa os zircões foram selecionados em lupa binocular, posteriormente lavados com HNO_3 a frio para a eliminação de sulfetos e depois passados novamente no separador *Frantz* com diferentes inclinações para a realização do *split* (obtenção de frações com diferentes susceptibilidades magnéticas). A importância desse processo é o fato de existir uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a concentração de Pb nos zircões.

A análise foi realizada em espectrômetro de massa Agilent 7500 CS (quadrupolo) acoplado a um *laser Resonetics M-50E*, de tecnologia Excimer, cuja duração do impulso é de 193nm. A frequência utilizada durante as análises foi de 60Hz e os *spots* apresentaram amplitude máxima de 26µm. Maiores detalhes da metodologia podem ser consultados em Paquete & Tiepolo (2007).

CAPÍTULO 2

QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Compartimentação do Cráton Amazônico

O primeiro modelo proposto para explicar a evolução do Cráton Amazônico é de Costa & Hasui (1987) e é baseado em dados geofísicos (gravimetria e magnetometria) combinados a dados radiométricos. Estes autores dividiram o Cráton Amazônico em um mosaico de 19 blocos crustais (Figura 2.1) que evoluiu por meio de processos colisionais. Segundo este modelo, as margens dos blocos são marcadas por diversas colisões ou cinturões de cisalhamento de idade Arqueana/Paleoproterozóica que foram reativadas ao longo do tempo. O núcleo desses blocos é constituído por terreno granítico-gnáissico com sequências tipo *greenstone belts*. No entanto, dados isotópicos mais recentes de Santos *et al.* 2000 e Tassinari & Macambira 1999) mostram que alguns desses blocos apresentam idades mesoproterozóicas (ex.: Rio Negro e Rondônia Juruena), e o processo colisional é dominante somente na Província Sunsás e no Cinturão de cisalhamento K'Mudku (Santos *et al.* 2000).

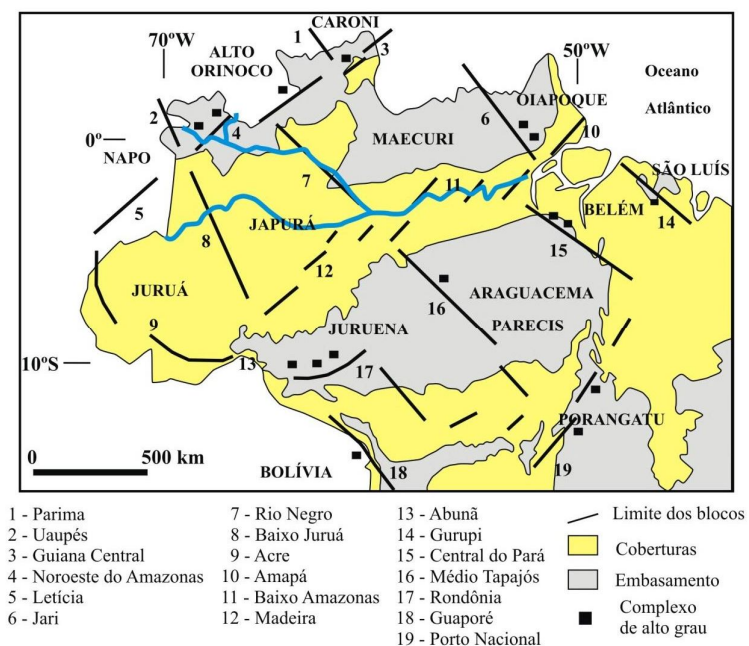


Figura 2.1: Blocos crustais da região amazônica. Modificado de Costa & Hasui (1987).

Nas últimas décadas, estudos isotópicos (Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb) têm possibilitado o melhor entendimento a respeito da evolução do Cráton Amazônico. Esses dados em associação a trabalhos de mapeamentos regionais, e integrados a informações geofísicas geraram duas correntes de pensamentos que divergem quanto à evolução e

compartimentação interna do Cráton e são propostas por: (i) Tassinari (1996), Tassinari *et al.* (1996); Tassinari & Macambira (1999; Figura 2.2A) e; (ii) Santos (1999); Santos *et al.* (2000); Santos (2003) e Santos *et al.* (2006; Figura 2.2B). Ambas as propostas admitem que o Cráton Amazônico foi formado a partir da aglutinação de arcos magmáticos que têm sido acrescidos a um proto-cráton Arqueano (Província Amazônia Central) desde o Paleoproterozóico, apresentando rejuvenescimento de leste para oeste.

No modelo de Tassinari & Macambira (1999) o Cráton Amazônico está dividido em seis províncias incluindo quatro cinturões móveis acrescidos ao núcleo do proto-cráton arqueano. Na proposta mais atual, de Santos *et al.* (2000 e 2006), o Cráton Amazônico está dividido em sete províncias geocronológicas, a mais antiga de idade arqueana (Província Carajás), e a mais nova com idade mesoproterozóica (Província Sunsás). As rochas das Províncias Rio Negro, Transamazonas e Tapajós Parima são afetadas pela faixa colisional K'Mudku. Essa faixa ocorre na parte norte do cráton, mostra-se disposta na direção geral NE-SW e apresenta idade mesoproterozóica entre 1470-1117 Ma (Santos *et al.* 2006).

A região estudada está inserida na Província Rio Negro, Domínio Alto Rio Negro/Uaupés.

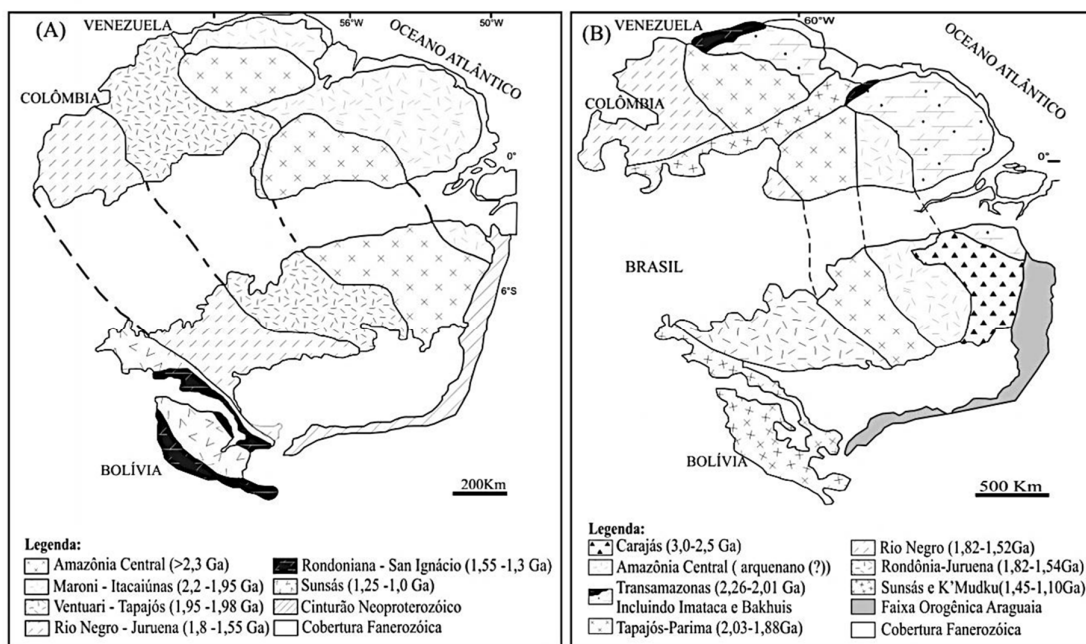


Figura 2.2: Modelo de compartimentação do Cráton Amazônico e sua subdivisão em províncias geocronológicas por: (A) Tassinari & Macambira (1999). (B) Santos *et al.* (2006).

O modelo geotectônico proposto para explicar a geração da Província Rio Negro segundo a concepção de Santos *et al.* (2000), trata-se de uma reciclagem tectono-magmática

de uma crosta pré-existente. Por outro lado, Tassinari & Macambira (1999) propõe um modelo de arco magmático relacionado à subducção de crosta oceânica.

Estudos recentes de Almeida *et al.* (2011), sugerem para a porção NW do Cráton Amazônico, a ocorrência de duas orogenias no Domínio Alto Rio Negro/Uaupés, sendo uma acrescionária (Querari) e outra colisional (Içana). A Orogenia Querari representaria um sistema de arco primitivo/juvenil ($Nd\ T_{DM}$ 1,82 Ga; $E_{Nd}:+ 4,05$) e é responsável pela geração dos ortognaisses e metagranitóides cálcio-alcálico do embasamento, e a Orogenia Içana, um processo de subducção em ambiente colisional de arco continental no mesoproterozóico que teria gerado granitos tipo S da Suíte Intrusiva Rio Içana e granitos da Suíte Intrusiva Uaupés.

2.2 Província Rio Negro

Está localizada na porção NW do Cráton Amazônico e estado do Amazonas, é limitada a leste e a sul pelas Províncias Tapajós-Parima e Rondonia-Juruena, respectivamente. A Província Rio Negro perfaz uma das maiores áreas de embasamento rochoso do estado do Amazonas e comporta dois domínios tectono-estratigráficos, Imeri a leste e Uaupés oeste (CPRM 2006). Trabalhos de mapeamento realizados pelo Serviço Geológico do Brasil resultaram em 2006, num mapa geológico para o estado do Amazonas. De acordo com essa proposta, a Província Rio Negro registra intensa e variada granitogênese de idade paleo e mesoproterozóica (Figura 2.3).

2.2.1 Domínio Imeri

Segundo Almeida *et al.* (2002), o Domínio Imeri é representado pelo Complexo Cauaburi, o qual é formado pelas litofácies Santa Isabel do Rio Negro e Tarsira, situadas respectivamente a leste e oeste desse Complexo. Localmente, em algumas porções do Complexo Cauaburi há registro de metamorfismo na fácies anfibolito.

As rochas graníticas que intrudem esse embasamento ortoderivado são: **(i)** rochas graníticas de caráter transicional da série cálcio-alcálico a álcali-cálcica da Suíte Intrusiva Rio Uaupés (Souza 2010); **(ii)** granitos tipo A de idade mesoproterozóica das suítes intrusivas Marauí e Marié-Mirim (Almeida *et al.* 2002) e; **(iii)** granitos tipo S mesoproterozóicos da Suíte Intrusiva Igarapé Reilau (CPRM 2006). Tramas deformacionais dúcteis sob condições da fácies xisto verde encontram-se registradas nos granitóides tipo S e A ao longo de zonas de cisalhamento, e evidenciam a atuação de um episódio deformacional heterogêneo com idade de 1,3 - 1,1Ga (CPRM 2006).

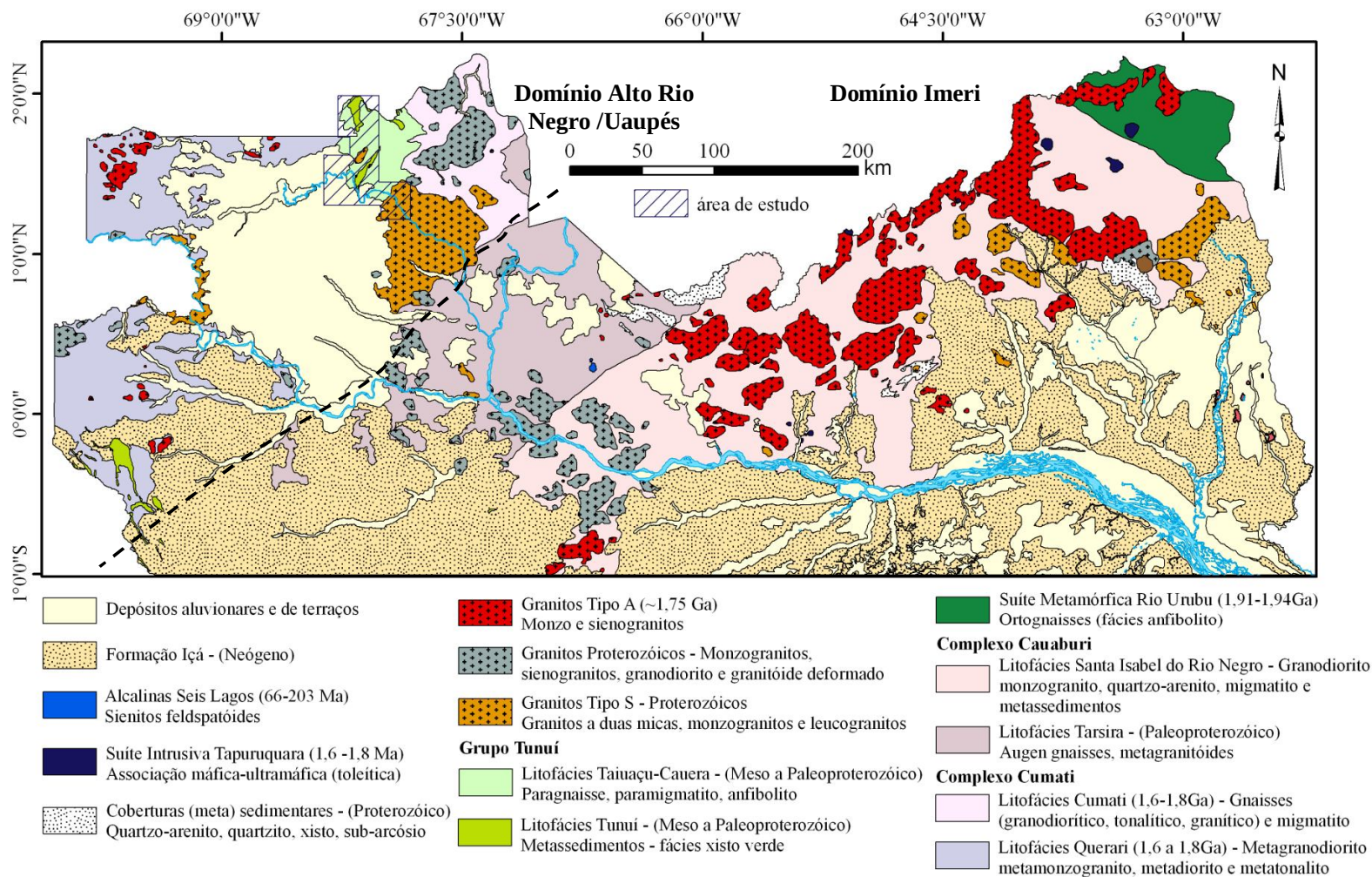


Figura 2.3: Compartimentação da Província Rio Negro. Modificado de CPRM (2006).

2.2.2 Domínio Alto Rio Negro/Uaupés

Ocorre na porção extremo NW do Amazonas em uma região conhecida como “Cabeça do Cachorro”. Almeida *et al.* (2002) apresentaram um embasamento indiferenciado para este Domínio, denominado de Complexo Cumati. Tal complexo é formado por duas litofácies, Querari e Cumati. Parte das rochas do Complexo Cumati registram episódios deformacionais sob condições da fácies anfibolito, tendo gerado foliações regionais predominantemente dispostas na direção NE-SW na Litofácies Querari e NW-SE na litofácies Cumati (CPRM 2006).

Assim como no Domínio Imeri, o embasamento do Domínio Uaupés é marcado por intensa granitogênese de variada tipologia, onde foram descritos os seguintes granitos: **(i)** tipo A da Suíte Intrusiva Tiquié (Almeida 1997); **(ii)** tipo A metaluminoso da Suíte Intrusiva Inhamoin (Dall’Agnol & Macambira 1992; Dall’Agnol 1992); **(iii)** granitos transicionais entre a série cálcio-alcálica e álcali-cálcica da Suíte Intrusiva Rio Uaupés (Souza 2010) e; **(iv)** tipo S da Suíte Intrusiva Rio Içana (Dall’Agnol *et al.* 1987; Silva & Santos (1994); Almeida & Larizzatti 1996a; Silva *et al.* 1996).

2.2.2.1 Suíte Intrusiva Rio Içana

Os granitos a duas micas (Dall’Agnol & Abreu 1976) localizados na porção oeste da Província Rio Negro, anteriormente agrupados no Complexo Guianense por Pinheiro *et al.* (1976) foram individualizados e englobados na Suíte Intrusiva Rio Içana por Lima & Pires (1985). São encontrados muscovita biotita granitos geralmente cisalhados com direção NE-SW a ENE-WSW, preferencialmente indicando o fluxo magmático. Estas rochas estão associadas à sequência migmatítica paraderivada, e comumente são observados enclaves surmicáceos, paragnáissicos, quartzíticos e migmatíticos (Almeida & Larizzatti 1996a e b; Almeida *et al.* 2002).

A composição dessas rochas é dominante monzogranítica, apresenta coloração cinza claro por vezes hololeucocráticos com textura equigranular média a porfirítica. Exibem placas de biotita e muscovita, quartzo anédrico irregular ou tipo gota. Os fenocristais de microclina são anédricos e o plagioclásio tabular mostra fraco zonamento e geminação mal formada. A turmalina (afrísita) é encontrada por vezes em veios pegmatíticos, enquanto cordierita com inclusões de biotita e sillimanita é comum em bolsões leucograníticos observados nos migmatitos (CPRM 2006).

Dados de campo, critérios petrográficos e químicos confirmam a similaridade destas rochas com os granitos tipo S e sugerem que os granitos Içana tenham sua gênese baseada na fusão parcial *in situ* dos paragneisses do Grupo Tunuí (Dall'Agnol *et al.* 1987; Silva & Santos 1994; Almeida *et al.* 1996a; Silva *et al.* 1996). Esta hipótese é corroborada com dados isotópicos como as elevadas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Dall'Agnol & Abreu 1976), e $\epsilon(t)$ amplamente negativos (CPRM 2006). Dados geocronológicos indicam um intervalo de cristalização variando de 1,54 Ga a 1,52 Ga (Almeida *et al.* 1997), além de abundantes heranças do embasamento (1,80 e 1,89 Ga) e dos granitóides Tiquié (1,75 Ga) (CPRM 2006). As idades isocrônicas Rb-Sr de 1,23 Ga a 1,32 Ga são interpretadas como relacionadas ao evento tectono-termal K'Mudku (Dall'Agnol & Abreu 1976; Tassinari 1981).

2.2.2.2 *Suíte Intrusiva Rio Uaupés*

Estudada inicialmente por Paiva (1929), Pinheiro *et al.* (1976) e Dall'Agnol & Abreu (1976), foram designados por Dall'Agnol & Macambira (1992) como Granito Rio Uaupés. Granitóides similares foram enquadrados na Suíte Intrusiva Rio Uaupés, incluindo os existentes nos arredores de São Gabriel da Cachoeira e Serra Fortaleza, onde são abundantes os pegmatitos, alguns deles contendo columbita-tantalita. Um corpo na proximidade da serra Aracá faz contato com a unidade sedimentar e Granito Jauari. Estes granitóides, portanto podem ser observados tanto no Domínio Uaupés quanto no Domínio Imeri (CPRM 2006). O Granito Rio Uaupés é formado predominantemente por (anfíbólio)-biotita-monzogranito muito ricos em titanita, opacos e apatita. A presença significativa de magnetita e os valores elevados de susceptibilidade magnética definem o granito como pertencente à série magnetita (CPRM 2006). As razões elevadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Dall'Agnol & Macambira 1992) e os valores negativos de $\epsilon\text{Nd}(t)$ (Sato & Tassinari 1997; CPRM 2006) apontam igualmente para uma fonte predominantemente crustal. Os granitos da Suíte Intrusiva Rio Uaupés possuem idade de 1,52 Ga (Santos *et al.* 2000).

Dados litogeoquímicos mais recentes de Souza (2010) das rochas do batólito São Gabriel, nas proximidades do município de São Gabriel da Cachoeira, mostraram uma assinatura transicional entre a série cálcio-alcalina a alcálica-cálcica, com caráter metaluminoso à levemente peraluminoso (fácies mais evoluída).

2.2.2.3 *Suíte Intrusiva Inhamoin*

Os corpos de biotita granitóides porfiríticos à titanita são agrupados na Suíte Intrusiva Inhamoin (CPRM 2006) compondo uma série de morros e colinas as quais podem ser notadas na região do alto curso do igarapé Inhamoin. Estas rochas são compostas por biotita monzogranito porfirítico, com fenocristais tabulares e euédricos de álcali-feldspato com 2 a 3 cm de comprimento (CPRM 2006). Estão envolvidos por matriz grossa, portando biotita (15%) e por vezes concentrações anômalas de titanita (3%) e opacos (2%), formando localmente aglomerados máficos circulares, cujas características são similares às descritas para os granitos da Suíte Intrusiva Rio Uaupés (Dall'Agnol & Macambira 1992). Fluxo magmático definido pela orientação preferencial dos fenocristais apresentando em geral direção variando de ENE-WSW a WNW-ESSE. Possui vênulas de epidoto, enquanto veios pegmatíticos são muito raros (CPRM 2006).

Os granitóides da Suíte Intrusiva Inhamoin assim como os da Suíte Intrusiva Uaupés apresentam significativa quantidade de magnetita. São metaluminosos, relativamente ricos em CaO, Ba, Y, Nb, Ta e Zr, apresentando razões FeOt/MgO e K₂O/Na₂O elevadas.

2.2.2.4 *Suíte Intrusiva Tiquié*

O termo granito Tiquié foi introduzido por Pinheiro *et al.* (1976) para designar granitos isótipos aflorantes no igarapé Castanho, afluente da margem direita do rio Tiquié, sob forma de corpos circulares. A manutenção da designação de Suíte Intrusiva Tiquié para agrupar os granitos tipo A aluminosos do Domínio Alto Rio Negro, extraindo da unidade os tipos peralcalinos existentes no Domínio Imeri, foi proposta por Almeida (1997).

As rochas que compõem essa unidade são monzogranitos e sienogranitos de cor cinza rosado, apresenta textura equigranular a porfirítica e granulação variando de média a grossa. Sua mineralogia é composta por microclima e ortoclásio micropertíticos, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, opacos, hornblenda, apatita, allanita, fluorita e zircão, além de epidoto e titanita e sericita. Estudos geoquímicos feitos por Silva & Santos (1994); Silva *et al.* (1996); Almeida (1996 e 1997), permitiram caracterizar as rochas desta suíte como sendo de natureza subalcalina, com caráter metaluminoso, e mostrando similaridades com os biotita granitos do tipo A2 de Eby (1992).

Na Província Rio Negro são descritos alguns granitos tipo A aluminosos, similares ao Tiquié, entre eles o Granito Marauíá (Santos 2003; Brito 2000). Os granitos da Suíte Intrusiva

Tiquié apresentam idade de cristalização de 1,75 Ga e heranças da ordem de 2,03 Ga (CPRM 2006).

2.2.2.5 Grupo Tunuí

O Grupo Tunuí ocorre restrito na porção norte-ocidental do Escudo das Guianas, estado do Amazonas, região fronteira com a Colômbia, podendo estender-se para este país limítrofe (CPRM 2006).

Litofácies Tunuí

A primeira referência a essas rochas foi feita por Paiva (1929) na localidade da cachoeira Tunuí e serra homônima com estruturação NE-SW, localizadas no rio Içana, revelando sericita quartzitos e itacolomitos. Trabalhos de prospecção (Achão & Salas 1974) e reconhecimento geológico (Araújo & Ramos 1975) relatam que, sobreposto ao Complexo Guianense, conhecido atualmente como Complexo Cumati, ocorre uma sequência metamorfizada na fácies xisto verde. Montalvão & Fernandes (1975) propuseram a designação de Grupo Tunuí para este conjunto de metamorfitos de epizona, com características de depósitos de mar raso a continental, referida por Melo & Villas Boas (1993) como uma sequência predominantemente metassedimentar de natureza psamopelítica, de grau metamórfico baixo compreendendo alta diagênese-anquimetamorfismo fácies xisto verde. Foram descritas onze fácies sedimentares por Menezes Filho & Melo (1992), as quais foram agrupadas em quatro unidades maiores designadas informalmente de: **(i)** sequência inferior de clastos continentais; **(ii)** sequência transgressiva plataformar; **(iii)** sequência regressiva transicional e **(iv)** sequência superior de clastos continentais.

Litofácies Taiacu Cauera

Além dos referidos quartzitos e xistos Tunuí, observa-se nesta sucessão metassedimentar alguns paragneisses de mais alto grau metamórfico, denominados de Taiacu-Cauera (CPRM 2006). Estes ocorrem no rio Içana, onde são intrudidos pelos granitos a duas micas porfiríticos da Suíte Intrusiva Rio Içana (Almeida *et al.* 2002).

Almeida & Larizzatti (1996a e b) descrevem escassos níveis anfibolíticos de até 50 cm intercalados com os paragneisses migmatíticos. O conjunto litológico forma uma faixa que se estende desde a região dos rios Içana e Cuiari até o rio Uaupés, fronteira com a Colômbia, estando em grande parte encoberta por sedimentos residuais (CPRM 2006). Além disso,

sobretudo na região do baixo curso do rio Içana, nota-se um aumento crescente do grau metamórfico de NE para SW, com as fácies de mais baixo grau estando melhor representadas nas serras Tunuí e Caparro, as quais gradam para uma fácies de médio-alto grau (paragnaisses) até atingir a anatexia gerando granitos tipo S (CPRM 2006). Os paragnaisses estão fortemente bandados, dobrados, exibindo padrão de interferência de fases de deformação do tipo “caixa de ovos”. Este bandamento possui orientação NE-SW e mergulhos para NW a subverticais. É marcado por níveis e lentes micáceas intercaladas por bandas félsicas, localmente adquirindo aspecto migmatítico (CPRM 2006).

CAPÍTULO 3

RELAÇÕES DE CAMPO E ESTRATIGRÁFICAS DOS GRANITÓIDES

3.1 Introdução

Durante o mapeamento geológico foram reconhecidas rochas graníticas com variada composição mineralógica, e rochas migmatíticas. Com base nas características texturais e mineralógicas, as rochas graníticas foram subdivididas em biotita granito, muscovita biotita granito e muscovita leucogranito.

Além das informações de campo, a cartografia das unidades foi auxiliada pela integração dos dados aerogeofísicos (gamaespectometria e magnetometria) obtidos de CPRM (2006). A integração dos dados de campo, petrográficos e geocronológicos permitiu a elaboração de um mapa geológico da área de estudo (Figura 3.1).

Este capítulo apresenta uma descrição sumarizada dos aspectos de campo referente aos granitóides e migmatitos aflorantes na área estudada, descrevendo suas principais características texturais e estruturais, além de expôr dados geocronológicos U-Pb e Pb-Pb de migmatito, biotita granito e muscovita leucogranito. A localização dos afloramentos é mostrada no mapa de pontos (Figura 3.2).

3.2. Migmatitos

Os migmatitos são considerados as rochas mais antigas e pertencem a Litofácies Taiuaçu-Cauera do Grupo Tunuí (CPRM 2006), aflorantes na porção sul da área mapeada (Figura 3.1). São bem representados em um afloramento no igarapé Matiri (MA-29) (ver mapa geológico, Figura 3.1) onde afloram na forma de extenso lajedo formando uma corredeira (Figura 3.3A), na forma de blocos ao longo do rio Içana, próximos a comunidade Taiuaçu-Cauera (MA-28) e entre as comunidades Castelo Branco e Belém (afloramentos MA-30 e MA-32; ver mapa de pontos na Figura 3.2).

São reconhecidos metatexitos e diatexitos. Estes primeiros apresentam coloração cinza esbranquiçada, bandamento composicional definido pela alternância entre leucossoma e melanossoma, e em alguns casos mesossoma.

Nos metatexitos, as bandas félsicas representadas pelo leucossoma são as mais abundantes, estando geralmente dobradas, apresentando dobras do tipo assimétricas com medidas do plano axial variando de 330°/subvertical a 350°/subvertical. Localmente

mostram-se crenulados (Figura 3.3B), e exibem estruturas do tipo nebulítica (Figura 3.3C) e tipo *schillieren* (Figura 3.3D).

Os diatexitos apresentam textura inequigranular média, por vezes porfirítica, coloração cinza a levemente rosada, e são caracterizados por exibir estruturas fantasmas ainda preservadas como dobras (Figura 3.3E) com atitude do plano axial de 330°/subvertical.

No afloramento do Igarapé Matiri foi identificado o aumento do grau de fusão de leste para oeste, onde observa-se a gradação: metatexito → diatexito → granito. No metatexito é observada uma foliação com direção geral NNE-SSW que é transposta por uma foliação E-W (Sn+1). Essa transposição se dá por zonas de cisalhamento sinistral com direção NW-SE (Figura 3.4).

Excepcionalmente no afloramento MA-34, localizado na margem direita do rio Içana, em frente à comunidade Nazaré (Figura 3.2), os diatexitos apresentam textura porfirítica com megacristais de feldspato medindo até 4 cm de comprimento, orientados preferencialmente segundo 280°Az, indicando a orientação do fluxo magmático. Enclaves lenticulares, ricos em minerais máficos, também ocorrem orientados segundo esta direção.

A datação do muscovita pelo método U-Pb ICP-MS-LA em zircão forneceu uma idade de $1,81 \pm 19$ Ma (Almeida *et al.* no prelo; Figura 3.5) essa idade foi interpretada como idade de cristalização.

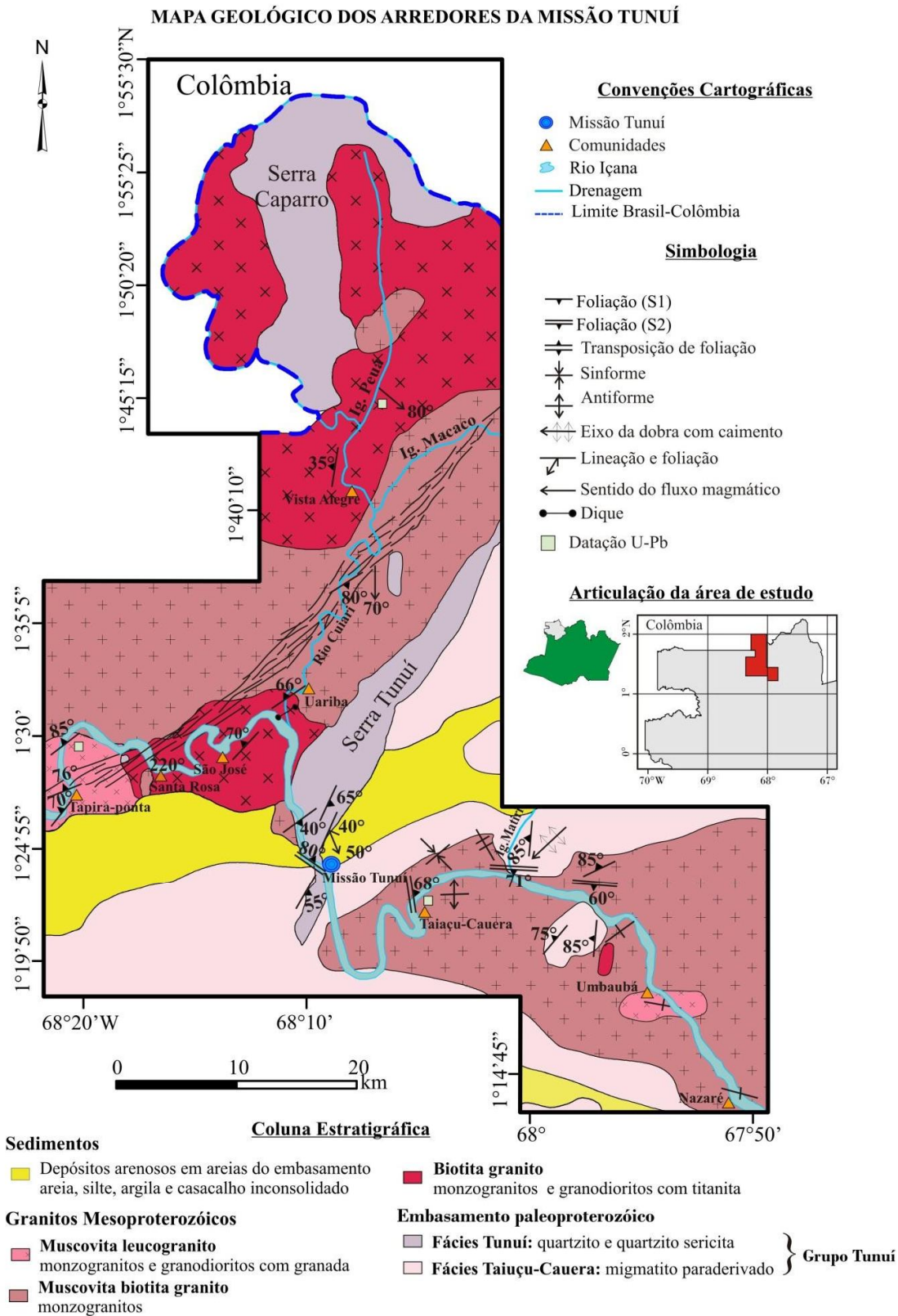


Figura 3.1: Mapa geológico da área de estudo.

MAPA DE PONTOS

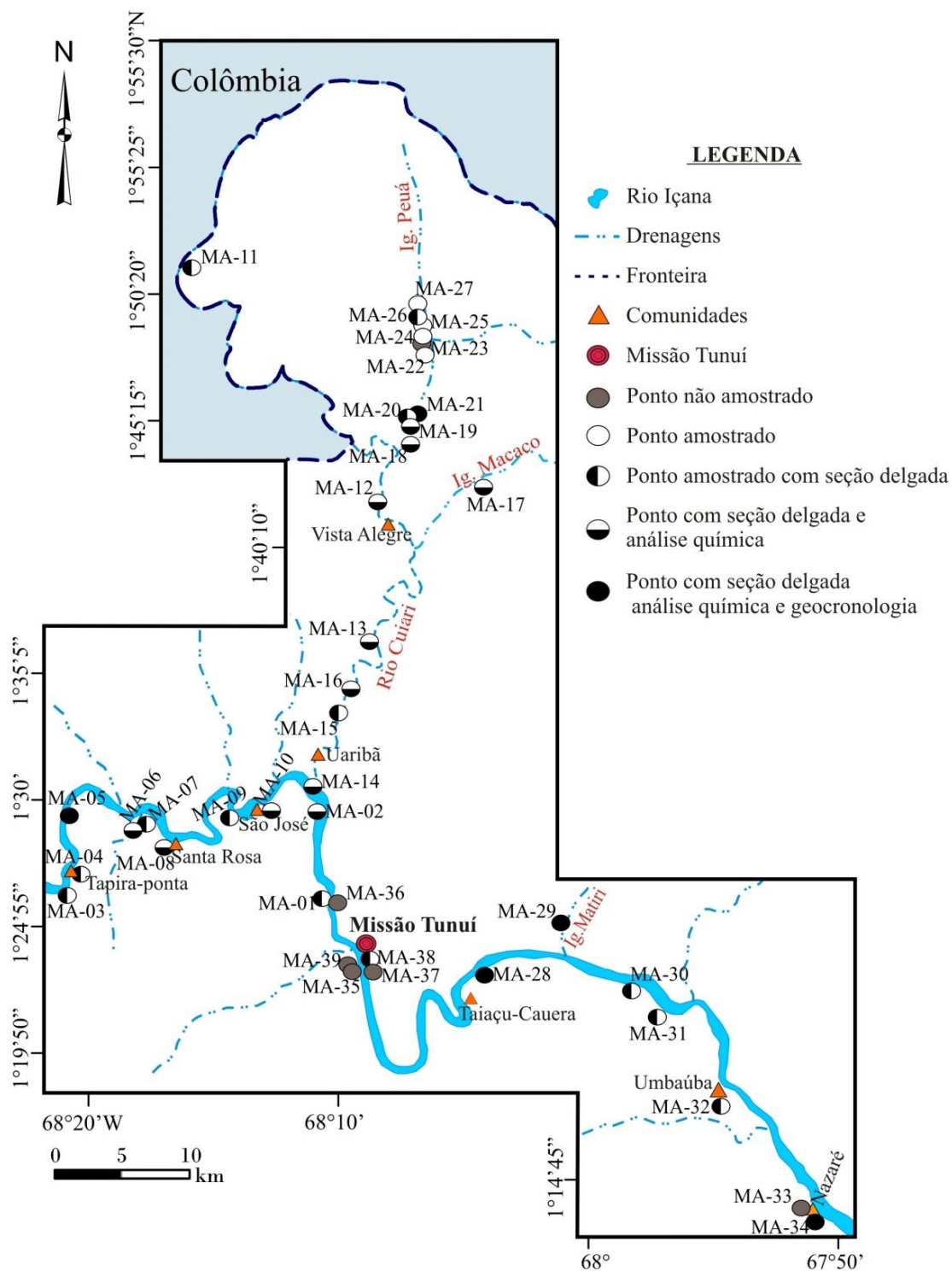


Figura 3.2: Mapa de localização das amostras com análise petrográfica, química e geocronológica.



Figura 3.3: Aspectos macroscópicos das rochas migmatíticas: **(A)** Exposição das rochas migmatíticas ao longo do Igarapé Matiri. Afloramento MA-29. **(B)** Migmatitos crenulados. MA-29. **(C)** Estrutura nebulítica em migmatito. MA-29. **(D)** Migmatito com estrutura do tipo *schlieren*. MA-29. **(E)** Estruturas fantasmas bem preservadas em diatexito. MA-28.

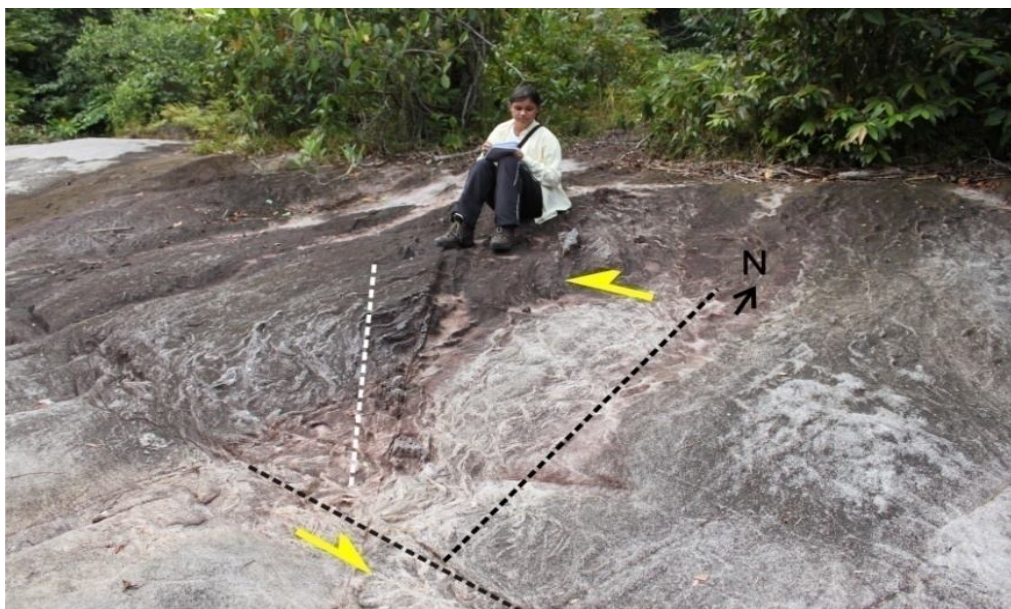


Figura 3.4: Metatexito apresentando foliação com direção geral NNE-SSW transposta por uma foliação E-W.

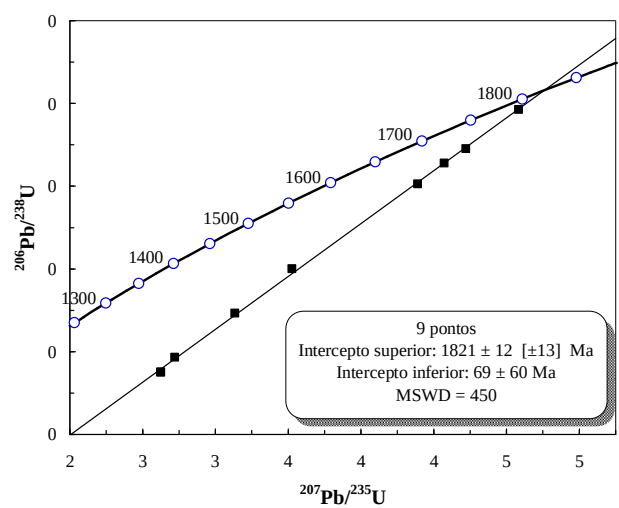


Figura 3.5: Diagrama Concórdia contendo resultado de análise geocronológica pelo método U-Pb ICP-MS-LA em zircão para o diatexito. Amostra MA-28 de afloramento localizado próximo à comunidade Taiuaçu-Cauera (ver mapa; Figura 3.2).

3.3 Biotita granito

As rochas dessa unidade afloram na forma de extensos lajedos em corredeiras, blocos e matacões, ocorrendo na porção norte e sudoeste da área de estudo (ver mapa geológico; Figura 3.1). Macroscopicamente apresentam coloração cinza, textura inequigranular média a grossa, geralmente isótropas. Quando retrabalhadas por zonas de cisalhamento mostram foliação, dada pela orientação preferencial dos minerais máficos, segundo $214^{\circ}/66^{\circ}\text{NW}$. São

observados veios de quartzo com pelo menos três direções distintas (Figura 3.6A), onde foi possível estabelecer a seguinte cronologia relativa, do mais antigo para o mais novo: (i) 220°/subvertical, (ii) 265°/subvertical e (iii) 130°/subvertical.

Uma feição observada nessas rochas é a presença de enclaves máficos alongados possuindo variadas formas, seja lenticular ou irregular (Figura 3.6B). No afloramento localizado em frente à comunidade Santa Rosa pôde ser observado o contato do biotita granito com o muscovita biotita granito segundo a direção 220°/subvertical. Embora tenha sido encontrado o contato dos dois granitos, não foi possível estabelecer uma cronologia relativa entre essas duas rochas.

Ao longo do Igarapé Peuá, na parte norte da área de estudo, (ver mapa; Figura 3.2) o biotita granito aflora na forma de lajedos e blocos compondo a Cachoeira Jurupari (afloramento MA-21; Figura 3.7A). Neste local foi observada uma variedade porfirítica do biotita granito, contendo aproximadamente 80% de megacristais de feldspato ripiformes com até 5 cm de comprimento (Figura 3.7B), por vezes zonados, preferencialmente orientados segundo 130°/subvertical, indicando a direção do fluxo magmático. É cortado por dique pegmatítico zonado com aproximadamente 10 cm de espessura e orientado segundo 54°/subvertical, e veio de quartzo leitoso, escalonado, centimétrico a métrico segundo a direção 158°/subvertical (Figura 3.7C).

Na margem direita da cachoeira, em contato com o biotita granito porfirítico ocorre um tipo equigranular fino a médio de coloração cinza claro, exibindo escassos megacristais quadráticos de feldspato, além de enclaves máficos alongados ricos em biotita. Estes enclaves também estão posicionados paralelamente ao fluxo magmático. O contato entre estes dois é do tipo retilíneo e paralelo ao fluxo magmático. Na margem esquerda da cachoeira ocorre um biotita granito de coloração cinza claro com textura equigranular média. Dentre as rochas aflorantes ao longo da corredeira, esse biotita granito é o mais enriquecido em minerais máficos.

Estudos geocronológicos U-Pb ICP-MS-LA mostraram três populações de zircão com idades de $1,97 \pm 8$ Ma, $1,93 \pm 41$ Ma e $1,81 \pm 19$ Ma (Almeida *et al.* no prelo; Figura 3.8). A idade de $1,81 \pm 19$ Ma foi interpretada como idade mínima de cristalização desses granitos. As idades mais antigas ($1,97 \pm 8$ Ma e $1,93 \pm 41$ Ma) foram interpretadas como herança do embasamento, provavelmente relacionadas respectivamente ao Granito Igarapé Azul e a Suíte Metamórfica Rio Urubu, Província Tapajós Parima.

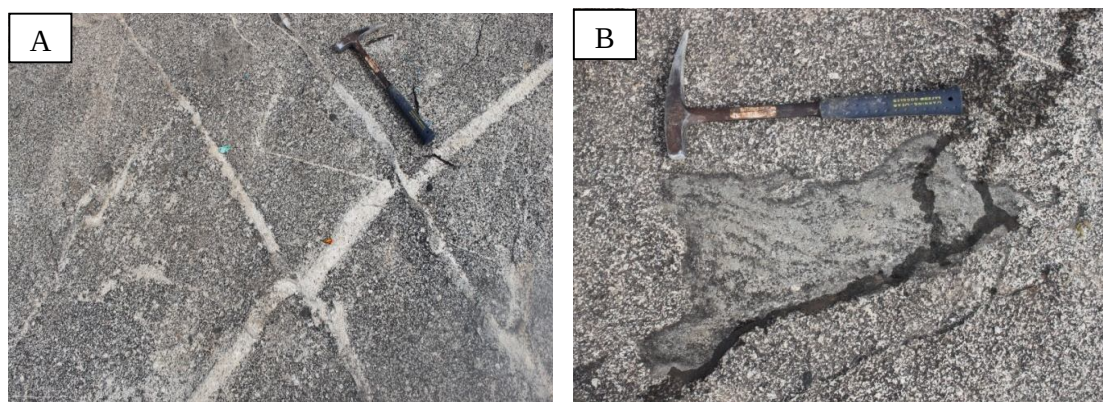


Figura 3.6: (A) Conjunto de veios de quartzo cortando biotita granito. Afloramento MA-08 localizado em frente à comunidade Santa Rosa (ver mapa; Figura 3.2). (B) Enclaves máficos em biotita granito. Afloramento MA-08.

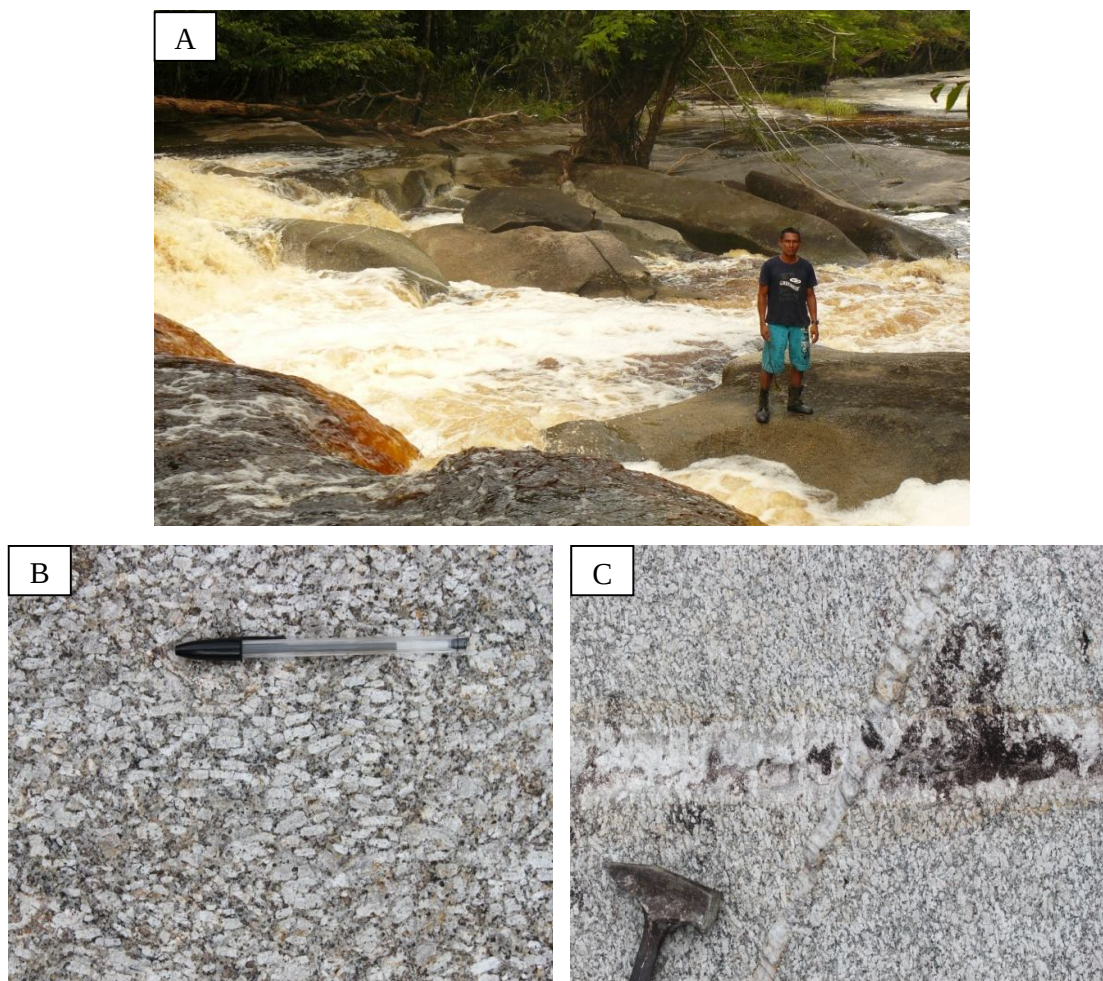


Figura 3.7: Aspectos de campo do biotita granito aflorante no Igarapé Peuá. Afloramento MA-21: (A) Cachoeira do Jurupari. (B) Textura porfirítica com fenocristais de feldspato orientados segundo uma direção preferencial. (C) Dique pegmatóide e veio de quartzo cortando biotita granito.

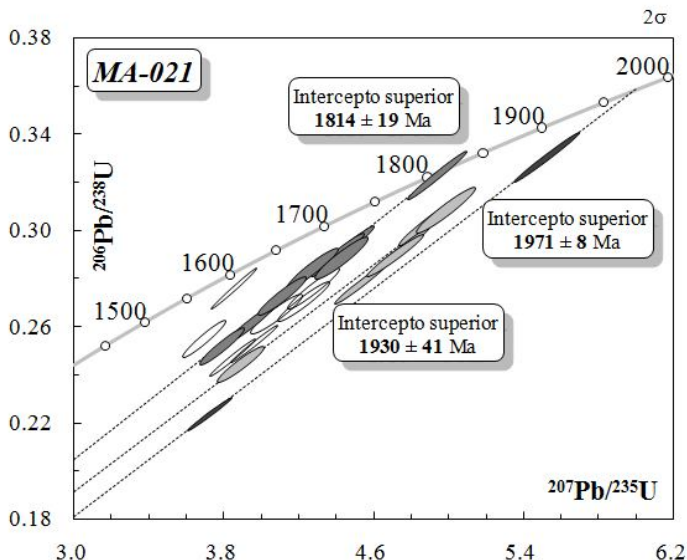


Figura 3.8: Diagrama Concórdia contendo resultado de análise geocronológica pelo método U-Pb ICP-MS-LA em zircão para o biotita granito porfirítico do Igarapé Peuá. Afloramento MA-21 (ver mapa; Figura 3.2).

3.4 Muscovita biotita granito

Ocorrem em plútons localizados na porção sul - sudeste e central da área de estudo (MA-28; MA-29; MA-30, MA-31A, MA-33 e MA-34; ver mapas; Figuras 3.1 e 3.2). Na porção sul - sudeste são representadas pelos diatexitos (descritos no item 3.2), apresentam coloração cinza, inequigranular médio a porfirítico, com megacristais de feldspato atingindo até 4 cm de comprimento, orientados, definindo um fluxo magmático com direção 30 a 36° Az, por vezes mostrando trajetória de contorno dos enclaves, desviando de biotita granito fino englobados por essas rochas. (Figura 3.9A).

Na porção central da área (MA-1, MA-13, MA-15, MA-16, MA-17; Figura 3.2) afloram na forma de blocos e lajedos. Macroscopicamente possuem textura inequigranular fina a média (Figura 3.9B), por vezes média-grossa, apresentando coloração cinza a esbranquiçada. Raramente são isótropas e quando retrabalhadas pela zona de cisalhamento (ver mapa geológico; Figura 3.1) exibe foliação dada pela orientação preferencial dos minerais máficos segundo NNE-SSW.

Pontualmente foi observado xenólito de paragnaisse (Figura 3.9C) com aproximadamente 30 cm orientado de acordo com o fluxo magmático (270°/70°S), xenólito

de biotito com forma irregular (Figura 3.9D) e quartzitos. Diques de pegmatito orientados segundo a direção 83°/80°SE são presentes nestas rochas. (Figura 3.9E).



Figura 3.9: (A) Aspecto macroscópico do muscovita biotita granito porfirítico com fenocristais paralelo ao contato, indicando uma trajetória de fluxo que contornou o biotita granito fino. Afloramento MA-31. (B) Textura inequigranular fina-média de muscovita biotita granito. Amostra MA-16. (C) Xenólito de paragnaisse com bandamento composicional. Afloramento MA-13. (D) Xenólito irregular de biotitito. Afloramento MA-13. (E) Dique de pegmatito presente no muscovita biotita granito. Afloramento MA-13.

3.5 Muscovita leucogranito

Essa litologia ocorre na porção oeste da área estudada, formando um corpo de aproximadamente 10 km² que é retrabalhado pela Zona de Cisalhamento Tunuí com direção

NE-SW (ver mapa geológico; Figura 3.1). Ocorrem na forma de lajedos e blocos ao longo do Rio Içana, próximos a Comunidade Santa Rosa (afloramentos MA-03, MA-04, MA-05 e MA-06; Figura 3.2). Macroscopicamente apresentam textura inequigranular média a grossa, por vezes pegmatóide, e coloração cinza claro a esbranquiçado. Podem ocorrer isotropas, porém quando retrabalhadas pela zona de cisalhamento mostram-se foliadas (Figura 3.10A) com orientação preferencial dada pelas placas de muscovita e biotita (quando houver) segundo $47^{\circ}/88^{\circ}\text{NW}$. A associação mineral é composta por quartzo, cristais prismáticos de turmalina preta (afrisita) (Figura 3.10B) e granada. Pegmatitos e veios de quartzo com muscovita estão presentes nestas rochas (Figura 3.11A).

No afloramento MA-32 localizado em frente à comunidade Umbaúba (Figura 3.2), foi observada uma variedade porfirítica desta litologia. Estas rochas são de coloração cinza clara, com aproximadamente 50% de megacristais tabulares de feldspato orientados preferencialmente segundo 280°Az , indicando fluxo magmático. Os megacristais estão imersos em uma matriz isotropa com textura variando de média a grossa. Cortando estas rochas, segundo a direção geral N-S, ocorrem diques de granito pegmatóide composto por quartzo, feldspato e muscovita (Figura 3.11B).

Dados geocronológicos U-Pb ICP-MS-LA em zircão (Almeida *et al.* no prelo; Figura 3.12) forneceram uma idade de $1,51 \pm 26$ Ma interpretadas como idade de cristalização.



Figura 3.10: (A) Muscovita leucogranito foliado. Amostra MA-05. (B) Aspecto do granito com textura grossa a pegmatóide, em destaque os cristais de turmalina preta (afrisita). Amostra MA-06.

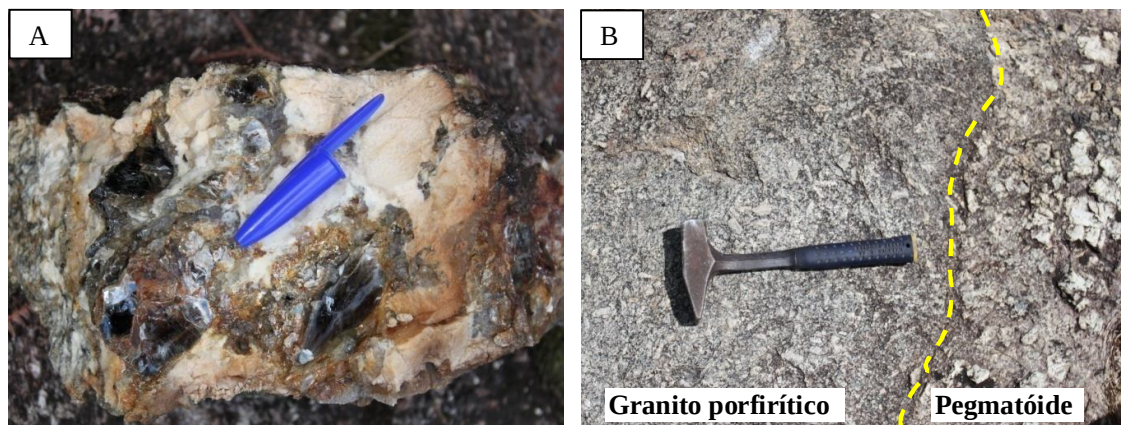


Figura 3.11: (A) Placas de muscovita e biotita em granito pegmatóide. (B) Contato do muscovita leucogranito porfirítico e dique de pegmatóide com quartzo e muscovita. Afloramento MA-32.

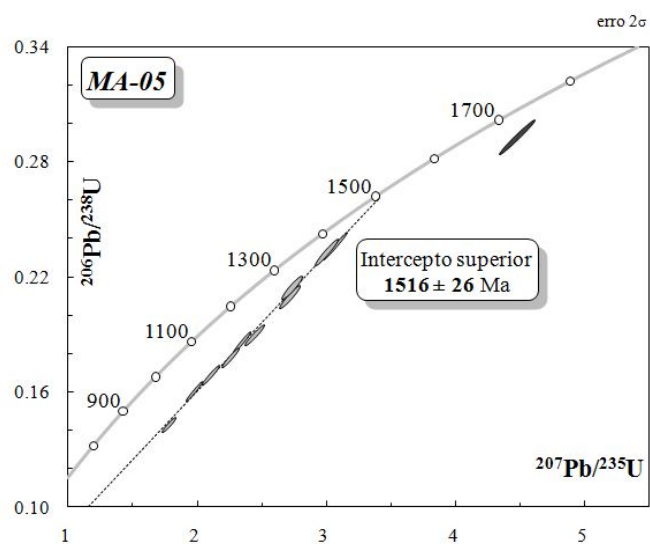


Figura 3.12: Diagrama Concórdia contendo resultado de análise geocronológica pelo método U-Pb ICP-MS-LA para o muscovita leucogranito (Amostra MA-05) em zircão.

CAPÍTULO 4

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E MICROESTRUTURAIS

4.1 Introdução

Neste capítulo é explanada de forma sucinta a classificação das rochas graníticas estudadas, segundo os padrões internacionais da IUGS (*International Union Geological Society*). Adicionalmente é apresentada uma síntese das principais feições petrográficas microscópicas visando efetuar estudo mineralógico, através da identificação e quantificação das fases minerais presentes além de estudo microestrutural indicativo das condições de cristalização e possíveis processos envolvidos na evolução magmática e/ou pós-magmática (deformação).

4.2 Classificação das rochas graníticas

Levando em consideração os aspectos texturais e petrográficos (como por exemplo a presença de fases minerais máficas e acessórias), as rochas graníticas foram agrupadas e classificadas em muscovita biotita granito, biotita granito e muscovita leucogranito. O primeiro contém biotita por vezes acompanhada de anfibólio, com titanita como principal fase acessória; o segundo é caracterizado por portar biotita como mineral máfico além de muscovita; e o terceiro é caracterizado por conter apenas muscovita e baixíssima quantidade de minerais máficos (biotita). Estudos petrográficos permitiram classificar os diatexitos como muscovita biotita granito. A quantificação das fases minerais e a composição modal das rochas graníticas são mostradas na Tabela 4.

A classificação foi feita utilizando o diagrama modal Q-A-P (Figura 4.1; Streckeisen 1976), cuja aplicação é destinada às rochas ígneas plutônicas que apresentam o conteúdo de minerais máficos inferior a 90%. Para tal foram utilizados os valores recalculados de quartzo (Q), plagioclásio (P) e feldspato potássico (A) obtidos na contagem modal. A textura pertítica foi contabilizada como feldspato potássico e anti-pertítica como plagioclásio.

Tabela 4 – Composição modal das rochas graníticas

Rocha	Biotita granito													Muscovita biotita granito																	Muscovita leucogranito						
																						Diatexito															
	02	08A	10	12	14A	14B	18	19	20A	20B	21A	21B	21C	01	08B	13A	15	16	17	22	24	28	29A	29B	29C	30A	31A	34	03	04	05A	05B	06	32			
Amostras MA	02	08A	10	12	14A	14B	18	19	20A	20B	21A	21B	21C	01	08B	13A	15	16	17	22	24	28	29A	29B	29C	30A	31A	34	03	04	05A	05B	06	32			
Quartzo	28,1	21,3	25,2	27,4	40,0	45,1	21,2	30,2	31,7	29,3	22	31,1	34,7	39,2	30,5	30,6	29,2	22	20,8	25,6	32,5	31,3	32,5	24,8	25,2	23,7	24,1	22,9	31,1	25,6	33,8	32,5	23,4	32,1			
K-feldspato	34,1	27,5	30,5	15,3	25,4	32,2	22,6	32,3	40,3	36,8	39,4	38,2	22,7	25,9	47,1	24,4	27,6	32,8	40,5	34,1	23,8	33,1	27,0	37,51	32,9	37,9	37,0	37,5	38,3	30,7	35,4	20,1	10,2	42,8			
Plagioclásio	28,5	35,4	28,9	34,1	22,1	21,5	30,3	28,1	25,9	26,4	32,8	24,2	32,5	30,0	17,2	28,2	32,5	37,1	28,1	30,4	35,8	29,5	25,1	30,3	36,6	29,5	34,5	31,6	22,5	24,1	22,2	37,8	53,6	21,5			
Anfibólio	tr	2,4	0,2	--	--	--	3,5	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
Titanita	0,7	tr	0,6	--	2,1	0,1	2,2	tr	tr	0,3	0,2	0,1	0,2	tr	--	--	tr	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
Biotita	6,0	11	11,7	21,4	9,3	0,8	17,3	8,3	1,6	6,3	5,1	5,3	9,6	2,0	2,9	10,8	8,3	3,9	7,1	3,2	3,7	4,3	13,7	4,0	2,4	6,4	3,2	4,1	tr	2,0	3,5	0,8	--	1,3			
Epidoto	0,8	1,1	2,1	tr	tr	tr	1,7	0,2	tr	tr	tr	0,2	0,1	0,2	--	tr	0,5	0,1	0,2	tr	tr	tr	--	--	--	--	--	tr	--	--	--	--	--	--	--		
Muscovita	--	--	--	--	--	tr	--	--	--	--	--	--	--	1,4	1,8	5,1	0,8	3,5	3,2	2,1	1,8	0,6	1,5	1,3	0,9	2,0	1,0	2,3	8,1	17,6	5,1	8,3	6,9	2,1			
Granada	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,5	1,1	--			
Cordierita	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,4	--			
Turmalina	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	4,1	--			
Opacos	0,4	0,2	0,7	0,1	0,8	0,1	0,6	tr	0,5	0,9	0,3	0,5	0,2	0,4	0,2	tr	tr	0,1	0,1	1	0,1	0,5	0,8	0,2	tr	tr	0,2	0,9	--	--	--	--	--	tr			
*Apatita	tr	0,1	Tr	0,4	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	0,1	tr	tr	tr	0,2	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr			
Epidoto	0,1	tr	Tr	0,1	--	--	0,3	0,4	--	--	tr	tr	tr	0,1	tr	0,1	0,3	tr	tr	0,3	0,6	0,1	tr	tr	0,1	0,1	--	--	--	--	--	--	--				
*Allanita	0,4	0,3	Tr	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	0,1	tr	tr	--	0,3	tr	tr	tr	tr	--	0,1	--	0,1	tr	--	--	--	--	--	--	--	--	--			
*Zircão	0,2	0,3	Tr	0,1	0,1	tr	0,1	tr	tr	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,1	0,2	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr			
*Titanita	0,1	0,1	Tr	0,4	tr	tr	0,1	0,3	tr	tr	tr	0,2	tr	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--			
**Clorita	tr	tr	Tr	0,1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	--	--	tr	--	tr	tr	tr	tr	--	--	--	--	--	tr	--	--	--	--	--	--	--			
**Epidoto	tr	tr	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	Tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	--	--	--	--	--	--			
**Sericita	0,6	0,3	0,1	0,5	0,3	0,2	0,1	0,2	tr	tr	tr	tr	tr	0,5	0,3	0,4	0,6	0,5	tr	3,3	1,8	0,5	tr	1,8	1,8	0,1	tr	0,7	tr	tr	tr	tr	0,2	0,2			
**Pinita	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,1	--			
Q	30,98	25,29	29,78	32,16	45,71	45,64	28,60	33,33	32,37	31,6	23,35	33,26	38,59	41,21	32,17	36,77	32,69	23,93	23,26	28,41	35,28	33,33	38,41	26,77	26,61	26,07	25,20	24,89	33,84	31,84	36,98	35,95	26,14	33,29			
A	37,59	32,66	36,05	19,92	29,02	35,59	30,49	44,48	41,16	39,78	41,82	40,85	25,25	27,23	49,68	29,32	30,9	35,69	45,3	37,84	25,84	32,25	31,91	40,50	34,74	41,62	38,70	40,76	41,67	38,1	44,02	22,23	11,39	44,39			
P	31,42	42,04	34,16	44,40	25,25	21,76	40,89	31,01	26,45	28,54	34,81	25,88	36,15	31,54	18,14	33,89	36,39	40,36	31,43	33,74	38,87	31,41	29,66	32,71	38,64	32,30	36,08	34,34	24,48	29,97	27,61	41,81	59,88	22,30			
Classificação	Monz.	Monz.	Monz.	Grano.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Sieno.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Monz.	Grano.	Grano.	Monz.	Sieno.			
Máficos	9,3	15,8	15,4	23,2	12,6	1,2	25,9	9,4	2,1	7,5	5,8	6,5	10,1	3,7	3,4	11,7	9,9	4,6	7,4	7,8	6,1	5,5	14,5	6,1	4,4	6,9	3,4	5,7	tr	2,0	3,5	1,3	0,7	1,5			

Serão considerados como traço as fases minerais cuja percentagem < 0,1.

* minerais acessórios; ** minerais secundários. Monz: Monzogranito; Sieno.: Sienogranito; Grano.: Granodiorito.

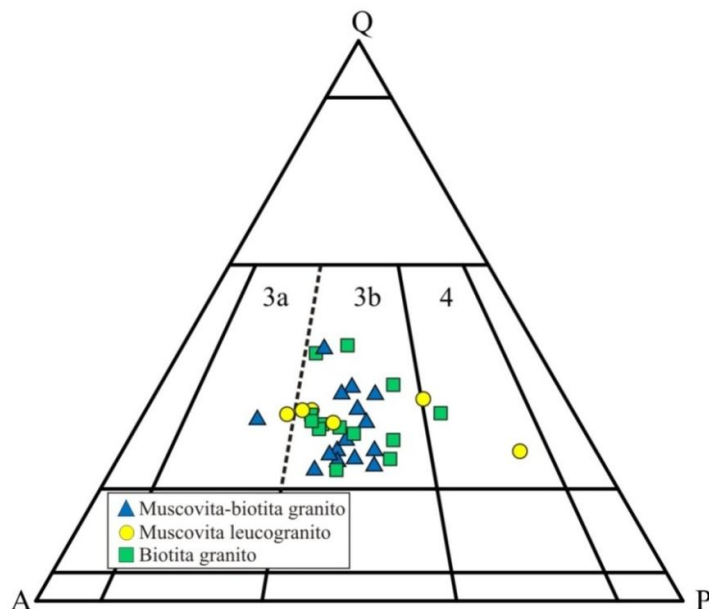


Figura 4.1: Diagrama de classificação de rochas plutônicas proposto por Streckeisen (1976). Amostras do biotita granito classificados como monzogranito no campo 3b e granodiorito no campo 4. Amostras do muscovita biotita granito classificadas como monzogranito, campo 3b e sienogranito, campo 3a. Amostras de muscovita leucogranito classificados como monzogranito no campo 3b e granodiorito no campo 4.

4.3 Aspectos petrográficos

4.3.1 Biotita granito

Estas rochas apresentam composição predominantemente monzogranítica, com uma amostra distribuída no campo 4 dos granodioritos no diagrama de Streckeisen (1976; Figura 4.1). Apresentam textura inequigranular média a grossa e por vezes porfirítica. Mineralogicamente são compostas por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio como minerais essenciais, e titanita, epidoto, allanita, apatita, zircão e opacos como minerais acessórios (ver Tabela 4 de composição modal).

Em algumas porções deste plúton são observadas microestruturas que caracterizam deformação no estado sólido, como o desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação, além de migração dos limites de grão, todas elas observadas nos cristais de quartzo. Além disso observa-se deformação da macla do plagioclásio e presença de textura de exsolução do tipo pertita e anti-pertita. Localmente a deformação está representada por bandas miloníticas. A seguir serão apresentadas as características microscópicas da associação mineral descrita nesta variedade granítica.

Quartzo: são cristais anedrais moderadamente fraturados, onde os contatos entre si e com cristais de plagioclásio e feldspato potássico variam de irregulares a engrenados. Os

cristais menores compõem a matriz, por vezes formam localmente contatos poligonais. Nas porções milonitizadas os cristais de quartzo formam agregados apresentando contatos serrilhados e lobulados, podendo desenvolver subgrãos (Figura 4.2A), e bandas de deformação chegando por vezes a gerar textura tabuleiro de xadrez (*chessboard*). Os cristais de quartzo também ocorrem na forma de fita (*ribbons*).

Plagioclásio: ocorrem como fenocristais com até 3 mm de comprimento. Tem forma euedral a subedral com contatos variando de irregular a poligonais (Figura 4.2B). Apresentam geminação do tipo lei da albita e albita *Calrsbad* e por vezes a geminação mostra-se deformada. Exibem feições como extinção ondulante e recurvamento das maclas. Apresentam exsolução de feldspato potássico e são moderadamente a fortemente saussuritizados. Os cristais menores compõem a matriz da rocha, são anedrais e apresentam macla da geminação difusa e mal terminada. Os cristais menores também são encontrados inclusos em cristais maiores de plagioclásio.

Feldspato potássico: geralmente são cristais anedrais a subedrais de microclina representando os cristais mais desenvolvidos da rocha, chegando a medir até 4 mm. Exibem deformação interna, evidenciada pela formação de subgrãos e extinção ondulante (Figura 4.3A). Estão moderadamente pertitizados e quando em contato com o plagioclásio desenvolve textura mirmequítica. Também ocorrem cristais menores de microclina como inclusão. Outra forma de ocorrência desse mineral são como cristais menores em média com 0,2 mm, euedrais, que compõe a matriz da rocha. Nesse caso seus contatos são poligonais e chegam a desenvolver textura em mosaico.

Biotita: é o máfico dominante, ocorrendo na forma de placas com bordas corroídas. Estas placas estão dispostas tanto em seção basal como em prismas que por vezes estão recurvadas. Seu pleocroísmo varia de verde a marrom com diferentes tonalidades. Ocorrem como cristais isolados ou como agregados de minerais máficos associados à titanita, anfibólio (quando presentes), epidoto, allanita e opacos (Figura 4.3B). A biotita também ocorre como mineral secundário, quando isso acontece geralmente são encontrados restos de anfibólio nos planos de clivagem da biotita. Zircão é encontrado como inclusão na biotita, geralmente produzindo halos pleocróicos na mesma.

Anfibólio: foi encontrado em apenas quatro lâminas (ver Tabela 4). Ocorrem como cristais anedrais, alguns dispostos em seção basal. Apresentam inclusões de apatita e opacos. Quase sempre estão associados à biotita, titanita e epidoto. No geral esses cristais encontram-se desestabilizados para clorita (Figura 4.3C).

Titanita: constitui cristais subedrais a eudrais com até 2 mm. Ocorrem sob forma losangular em perfeito hábito esfenoidal (Figura 4.3D) a semi-losangular, e ocorrem geralmente como cristais isolados. Os cristais anedrais ocorrem associados à biotita, anfibólio além de serem encontradas bordejando opacos, o que indica a atuação do processo de esfenitização (ver Figura 4.3B). Na porção milonitizada a titanita apresenta desenvolvimento de subgrãos e extinção ondulante.

Epidoto: é representado por cristais primários e secundários. O epidoto primário ocorre como cristais eudrais a subedrais na forma prismática ou hexagonal (Figura 4.3E), mostrando-se por vezes zonados, podendo apresentar núcleo de allanita (Figura 4.3F). Suas cores variam do verde a amarelo pálido até incolor. O epidoto secundário é proveniente da alteração do plagioclásio.

Allanita: ocorre na forma de cristais arredondados ou prismáticos medindo até 1 mm, podendo apresentar zonação. São cristais de coloração alaranjada (variedade metamítica) geralmente bordejados por cristais de epidoto (ver Figura 4.3F). A allanita ocorre associada ao epidoto primário, titanita, biotita e opacos. Nas rochas onde o anfibólio está presente a allanita é rara a ausente.

Apatita: apresentam forma hexagonal, quadrática e acicular, ocorrendo como inclusão em plagioclásio, biotita, quartzo e anfibólio.

Opacos: são eudrais exibindo forma quadrática e losangular que ocorrem disseminados na rocha, mas também podem ser anedrais e estes ocorrem inclusos em apatita.

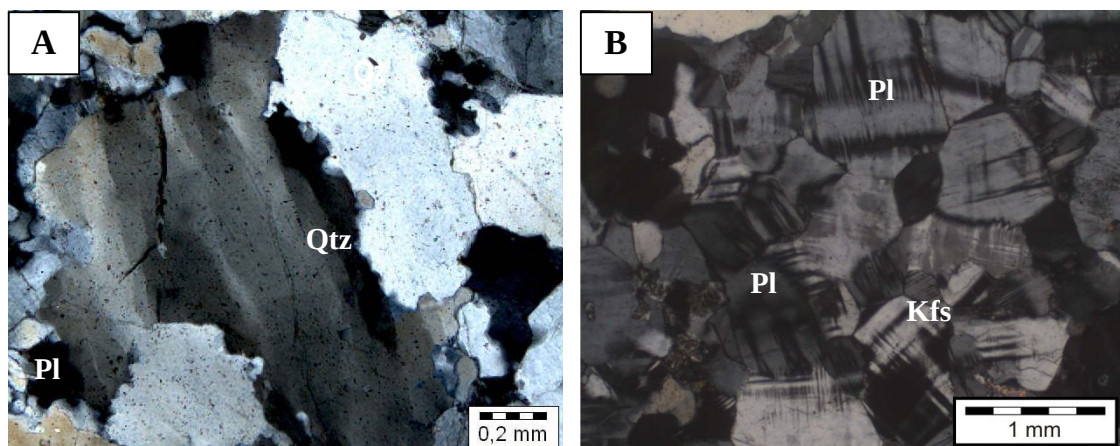


Figura 4.2: (A) Subgrãos de quartzo (Qtz). Nicóis cruzados. (B) Agregado de cristais de plagioclásio (Pl) e feldspato potássico (Kfs) mostrando deformação na geminação e contatos poligonais. MA-21A. Nicóis cruzados.

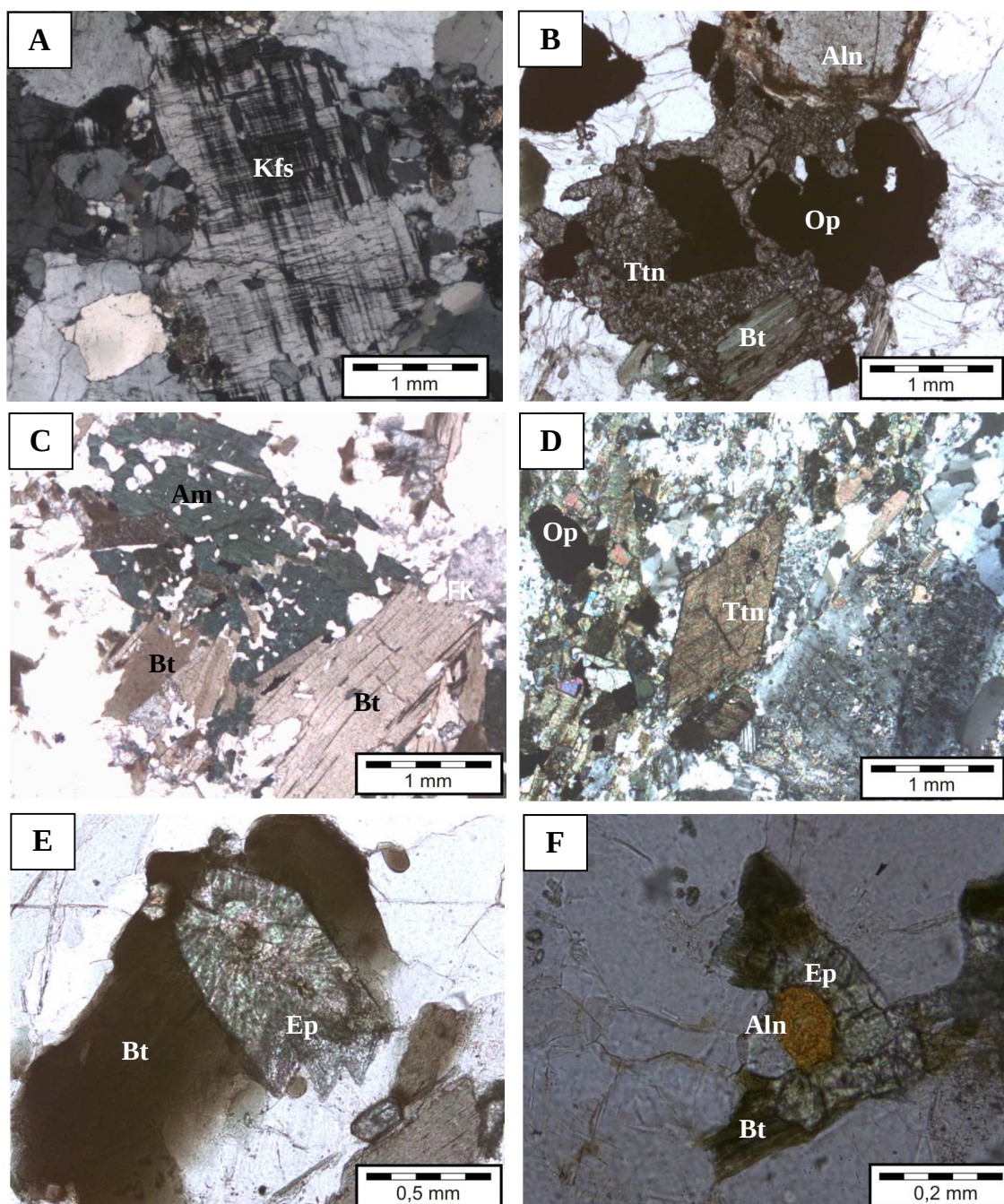


Figura 4.3: Aspectos microestruturais do biotita granito: **(A)** Cristal de feldspato potássico (Kfs) exibindo deformação interna evidenciada através da extinção ondulante. MA-20A. Nicóis cruzados. **(B)** Associação titanita (Ttn) anedral, biotita (Bt), allanita (Aln) e opacos (Op). MA-21A. Nicóis paralelos. **(C)** Anfibólio (Am) em associação a placas de biotita (Bt). MA-18. Nicóis paralelos. **(D)** Titanita (Ttn) euedral em hábito esfenoidal. MA-02. Nicóis cruzados. **(E)** Epidoto (Ep) subedral em associação à biotita (Bt) em seção basal. MA-21A. Nicóis paralelos. **(F)** Epidoto (Ep) subedral coroando cristal de allanita (Aln). MA-21B. Nicóis paralelos.

Com base nas relações microestrutural de inclusão, transformação e desestabilização, a sequência de cristalização das fases minerais das rochas graníticas é proposta como ilustrada na Figura 4.4.

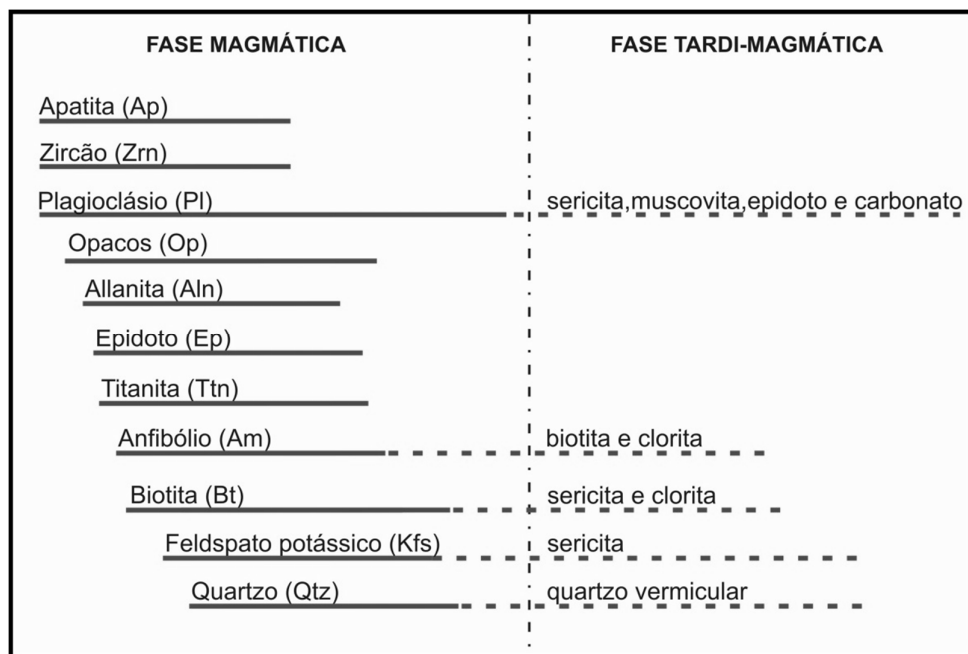


Figura 4.4: Sequência de cristalização proposta para o biotita granito.

4.3.2 Muscovita biotita granito

Essas rochas apresentam composição predominantemente monzogranítica, com apenas uma amostra distribuída no campo 3a do sienogranito no diagrama de Streckeisen (1976; Figura 4.1). Mineralogicamente é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, muscovita, biotita como minerais essenciais e apatita, epidoto, allanita, zircão e opacos representando os minerais acessórios. O produto de alteração é formado principalmente por epidoto e mica branca proveniente do plagioclásio e muscovita (ver Tabela 4).

Quartzo: apresenta-se sob aspectos texturais variados: **(i)** os cristais maiores de quartzo são frequentemente anedrais e com até 2,5 mm de diâmetro. Seus contatos variam de serrilhados, irregulares a lobulados. Em algumas lâminas microestruturas caracterizam deformação no estado sólido como extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e bandas de deformação (Figura 4.5A), podendo por vezes formar a textura tabuleiro de xadrez (*chessboard*), e geração de fitas (*ribbons*). **(ii)** cristais menores de quartzo são anedrais com extinção ondulante e compõe a matriz das rochas porfiríticas. Ocorrem como agregados e seus

contatos são irregulares, por vezes encontram-se recristalizados formando contatos poligonais. **(iii)** outras formas de ocorrência do quartzo são como vênulas ou gotas (textura mirmequítica; Figura 4.5B), formados a partir da reação do plagioclásio com o feldspato potássico.

Plagioclásio: constitui grandes cristais eudrais a subedrais com até 1,5 mm que se destacam na matriz das rochas porfiríticas. Contém inclusão de apatita e epidoto. De uma forma geral apresentam geminação do tipo periclina e lei da albita, geralmente deformadas (Figura 4.6A) e recurvadas. Esses cristais encontram-se moderadamente a fortemente alterados para mica branca e epidoto através do processo de saussuritização, conferindo aos mesmos um “aspecto de sujo”. Exibem zonação ígnea e frequentemente apresentam exsolução de feldspato potássico. Quando em contato com o feldspato potássico podem desenvolver em suas bordas o crescimento de quartzo vermicular (textura mirmequítica). Os cristais menores de plagioclásio constituem a matriz das rochas porfiríticas. Apresentam extinção ondulante, geminação deformada e descontínua, podendo formar contatos lobulados a poligonais.

Feldspato potássico: representam os fenocristais e estes se destacam da matriz presente, conferindo a rocha uma textura porfirítica (Figura 4.6B). O tipo presente é a microclina medindo até 7,2 mm. Geralmente mostram exsolução de plagioclásio (textura pertítica). Eventualmente ocorrem fraturados e com contatos variando de irregulares a lobulados. Os cristais menores de microclina compõem a matriz da rocha porfirítica e apresentam as mesmas características ópticas dos fenocristais. Adicionalmente quando recristalizados formam agregados apresentando contatos poligonais e quando retrabalhados pela zona de cisalhamento ocorrem preferencialmente orientados. O ortoclásio é pouco abundante, apresenta-se como cristais anedrais, geralmente pertitizados, exibindo deformação interna marcada pela extinção ondulante e pelo desenvolvimento de quartzo vermicular nas suas bordas.

Biotita: constitui placas anédricas a subédricas, por vezes cloritizadas, geralmente mostrando bordas corroídas, localmente a clivagem está recurvada exibindo extinção ondulante. Ocorrem tanto em seção basal como em seção prismática, com pleocroísmo variando do verde ao castanho. É do tipo intergranular, entre cristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, ou ocorre como agregado de biotita (Figura 4.6C). Inclusa na biotita está a apatita e epidoto (com ou sem núcleo de allanita). Frequentemente apresentam halos pleocróicos devido a presença de inclusões de zircão e/ou outros minerais que contêm elementos radioativos na sua estrutura (monazita?, xenotímio?).

Muscovita: está representada por cristais primários na forma de placas subédricas a euédricas, seja como cristais isolados ou como agregados, geralmente associadas à biotita (Figura 4.6D), porém petrograficamente não mostram nenhuma feição de reação entre esses dois minerais que indique que a muscovita pode ter se originado da biotita. As placas de muscovita apresentam-se recurvadas e exibem extinção ondulante.

Epidoto: ocorrem como cristais primários bastante fraturados, com forma quadrática a losangular, coloração variando de verde a amarelo pálido, e estão associados principalmente à muscovita e biotita. Também são encontrados bordejando cristais de allanita (Figura 4.6E). Ocorrem também cristais anedrais de epidoto como produto de alteração do plagioclásio.

Allanita: são cristais arredondados a sub-arredondados, de cor laranja, podendo apresentar núcleo metamítico e borda de epidoto. Ocorrem principalmente em associação com agregados máficos.

Apatita: ocorrem como cristais eudrais prismáticos, hexagonais ou quadráticos medindo até 0,5 mm, em geral na forma de inclusões no feldspato potássico, plagioclásio e quartzo ou associados aos minerais máficos.

Zircão: ocorrem como cristais prismáticos a tabulares, geralmente zonados e frequentemente fraturados. São encontrados inclusos em feldspato potássico e em biotita, sendo que neste último gera halos pleocróicos.

Opacos: são formados por cristais xenomórficos isolados ou como agregados de minerais máficos.

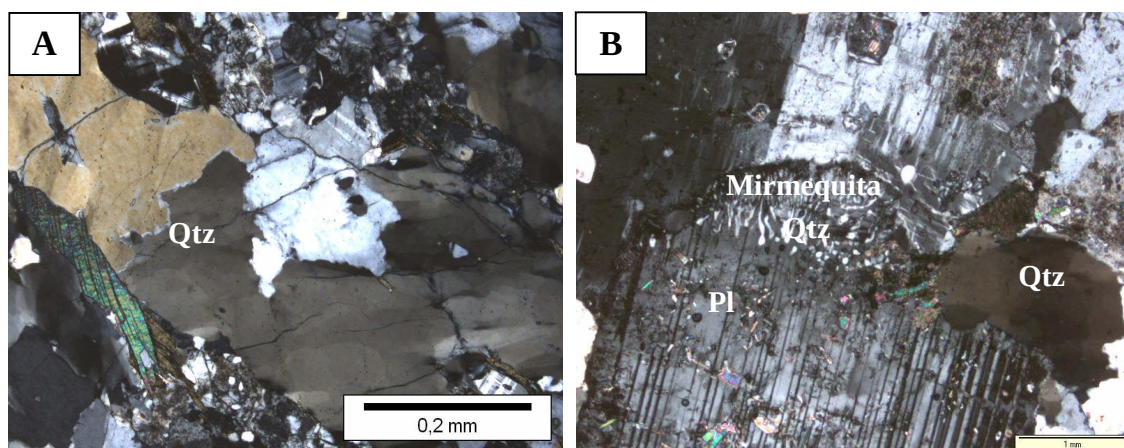


Figura 4.5: Aspectos microestruturais do muscovita biotita granito: **(A)** Quartzo (Qtz) com textura *chessboard*. MA-17. Nicóis cruzados. **(B)** Quartzo (Qtz) em gota formando textura mirmequítica. MA-24. Nicóis cruzados.

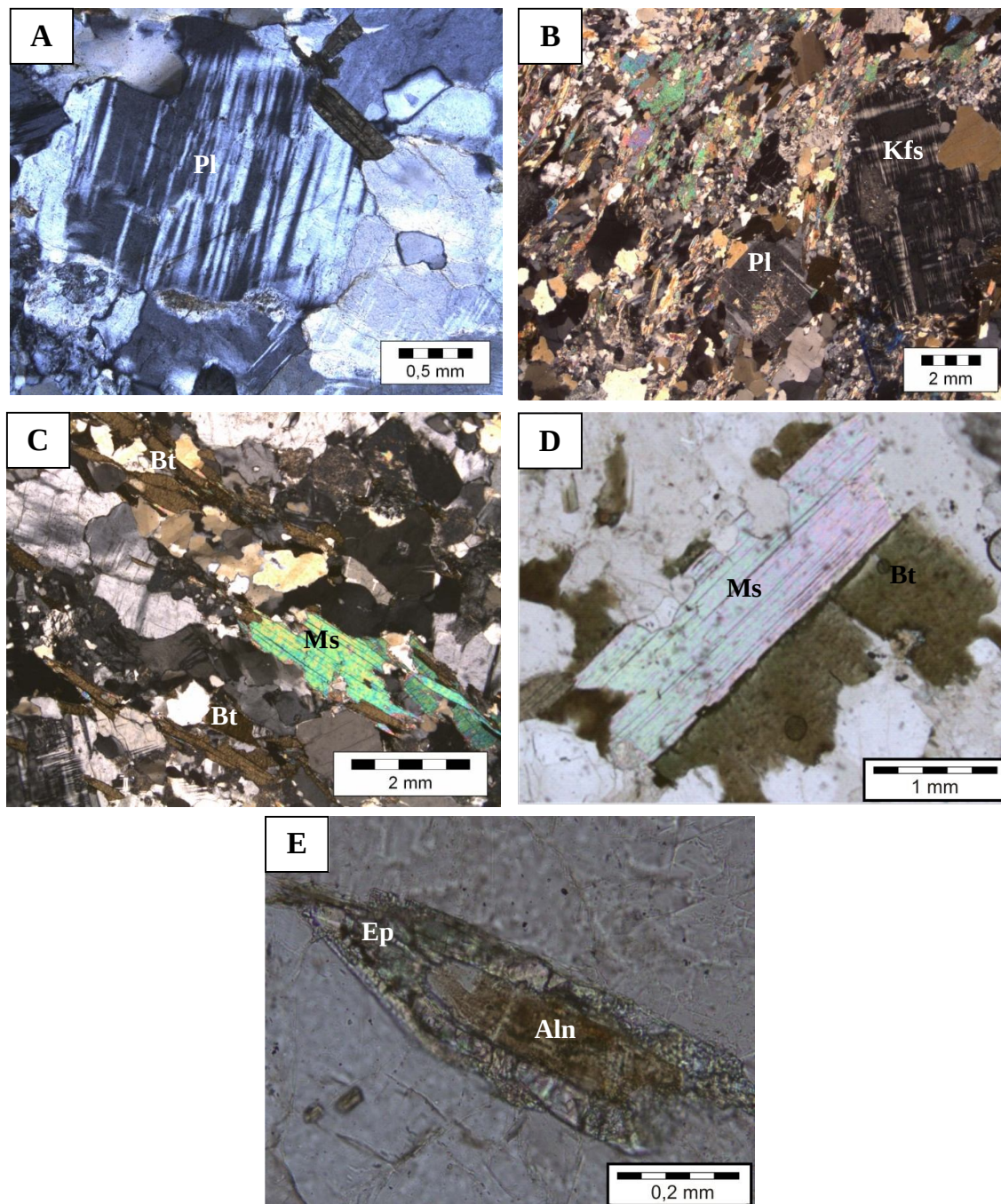


Figura 4.6: (A) Plagioclásio (Pl) com deformação na geminação. MA-17. Nicóis cruzados. (B) Microfenocristal de feldspato potássico (Kfs) em destaque na matriz quartzo feldspática. MA-13A. Nicóis cruzados. (C) Placas de biotita (Bi). MA-17. Nicóis cruzados. (D) Placa de muscovita (Ms) primária em contato com biotita (Bi). MA-17. Nicóis paralelos. (E) Epidoto (Ep) primário com hábito subedral envolvendo allanita (Aln). MA-16. Nicóis paralelos.

4.3.2.1 Diatexitos

As rochas migmatíticas analisadas apresentam composição monzogranítica com predominância do feldspato potássico sobre o plagioclásio e quartzo, texturalmente variam de

média a grossa. O avançado estado de fusão não permitiu a identificação de estruturas migmatíticas, contudo, excepcionalmente na lâmina MA-29B são encontradas bandas descontínuas milimétricas de minerais máficos (biotita e opacos) e muscovita, alternadas com porção quartzo feldspática. Contém como minerais essenciais: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita; e como acessórios: opacos, apatita, allanita e zircão (ver Tabela 4).

Quartzo: texturalmente apresentam-se de três formas. A primeira e mais comum é representada pelos cristais maiores com 2,1 mm, são anedrais, formando entre si e entre grãos de plagioclásio contatos que variam de irregulares a engrenados e localmente poligonais. São cristais pouco fraturados, com desenvolvimento de subgrão e apresentam extinção ondulante. Outro tipo é encontrado na lâmina MA-29B, são cristais menores, que ocorrem dispostos na forma subedral. Localmente mostram-se recristalizados formando trama poligonal (Figura 4.7A). Também são encontrados cristais de quartzo na forma de gota e de vênulas formando a textura mirmequítica.

Feldspato potássico: são cristais de microclina que ocorrem sob duas formas. A mais abundante é representada pelos cristais menores que medem até 1,5 mm, estes são anedrais a subedrais que ocorrem intersticial. Em algumas porções nota-se as tramas poligonais monominerálicas, além de tramas formadas entre a microclina, plagioclásio e quartzo (Figura 4.7B). A segunda forma são cristais de microclina prismáticas e quadráticas que medem até 12,25 mm em seu eixo maior. Texturalmente apresentam vênulas de exsolução de plagioclásio, e quase sempre em suas bordas desenvolve o crescimento de quartzo vermicular. A geminação é do tipo albita-periclina, e observa-se internamente indícios de deformação evidenciado pela extinção ondulante.

Plagioclásio: são cristais anedrais a subedrais, pouco fraturados com bordas corroídas substituídas por mica branca. A geminação é do tipo lei da albita ou periclina. A deformação interna é evidenciada pela extinção ondulante e encurvamento da macla observada em alguns destes cristais (Figura 4.8A). Como produto de alteração são encontrados mica branca e epidoto, que quando em estágio mais avançado mascaram a geminação do plagioclásio.

Biotita: é o máfico dominante nessa litologia. Ocorrem como cristais subedrais a eudrais encontrados tanto em seção basal como prismática, com placas medindo até 3 mm em seu eixo maior. Ocorrem como cristais isolados ou como agregados. Quando observados com os nicóis cruzados, a cor de interferência desses minerais varia nas tonalidades de verde com algumas espécies na cor marrom. A biotita pode ser encontrada em associação com epidoto,

allanita, muscovita e opacos. De forma geral essa associação não mostra nenhuma orientação preferencial, porém localmente na lâmina MA-29B, encontra-se orientada formando bandas milimétricas descontínuas intercaladas com porção quartzo feldspática (Figura 4.8B). O zircão é o mineral que geralmente está incluso na biotita.

Muscovita: podem ocorrer como cristais primários e secundários. Esses primeiros apresentam-se na forma de placas euédricas a subédricas, suas bordas não mostram sinal de corrosão. Ocorrem como cristais isolados ou agregados geralmente associada à biotita, opacos, epidoto e allanita. (Figura 4.8C) A muscovita secundária é produto de alteração do plagioclásio.

Epidoto: ocorrem cristais primários e secundários. Os cristais primários variam de incolor a amarelo pálido, podendo estar zonados, além de apresentar núcleo de allanita. Os cristais secundários são produto de alteração do plagioclásio através do processo de saussuritização.

Allanita: está sempre associada ao epidoto, apresentando cor laranja com nicóis descruzados. Por vezes tem núcleo metamórfico e geralmente são envolvidas por cristais de epidoto (Figura 4.8D).

Zircão e apatita: são cristais hexagonais e prismáticos que ocorrem como inclusões nos demais minerais da rocha.

Opacos: ocorrem principalmente como cristais anedrais isolados ou em agregados. Também são encontrados opacos exibindo forma quadrática ou semi-losangular, estes ocorrem disseminados na rocha.

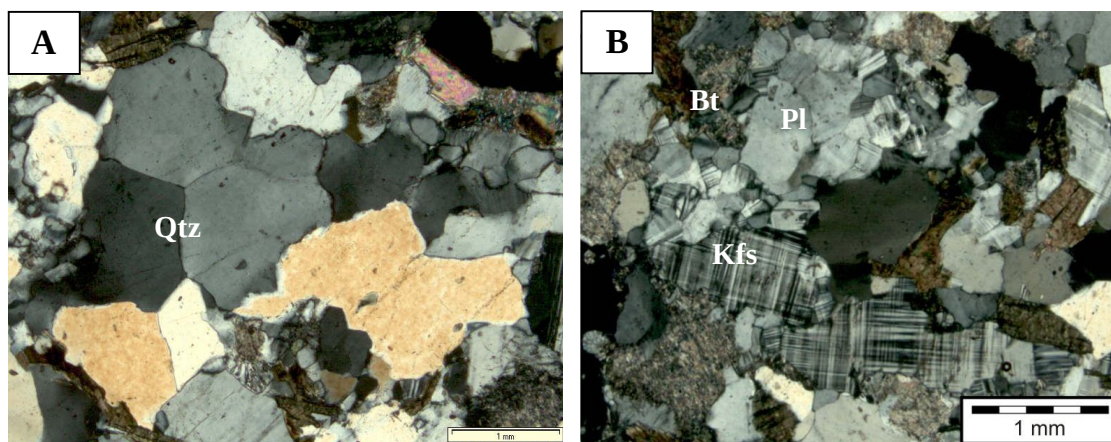


Figura 4.7: Aspectos microestruturais do diatexito: **(A)** Contatos poligonais em cristal de quartzo (Qtz). MA-29A Nicóis cruzados. **(B)** Agregado de microclina (Kfs). MA-29A. Nicóis cruzados.

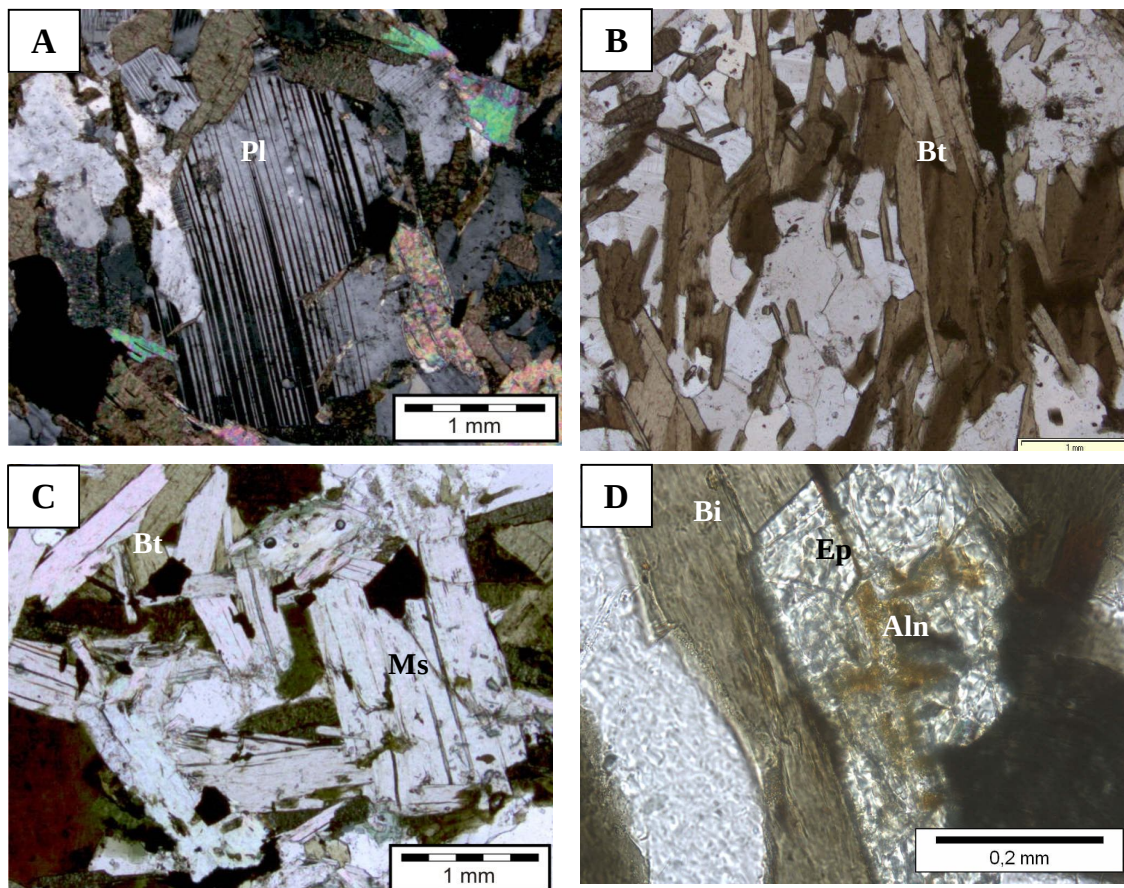


Figura 4.8: (A) Plagioclásio (Pl) com geminação lei da albita descontínua e deformada. MA-29A. Nicóis cruzados. (B) Agregados de biotita (Bt) em seção prismática. MA-29B. Nicóis paralelos. (C) Agregados de placas de muscovita (Ms) e biotita (Bt) formando contatos esgarçados. MA-29C. Nicóis paralelos. (D) Epidoto (Ep) primário com hábito subedral coroando allanita (Aln). MA-28. Nicóis paralelos.

Com base nas relações microtexturais de inclusão, transformação e desestabilização, a sequência de cristalização das fases minerais dos granitóides é proposta como ilustrada na Figura 4.9.

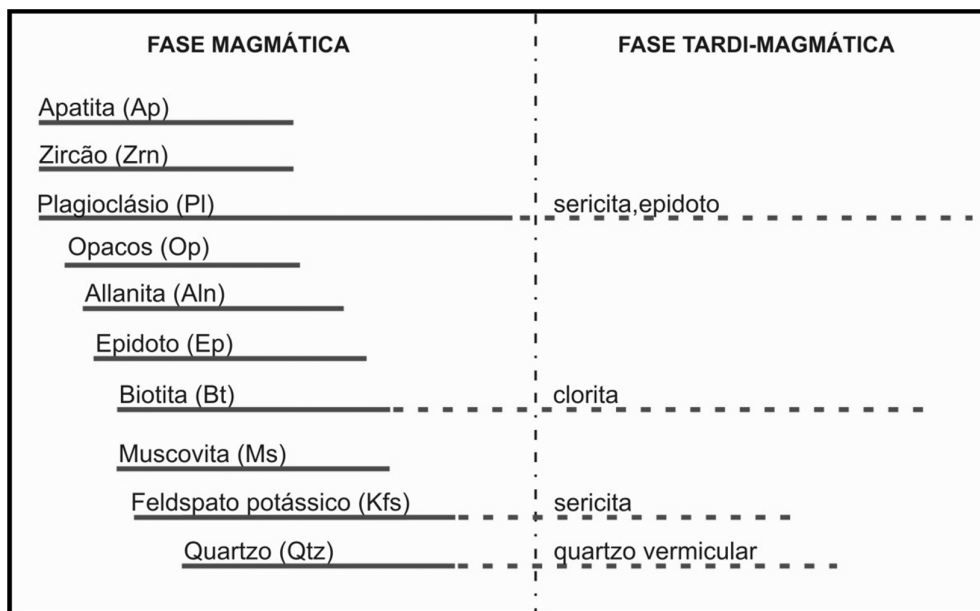


Figura 4.9: Sequência de cristalização proposta para o muscovita biotita granito.

4.3.3 Muscovita leucogranito

Essas rochas são predominantemente monzograníticas (ver Tabela 4) com uma amostra de composição granodiorítica (ver Figura 4.1). Texturalmente variam de inequigranular média a grossa e por vezes porfirítica, e em alguns casos mostram feições indicativas de deformação no estado sólido, como por exemplo a diminuição do tamanho dos grãos. Também são encontradas feições de estiramento de alguns minerais como quartzo e muscovita levando a formação de fitas (*ribbons*). Mineralogicamente é constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita como minerais essenciais, e granada, turmalina, cordierita (pinitizada), apatita e zircão representam os minerais acessórios. Biotita e opacos são raros. Como produto de alteração ocorre principalmente mica branca proveniente do plagioclásio.

Quartzo: são grandes cristais anedrais medindo até 4 mm, com desenvolvimento de subgrãos, bandas de deformação e migração do limite de grão exibindo extinção ondulante, e localmente formam textura tipo tabuleiro de xadrez “*chessboard*” (Figura 4.10A). Os contatos são feitos com cristais de plagioclásio e entre cristais de quartzo, variando entre irregular, serrilhados e lobulados. Os cristais que compõem a matriz das rochas porfiríticas muitas vezes estão bordejando fenocristais de quartzo formando a textura tipo morteiro. Também encontram-se moderadamente a fortemente fraturados. Os contatos entre si e com cristais de plagioclásio e feldspato potássico são embainhados e irregulares e por vezes podem formar contatos poligonais.

Plagioclásio: correspondem a fenocristais euedrais a subedrais, que medem até 3 mm. Estão geminados com geminação do tipo lei da albita, periclina e albita *Carlsbad* e por vezes estas encontram-se deformadas (Figura 4.10B). Os contatos variam de irregulares, serrilhados a poligonais, feitos entre si, cristais de quartzo e feldspato potássico. Os cristais de plagioclásio raramente mostram exsolução de feldspato potássico.

Feldspato potássico: são representados por fenocristais euedrais a subedrais de microclina com até 4 mm, em geral mostram-se pertitizados. Apresentam deformação interna marcada por extinção ondulante e geminação curvadas. Seus contatos variam de irregulares e localmente desenvolvem textura em mosaico. Nas porções deformadas das rochas, os cristais de microclina apresentam diminuição do tamanho dos grãos (Figura 4.10C). Subordinadamente ocorrem cristais anedrais de ortoclásio que se destacam no arcabouço da rocha, mostrando-se bastante fraturados e pertitizados.

Muscovita: é formada por placas geralmente recurvadas que medem 3 mm. De forma geral são euédricas, tratando-se possivelmente de muscovita primária (Figura 4.10D). Estes cristais ocorrem isolados ou em agregados. Em algumas porções pode ser observado em continuidade óptica com a biotita. Nas porções mais deformadas da rocha ocorre diminuição do tamanho das placas de muscovita (Figura 4.10E).

Granada: ocorre apenas nessas rochas (ver Tabela 4). Estão disseminadas como cristais subedrais a euedrais com forma hexagonal medindo até 3 mm, podendo apresentar algumas fraturas (Figura 4.10F)

Turmalina: ocorre apenas nessa litologia, e está restrita as lâminas MA-06 e MA-05B. Apresentam-se como cristais geminados dispostos em seção basal, com forma subarredondada, medindo até 11 mm em seu eixo maior. A variedade encontrada apresenta pleocroísmo azul.

Cordierita: ocorre localmente na amostra MA-06 na forma de um cristal anedral com aproximadamente 4 mm, apresentando-se bastante fraturado e com algumas inclusões de plagioclásio e muscovita. Frequentemente mostra-se bastante alterada para pinita.

Biotita: sua ocorrência é rara ou quase ausente. Quando ocorre, mostra-se como cristal anedral com bordas corroídas, apresenta-se em seção basal e prismática.

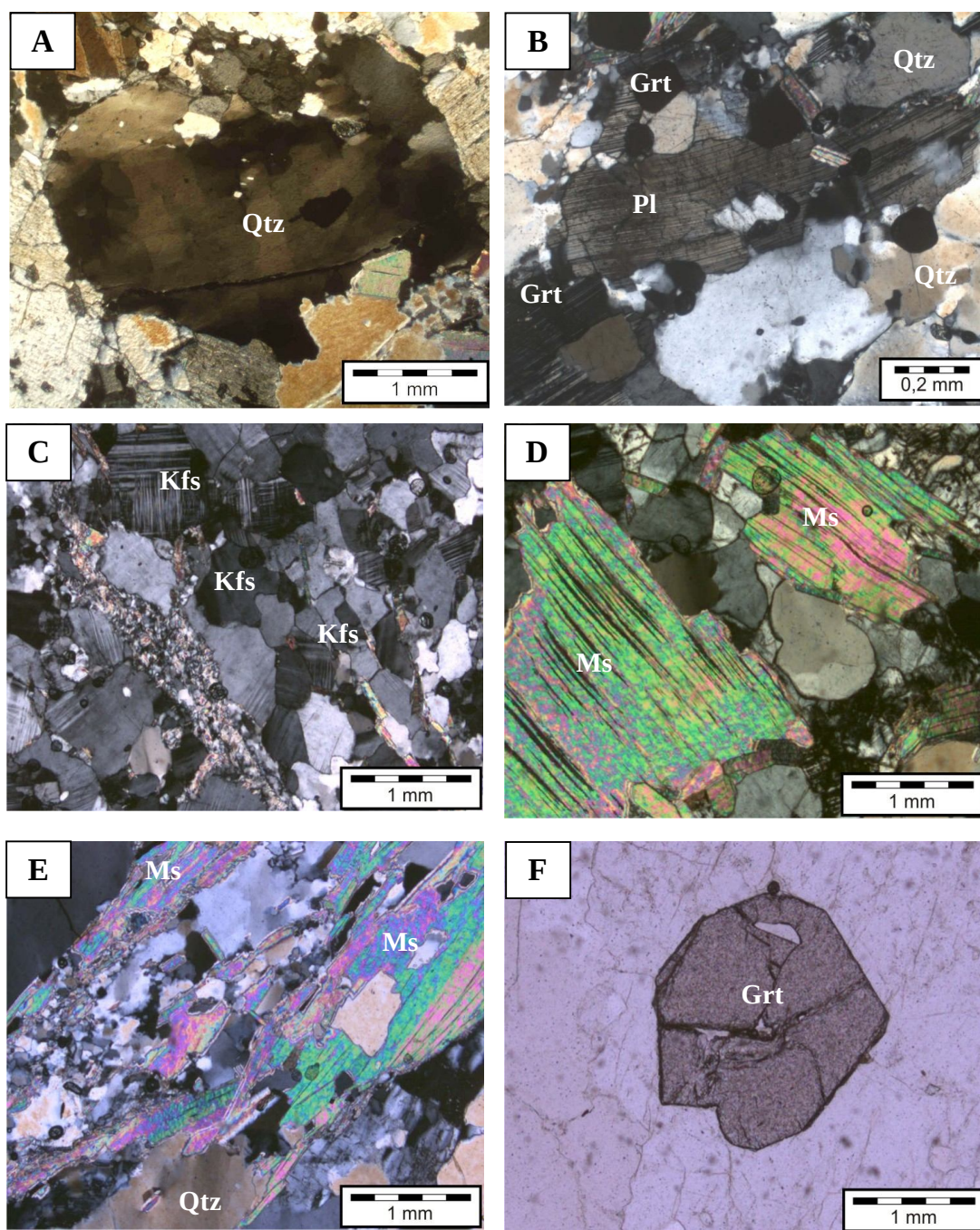


Figura 4.10: Aspectos microestruturais do muscovita leucogranito. **(A)** Quartzo (Qtz) anedral com bordas recrystalizadas apresentando textura “chessboard” e bandas de deformação. MA-06. Nicóis cruzados. **(B)** Cristal de plagioclásio (Pl) apresentando geminação curva, próximos a esses ocorrem cristais arredondados de granada (Grt). MA-05B. Nicóis cruzados. **(C)** Cristais de feldspato potássico (Kfs) formando contatos poligonais. MA-05B. Nicóis cruzados. **(D)** Placas de muscovita (Ms) levemente recurvadas apresentam percolação de óxido de ferro em seus planos de clivagem. MA-04. Nicóis cruzados. **(E)** Placas de muscovita (Ms) com bordas cominuidas. MA-05B. Nicóis cruzados. **(F)** Granada (Grt) com contorno subedral inclusa em plagioclásio (Pl). MA-05B. Nicóis paralelos.

Com base nas relações microtexturais de inclusão, transformação e desestabilização, a sequência de cristalização das fases minerais das rochas graníticas é proposta como ilustrada na Figura 4.11.

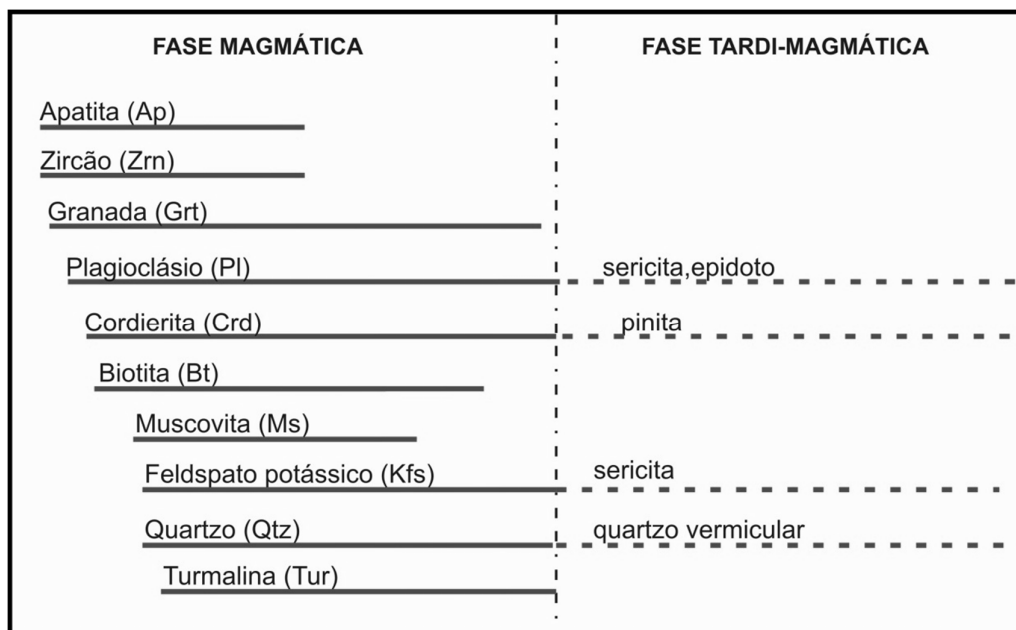


Figura 4.11: Sequência de cristalização proposta para o muscovita leucogranito.

4.4 Considerações microestruturais

4.4.1. Introdução

Existe uma continuidade provável entre os processos magmáticos e os processos operados no estado sólido durante o desenvolvimento de foliações em granitóides. Portanto é importante utilizar critérios que serão úteis para distinguir foliações formadas por processos magmáticos, daquelas formadas por processos tectônicos. Segundo Paterson *et al.* (1989), os critérios utilizados são baseados principalmente nas observações micro e macroestruturais tanto interna, quanto externamente dos plútons graníticos.

4.4.2 Evidências do fluxo magmático

O principal critério da presença de fluxo magmático é a orientação preferencial de minerais ígneos primários que não mostram evidências de deformação plástica ou recristalização, tanto dos cristais alinhados quanto dos minerais intersticiais (Shelley 1985; Vernon *et al.* 1988).

Esta feição é vista em todos os tipos granitos porfiríticos das unidades aqui estudadas, onde cristais tabulares euedrais de feldspato mostram-se orientados segundo uma direção preferencial. Estes cristais mostram-se imbricados ou entelhados indicando a rotação dos mesmos em flúido viscoso. Outro indicador da atuação do fluxo magmático é a orientação de enclaves máficos alongados e xenólitos de paragnaisse segundo a direção do fluxo magmático.

4.4.3 Deformação no estado sólido

As discussões a seguir estão baseadas em evidências de microfábricas relacionadas, essencialmente, às respostas oferecidas pelos minerais à deformação. Segundo Davis & Reynolds (1996) e Passchier & Trouw (1996), dentre outros, feições microtectônicas geradas por deformação em estado sólido constituem bons indicadores das condições deformacionais, em especial, da temperatura. Para Hobbs. (1966); Davis & Reynolds (1996) e Passchier & Trouw (1996), o comportamento reológico dos minerais está, em grande parte, relacionado às condições de temperatura, que por sua vez, controla fortemente a capacidade do mineral de sofrer deformação intracristalina por processos rúpteis, através da cataclase, ou plásticos, através da ativação dos diferentes sistemas de deslizamento.

Os granitóides estudados apresentam características microestruturais que indicam atuação da deformação sob condições dúcteis.

Dentre os feldspatos, o plagioclásio é o mineral mais resistente durante a deformação de um granitóide. Ao microscópio, esses minerais exibem microfeições formadas sob condições de baixa a alta temperatura, tais como: **(i)** deformação na geminação do plagioclásio (ex.: extinção ondulante e encurvamento na geminação), são segundo Pryer (1993) evidências de deformação sob condições no intervalo de temperatura entre 300°C e 400°C; **(ii)** enquanto a recristalização por rotação de subgrãos, ocorrência de bandas de exsolução de albita, bem como abundância de mirmequitas caracteriza deformação em altas temperaturas variando de 400°C a 700°C.

CAPÍTULO 5

QUÍMICA MINERAL

5.1 Introdução

Por meio do estudo químico dos minerais é possível tecer algumas considerações a respeito das condições físico-químicas de cristalização, como pressão, temperatura e fugacidade do oxigênio do magma hospedeiro desses minerais. Neste capítulo são apresentados os dados de química mineral de anfibólio, biotita, muscovita, plagioclásio e feldspato potássico dos granitóides estudados nesse trabalho. A composição química dos minerais foi obtida por microsonda eletrônica, equipamento modelo CAMECA SX50, com quatro espectrômetros WDS e um EDS KeveX, do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília. Os detalhes deste procedimento analítico são descritos no Capítulo 1.

5.2 Anfibólio

Os minerais do grupo do anfibólio são importantes indicadores de pressão e temperatura de rochas ígneas (Deer *et al.* 1966). Dentre as rochas estudadas, apenas no biotita granito foi encontrado anfibólio que ocorre como fase acessória. Devido à restrita e rara ocorrência desse mineral, foram analisados apenas três cristais de anfibólio, incluindo núcleo e borda, com os resultados apresentados na Tabela 5.1.

A fórmula estrutural foi calculada com base em 23 átomos de oxigênio e os valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} foram obtidos a partir da normalização de 13 cátions. Para compor a fórmula padrão do anfibólio, $\text{A}_{0.1}\text{B}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, os cátions foram distribuídos de acordo com as recomendações da IMA (*Internacional Mineralogical Association*) onde:

- 1) Sítio T: $\Sigma = 8,00$, utiliza todo o Si, depois Al e se necessário Ti.
- 2) Sítio C: $\Sigma = 5,00$, usa o excesso do Al e Ti de (1) e sucessivamente Fe^{3+} , V, Cr, Mn^{3+} , Zr, Mg, Zn, Ni, Co, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Li.
- 3) Sítio B: $\Sigma = 2,00$, utiliza algum excesso superior a 5.00 do sítio C, iniciando com Li e depois Mn^{2+} . Depois utiliza Ca, Sr, Ba e Na.
- 4) Excesso acima de dois no sítio B é redistribuído para o sítio A, iniciando com Na e depois finalmente todo K é colocado no sítio A.

Com base na ocupação do sítio B, os anfibólios podem ser classificados em quatro grupos: magnésio-ferro-mangânês-lítio, cálcico, sódico-cálcico, sódico (Leake *et.al.* 1997). De acordo com essa classificação verificou-se que o anfibólio estudado pertence ao grupo dos

anfíbólios cálcicos (Figura 5.1) mais especificamente magnésio-hastingsita e edenita (Figura 5.2). Não foi observada nenhuma diferença composicional entre borda e núcleo do anfibólio.

Tabela 5.1 - Composição química de anfibólio do biotita granito.

MA-10					
Cristal	1	2 (n)	2 (b)	3 (n)	3 (b)
SiO ₂	43.294	43.294	42.802	42.356	43.503
TiO ₂	0.305	0.530	0.514	0.530	0.699
Al ₂ O ₃	8.745	9.400	9.697	11.090	9.264
Cr ₂ O ₃	0.000	0.010	0.000	0.100	0.000
MgO	10.056	9.997	9.652	8.870	9.890
CaO	11.597	11.589	11.634	11.434	11.492
MnO	0.538	0.559	0.501	0.498	0.552
FeO*	18.304	18.795	19.101	20.533	18.904
Na ₂ O	1.241	1.304	1.378	1.379	1.300
K ₂ O	0.810	1.010	1.086	1.285	0.999
(OH)	4.968	3.239	3.501	1.741	3.125
F	0.086	0.008	0.000	0.000	0.012
Cl	0.040	0.075	0.074	0.068	0.023
Total	99.984	99.810	99.940	99.884	99.763
O=F,Cl	0.045	0.020	0.017	0.015	0.010
Si	6.654	6.554	6.512	6.346	6.579
Al iv	1.346	1.446	1.488	1.654	1.421
ΣT	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al vi	0.238	0.231	0.251	0.304	0.230
Ti	0.035	0.060	0.059	0.060	0.080
Cr	0.000	0.001	0.000	0.012	0.000
Fe ³⁺	0.690	0.741	0.709	0.901	0.719
Mg	2.304	2.256	2.189	1.981	2.230
Mn	0.070	0.072	0.065	0.063	0.071
Fe ²⁺	1.663	1.639	1.722	1.672	1.671
Ni	0.000	0.000	0.006	0.007	0.000
ΣC	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Ca	1.910	1.880	1.897	1.835	1.862
Na(B)	0.090	0.120	0.103	0.165	0.138
ΣB	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na(A)	0.279	0.262	0.303	0.236	0.243
K	0.159	0.195	0.211	0.246	0.193
ΣA	0.438	0.457	0.514	0.482	0.436
Fe/(Fe+Mg)	0.505	0.513	0.526	0.565	0.517

*FeO é utilizado como Fe total

A estrutura do anfibólio permite uma grande variedade de substituições em seus sítios cristalográficos, no qual é possível entrar um ou mais átomos, em determinado sítio, de modo que essa troca não afete o equilíbrio do mineral. Spear (1983) relata as principais substituições que ocorrem nos anfibólios. Para identificar quais ocorrem nos anfibólios estudados foram construídos diagramas binários. De acordo com esse estudo constatou-se que três

substituições governam a composição química dos anfibólios: **(1)** FeMg_{-1} ; **(2)** $\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_1^{\text{IV}}$; **(3)** $\text{NaAl}^{\text{IV}}\square_{-1}\text{Si}_{-1}$; **(4)** $\text{NaAl}^{\text{VI}}\text{Al}_2^{\text{IV}}\square_{-1}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$; (Figura 5.3A a D).

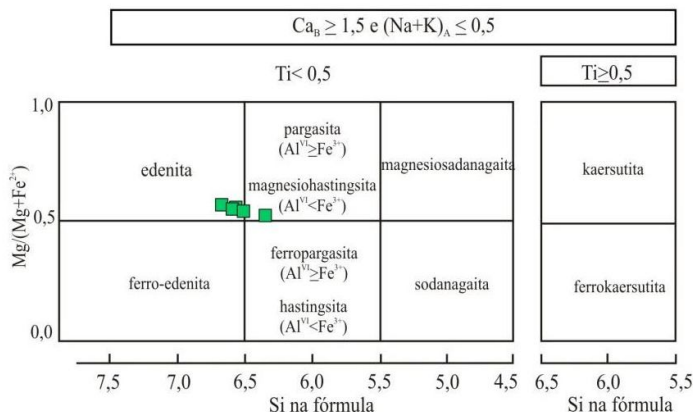
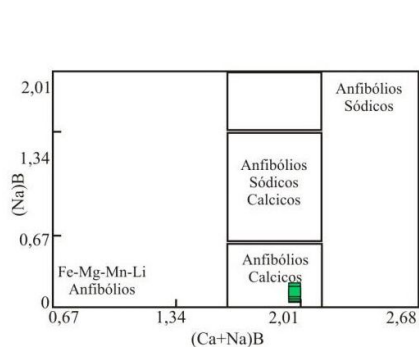


Figura 5.1: Classificação do anfibólio segundo Leake (1978).

Figura 5.2: Nomenclatura dos anfibólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997).

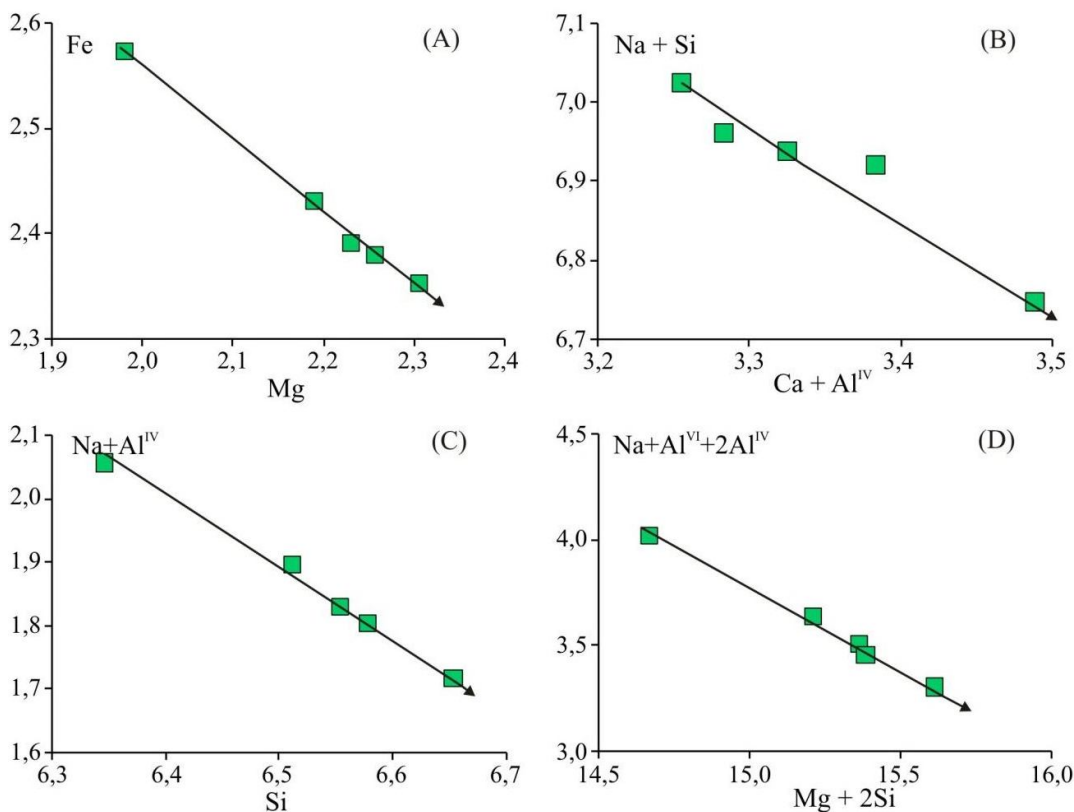


Figura 5.3: Diagrama de variação de elementos (pfu) para os anfibólios estudados mostrando os vetores de substituição: **(A)** Fe-Mg, **(B)** Plagioclásio, **(C)** Edenita, **(D)** Pargasita.

Essas substituições são responsáveis pela introdução de Si na estrutura do mineral e Fe e Mg responsável pela variação na composição dos anfibólios de Mg-hornblenda e edenita (ver a Figura 5.2).

5.3 Biotita

A biotita está presente em todas as rochas estudadas e para o estudo de química mineral foram analisados cristais do biotita granito, muscovita biotita granito e muscovita leucogranito. Os resultados analíticos são apresentados nas Tabelas 5.2 a 5.4 e suas características petrográficas descritas detalhadamente no Capítulo 4.

As fórmulas estruturais foram calculadas para 22 átomos de oxigênio. Não foi possível determinar os valores de Fe^{2+} e Fe^{3+} uma vez que estes não são analisados por microsonda eletrônica, apenas por via úmida.

Segundo Deer *et al.* (1966) a biotita é uma mica tri-octaédrica com fórmula química geral $\text{X}_2\text{Y}_6\text{Z}_8\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_4$, onde:

X= K e em menor proporção Na ou Ca

Y = Mg, Fe, Al mas também Mn, Cr, Ti, Li, etc..

Z= Si e Al e por vezes Fe^{3+} e Ti.

Tabela 5.2- Composição química de biotita do biotita granito.

MA-10									MA-21A					
Biotita coexistindo com anfibólio									Biotita sem anfibólio					
Cristal	1	2 (n)	2(b)	3	4 (n)	4 (b)	5	6	1 (n)	1 (b)	2 (n)	2 (b)	3 (n)	3 (b)
SiO ₂	36.095	35.643	36.665	36.727	36.401	35.795	36.787	36.261	35.725	35.437	35.725	35.437	36.115	35.098
TiO ₂	1.520	1.701	1.577	1.813	1.532	1.713	1.602	1.329	2.528	2.683	2.528	2.683	2.473	2.639
Al ₂ O ₃	15.788	15.992	15.981	15.821	15.718	15.614	15.904	15.071	16.087	15.830	16.087	15.830	16.118	16.210
Cr ₂ O ₃	0.030	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.040	0.000	0.040	0.000	0.079	0.079
MgO	11.192	11.343	11.295	11.330	11.431	11.019	12.024	11.577	9.522	9.598	9.522	9.598	9.533	9.464
CaO	0.003	0.011	0.039	0.017	0.036	0.080	0.032	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.039
MnO	0.401	0.405	0.343	0.424	0.323	0.351	0.325	0.386	0.676	0.713	0.676	0.713	0.548	0.454
FeO	19.444	19.395	19.281	19.511	19.643	20.268	18.429	19.942	19.480	20.033	19.480	20.033	19.950	19.805
Na ₂ O	0.077	0.057	0.125	0.115	0.072	0.150	0.072	0.068	0.061	0.032	0.061	0.032	0.070	0.089
K ₂ O	9.410	9.382	9.217	9.303	9.408	9.246	9.532	9.363	9.500	9.281	9.500	9.281	9.297	9.283
(OH)	5.768	5.816	5.218	4.651	5.146	5.502	5.039	5.666	6.061	6.048	6.061	6.048	5.346	6.629
F	0.152	0.218	0.279	0.260	0.270	0.236	0.263	0.313	0.332	0.265	0.332	0.265	0.342	0.202
Cl	0.047	0.008	0.035	0.044	0.049	0.049	0.050	0.071	0.021	0.028	0.021	0.028	0.024	0.012
Total	99.927	99.971	100.055	100.026	100.029	100.023	100.059	100.074	100.033	99.948	100.033	99.948	99.895	100.003
Si	5.535	5.481	5.555	5.542	5.539	5.505	5.546	5.570	5.534	5.512	5.534	5.512	5.552	5.487
Al iv	2.465	2.519	2.445	2.458	2.461	2.495	2.454	2.430	2.466	2.488	2.466	2.488	2.448	2.513
ΣC	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al vi	0.389	0.380	0.409	0.356	0.357	0.336	0.371	0.299	0.472	0.414	0.472	0.414	0.473	0.474
Ti	0.175	0.197	0.180	0.206	0.175	0.198	0.182	0.154	0.295	0.314	0.295	0.314	0.286	0.310
Cr	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.005	0.000	0.010	0.010
Fe	2.494	2.494	2.443	2.462	2.500	2.607	2.323	2.562	2.524	2.606	2.524	2.606	2.565	2.589
Mn	0.052	0.053	0.044	0.054	0.042	0.046	0.041	0.050	0.089	0.094	0.089	0.094	0.071	0.060
Mg	2.558	2.600	2.551	2.548	2.593	2.526	2.702	2.651	2.199	2.226	2.199	2.226	2.185	2.206
Ni	0.002	0.007	0.000	0.000	0.007	0.002	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.006
ΣB	5.674	5.731	5.627	5.627	5.673	5.714	5.623	5.716	5.583	5.656	5.583	5.656	5.591	5.655
Ca	0.000	0.002	0.006	0.003	0.006	0.013	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007
Na	0.023	0.017	0.037	0.034	0.021	0.045	0.021	0.020	0.018	0.010	0.018	0.010	0.021	0.027
K	1.841	1.840	1.781	1.790	1.826	1.814	1.833	1.835	1.877	1.841	1.877	1.841	1.823	1.851
ΣA	1.864	1.859	1.824	1.827	1.853	1.872	1.859	1.859	1.896	1.851	1.896	1.851	1.844	1.885
Fe/(Fe+Mg)	0.494	0.490	0.489	0.491	0.491	0.508	0.462	0.491	0.534	0.539	0.534	0.539	0.540	0.540
Mg/(Mg+Fe)	0.506	0.510	0.511	0.509	0.509	0.492	0.538	0.509	0.466	0.461	0.466	0.461	0.460	0.460

Tabela 5.3 - Composição química de biotita do muscovita biotita granito.

Cristal	MA-29A								MA-29B				MA-29C		
	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	3(n)	3(b)	4(n)	4(b)	1	2	3	4	1(n)	1(b)	2
SiO ₂	36.667	37.364	36.235	36.109	36.688	36.376	36.664	36.819	35.120	35.706	35.355	35.817	35.427	36.058	35.394
TiO ₂	2.608	2.480	2.716	2.448	2.567	2.624	2.792	2.307	2.221	2.707	2.467	2.415	2.094	1.973	2.044
Al ₂ O ₃	16.507	16.864	16.546	16.735	16.661	16.437	16.945	16.445	16.485	16.634	16.595	16.653	16.461	16.227	16.235
Cr ₂ O ₃	0.050	0.020	0.070	0.100	0.000	0.090	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
MgO	10.812	11.051	10.570	10.879	11.067	10.649	11.222	11.091	10.867	10.282	10.175	10.650	10.404	10.705	10.197
CaO	0.000	0.016	0.024	0.019	0.000	0.024	0.000	0.000	0.049	0.046	0.093	0.041	0.058	0.122	0.055
MnO	0.392	0.302	0.309	0.357	0.361	0.376	0.380	0.244	0.299	0.359	0.387	0.341	0.327	0.351	0.356
FeO	19.285	18.530	18.854	19.406	19.229	19.389	18.645	18.586	17.735	19.487	19.522	18.965	19.975	19.622	19.626
Na ₂ O	0.093	0.116	0.075	0.133	0.083	0.073	0.108	0.140	0.127	0.098	0.104	0.050	0.029	0.111	0.056
K ₂ O	9.583	9.609	9.676	9.548	9.382	9.368	9.731	9.430	9.335	9.445	9.579	9.453	9.077	9.279	9.330
(OH)	3.639	3.399	4.588	3.956	3.618	4.253	3.176	4.686	7.233	4.779	5.334	5.068	5.922	5.366	6.395
F	0.361	0.277	0.305	0.354	0.377	0.345	0.405	0.396	0.461	0.418	0.410	0.485	0.285	0.080	0.254
Cl	0.031	0.022	0.018	0.040	0.033	0.048	0.028	0.015	0.029	0.033	0.017	0.060	0.023	0.043	0.041
Total	100.028	100.050	99.986	100.084	100.066	100.052	100.096	100.159	99.961	99.994	100.038	100.008	100.082	99.937	99.983
Si	5.506	5.565	5.497	5.449	5.495	5.498	5.458	5.552	5.451	5.440	5.429	5.451	5.473	5.549	5.503
Aliv	2.494	2.435	2.503	2.551	2.505	2.502	2.542	2.448	2.549	2.560	2.571	2.549	2.527	2.451	2.497
ΣC	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Alvi	0.428	0.526	0.456	0.426	0.436	0.427	0.432	0.475	0.467	0.427	0.433	0.438	0.470	0.492	0.479
Ti	0.295	0.278	0.310	0.278	0.289	0.298	0.313	0.262	0.259	0.310	0.285	0.276	0.243	0.228	0.239
Cr	0.006	0.002	0.008	0.012	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	2.420	2.454	2.391	2.447	2.471	2.399	2.490	2.493	2.514	2.335	2.329	2.416	2.396	2.456	2.363
Mn	0.050	0.038	0.040	0.046	0.046	0.048	0.048	0.031	0.039	0.046	0.050	0.044	0.043	0.046	0.047
Fe	2.422	2.308	2.392	2.449	2.408	2.451	2.321	2.344	2.302	2.483	2.507	2.414	2.581	2.525	2.552
Ni	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.007	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.007
ΣB	5.621	5.606	5.604	5.658	5.651	5.639	5.604	5.605	5.589	5.602	5.607	5.589	5.732	5.751	5.687
Ca	0.000	0.003	0.004	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000	0.008	0.008	0.015	0.007	0.010	0.020	0.009
Na	0.027	0.034	0.022	0.039	0.024	0.021	0.031	0.041	0.038	0.029	0.031	0.015	0.009	0.033	0.017
K	1.836	1.826	1.872	1.838	1.792	1.806	1.848	1.814	1.848	1.835	1.876	1.835	1.788	1.821	1.850
ΣA	1.863	1.862	1.898	1.880	1.816	1.831	1.879	1.855	1.895	1.872	1.922	1.856	1.807	1.874	1.876
Fe/(Fe+Mg)	0.500	0.485	0.500	0.500	0.494	0.505	0.482	0.485	0.478	0.515	0.518	0.500	0.519	0.507	0.519
Mg/(Mg+Fe)	0.500	0.515	0.500	0.500	0.506	0.495	0.518	0.515	0.522	0.485	0.482	0.500	0.481	0.493	0.481

Tabela 5.4- Composição química de biotita do muscovita leucogranito

MA-04					
Cristal	1	2 (n)	2 (b)	3	4
SiO ₂	35.395	35.197	35.295	35.248	35.173
TiO ₂	2.260	1.984	2.116	2.192	2.520
Al ₂ O ₃	17.745	18.430	18.259	18.124	16.831
Cr ₂ O ₃	0.059	0.000	0.010	0.069	0.010
MgO	6.307	6.290	6.066	6.298	6.541
CaO	0.053	0.000	0.057	0.000	0.047
MnO	0.725	0.749	0.629	0.869	0.695
FeO	23.279	22.136	21.553	23.253	21.788
Na ₂ O	0.063	0.057	0.000	0.070	0.028
K ₂ O	8.558	8.725	7.915	8.883	8.094
(OH)	5.162	5.929	7.679	4.632	7.836
F	0.455	0.689	0.504	0.539	0.518
Cl	0.041	0.040	0.061	0.020	0.037
Total	100.102	100.226	100.144	100.197	100.118
Si	5.476	5.437	5.527	5.423	5.549
Aliv	2.524	2.563	2.473	2.577	2.451
ΣC	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Alvi	0.711	0.793	0.897	0.710	0.678
Ti	0.263	0.230	0.249	0.254	0.299
Cr	0.007	0.000	0.001	0.008	0.001
Mg	1.454	1.448	1.416	1.445	1.538
Mn	0.095	0.098	0.083	0.113	0.093
Fe	3.012	2.860	2.823	2.992	2.875
Ni	0.000	0.009	0.004	0.002	0.003
ΣB	5.542	5.439	5.473	5.525	5.487
Ca	0.009	0.000	0.010	0.000	0.008
Na	0.019	0.017	0.000	0.021	0.009
K	1.689	1.719	1.581	1.743	1.629
ΣA	1.716	1.736	1.590	1.764	1.645
Fe/(Fe+Mg)	0.674	0.664	0.666	0.674	0.651
Mg/(Mg+Fe)	0.326	0.325	0.324	0.319	0.336

Para fins de nomenclatura foram utilizados os esquemas de classificação proposto por Deer *et al.* (1992), o qual utiliza como parâmetro Si e razão Fe/(Fe+Mg), e o de Speer (1984) baseado no conteúdo de Al^{IV} e razão Fe/(Fe+Mg). Nos dois esquemas propostos as biotitas são classificadas como anita-siderofilita (Figura 5.4A e B).

Apesar da biotita ter a mesma classificação em todas as rochas, a química deste mineral quando comparada as três litologias estudadas mostram diferenças. Essas diferenças são claras em diversos aspectos, a razão Fe/(Fe+Mg) nas biotitas do biotita granito e muscovita biotita granito estão na faixa de valores de 0,462 a 0,540, razão mais baixa que as biotitas do muscovita leucogranito com 0,651 a 0,674. Nota-se que nos três tipos de rocha, o conteúdo de Al^{IV} da biotita pouco varia, mostrando valores entre 2,430 e 2,577 (ver tabelas 5.3 a 5.4). Dentro do biotita granito, é possível observar que as biotitas que ocorrem associadas ao anfibólio apresentam conteúdo de TiO₂ mais baixos e MgO ligeiramente mais elevado que as biotitas que não coexistem com o anfibólio (ver Tabela 5.2).

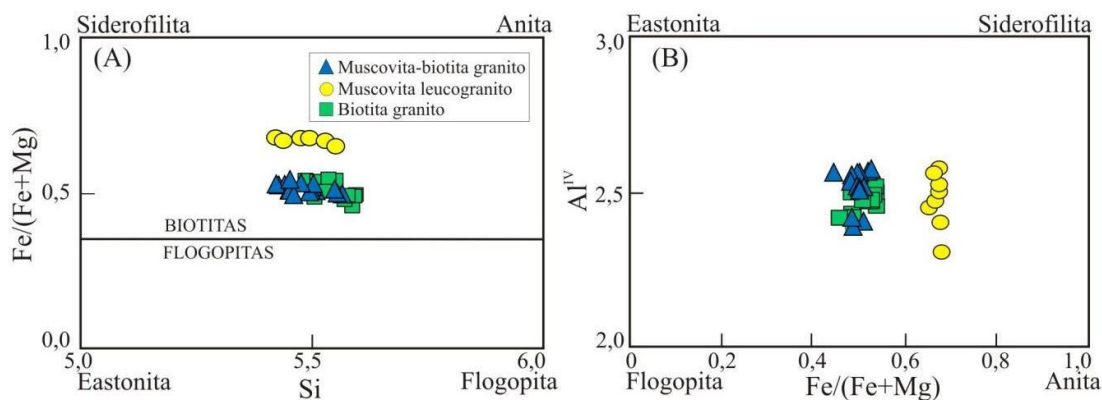


Figura 5.4: Diagramas de variações composicionais para os granitos dos arredores da Missão Tunuí, modificado de (A) Deer *et al.* (1992) e (B) Speer (1984).

Os conteúdos de TiO_2 , FeO , MnO e MgO são utilizados para classificar a biotita quanto a sua origem, se primária magmática, primária reequilibrada ou secundária (Nachit 1986; Figura 5.5). As biotitas do muscovita leucogranito tendem a ser primárias e as do muscovita biotita granito, reequilibradas. Para as biotitas do biotita granito pode-se afirmar que as que coexistem com anfibólio tendem a preservar sua composição primária, enquanto que aquelas provavelmente mais tardias (sem anfibólio) sofreram reequilíbrio mais intensos.

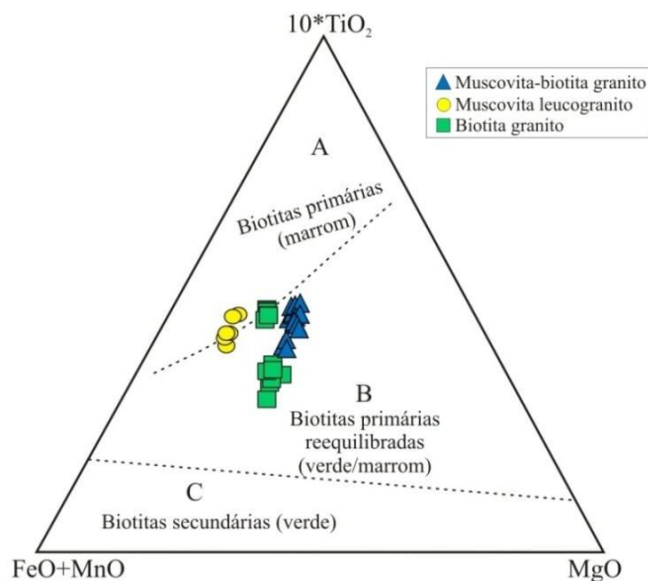


Figura 5.5: Diagrama triangular $10*\text{TiO}_2\text{-FeO+MnO-MgO}$ proposto por Nachit (1986).

Modificações na estrutura da biotita ocorrem devido a substituições de um ou mais átomos, em determinados sítios cristalográficos, em resposta a mudança nas condições físico-químicas a que este mineral está subordinado. Ao construir diagramas binários para identificar

quais substituições ocorrem, foi verificado que as principais substituições são: **(1)** Plagioclásio ($\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_{-1}^{\text{IV}}$; Figura 5.6A); **(2)** Edenita ($\text{NaAl}^{\text{IV}}\square_{-1}\text{Si}_{-1}$; Figura 5.6B); **(3)** Tschermak ($\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-1}$; Figura 5.6C) e **(4)** Titano-tschermak ($\text{TiAl}_2\text{I}^{\text{VI}}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$; Figura 5.6D).

Stussi & Cuney (1996) tentaram estabelecer uma relação entre o tipo de substituição (Tabela 5.5) com a geoquímica do magma, onde segundo esses autores:

Tabela 5.5– Tipos de substituições que ocorrem na estrutura da biotita segundo Stussi & Cuney (1996).

Substituição			Autor
Tipo	A	Flogopita-anita: $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}$	Speer (1984)
	B	Siderofilita: $\text{M}^{2+\text{VI}}$, $\text{Si} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{VI}}$, Al^{IV}	
	C	Anita-flogopita: $\text{M}^{2+\text{VI}}$, $2\text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow \square^{\text{VI}}$, 2Si	Robert (1981); Monier & Robert (1986a)
	D	Anita-flogopita (muscovita): $3\text{M}^{2+\text{VI}} \leftrightarrow 2\text{Al}^{\text{VI}}$, $\square^{\text{VI}}$	
	E	$\text{Ti} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{2+}$	Patiño Douce (1993)
	F	$2\text{M}^{2+\text{VI}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{VI}}$, Li em sistemas rico em Li.	Monier & Robert (1986b)

$$\text{M}^{2+\text{VI}} = \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ni}$$

- 1) Em biotitas de granitos peraluminosos ocorrem substituições do tipo (A) e (D), gerando uma correlação negativa entre Al e Mg bastante notória;
- 2) Em biotitas de granitos cálcio-alcálinos as substituições são dos tipos (A), (C) e (D). Contudo a correlação entre o Al e Mg é pouco visível devido à baixa variação do conteúdo de Al em magmas cálcio-alcálinos;
- 3) Substituição do tipo (C) é específica de biotitas de granitos alcálinos e peralcalinos;

A variação no conteúdo de Mg nas biotitas do muscovita biotita granito ocorre em detrimento das substituições do tipo (A; Figura 5.6E) e (B; Figura 5.6F). Essa mesma variação é registrada nas biotitas do biotita granito e muscovita leucogranito, porém, em função das substituições do tipo (C; Figura 5.6G) e (D; Figura 5.6H).

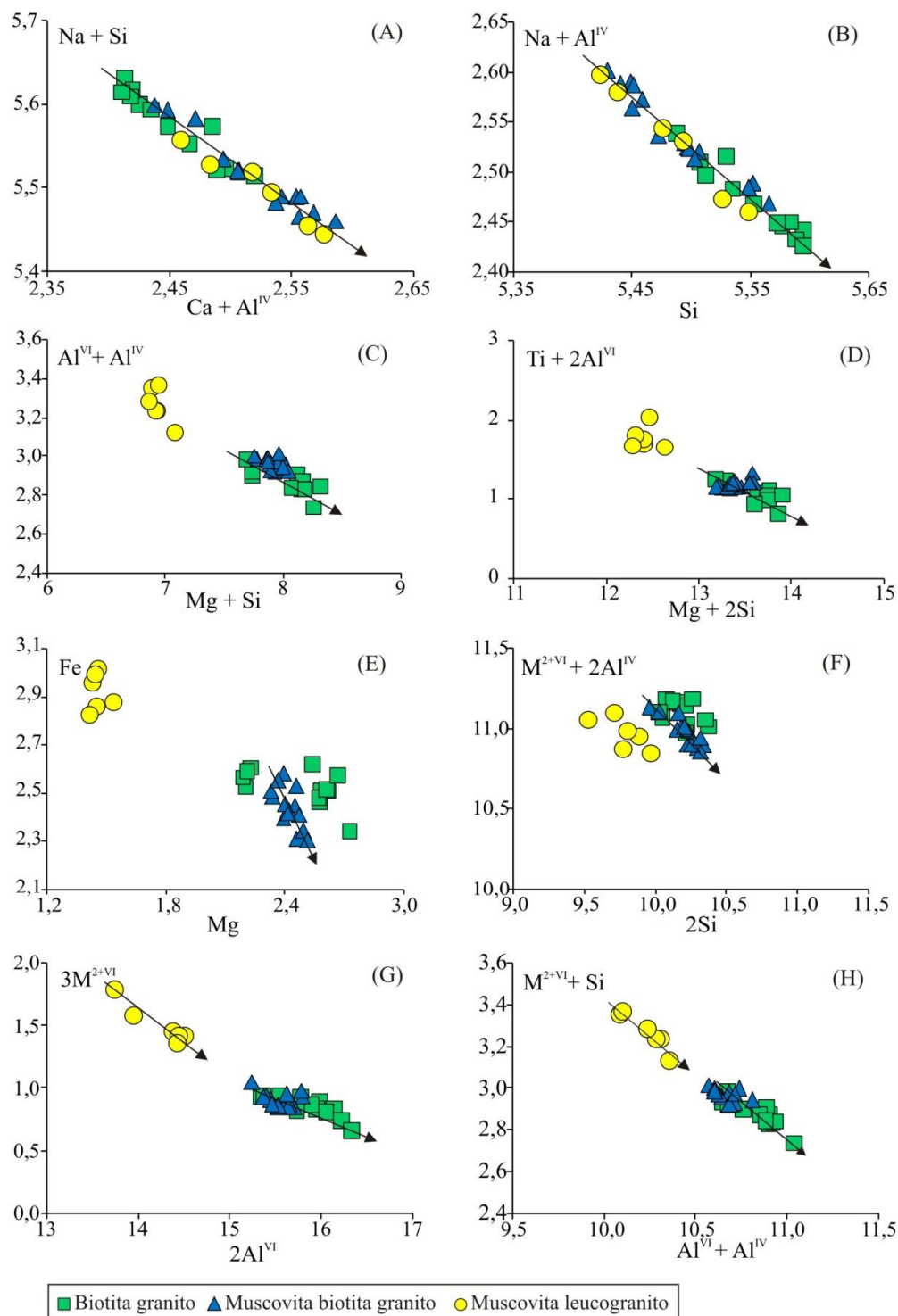


Figura 5.6: Diagramas de variação de elementos (pfu) com as substituições que ocorrem nas biotitas estudadas. A a D segundo Spear (1983) e E a H segundo Stussi & Cuney (1996): (A) Plagioclásio, (B) Edenita, (C) Tschermak, (D) Titano-tschermak, (E) Flogopita-anita, (F) Siderofilita, (G) Anita-flogopita e (H) Anita-flogopita (muscovita).

Nachit *et al.* (1985) utilizando os conteúdos de Al_T e Mg de biotitas de diferentes granitóides tentaram mostrar a existência de uma relação direta entre a composição química desse mineral e o tipo de magma hospedeiro. Abdel-Rahman (1994) fez as mesmas inferências, porém tendo como base a composição dos elementos maiores das biotitas. Segundo os parâmetros proposto por Nachit *et al.* (1985) as biotitas do biotita granito e muscovita biotita granito teriam sido cristalizadas a partir de um magma cálcio-alcálico e as biotitas do muscovita leucogranito a partir de um magma alumino potássico (Figura 5.7A). Resultado similar é visto no diagrama de Abdel Rahman (1994; Figura 5.7B) com as biotitas do biotita granito e muscovita biotita granito plotando no campo cálcio-alcálico, e as do muscovita leucogranito no campo peraluminoso.

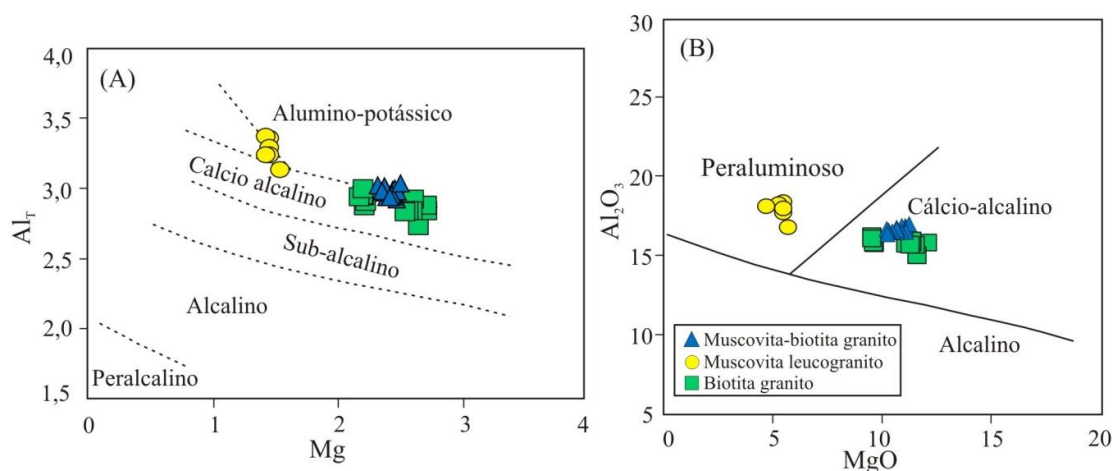


Figura 5.7: Diagramas de séries magmáticas propostos por (A) Nachit *et al.* (1985) e (B) Abdel-Rahman (1994).

5.4 Muscovita

Foram analisadas muscovita do muscovita leucogranito e muscovita biotita granito que apresentam feições petrográficas indicativas de cristais primários. Sua fórmula estrutural foi calculada com base em 22 átomos de oxigênio e os dados químicos são apresentados nas Tabelas 5.6 a 5.8.

Uma das maiores dificuldades a respeito da muscovita é diferenciá-la em seção delgada entre muscovita primária e secundária. Trabalhos de Clarke (1981) e Miller *et al.* (1981) mostram que é possível separar cristais primários dos cristais secundários de muscovita a partir de dados químicos desse mineral. De acordo com Miller *et al.* (1981) a muscovita primária é mais rica em Ti, Na e Al e pobre em Mg e Si, além disso, a muscovita magmática se afasta da composição ideal - $K_2Al_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH)_4$ – por formar soluções

sólidas mais complexas, o que dificulta a avaliação de sua composição em dados experimentais.

Para investigar a natureza das muscovitas foi utilizado o diagrama triangular *Mg-Ti-Na* proposto por Miller *et al.* (1981; Figura 5.8). Nota-se que tanto o muscovita leucogranito como o muscovita biotita granito têm muscovitas predominantemente primárias (apenas 3 amostras do muscovita biotita granito mostram composição secundária). O caráter primário desse mineral é confirmada no diagrama triangular *Fe (total) - TiO₂ - MgO* de Speer & Becker (1992; Figura 5.9).

Tabela 5.6 - Composição química de muscovita do muscovita biotita granito.

MA-29C								
Cristal	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	3(n)	3(b)	4(n)	4(b)
SiO ₂	45.551	45.423	46.193	46.447	44.928	46.079	45.332	45.493
TiO ₂	0.822	0.350	0.933	0.965	0.814	0.641	0.646	1.067
Al ₂ O ₃	30.597	29.549	29.966	29.145	30.831	28.917	30.163	30.145
Cr ₂ O ₃	0.104	0.083	0.073	0.125	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	1.206	1.648	1.375	1.728	1.177	1.887	1.393	1.256
CaO	0.000	0.000	0.000	0.044	0.032	0.135	0.045	0.022
MnO	0.007	0.015	0.020	0.066	0.042	0.003	0.011	0.021
FeO	5.279	5.679	5.152	5.227	5.187	5.213	5.091	4.776
Na ₂ O	0.191	0.179	0.239	0.212	0.243	0.119	0.184	0.177
K ₂ O	9.783	9.628	10.218	9.894	9.707	9.547	9.556	9.400
H ₂ O*	4.337	4.286	4.353	4.349	4.310	4.296	4.295	4.306
F	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000
Cl	0.000	0.006	0.031	0.011	0.009	0.000	0.004	0.001
O=F,Cl	0.004	0.001	0.007	0.002	0.002	0.005	0.001	0.000
Total	98.013	96.935	98.591	98.341	97.389	96.944	96.720	96.739
Si	6.292	6.353	6.352	6.400	6.247	6.424	6.327	6.334
Al iv	1.708	1.647	1.648	1.600	1.753	1.576	1.673	1.666
ΣC	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al vi	3.274	3.224	3.208	3.134	3.300	3.175	3.289	3.282
Ti	0.085	0.037	0.096	0.100	0.085	0.067	0.068	0.112
Cr	0.011	0.009	0.008	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.610	0.664	0.592	0.602	0.603	0.608	0.594	0.556
Mn	0.001	0.002	0.002	0.008	0.005	0.000	0.001	0.002
Mg	0.248	0.344	0.282	0.355	0.244	0.392	0.290	0.261
Ni	0.003	0.006	0.000	0.004	0.000	0.001	0.000	0.002
ΣB	4.233	4.285	4.190	4.217	4.237	4.243	4.242	4.215
Ca	0.000	0.000	0.000	0.006	0.005	0.020	0.007	0.003
Na	0.051	0.049	0.064	0.057	0.066	0.032	0.050	0.048
K	1.724	1.718	1.792	1.739	1.722	1.698	1.701	1.669
ΣA	1.775	1.766	1.856	1.802	1.792	1.750	1.758	1.721

Tabela 5.7 - Composição química de muscovita do muscovita leucogranito

MA-04													
Cristal	1 (n)	1 (b)	2	3 (n)	3 (b)	4 (n)	4 (b)	5 (n)	5 (b)	6 (n)	6 (b)	7 (n)	7 (b)
SiO ₂	45.260	45.737	44.862	44.519	44.467	44.578	44.728	45.499	45.964	46.650	46.126	45.083	45.056
TiO ₂	0.522	0.532	0.378	0.519	0.509	0.447	0.531	0.494	0.534	0.478	0.533	0.559	0.463
Al ₂ O ₃	32.443	32.690	32.261	32.677	32.155	32.567	32.343	32.734	32.554	31.391	32.206	32.933	33.060
Cr ₂ O ₃	0.000	0.010	0.094	0.063	0.063	0.000	0.000	0.073	0.021	0.073	0.000	0.010	0.010
MgO	0.729	0.810	0.797	0.819	0.885	0.874	0.810	0.801	0.770	1.188	1.017	0.803	0.797
CaO	0.011	0.000	0.016	0.045	0.036	0.000	0.045	0.002	0.004	0.027	0.000	0.034	0.001
MnO	0.054	0.026	0.000	0.048	0.089	0.096	0.032	0.035	0.091	0.102	0.014	0.044	0.055
FeO	3.718	3.686	3.908	3.885	3.806	3.833	3.979	3.826	3.744	3.810	3.846	3.972	3.764
Na ₂ O	0.484	0.411	0.401	0.469	0.302	0.390	0.439	0.229	0.284	0.381	0.322	0.375	0.312
K ₂ O	10.016	10.271	10.247	9.704	9.347	9.812	9.722	10.507	9.983	10.154	10.101	9.612	9.478
H ₂ O*	4.314	4.363	4.305	4.281	4.287	4.280	4.269	4.338	4.376	4.285	4.345	4.306	4.306
F	0.076	0.072	0.049	0.092	0.000	0.074	0.114	0.110	0.043	0.246	0.116	0.115	0.102
Cl	0.020	0.011	0.011	0.021	0.026	0.036	0.006	0.000	0.010	0.007	0.008	0.041	0.035
O=F,Cl	0.037	0.033	0.023	0.043	0.006	0.039	0.049	0.046	0.020	0.105	0.051	0.058	0.051
Total	97.683	98.651	97.352	97.186	95.978	97.027	97.068	98.694	98.398	98.897	98.684	97.945	97.489
Si	6.232	6.234	6.211	6.165	6.210	6.181	6.201	6.215	6.265	6.353	6.284	6.185	6.192
Al iv	1.768	1.766	1.789	1.835	1.790	1.819	1.799	1.785	1.735	1.647	1.716	1.815	1.808
ΣC	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al vi	3.497	3.485	3.476	3.499	3.502	3.504	3.487	3.485	3.496	3.392	3.455	3.510	3.548
Ti	0.054	0.055	0.039	0.054	0.053	0.047	0.055	0.051	0.055	0.049	0.055	0.058	0.048
Cr	0.000	0.001	0.010	0.007	0.007	0.000	0.000	0.008	0.002	0.008	0.000	0.001	0.001
Mg	0.150	0.165	0.164	0.169	0.184	0.181	0.167	0.163	0.156	0.241	0.207	0.164	0.163
Mn	0.006	0.003	0.000	0.006	0.011	0.011	0.004	0.004	0.011	0.012	0.002	0.005	0.006
Fe	0.428	0.420	0.453	0.450	0.445	0.444	0.461	0.437	0.427	0.434	0.438	0.456	0.433
ΣB	4.135	4.129	4.143	4.184	4.202	4.187	4.175	4.148	4.146	4.136	4.156	4.194	4.199
Ca	0.002	0.000	0.002	0.007	0.005	0.000	0.007	0.000	0.001	0.004	0.000	0.005	0.000
Na	0.129	0.109	0.108	0.126	0.082	0.105	0.118	0.061	0.075	0.101	0.085	0.100	0.083
K	1.759	1.786	1.810	1.714	1.665	1.735	1.719	1.831	1.736	1.764	1.755	1.682	1.662
ΣA	1.890	1.894	1.920	1.847	1.752	1.840	1.844	1.892	1.811	1.868	1.840	1.787	1.745

Tabela 5.8 - Composição química de muscovita do muscovita biotita granito.

Cristal	MA-29 ^a							MA-29B						
	1	2(n)	2(b)	3(n)	3(b)	4(n)	4(b)	1	2	3	4(n)	4(b)	5(n)	5(b)
SiO ₂	45.807	46.118	46.147	45.673	45.644	45.578	46.390	44.272	44.326	44.612	44.026	45.141	44.637	44.431
TiO ₂	0.601	1.248	0.927	1.266	1.358	1.114	1.352	0.860	1.098	0.928	0.418	0.735	1.274	1.131
Al ₂ O ₃	30.207	30.844	31.464	30.677	30.528	31.030	29.459	30.995	30.394	31.108	31.861	30.968	30.612	30.488
Cr ₂ O ₃	0.114	0.000	0.000	0.063	0.063	0.000	0.000	0.000	0.146	0.052	0.000	0.156	0.000	0.000
MgO	1.420	1.183	1.177	1.166	1.317	1.191	1.557	1.233	1.335	1.101	0.910	1.327	1.128	1.185
CaO	0.052	0.027	0.000	0.027	0.028	0.014	0.030	0.033	0.056	0.032	0.011	0.017	0.000	0.077
MnO	0.011	0.001	0.014	0.033	0.058	0.000	0.000	0.040	0.061	0.000	0.009	0.067	0.020	0.000
FeO	5.872	4.639	4.915	4.556	4.801	4.712	4.905	4.602	4.721	4.923	4.577	4.753	4.560	4.493
Na ₂ O	0.157	0.230	0.211	0.147	0.209	0.224	0.186	0.252	0.354	0.210	0.168	0.295	0.323	0.253
K ₂ O	9.671	9.811	9.593	9.691	9.451	10.138	10.581	9.949	9.710	9.448	9.800	10.016	9.903	9.649
H ₂ O*	4.344	4.370	4.402	4.344	4.332	4.366	4.369	4.277	4.256	4.297	4.268	4.330	4.278	4.263
F	0.000	0.029	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.017	0.000	0.003	0.015	0.001	0.000	0.000	0.018	0.083	0.011	0.010	0.022	0.054	0.008
O=F,Cl	0.004	0.012	0.001	0.003	0.017	0.000	0.000	0.004	0.019	0.002	0.002	0.005	0.012	0.002
Total	98.394	98.528	98.921	97.741	97.831	98.550	98.829	96.726	96.786	96.803	96.152	97.938	96.827	96.016
Si	6.317	6.309	6.285	6.299	6.289	6.259	6.367	6.201	6.215	6.221	6.182	6.243	6.236	6.246
Al iv	1.683	1.691	1.715	1.701	1.711	1.741	1.633	1.799	1.785	1.779	1.818	1.757	1.764	1.754
ΣC	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al vi	3.227	3.282	3.335	3.285	3.247	3.282	3.133	3.317	3.237	3.334	3.456	3.291	3.277	3.298
Ti	0.062	0.128	0.095	0.131	0.141	0.115	0.140	0.091	0.116	0.097	0.044	0.076	0.134	0.120
Cr	0.012	0.000	0.000	0.007	0.007	0.000	0.000	0.000	0.016	0.006	0.000	0.017	0.000	0.000
Fe	0.677	0.531	0.560	0.525	0.553	0.541	0.563	0.539	0.554	0.574	0.538	0.550	0.533	0.528
Mn	0.001	0.000	0.002	0.004	0.007	0.000	0.000	0.005	0.007	0.000	0.001	0.008	0.002	0.000
Mg	0.292	0.241	0.239	0.240	0.271	0.244	0.319	0.257	0.279	0.229	0.190	0.274	0.235	0.248
Ni	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.006	0.005	0.007	0.000	0.002	0.000	0.000
ΣB	4.274	4.186	4.231	4.193	4.225	4.186	4.155	4.215	4.214	4.248	4.230	4.218	4.181	4.195
Ca	0.008	0.004	0.000	0.004	0.004	0.002	0.004	0.005	0.008	0.005	0.002	0.003	0.000	0.012
Na	0.042	0.061	0.056	0.039	0.056	0.060	0.050	0.068	0.096	0.057	0.046	0.079	0.088	0.069
K	1.701	1.712	1.666	1.705	1.661	1.776	1.852	1.777	1.736	1.681	1.755	1.767	1.765	1.730
ΣA	1.751	1.777	1.722	1.748	1.721	1.838	1.906	1.851	1.841	1.742	1.803	1.848	1.852	1.811

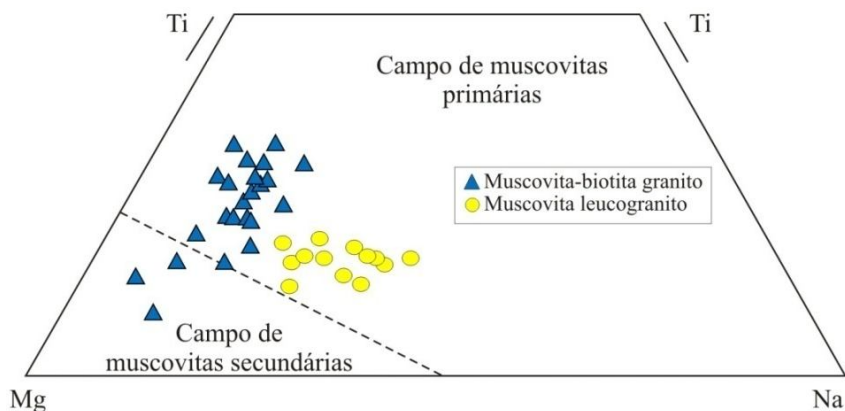


Figura 5.8: Diagrama triangular $Mg-Ti-Na$ proposto por Miller *et al.* (1981) utilizado para diferenciar muscovita primária de secundária.

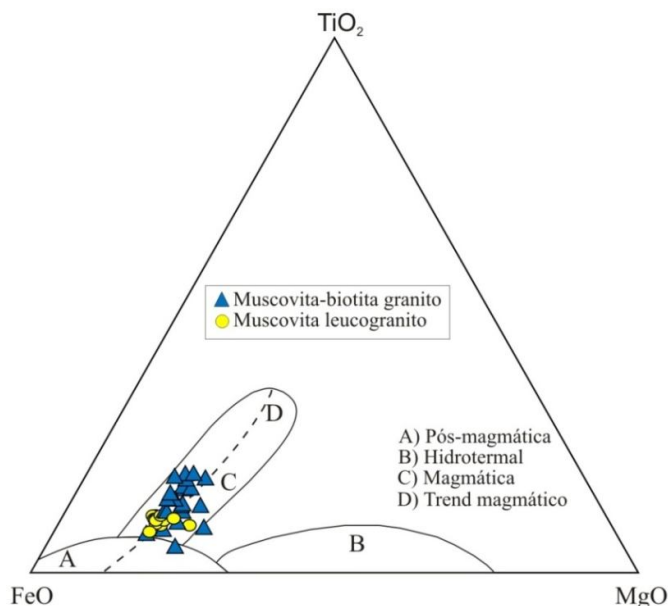


Figura 5.9: Diagrama triangular $FeO-TiO_2-MgO$ de Spear & Becker (1992) demonstrando a origem magmática das muscovitas estudadas.

De acordo com Clarke (1981), as principais soluções sólidas do grupo da muscovita envolvem os membros finais paragonita $(Na_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4)$ e celadonita $K_2Al_2(Fe,Mg)_2Si_8O_{20}(OH)_4$. Através da troca celadonítica, a muscovita e celadonita formam uma solução sólida e os termos intermediários são denominados de fengita. Essa troca é sensível à temperatura, pressão e composição mineral.

Dentre as substituições propostas por Spear (1983), foi constatado que as que ocorrem nas muscovitas estudadas são: substituição Tschermak ($Al^{VI}Al^{IV}Mg_{-1}Si_{-1}$; Figura 5.10A), presente apenas no muscovita biotita granito e; Edenita ($NaAl^{IV}□_{-1}Si_{-1}$; Figura 5.10B),

Plagioclásio ($\text{NaSiCa}_{-1}\text{Al}_1^{\text{IV}}$; Figura 5.10C) e Titano-tschermak ($\text{TiAl}_2^{\text{VI}}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$; Figura 5.10D) para todas as muscovitas.

A substituição do tipo Anita-flogopita ($3\text{M}^{2+\text{VI}} \leftrightarrow 2\text{Al}^{\text{VI}}, \square^{\text{VI}}$) (Stussi & Cuney 1996) é mais expressiva no muscovita leucogranito (Figura 5.10E).

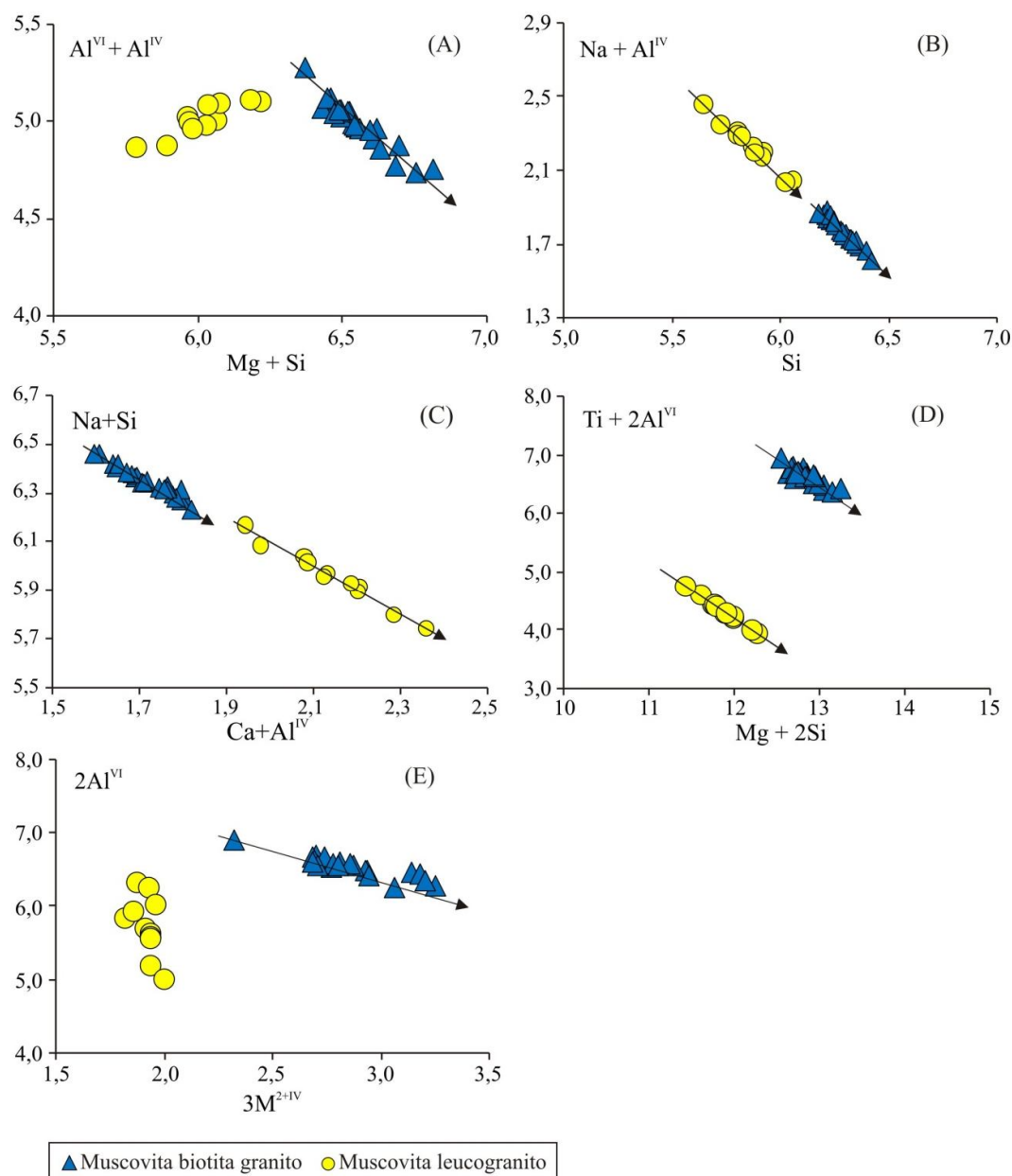


Figura 5.10: Diagramas de variação de elementos (pfu) mostrando os tipos de substituições que ocorrem nas muscovitas do muscovita biotita granito e muscovita leucogranito: (A) Tschermak, (B) Edenita, (C) Plagioclásio, (D) Titano-tschermak e (E) Anita-flogopita.

5.5 Feldspato

Foram analisados cristais de plagioclásio e feldspato potássico do biotita granito, muscovita biotita granito e muscovita leucogranito. A fórmula estrutural foi calculada com base em 32 átomos de oxigênios e é escrita genericamente AT_4O_8 , onde **T** é o sítio tetraédrico ocupado por Si e Al; **A** corresponde a um sítio geralmente ocupado por Na, K, Ca e subordinadamente, Ba, Sr e Pb.

5.5.1 Plagioclásio

Sempre quando possível foram analisados borda e núcleo do plagioclásio (Tabelas 5.9 a 5.12). A classificação dos plagioclásios segundo Deer *et al.* (1966) é ilustrada na Figura 5.11

Os plagioclásios do biotita granito sem anfibólio têm composição predominantemente oligoclásio, tanto para a borda como o núcleo, com teores An_{21-26} . Um cristal analisado mostrou núcleo com composição An_{14} e três cristais mostraram borda albitica com An_{10-2} (Tabela 5.9). Os plagioclásios das rochas com anfibólio são predominantemente andesíticos com teores An_{33-42} , dois cristais são oligoclásio com An_{21-28} , e um cristal zonado de labradorita (An_{51}) com borda de oligoclásio (An_{16}) (Tabela 5.10).

O plagioclásio do muscovita biotita granito tem composição andesítica com teores An_{30-39} . Também ocorre um cristal de albita (An_8) e um cristal de oligoclásio (An_{12}).

Os cristais de plagioclásio do muscovita leucogranito são zonados e apresentam núcleo de oligoclásio com teor de An_{10-18} e borda de albita (An_{2-3}).

As substituições ocorrem nos sítios tetraédricos quando átomos de Al^{+3} substituem átomos de Si^{+4} (Figura 5.12A), e para que haja um balanço de carga é necessário que ocorra à substituição iônica completa entre albita e anortita de acordo com o seguinte mecanismo $Na^+ + Si^{+4} \leftrightarrow Ca^{+2} + Al^{+3}$. Segundo Spear (1983), a variação composicional entre os plagioclásios deve-se as substituições ortoclásio-albita (KNa_{-1}) e albita-anortita ($NaSiCa_{-1}Al_1$). A substituição que controla a composição dos plagioclásios estudados é albita-anortita, como mostrado na Figura 5.12B. A dispersão das amostras no diagrama Na vs K indica que a substituição ortoclásio-albita não teve um papel importante para o controle da variação composicional do plagioclásio.

Tabela 5.9 - Composição química de plagioclásio do biotita granito com anfibólio

MA-10										
Cristal	1	2	3(n)	(3b)	4	5	6(n)	6(b)	7	8
SiO ₂	58.287	60.108	53.980	61.877	61.356	58.267	57.193	58.437	58.356	57.765
TiO ₂	0.000	0.000	0.020	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016
Al ₂ O ₃	26.119	25.470	29.053	23.211	23.354	25.829	27.560	26.593	26.079	27.191
FeO*	0.031	0.045	0.071	0.000	0.076	0.071	0.031	0.079	0.032	0.066
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.074
CaO	7.405	6.330	10.995	3.415	4.679	7.499	8.973	8.133	7.609	8.319
BaO	0.091	0.000	0.015	0.000	0.015	0.068	0.000	0.129	0.069	0.000
Na ₂ O	8.119	9.058	5.617	9.426	8.692	7.839	6.948	7.684	7.953	7.216
K ₂ O	0.062	0.094	0.073	0.528	1.046	0.114	0.072	0.079	0.086	0.085
Total	100.114	101.105	99.824	98.457	99.228	99.687	100.788	101.134	100.184	100.732
Si	2.190	2.235	2.047	2.333	2.311	2.197	2.140	2.180	2.191	2.160
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.157	1.116	1.299	1.031	1.037	1.148	1.216	1.169	1.154	1.198
Fe ₃₊	0.857	0.848	0.865	0.860	0.859	0.860	0.854	0.851	0.857	0.853
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Ca	0.298	0.252	0.447	0.138	0.189	0.303	0.360	0.325	0.306	0.333
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000
Na	0.592	0.653	0.413	0.689	0.635	0.573	0.504	0.556	0.579	0.523
K	0.003	0.004	0.004	0.025	0.050	0.005	0.003	0.004	0.004	0.004
Na	33.399	27.722	51.749	16.184	21.608	34.367	41.480	36.747	34.425	38.732
Ab	66.268	71.787	47.841	80.837	72.640	65.011	58.124	62.828	65.112	60.797
Or	0.333	0.490	0.409	2.979	5.752	0.622	0.396	0.425	0.463	0.471

FeO*: todo Fe como FeO, onde é tido como Fe³⁺

Tabela 5.10-Composição química de plagioclásio do biotita granito sem anfibólio.

MA-21 ^a												
Cristal	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	3(n)	4(n)	4(b)	5(n)	5(b)	6(n)	6(b)	7
SiO ₂	60.241	59.315	60.395	66.202	60.395	63.479	61.280	59.033	66.382	60.081	60.653	60.205
TiO ₂	0.000	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	24.535	24.924	24.698	19.576	24.698	22.487	20.711	24.612	20.022	24.055	23.483	23.871
FeO	0.059	0.119	0.000	0.012	0.000	0.014	0.000	0.051	0.028	0.033	0.058	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.063	0.000	0.000	0.000	0.063	0.000	0.000	0.063	0.095	0.000	0.000
CaO	5.736	6.125	5.723	0.261	5.723	3.346	2.130	6.136	0.464	5.305	4.683	5.303
BaO	0.098	0.091	0.098	0.000	0.098	0.000	0.023	0.000	0.000	0.039	0.051	0.023
Na ₂ O	9.118	8.852	9.255	13.012	9.255	10.811	10.679	8.662	12.308	9.396	9.828	9.272
K ₂ O	0.098	0.202	0.163	0.101	0.163	0.146	0.144	0.121	0.079	0.157	0.128	0.081
Total	99.885	99.720	100.332	99.164	100.332	100.346	94.967	98.615	99.346	99.161	98.884	98.755
Si	2.260	2.234	2.259	2.472	2.259	2.360	2.378	2.239	2.470	2.268	2.291	2.277
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.085	1.106	1.089	0.862	1.089	0.985	0.947	1.100	0.878	1.070	1.046	1.064
Fe ₃	0.856	0.859	0.853	0.852	0.853	0.848	0.885	0.865	0.849	0.861	0.862	0.863
Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000
Ca	0.231	0.247	0.229	0.010	0.229	0.133	0.089	0.249	0.019	0.215	0.190	0.215
Ba	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Na	0.663	0.646	0.671	0.942	0.671	0.779	0.803	0.637	0.888	0.688	0.720	0.680
K	0.005	0.010	0.008	0.005	0.008	0.007	0.007	0.006	0.004	0.008	0.006	0.004
An	25.661	27.363	25.250	1.091	25.250	14.495	9.849	27.948	2.032	23.583	20.703	23.911
Ab	73.817	71.563	73.894	98.407	73.894	84.752	89.358	71.396	97.556	75.586	78.624	75.654
Or	0.522	1.075	0.856	0.503	0.856	0.753	0.793	0.656	0.412	0.831	0.674	0.435

Tabela 5.11- Composição química de plagioclásio do muscovita biotita granito.

MA-29A				MA-29B						MA-29C			
Cristal	1	2(n)	2(b)	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	3(n)	3(b)	1	2	3(n)	3(b)
SiO ₂	59.562	59.121	59.840	57.405	58.612	58.381	59.142	56.859	58.158	64.226	64.467	60.491	60.679
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	25.614	25.907	26.340	26.545	25.989	26.146	25.579	26.637	26.067	23.792	20.684	25.363	25.401
FeO	0.033	0.044	0.068	0.007	0.030	0.005	0.083	0.025	0.025	0.000	0.383	0.054	0.102
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.032	0.000	0.021	0.042	0.000	0.000	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000
CaO	7.421	7.410	7.447	8.071	7.051	7.462	6.793	8.539	7.678	1.826	2.749	6.985	6.958
BaO	0.038	0.023	0.015	0.007	0.121	0.000	0.060	0.000	0.077	0.015	0.113	0.000	0.001
Na ₂ O	7.698	7.639	7.724	7.608	8.107	8.422	8.655	7.383	8.078	9.601	10.586	8.088	7.940
K ₂ O	0.162	0.242	0.146	0.077	0.129	0.085	0.154	0.094	0.125	1.455	0.111	0.178	0.127
Total	100.528	100.386	101.612	99.720	100.060	100.543	100.466	99.537	100.208	100.957	99.093	101.159	101.208
Si	2.224	2.212	2.215	2.166	2.201	2.188	2.215	2.151	2.186	2.368	2.415	2.245	2.249
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.127	1.142	1.149	1.180	1.150	1.155	1.129	1.188	1.155	1.034	0.913	1.110	1.110
Fe ₃	0.852	0.854	0.844	0.861	0.857	0.855	0.855	0.863	0.858	0.841	0.855	0.847	0.846
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.297	0.297	0.295	0.326	0.284	0.300	0.273	0.346	0.309	0.072	0.110	0.278	0.276
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000
Na	0.557	0.554	0.554	0.557	0.590	0.612	0.628	0.542	0.589	0.686	0.769	0.582	0.571
K	0.008	0.012	0.007	0.004	0.006	0.004	0.007	0.005	0.006	0.068	0.005	0.008	0.006
An	34.445	34.430	34.479	36.803	32.233	32.722	30.006	38.794	34.208	8.723	12.474	31.993	32.396
Ab	64.660	64.231	64.716	62.779	67.065	66.834	69.184	60.698	65.129	83.000	86.926	67.037	66.899
Or	0.895	1.339	0.805	0.418	0.702	0.444	0.810	0.508	0.663	8.276	0.600	0.971	0.704

Tabela 5.12- Composição química de plagioclásio do muscovita leucogranito.

MA-04			MA-32	
Cristal	1(n)	1(b)	1(n)	1(b)
SiO ₂	65.546	67.531	62.035	64.925
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.008
Al ₂ O ₃	21.164	19.868	23.232	20.110
FeO	0.067	0.000	0.003	0.012
Cr ₂ O ₃	0.021	0.021	0.000	0.000
CaO	2.268	0.696	4.003	0.706
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	10.633	11.734	10.118	12.551
K ₂ O	0.085	0.125	0.079	0.160
Total	99.784	99.975	99.470	98.495
Si	2.432	2.494	2.324	2.442
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.926	0.865	1.026	0.891
Fe ³	0.847	0.843	0.855	0.858
Cr	0.001	0.001	0.000	0.000
Ca	0.090	0.028	0.161	0.028
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.765	0.840	0.735	0.915
K	0.004	0.006	0.004	0.008
An	10.495	3.152	17.865	2.990
Ab	89.037	96.174	81.715	96.203
Or	0.468	0.674	0.420	0.807

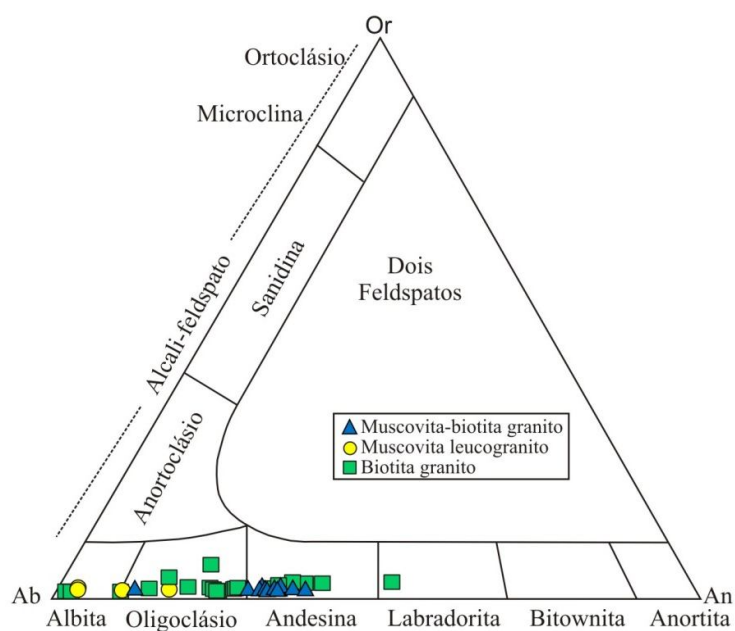


Figura 5.11: Classificação dos plagioclásios das rochas s graníticas estudadas no diagrama de classificação Ab-Na-Or Deer *et al.* (1966).

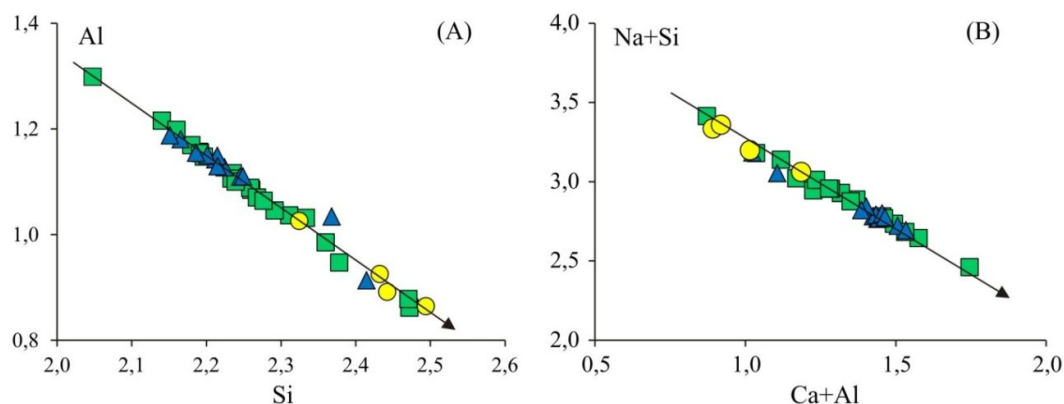


Figura 5.12: Diagrama de variação de elementos (pfu) para os plagioclásios dos granitos dos arredores da Missão Tunuí. **(A)** Substituição no sítio tetraédrico $\text{Al}^{+3} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$. **(B)** Substituição plagioclásio (albita-anortita).

5.5.2 Feldspato potássico

Foram analisados borda e núcleo dos cristais de feldspato potássico com o objetivo de uma melhor caracterização petrográfica dos litotipos, bem como a observação de variações composicionais. Os resultados químicos deste mineral são apresentados nas Tabelas 5.13 a 5.15. E sua classificação segundo Deer *et al.* (1966) é ilustrada na Figura 5.13.

No biotita granito as composições observadas foram homogêneas independente da paragênese da rocha (com ou sem anfibólio). Cristais mostram uma leve zonação com composição do núcleo Or_{94-96} e borda Or_{92-95} (Tabela 5.13). No muscovita biotita granito esses cristais apresentam baixa variação da molécula de ortoclásio, com teores de Or_{91-96} no núcleo e Or_{94-95} na borda. Um cristal analisado apresenta-se zonado com Or_{94} no núcleo e Or_{80} na borda (Tabela 5.14).

Para o muscovita leucogranito as composições observadas foram cristais apresentando núcleo com teores de Or_{91-94} e borda Or_{90-95} (Tabela 5.15).

Tabela 5.13- Composição química do feldspato potássico do biotita granito.

MA-10				MA-21A									
Com anfibólio				Sem anfibólio									
Cristal	1	2	3	1(n)	1(b)	2	3(n)	3(b)	4(n)	4(b)	5	6(n)	6(b)
SiO ₂	64.009	64.028	64.206	63.215	63.632	62.212	62.541	62.407	63.167	63.785	63.146	63.361	63.159
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015
Al ₂ O ₃	18.283	18.729	18.610	18.250	18.412	18.017	18.001	18.550	18.300	18.465	18.775	18.355	18.284
FeO	0.002	0.024	0.005	0.034	0.033	0.065	0.006	0.029	0.000	0.040	0.032	0.000	0.034
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.085	0.000	0.000	0.074	0.053	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.053
CaO	0.006	0.000	0.013	0.012	0.014	0.000	0.006	0.009	0.000	0.000	0.000	0.014	0.051
BaO	0.381	0.381	0.427	0.098	0.070	0.304	0.183	0.251	0.228	0.100	0.198	0.213	0.106
Na ₂ O	0.787	0.562	0.562	0.449	0.531	0.668	0.540	0.648	0.602	0.852	0.531	1.271	0.478
K ₂ O	14.839	15.696	15.267	15.899	15.293	15.310	15.266	15.229	15.618	15.188	15.284	14.597	15.652
Total	98.307	99.420	99.175	97.957	97.985	96.650	96.614	97.123	97.915	98.430	97.966	97.811	97.832
Si	2.499	2.485	2.492	2.484	2.491	2.474	2.482	2.468	2.483	2.489	2.475	2.484	2.482
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.841	0.857	0.851	0.845	0.849	0.844	0.842	0.865	0.848	0.849	0.867	0.848	0.847
Fe ₃	0.891	0.886	0.886	0.897	0.893	0.907	0.906	0.902	0.897	0.890	0.894	0.895	0.897
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Ca	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Ba	0.006	0.006	0.006	0.002	0.001	0.005	0.003	0.004	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002
Na	0.060	0.042	0.042	0.034	0.040	0.052	0.042	0.050	0.046	0.064	0.040	0.097	0.036
K	0.739	0.777	0.756	0.797	0.764	0.777	0.773	0.768	0.783	0.756	0.764	0.730	0.785
An	0.031	0.000	0.068	0.061	0.073	0.000	0.031	0.047	0.000	0.000	0.000	0.071	0.261
Ab	7.457	5.161	5.295	4.113	5.009	6.219	5.100	6.071	5.534	7.856	5.015	11.678	4.424
Or	92.512	94.839	94.638	95.826	94.918	93.781	94.869	93.882	94.466	92.144	94.985	88.250	95.315

Tabela 5.14- Composição química do feldspato potássico do muscovita biotita granito.

MA-29A					MA-29B						MA-29C					
Cristal	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	1	2(n)	2(n)	3	4	5	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	3(n)	3(b)
SiO ₂	64.383	64.847	64.373	65.112	63.308	63.759	63.685	63.374	63.494	63.387	65.528	65.122	65.015	64.564	65.482	64.925
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	18.456	18.655	18.518	18.468	18.244	18.473	18.401	18.360	18.444	18.863	18.707	18.351	18.564	18.601	18.643	18.522
FeO	0.024	0.008	0.000	0.055	0.000	0.000	0.016	0.035	0.025	0.000	0.000	0.058	0.073	0.071	0.068	0.175
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.042	0.000	0.011	0.042	0.011	0.000	0.011	0.011	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.085
CaO	0.000	0.000	0.022	0.025	0.037	0.009	0.000	0.039	0.000	0.016	0.001	0.042	0.000	0.000	0.018	0.004
BaO	0.343	0.328	0.159	0.328	0.252	0.350	0.251	0.389	0.336	0.266	0.183	0.313	0.405	0.213	0.419	0.320
Na ₂ O	0.607	0.497	0.504	0.567	0.633	0.878	0.521	0.540	0.941	0.738	0.485	0.593	0.559	2.142	0.670	0.560
K ₂ O	15.647	15.572	15.689	15.508	15.243	15.218	15.257	15.433	14.745	15.052	15.875	15.564	15.738	13.300	15.651	15.620
Total	99.460	99.907	99.307	100.063	97.728	98.729	98.157	98.170	97.996	98.333	100.779	100.067	100.354	98.891	100.951	100.211
Si	2.496	2.500	2.496	2.507	2.487	2.486	2.491	2.485	2.486	2.476	2.508	2.508	2.502	2.496	2.506	2.500
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.843	0.848	0.846	0.838	0.845	0.849	0.848	0.848	0.851	0.868	0.844	0.833	0.842	0.847	0.841	0.841
Fe ₃	0.885	0.880	0.885	0.879	0.896	0.890	0.892	0.895	0.893	0.891	0.873	0.879	0.878	0.882	0.873	0.879
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Ca	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
Ba	0.005	0.005	0.002	0.005	0.004	0.005	0.004	0.006	0.005	0.004	0.003	0.005	0.006	0.003	0.006	0.005
Na	0.046	0.037	0.038	0.042	0.048	0.066	0.040	0.041	0.071	0.056	0.036	0.044	0.042	0.161	0.050	0.042
K	0.774	0.766	0.776	0.762	0.764	0.757	0.761	0.772	0.736	0.750	0.775	0.765	0.773	0.656	0.764	0.767
An	0.000	0.000	0.112	0.128	0.191	0.046	0.000	0.201	0.000	0.083	0.005	0.214	0.000	0.000	0.091	0.020
Ab	5.568	4.626	4.650	5.257	5.925	8.058	4.934	5.039	8.842	6.929	4.437	5.462	5.122	19.664	6.103	5.166
Or	94.432	95.374	95.238	94.614	93.883	91.896	95.066	94.760	91.158	92.988	95.558	94.324	94.878	80.336	93.806	94.813

Tabela 5.15- Composição química de feldspato potássico do muscovita leucogranito.

MA-R-04									MA-R-32									
Cristal	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	3(n)	3(b)	4(n)	4(b)	1(n)	1(b)	2(n)	2(b)	3	4	5(n)	5(b)	6(n)	6(b)
SiO ₂	64.512	64.536	64.628	64.654	65.093	64.732	64.827	65.341	63.130	63.199	62.235	62.610	62.512	63.047	63.125	63.755	62.353	62.939
TiO ₂	0.000	0.000	0.028	0.000	0.000	0.023	0.000	0.006	0.000	0.008	0.000	0.008	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	18.673	18.332	18.818	18.379	18.735	18.433	18.683	18.606	18.492	18.457	18.483	18.102	18.196	18.410	18.268	18.502	18.409	18.513
FeO	0.000	0.049	0.009	0.034	0.006	0.000	0.000	0.076	0.047	0.004	0.037	0.017	0.018	0.016	0.000	0.010	0.021	0.000
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.084	0.032	0.000	0.042	0.021	0.073	0.000	0.000	0.000	0.053	0.127	0.000	0.042	0.000	0.074	0.000
CaO	0.043	0.004	0.025	0.023	0.000	0.028	0.038	0.009	0.028	0.000	0.021	0.041	0.032	0.057	0.039	0.000	0.026	0.024
BaO	0.000	0.000	0.000	0.037	0.173	0.083	0.074	0.053	0.000	0.001	0.030	0.060	0.084	0.000	0.008	0.062	0.024	0.000
Na ₂ O	0.640	0.627	0.770	0.462	0.696	0.679	0.574	0.859	0.871	0.763	0.841	0.749	0.852	0.713	0.763	1.025	0.797	0.806
K ₂ O	15.675	15.613	15.330	15.795	15.470	15.517	15.563	15.306	14.876	15.195	15.333	15.330	15.067	15.070	15.115	14.412	15.212	15.276
Total	99.551	99.179	99.719	99.434	100.195	99.541	99.822	100.329	97.471	97.646	97.011	96.983	96.906	97.366	97.360	97.807	96.985	97.610
Si	2.494	2.502	2.492	2.503	2.501	2.502	2.499	2.506	2.481	2.482	2.464	2.478	2.474	2.481	2.485	2.492	2.467	2.475
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.851	0.838	0.855	0.838	0.849	0.840	0.849	0.841	0.856	0.854	0.862	0.844	0.849	0.854	0.847	0.852	0.859	0.858
Fe ₃	0.882	0.885	0.880	0.883	0.877	0.882	0.880	0.875	0.896	0.896	0.903	0.903	0.903	0.898	0.898	0.892	0.903	0.897
Cr	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000
Ca	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001
Ba	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.048	0.047	0.058	0.035	0.052	0.051	0.043	0.064	0.066	0.058	0.065	0.057	0.065	0.054	0.058	0.078	0.061	0.061
K	0.773	0.772	0.754	0.780	0.758	0.765	0.765	0.749	0.746	0.761	0.774	0.774	0.761	0.757	0.759	0.719	0.768	0.766
An	0.216	0.020	0.127	0.117	0.000	0.142	0.194	0.045	0.145	0.000	0.106	0.209	0.164	0.295	0.201	0.000	0.133	0.122
Ab	5.830	5.751	7.083	4.251	6.400	6.227	5.298	7.856	8.160	7.090	7.686	6.898	7.901	6.688	7.111	9.755	7.366	7.415
Or	93.953	94.229	92.790	95.632	93.600	93.631	94.509	92.099	91.695	92.910	92.208	92.894	91.935	93.016	92.688	90.245	92.502	92.463

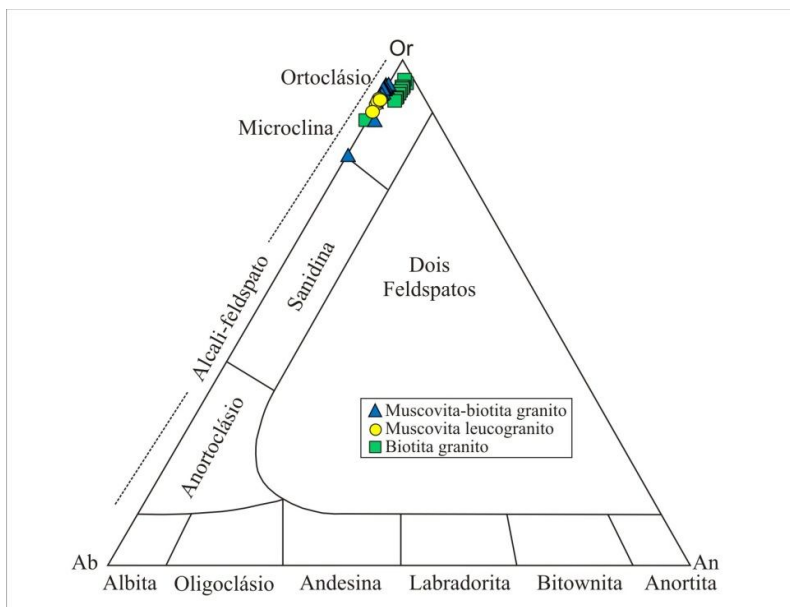


Figura 5.13: Feldspatos alcalinos dos granitos dos arredores da Missão Tunuí no diagrama de classificação *Ab-Na-Or* proposto por Deer *et al.* (1966).

5.6 Condições de cristalização

5.6.1 Geobarometria

Estudos empíricos (Hammarstrom & Zen 1986; Hollister *et al.* 1987) e experimentais (Schmidt 1992) têm demonstrado que a variação do conteúdo de Al total em hornblenda em granitos cálcio-alcálinos, quando tamponados pela assembléia mineral quartzo, plagioclásio (oligoclásio ou andesina), feldspato potássico, biotita, hornblenda, titanita e magnetita (ou ilmenita), é controlada, em grande parte, pela pressão de cristalização.

O geobarômetro Al total em hornblenda foi aplicado apenas para o biotita granito (amostra MA-10). Para as demais rochas não foi possível fazer estimativas de pressão devido à ausência de paragênese adequada. Os cálculos de geobarometria foram obtidos utilizando os parâmetros propostos por Schmidt (1992; Equação 1) e os resultados são apresentados na Tabela 5.16.

Equação (1)

$$P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = - 3,01 + 4,76 \text{ Al}_T, r^2 = 0,99$$

Tabela 5.16– Resultados de geobarometria utilizando anfíbólio de biotita granito

	Cristal	Al total	P (kbar)
Amostra MA-10	1	1,584	4,53
	2(b)	1,739	5,27
	3(b)	1,651	4,85

5.6.2 Geotermometria

5.6.2.1 Anfibólio-plagioclásio

Para estimar a temperatura de cristalização, Blundy & Holland (1990) propuseram um termômetro empírico com base nas reações edenita-tremolita e pargasita-hornblenda. O uso desse termômetro é restrito a rochas ígneas félsicas e intermediárias com plagioclásio com teor de An < 0,92 e hornblenda com Si < 7,8 átomos por molécula atômica. Segundo esses autores, o cálculo de geotermometria apartir do par anfibólio-plagioclásio é feito utilizando Equação (2):

Equação (2)

$$T = \frac{0,677P - 48,98Y}{-0,0429 - 0,008314 \ln K} \text{ K} = \left(\frac{Si-4}{8-Si} \right) X_{Ab}^{plag}$$

onde:

T é expresso em kelvin (°K), P em kbar;

Para $X_{abplag} > 0,5$ considerar $Y_{ab} = 0$ e para $X_{ab} < 0,5$ considerar $Y_{ab} = -8,06 + 25,5 (1 - X_{ab})^2$. O erro em °C deste geotermômetro é ± 75 .

Este geotermômetro foi utilizado apenas para os biotita granitos por ser a única rocha estudada portadora de anfibólio. Na Tabela 5.17 são apresentados os dados de geotermometria. De acordo com os dados obtidos foi possível inferir a temperatura de cristalização dessas rochas entre 797° a 841°C.

Tabela 5.17 – Geotermômetro obtido em anfibólio de biotita granito

	Cristal (Anf)	P (kbar)	Si (Anf)	*Xab (Pla)	T (°K)	T (°C)
Amostra MA-10	1	4,53	6,654	0,662	1070,66	797,51
	2(b)	5,27	6,512	0,724	1083,79	810,64
	3(b)	4,85	6,579	0,581	1114,49	841,34

*Xab é o teor de albita do plagioclásio. Para o cálculo de geotermômetro foram utilizados os conteúdos de albita dos cristais (1), (4) e (6b) vide tabela Tabela 5.9.

5.6.2.2 Zr em rocha total

A saturação de Zr em magmas silicáticos tem sido bastante utilizada como termometria. O termômetro de saturação em Zr é uma poderosa ferramenta para ter acesso a temperaturas de sistemas magmáticos. Watson & Harrison (1984) calibraram inicialmente os contrastes composicional e de temperatura das condições de saturação de Zr.

Partindo do princípio que o coeficiente de partição do Zr entre o cristal e o líquido é em função da temperatura. Esses autores estabeleceram diversas isotermas relacionando a razão catiônica $(Na+K+2Ca)/(Al*Si)$ vs a concentração de Zr (ppm) na rocha. Watson (1987) propôs o cálculo da temperatura utilizando Zr em rocha total (Equação 3).

Equação (3)

$$T(^{\circ}C) = -273 + \frac{12900}{17,18 - \ln Zr}$$

A temperatura de saturação de Zr indica que os granitos estudados foram gerados em diferentes temperaturas (Tabela 5.18). Os biotita granitos registraram as maiores temperaturas com valores variando de 860°-956°C, esse intervalo é mais elevado do que o obtido pelo termômetro plagioclásio-anfibolio. A temperatura estimada para os muscovita biotita granitos é de 831°-898°C. Comparativamente, os muscovita leucogranitos registraram temperaturas de cristalização mais baixas (749°C) que as demais rochas graníticas.

Tabela 5.18- Temperatura de saturação do Zr para os granitos dos arredores da Missão Tunuí.

Biotita granito			Muscovita biotita granito		
Amostras	Zr(ppm)	T°C	Amostras	Zr(ppm)	T°C
MA-08A	483,7	899,883	MA-29A	377,6	874,058
MA-10	553,1	914,358	MA-30A	479,4	898,932
MA-18	639,7	930,470	MA-28	547,4	913,227
MA-12	413,9	883,497	MA-29B	323,2	858,407
MA-02	411,7	882,945	MA-13A	445,9	891,270
MA-14A	330,0	860,477	MA-29C	291,3	848,189
MA-19	799,8	956,082	MA-16	328,9	860,145
MA-31B	622,6	927,436	MA-17	244,3	831,300
MA-21C	479,5	898,954	MA-31A	377,1	873,923
MA-21A	501,8	903,814			
			Muscovita leucogranito		
Amostras	Zr(ppm)	T°C	Amostras	Zr(ppm)	T°C
			MA-06	95,6	749,201

5.6.3 Condições de fugacidade de oxigênio

A fugacidade de oxigênio de magmas está relacionada à fonte de material que em parte depende do ambiente tectônico. Magmas graníticos derivados de rochas sedimentares são usualmente reduzidos, enquanto que granitos tipo I são relativamente oxidados. Algumas

inferências sobre o estado de oxidação do magma podem ser feitas usando associação e química mineral.

De acordo com Wones (1989) a associação titanita + magnetita + quartzo em rochas graníticas permite uma estimativa relativa da fugacidade de oxigênio. Esta inferência é feita a partir dos cálculos de acordo com a Equação (4).

Equação (4):

$$\text{Log } f\text{O}_2 = \frac{-30930}{T} + 14,98 + \frac{0,142(P-1)}{T}$$

onde:

T é temperatura em kelvin (K) e P é pressão em (bars), calculada pelo barômetro Al total em hornblenda

Foi utilizada essa expressão para estimar as condições de fugacidade de oxigênio apenas do biotita granito (Tabela 5.19), uma vez que essas são as únicas rochas estudadas que possuem valores de temperatura e pressão. Foram obtidos valores negativos do Log $f\text{O}_2$ (-12,773 e -13,909), o que significa que esses minerais cristalizaram sob condições de fugacidade de oxigênio elevada (Figura 5.14).

Tabela 5.19 – Dados de fugacidade do biotita granito.

Cristal	T (°K)	P(bars)	Log $f\text{O}_2$
1(b)	1070,66	0,0045	-13,909
2(b)	1083,79	0,0053	-13,559
3(b)	1114,49	0,0048	-12,773

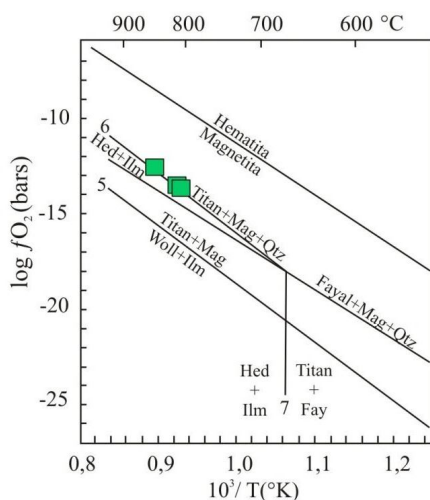


Figura 5.14: Estimativa das parageneses minerais fayalita-magnetita-quartzo, hematita-magnetita, titanita-magnetita-quartzo de acordo com o Log $f\text{O}_2$ e T (Wones 1989), aplicado para o biotita granito.

CAPÍTULO 6

LITOGEOQUÍMICA

6.1 Introdução

Com o intuito de classificar e caracterizar geoquimicamente os granitos estudados, foram selecionadas 21 amostras para análise química (ver metodologia no Capítulo 1), assim distribuídas: dez do biotita granito, nove do muscovita biotita granito e duas do muscovita leucogranito. Os resultados analíticos são apresentados nas Tabelas 6.1 e 6.2.

6.2 Nomenclatura

Utilizando dados químicos de rocha total foi feita a classificação com base na mesonorma (CIPW). Esta norma tem grande utilidade para rochas graníticas portadoras de minerais hidratados tais como biotita e anfibólio. Os valores normativos de Q (quartzo), A (ortoclásio + 5% de albita) e P (95% de albita) são plotados no diagrama Q-A-P (Figura 6.1). As três litologias estudadas apresentam composição predominantemente monzogranítica, com exceção de duas amostras MA-06 (muscovita leucogranito) e MA-21A (biotita granito) que plotam no campo do sienogranito e granodiorito respectivamente. A classificação normativa é condizente com aquela feita a partir do estudo petrográfico (vide petrografia no Capítulo 4).

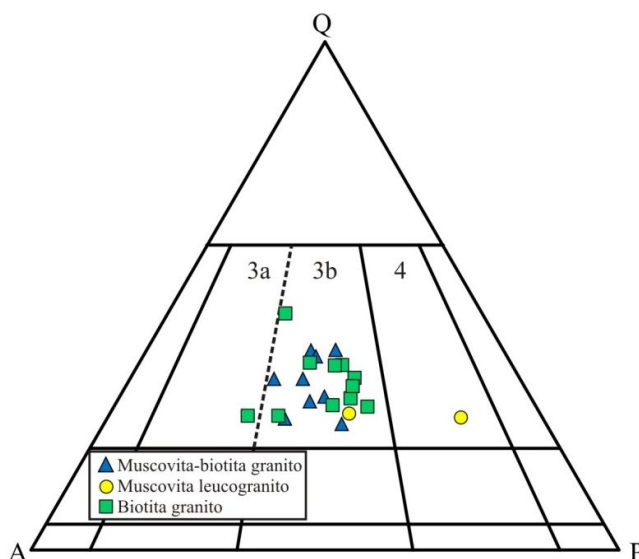


Figura 6.1: Composição normativa das rochas estudadas utilizando o diagrama com Streckeisen (1976).

Tabela 6.1 – Dados químicos e normativos (CIPW) do biotita granito e dique leucogranítico associado.

Elementos maiores (%)	Biotita granito										Dique
	Amostras MA-										
	18	10	31B	08A	12	19	02	14A	21C	21A	14B
SiO ₂	61,5	61,9	62,2	63,1	64,6	64,6	65,8	66,4	66,8	69,2	75,9
TiO ₂	0,80	1,13	0,86	0,92	0,64	0,79	0,80	0,66	0,48	0,41	0,42
Al ₂ O ₃	15,68	15,12	16,07	18,23	15,95	17,30	14,03	14,76	16,68	15,22	11,76
Fe ₂ O ₃	4,94	5,00	6,41	2,82	4,48	2,67	4,48	4,39	2,45	1,75	1,01
MnO	0,08	0,09	0,08	0,05	0,07	0,04	0,08	0,07	0,05	0,04	0,04
MgO	1,46	1,66	1,24	0,99	1,38	0,88	1,47	1,53	0,75	0,31	0,27
CaO	5,62	5,29	5,53	4,36	3,70	4,65	3,82	3,06	3,53	1,64	0,91
Na ₂ O	3,08	3,06	3,59	3,71	2,93	3,45	2,60	3,10	3,56	2,57	2,25
K ₂ O	3,80	3,72	1,68	3,56	4,08	3,80	4,78	4,25	4,64	7,38	5,05
P ₂ O ₅	0,95	0,63	1,15	0,27	0,38	0,42	0,42	0,32	0,29	0,09	0,09
P.F.	0,81	0,62	0,74	1,81	0,79	1,02	0,81	0,89	0,70	0,74	0,81
Total	98,72	98,22	99,55	99,82	99,00	99,62	99,09	99,07	99,93	99,35	98,51
Elementos traços (ppm)											
Ba	802	852	259	579	583	944	703	503	605	742	401
Rb	119,7	124,9	120,3	109,9	165,8	104,4	177,8	192,5	168,7	226,7	134,7
Sr	480,1	420,6	207,3	432	291,9	589,2	307,7	259,1	351,5	230,4	159,2
Hf	17,7	15,2	17,5	15,2	12,9	23,5	12,8	10,3	14,6	16,3	2,2
Nb	18,6	18,3	21,5	31,7	20,4	13,8	26	19,6	24,9	21,9	13,2
Ta	1,5	1,2	2,5	2,8	1,7	0,9	2,1	1,3	2,2	2,9	1,3
Th	25,8	10,2	44,4	29,6	37,5	21,2	30,3	38	35,8	86,5	65,2
U	5	5,2	25,7	12,8	13,6	7	7,8	5,2	10,2	16,2	9,4
V	102	98	77	62	77	55	79	73	38	31	16
Zn	46	57	71	21	49	29	51	42	33	20	7
W	1	1,7	0,8	2,3	1,9	1,5	<0,5	1,1	<0,5	1,5	0,8
Ga	18,4	17,5	16,8	16,9	18,4	15,5	15,5	18,1	16	13,8	11,3
Zr	639,7	553,1	622,6	483,7	413,9	799,8	411,7	330	479,5	501,8	67,7
Y	52,1	46	162,3	29,8	81,6	28,8	58,3	33,6	45,9	56,2	41,9
Elementos terras raras (ppm)											
La	206,9	72,9	118,7	44,2	58,7	144,2	66,5	56,7	152,3	168,9	150
Ce	303,7	124,4	274,6	136,2	120,8	246,4	147,1	113,6	166,6	331,1	178
Pr	32,75	15,94	32,78	11,01	14,15	30,41	17,15	12,69	31,22	39,76	29,11
Nd	125,1	66,7	134,9	41,2	56,9	103,8	69,7	51,9	103,4	141,4	108,5
Sm	14,61	10,80	26,29	7,32	10,48	11,74	11,40	8	12,58	20,05	15,22
Eu	2,52	2,17	3,63	1,73	1,85	3,28	1,88	1,59	2,16	2,68	3,11
Gd	10,61	9,35	26,18	6,23	10,66	6,20	9,89	6,74	8,56	12,89	11,84
Tb	1,40	1,31	4,45	1,04	1,83	0,86	1,47	0,98	1,25	1,95	1,64
Dy	7,82	7,57	27,16	6,31	12,23	4,26	8,99	5,98	7,08	10,28	8,87
Ho	1,42	1,39	5,11	1,17	2,56	0,76	1,77	1,09	1,21	1,69	1,5
Er	4,13	3,94	16,60	3,67	7,92	2,61	5,47	3,26	3,81	5,39	4,24
Tm	0,70	0,59	2,29	0,64	1,21	0,43	0,89	0,54	0,55	0,75	0,63
Yb	4,76	3,88	16,21	4,72	7,59	3,38	5,90	3,71	4,46	6,07	4,17
Lu	0,72	0,56	2,12	0,65	1,05	0,60	0,86	0,57	0,72	0,86	0,55
Total ETR	717,1	321,5	691,02	265,91	307,9	558,93	349	267,26	495,9	743,8	517,4
(La/Sm) _N	8,91	4,25	2,84	3,80	3,52	7,73	3,67	4,46	7,62	5,30	6,20
(Gd/Yb) _N	1,80	1,94	1,30	1,07	1,13	1,48	1,35	1,47	1,55	1,71	2,29
(La/Yb) _N	29,30	12,67	4,94	6,31	5,21	28,76	7,60	10,3	23,02	18,76	24,25
Eu(n)/Eu*	0,59	0,65	0,42	0,76	0,53	1,06	0,53	0,65	0,60	0,48	0,68
Norma CIPW (%)											
Quartzo	17,28	18,18	22,64	17,61	22,04	19,64	23,17	23,28	20,11	22,18	41,38
Coríndon	--	--	1,04	0,99	0,90	0,06	--	0,26	0,08	0,24	1,15
Ortoclásio	22,46	21,98	9,93	21,04	24,11	22,46	28,25	25,12	27,42	43,61	29,84
Albita	26,06	25,89	30,38	31,39	24,79	29,19	22,00	26,23	30,12	21,75	19,04
Anortita	17,74	16,53	19,92	19,87	15,87	20,33	12,49	13,09	15,62	7,55	3,93
Diopsídio	3,21	4,52	--	--	--	--	3,01	--	--	--	--
Hiperstênio	4,42	3,84	7,04	2,96	5,61	2,77	4,01	5,76	2,65	1,01	0,69
Magnetita	2,72	2,73	3,14	1,60	2,52	1,52	2,59	2,54	1,50	1,20	0,60
Ilmenita	1,52	2,15	1,63	1,75	1,22	1,50	1,52	1,25	0,91	0,78	0,80
Apatita	2,25	1,49	2,72	0,64	0,90	1,00	1,00	0,76	0,69	0,21	0,21
Total	97,65	97,32	98,45	97,85	97,96	98,46	98,03	98,29	99,10	98,52	97,65

Tabela 6.2– Dados químicos e normativo (CIPW) do muscovita biotita granito e muscovita leucogranito.

Elementos Maiores (%)	Muscovita biotita granito									Muscovita leucogranito	
						Diatexitito					
	Amostras MA-										
	31A	17	16	13A	30A	29A	29B	28	29C	05B	06
SiO ₂	64,7	65,7	66,3	66,5	67,8	68,2	68,2	68,3	69,9	69,3	70,1
TiO ₂	0,35	0,28	0,26	0,35	0,29	0,48	0,52	0,56	0,41	0,13	0,08
Al ₂ O ₃	18,49	17,44	18,27	17,01	17,04	16,05	15,50	15,1	14,82	16,82	16,83
Fe ₂ O ₃	3,44	2,0	1,20	3,29	2,69	2,51	2,92	3,18	2,35	0,66	0,61
MnO	0,04	0,05	0,03	0,09	0,03	0,05	0,07	0,07	0,05	0,06	0,2
MgO	0,82	0,45	0,21	1,1	0,62	0,66	0,7	0,72	0,69	0,1	0,07
CaO	1,98	1,43	2,01	2	1,77	2,46	2,92	3,06	2,22	0,39	0,26
Na ₂ O	3,14	3,11	4,14	3,01	3,59	2,95	2,92	2,83	2,53	4,54	6,77
K ₂ O	5,26	6,20	4,68	4,09	4,97	5,16	5,12	4,52	6,12	4,76	1,74
P ₂ O ₅	0,25	0,16	0,05	0,18	0,18	0,11	0,25	0,24	0,22	0,14	0,38
P.F.	1,20	2,78	1,97	1,30	1,25	1,13	0,61	0,62	0,75	2,20	2,46
Total	99,67	99,60	99,12	98,92	100,23	99,76	99,73	99,2	100,06	99,1	99,5
Elementos traços (ppm)											
Ba	594	588	678	838	588	768	718	610	739	30	3
Rb	174,5	218,7	182,5	155,9	168,4	168,4	168,8	153	186,4	374,8	157,4
Sr	179,2	166,2	231,3	280,6	176,2	187,4	176,7	186,8	169,4	22,4	2,3
Hf	11,3	8,3	9,8	12,6	14,7	12,4	10,6	17,1	9,3	0,8	5,4
Nb	13,7	13,4	15,9	13,2	9,7	21,4	16,1	18,1	14,9	41,3	14,4
Ta	1,1	1,7	1,9	0,9	0,9	1,9	1,4	1,3	1,5	5,4	7,2
Th	40,9	20,1	32,2	38,8	36,6	28,7	84,5	123,1	27,8	5,3	3,2
U	9,6	4,5	7,4	8,7	9,7	5,4	11,7	12,8	3,1	7,5	12,6
V	40	31	13	51	22	33	38	29	28	4	4
Zn	46	22	18	40	36	32	36	39	28	15	3
W	0,9	1,7	0,25	3,6	0,7	1,1	0,6	0,7	1,3	5,1	3,3
Ga	17,5	14,8	20,1	17,5	14,2	14,1	14,2	15,4	12,9	18,4	15,3
Zr	377,1	244,3	328,9	445,9	479,4	377,6	323,2	547,4	291,3	21,9	95,6
Y	77,7	41,7	12,8	76,1	71,7	40,3	53,5	61,2	23,8	11,7	10
Elementos terras raras (ppm)											
La	123,2	36,4	14,5	281,8	171	81,2	65,6	68,4	43	9,1	3,8
Ce	289,5	75,2	39,1	296,1	422	181,8	148,5	153,9	102,1	20,3	9,7
Pr	34,08	8,39	3,37	70,26	48,64	20,77	16,88	17,81	11,11	2,34	1,07
Nd	129,2	33,4	14,2	282,6	180,1	75,7	62,8	69,1	40,4	9,2	3,4
Sm	22,97	5,81	1,86	43,09	30,40	14,17	11,23	12,06	7,17	1,84	1,39
Eu	2,37	0,93	0,46	6,30	2,51	2,96	1,98	2,14	1,51	0,19	0,02
Gd	18,23	5,53	1,31	28,59	21,39	11,32	9,71	10,56	5,80	1,62	1,34
Tb	2,83	0,99	0,24	3,67	3,11	1,74	1,66	1,81	0,98	0,34	0,33
Dy	15,06	6,71	1,78	18,05	15,41	8,64	9,45	10,25	5,35	2,03	1,85
Ho	1,89	1,28	0,44	2,77	1,37	1,74	2,43	2,27	0,79	0,34	0,25
Er	7,34	4,31	1,60	7,76	6,05	3,54	5,45	5,82	2,32	1,07	0,75
Tm	0,90	0,74	0,29	1,27	0,79	0,49	0,73	0,82	0,30	0,18	0,16
Yb	6,27	5,19	2,03	8,69	5,54	3,70	5,10	6,48	2,33	1,47	1,40
Lu	0,84	0,78	0,30	1,20	0,78	0,53	0,76	1,01	0,33	0,18	0,18
Total ETR	655,22	185,45	81,5	1052,15	909,1	408,3	342,28	362,43	223,50	50,1	25,64
(La/Sm) _N	3,37	3,94	4,90	4,11	3,54	3,60	3,67	3,57	3,78	3,11	1,72
(Gd/Yb) _N	2,35	0,86	0,52	2,65	3,12	2,47	1,54	1,32	2,01	0,89	0,77
(La/Yb) _N	13,25	4,73	4,82	21,86	20,81	14,80	8,68	7,12	12,44	4,17	1,83
Eu(n)/Eu*	0,34	0,49	0,86	0,52	0,29	0,69	0,57	0,57	0,69	0,33	0,04
Norma CIPW(%)											
Quartzo	20,83	20,28	19,69	27,09	23,17	24,97	24,54	26,10	26,26	23,98	23,69
Coríndon	4,63	3,40	2,86	4,43	2,97	1,40	0,44	0,56	0,52	3,83	3,81
Ortoclássio	31,09	36,64	27,66	24,17	29,37	30,49	30,26	26,71	36,17	28,13	10,28
Albita	26,57	26,32	35,03	25,47	30,38	24,96	24,71	23,94	21,41	38,42	57,29
Anortita	8,19	6,05	9,65	875	7,60	11,47	12,85	13,61	9,58	1,02	--
Diopsídio	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Hiperstênio	3,61	1,82	0,83	4,56	2,68	2,46	2,80	3,08	2,46	0,49	0,76
Magnetita	2,12	1,31	0,76	1,87	1,69	1,54	1,78	1,85	1,50	0,44	0,39
Ilmenita	0,67	0,53	0,49	0,67	0,55	0,91	0,99	1,06	0,78	0,25	0,15
Apatita	0,59	0,38	0,12	0,43	0,43	0,26	0,59	0,57	0,52	0,33	0,47
Total	98,29	96,72	97,09	97,43	98,84	98,49	98,96	98,40	99,19	96,87	96,84

6.3 Caracterização geoquímica

A química de elementos maiores mostrou composição predominantemente ácida com uma faixa restrita nos teores de SiO_2 com valores entre 61,5 a 69,2% para os biotita granitos, 64,7 a ~70% para o muscovita biotita granito e 69,3 a 70,1% para o muscovita leucogranito.

Analisando os óxidos maiores SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ no diagrama de MALI (Índice de Álcalis-cálcico Modificado) proposto por Frost *et al.* (2001; Figura 6.2A), nota-se que as amostras do biotita granito se alinham, definindo *trend* no campo das rochas de natureza cálcio-alcálica. A utilização dos parâmetros contidos neste diagrama para caracterização de séries magmáticas não foi satisfatória para o muscovita biotita granito e muscovita leucogranito. Ainda no contexto de classificação de séries magmática para o biotita granito, utilizou-se o diagrama de Pecerillo & Taylor (1976; Figura 6.2B) e de acordo com essa classificação o biotita granito tem assinatura geoquímica cálcio-alcálica de alto-K.

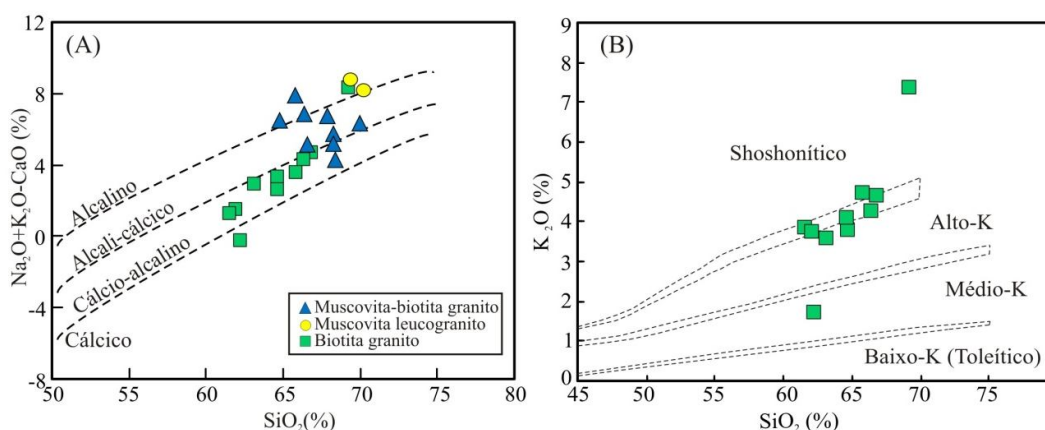


Figura 6.2: Diagramas de séries magmáticas: **(A)** Diagrama de MALI – Índice Álcali-Cálcico Modificado por Frost *et al.* (2001). **(B)** Subdivisão de rochas subalcalina SiO_2 vs K_2O usando os campos propostos por Pecerillo & Taylor (1976).

Shand (1927) propôs um esquema de classificação para granitóides com base no índice de saturação em alumina (ISA). Essa classificação leva em consideração a razão molar A/CNK e representa a condição de saturação em alumina de granitos com quartzo e dois tipos de feldspato. Nesse diagrama (Figura 6.3) a distribuição das amostras das rochas graníticas estudadas ocorre da seguinte forma: **(i)** o biotita granito apresenta razão molar A/CNK entre 0,81 a 1,02, predominantemente de caráter metaluminoso, com exceção da amostra MA-12, a mais enriquecida em biotita que plota no campo peraluminoso; **(ii)** as amostras do muscovita biotita granito mostram caráter predominantemente peraluminoso, com exceção das amostras menos enriquecidas em biotita e muscovita (MA-28, MA-29B e MA-29C) que plotam no

limite dos campos metaluminoso/peraluminoso; **(iii)** as duas amostras de muscovita leucogranito apresentam caráter predominantemente peraluminoso.

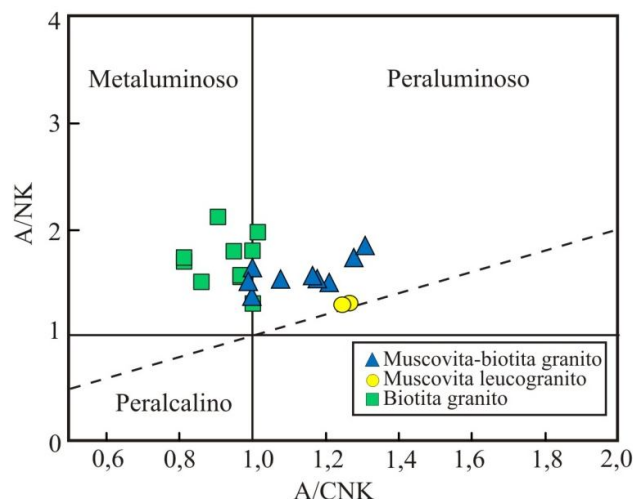


Figura 6.3: Diagrama discriminante de alumina saturação, Índice de Shand (1927) segundo Maniar & Picolli (1989).

Para classificar as rochas graníticas de acordo com a sua tipologia foram utilizados diversos diagramas. Whalen *et al.* (1987) propôs diagramas para separar granitos tipo A dos tipo I e S, colocando esses dois últimos em um único campo. Nesse diagrama todas as amostras estudadas plotaram no campo dos granitos tipo I e S (Figura 6.4 A, B e C).

Outro esquema de classificação foi proposto por Frost *et al.* (2001, Figura 6.4D), e leva em consideração SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, com seus campos traçados a partir de dados dos granitos tipo I, S e A do *Lanchlan Fold Belt* (Chappell & White 1974; Collins *et al.* 1982; White & Chappell 1983; King *et al.* 1997). A aplicação deste diagrama não foi bem sucedida para rochas graníticas estudadas, devido à distribuição das amostras nas regiões onde há sobreposição de campos e qualquer inferência sobre tipologia baseada nesse diagrama não seria confiável. Quatro amostras do biotita granito plotam no campo dos granitos tipo I, uma no campo dos granitos tipo-A, e cinco amostras plotam na sobreposição de campos, sendo duas no I-S e três no I, S e A. Dentre as amostras do muscovita biotita granito, cinco plotam na sobreposição dos campos I, S e A, duas na sobreposição dos campos A e I, uma cai no campo do tipo I, e a amostra mais enriquecida em álcalis não cai em nenhum campo. Embora o caráter peraluminoso e mineralogia típica de granitos tipo S, as amostras do muscovita leucogranito quando plotados nesse diagrama, uma caiu no campo dos granitos tipo A e outra amostra na sobreposição dos campos de granitos tipo A e I.

A relação Th vs P_2O_5 é considerada como bom marcador para diferenciar os tipos de granitos. A utilização desse parâmetro para as rochas graníticas estudadas mostrou que apesar da dispersão das amostras existe afinidade do biotita granito e muscovita biotita granito com granitos do tipo I. (Figura 6.4E).

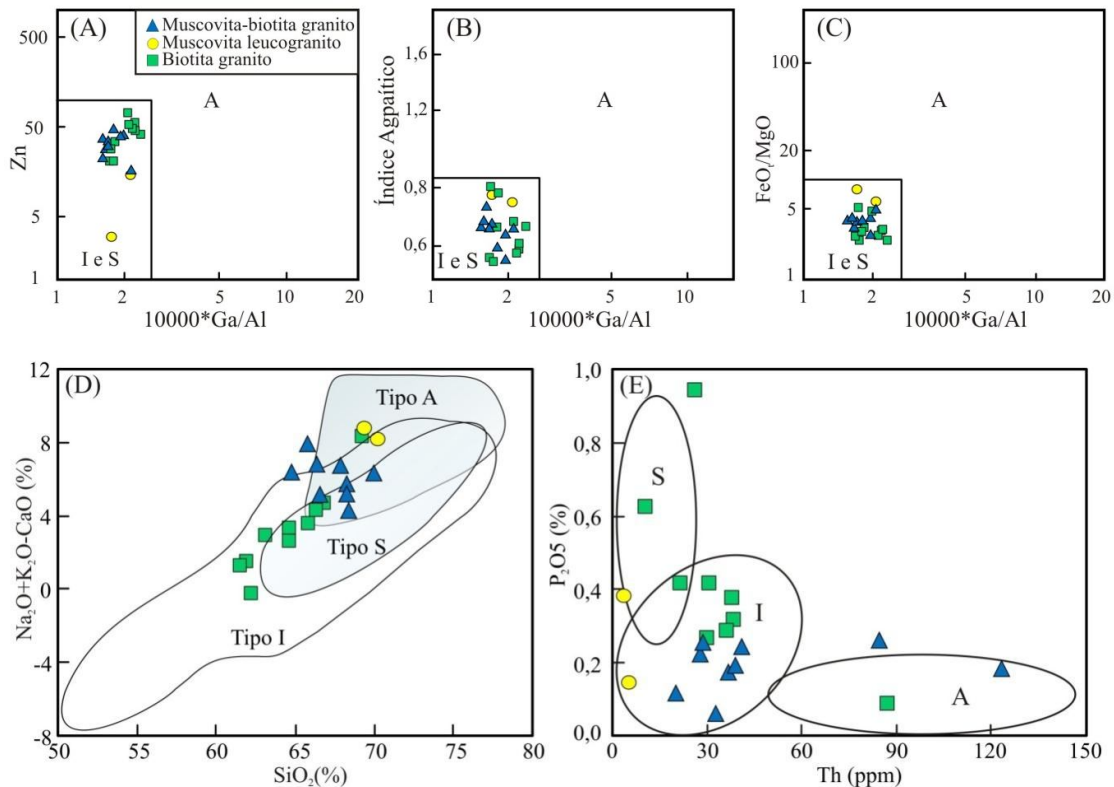


Figura 6.4: Diagramas de tipologia de granito. **A**, **B** e **C** proposto por Whalen *et al.* (1987): **(A)** $1000 \cdot Ga/Al$ vs Zn. **(B)** $1000 \cdot Ga/Al$ vs Índice apgaítico. **(C)** $1000 \cdot Ga/Al$ vs FeO/MgO . **(D)** Diagrama de MALI – Índice Álcali-Cálcico Modificado por Frost *et al.* (2001) contendo campos de tipologia de granito. **(E)** Diagrama de tipologia de granito utilizando como parâmetros P_2O_5 e Th.

6.4 Diagramas de variação química do tipo Harker

Diagramas de variação do tipo Harker são utilizados como indicadores petrogenéticos. A atuação de cada processo magmático pode ser avaliada mediante a geração de *trends* com configurações específicas que representam um determinado mecanismo de diferenciação magmática (Caskie 1984 e Wilson 1989). Fazendo o uso dos diagramas de variação do tipo Harker e utilizando SiO_2 como índice de diferenciação (Figura 6.5), nota-se claramente que: **(i)** o comportamento de óxidos maiores e elementos menores nos muscovita leucogranitos é distinto dos biotita granitos e muscovita biotita granitos; **(ii)** em alguns diagramas os biotita granito e muscovita biotita granito mostram *trends* distintos. Esse comportamento é

observado com relação ao CaO , TiO_2 e Zr . Contudo quando correlaciona o SiO_2 com Mg , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O e Ga , nota-se que as amostras do biotita granito e muscovita biotita granito formam um único *trend*, sendo que esse *trend* é negativo para o MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e Ga , e positivo para o K_2O e Na_2O .

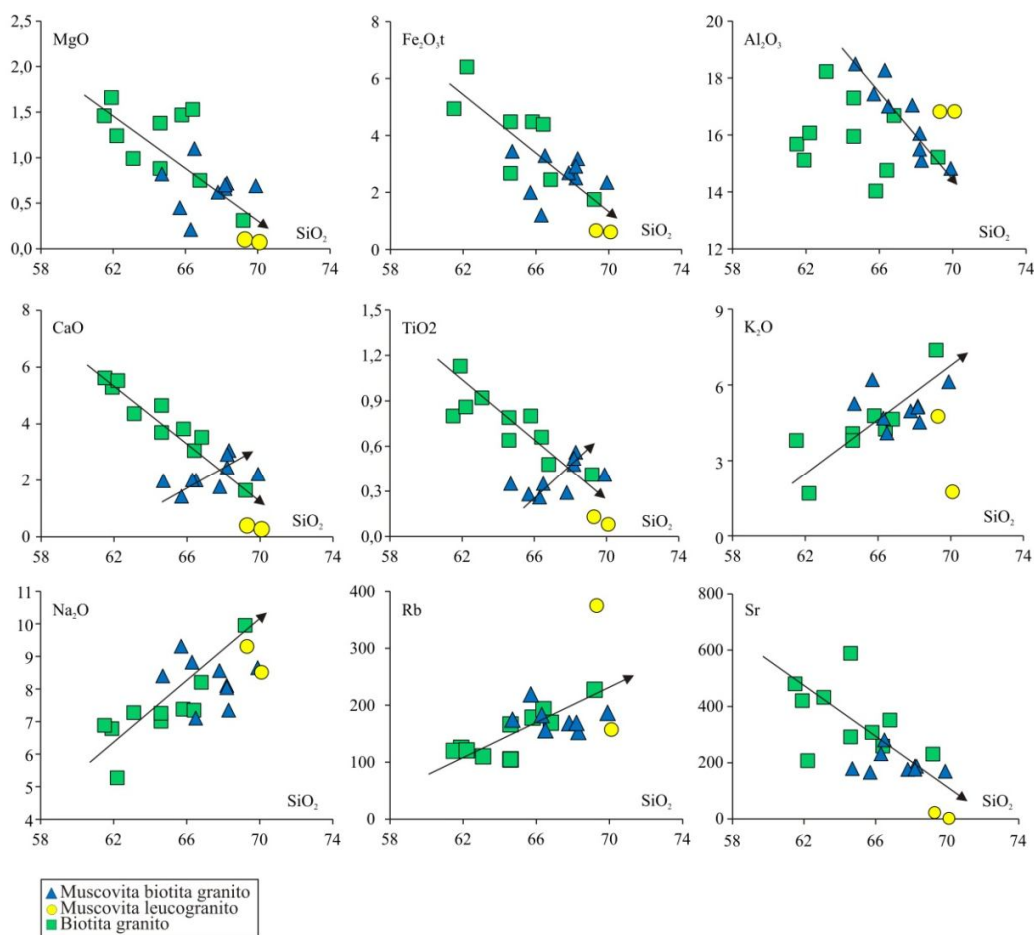


Figura 6.5: Diagramas de variação do tipo Harker para óxidos maiores e elementos menores das rochas graníticas estudadas.

6.5 Diagramas ETR e multielementares

O padrão de distribuição do biotita granito (Figura 6.6A) é dado pelo enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, como observado pela razão $\text{La/Yb}_N = 4,94$ a $29,30$. Este padrão é comum para granitos cálcio-alcalinos. Nota-se ainda um maior fracionamento de ETRL ($(\text{La/Sm})_N = 2,84$ a $8,91$) quando comparados com os ETRP ($(\text{Gd/Yb})_N = 1,07$ a $2,29$), podendo ser reflexo da presença de algumas fases minerais na rocha como titanita e allanita, e também pode ser explicado pelo fracionamento de algumas fases minerais ricas em ETRP

como anfibólio e zircão. A anomalia de Eu é negativa ($Eu_{(n)}/Eu^* = 0,46$ a $0,76$), com exceção de uma amostra (MA-10) com anomalia positiva de $(1,06)$.

As amostras do muscovita biotita granito apresentam padrões irregulares de ETR (Figura 6.6B), exibem moderado a forte fracionamento de ETRL ($(La_N/Yb_N) = 4,73$ a $21,86$) em relação aos ETRP ($(Ga_N/Yb_N) = 0,86$ a $3,12$) e discreta anomalia negativa de Eu, ($Eu_n/Eu^* = 0,29$ a $0,86\%$). Contudo as amostras do muscovita biotita granito, referentes ao diatexito mostram um padrão regular com enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP conforme a razão $(La/Yb)_N = 7,12$ a $20,81$ e razão $(La/Sm)_N = 3,54$ a $3,78$ e $(Gd/Yb)_N = 1,32$ a $3,12$ (Figura 6.6C), e anomalia negativa de Eu com valores de $Eu_{(n)}/Eu^* = 0,29$ a $0,69$. De forma geral, o muscovita leucogranito apresenta suave fracionamento de ETRL ($(La_N/Yb_N) = 1,83$ a $4,17\%$) em relação aos ETRP ($(Ga_N/Yb_N) = 0,77$ a $0,89\%$) e pronunciada anomalia negativa de Eu, ($Eu_n/Eu^* = 0,04$ a $0,33\%$) (Figura 6.6D).

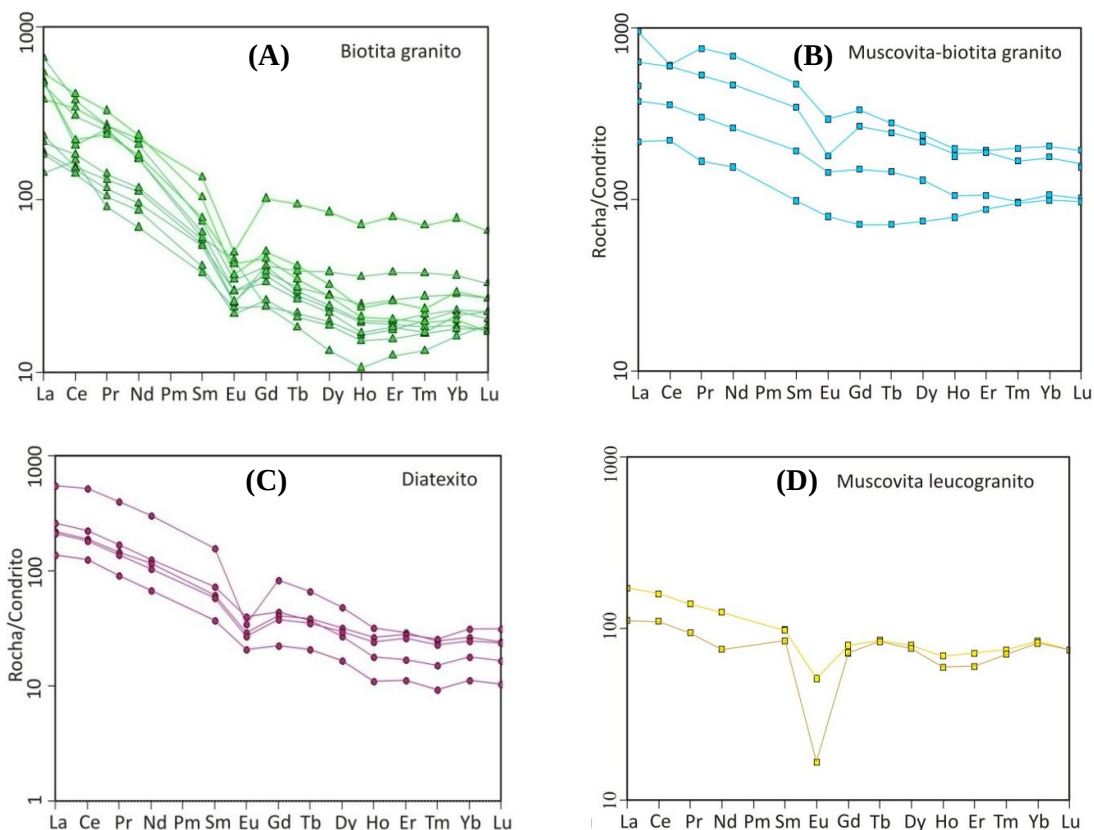


Figura 6.6: Diagrama ETR normalizado pelo Condrito de (Boynton 1984) com os padrões de distribuição do: (A) Biotita granito. (B) Muscovita biotita granito. (C) Diatexito. (D) Muscovita leucogranito.

Os padrões obtidos no diagrama multi-elementar foram normalizados pelo Condrito de Thompson (1982). Os biotita granitos apresentam anomalias negativas de Nb, Ta, Sr e Ti e positivas de Th, La, Ce e Nd, conforme visto na Figura 6.7A.

O muscovita biotita granito apresenta anomalias positivas de Th, La, Ce, Nd e Sm e negativas de Nb, Ta, Sr, P e Ti (Figura 6.7B). Assim como no padrão ETR, os diatexitos também mostram um padrão distinto das demais amostras do muscovita biotita granito caracterizados por apresentar anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti e positivas de Th e Nd. (Figura 6.7C). O muscovita leucogranitos têm anomalias positivas de Rb, K, Ta, P e Hf e negativas de Ba Th, Nb, Sr e Ti (Figura 6.7D).

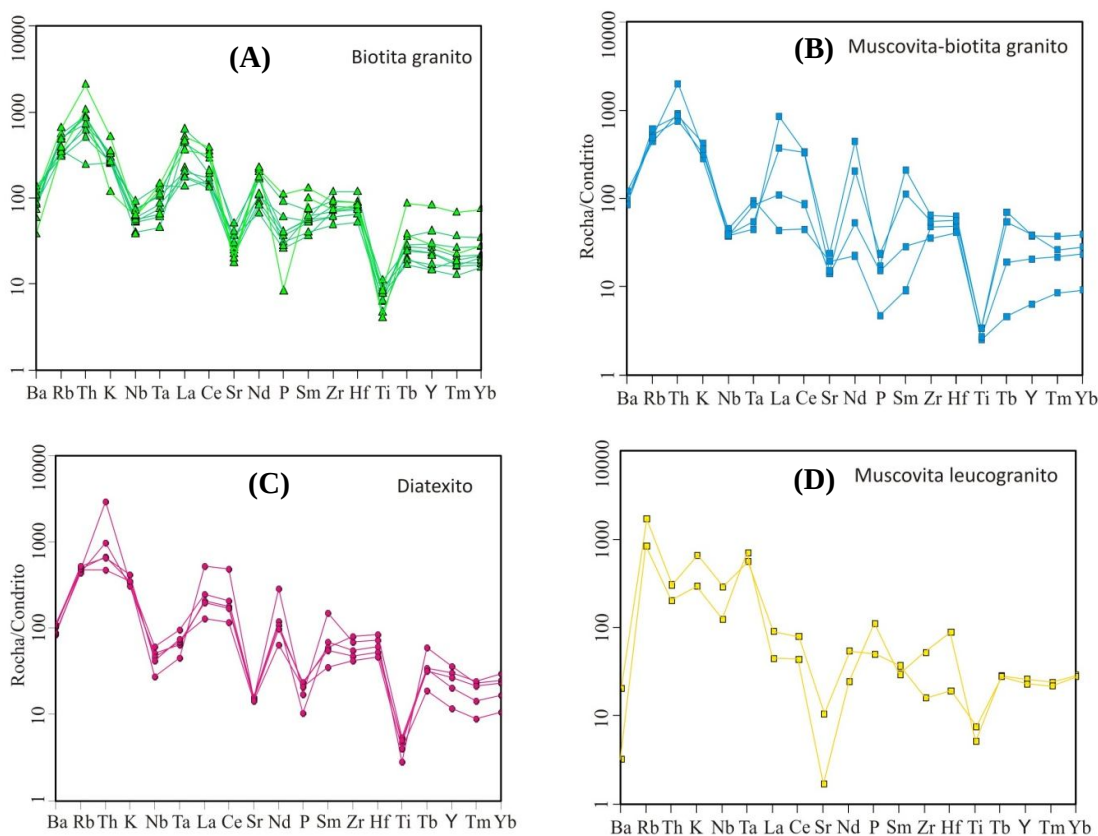


Figura 6.7: Distribuição de alguns elementos das rochas graníticas estudadas no Diagrama multi-elementar normalizado pelo Condrito de (Thompson 1982). **(A)** Biotita granito. **(B)** Muscovita biotita granito. **(C)** Diatexito. **(D)** Muscovita leucogranito.

CAPÍTULO 7

DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS

7.1 Considerações petrogenéticas

Nesse capítulo são apresentadas algumas considerações petrogenéticas das rochas graníticas estudadas neste trabalho, estabelecendo, quando possível, as condições de cristalização e temperatura, processos envolvidos na gênese dos granitos e prováveis fontes.

7.1.1 Biotita granito

A química de rocha total do **biotita granito** mostrou um aumento nos conteúdos de Na_2O , K_2O e Rb e diminuição de TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO e Al_2O_3 com o aumento do SiO_2 , sugerindo que esses granitos podem ter evoluído por um processo de cristalização fracionada. Essa ideia é reforçada através da correlação do elemento compatível Sr (ppm) com a razão Rb/Sr (Figura 7.1), onde as amostras se alinham segundo o *trend* evolutivo para cristalização fracionada. Assumindo um processo de cristalização fracionada, as anomalias negativas de Ba, Sr e Eu, e o comportamento compatível do CaO e Al_2O_3 em relação a SiO_2 indicam fracionamento do plagioclásio. O comportamento incompatível do TiO_2 pode ser atribuído ao fracionamento da titanita. O padrão de distribuição mostrado pelos ETR, fracionamento dos ETR pesados em relação aos ETR leves, sugere o fracionamento de fases minerais como hornblenda e/ou titanita (Hanson 1978; Romick *et al.* 1992; Hoskin *et al.* 2000).

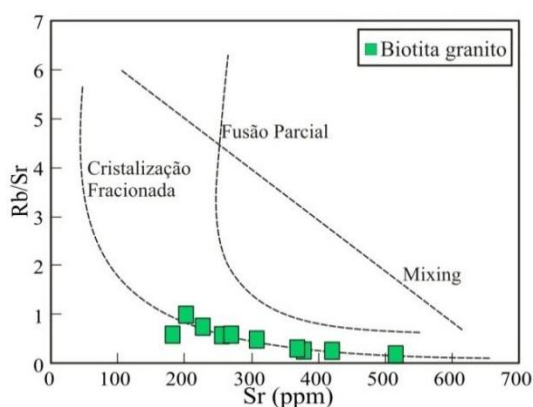


Figura 7.1: Diagrama de variação Sr vs Rb/Sr proposto por Allègre *et al.* (1977) para indicar os processos de diferenciação magmática.

Os dados termobarométricos (anfíbólio – plagioclásio e Al total em hornblenda), indicam condições de cristalização de 797°C , sob pressão de aproximadamente 4,8 kbar e a assembleia titanita + magnetita + quartzo, condições de alta fugacidade do oxigênio. A idade de cristalização U-Pb em zircão indica que estas rochas cristalizaram em torno de $1,81 \pm 19$ Ma.

7.1.2 Granitos a duas micas (Tipo S)

O magmatismo tipo S, na área de estudo, é representado pelo muscovita biotita granitos e muscovita leucogranitos. Os **muscovita biotita granitos** apresentam mineralogia significativamente distintas dos granitos tipo S comumente descritos na literatura, e são caracterizados pela presença de biotita (anita-siderofilita), muscovita, epidoto texturalmente primário envolvendo cristais de allanita e associação mineral livre de alumossilicato.

O conteúdo de K_2O nos muscovita biotita granitos é superior a 4% e segundo Patiño Douce (1999), altos conteúdos de K_2O sugere uma derivação de rochas meta-ígneas intermediárias a ácidas ou sedimentos imaturos (metagrauvas). Para investigar a(s) possível(eis) fonte(s) geradora(as) dos muscovita biotita granitos foram utilizados os diagramas propostos por Patiño Douce (1999; Figura 7.2A e B), como resultado de trabalhos experimentais a partir da fusão de rochas metamórficas (metagrauvas, metapelito máfico e metapelito félsico), e reação entre magmas basálticos e rochas metamórficas. A aplicação desse estudo para os muscovita biotita granito mostrou uma fonte predominantemente meta-sedimentar imatura (metagrauvas).

Não há dúvidas quanto à contribuição de duas fontes para a geração dos muscovita biotita granitos, uma vez que dados de campo e petrográficos mostram a relação desses granitos com rochas metassedimentares (p.ex.: anatexia de gnaiss com silimanita e granada). Uma contribuição ortoderivada é evidenciada pela presença de epidoto texturalmente primário envolvendo allanita coexistindo com muscovita primária. Os metassedimentos do Grupo Tunuí e rochas ortoderivadas do embasamento Cauaburi são as prováveis fontes desses granitos que apresentam idade mínima de cristalização em torno de $1,81 \pm 19$ Ma.

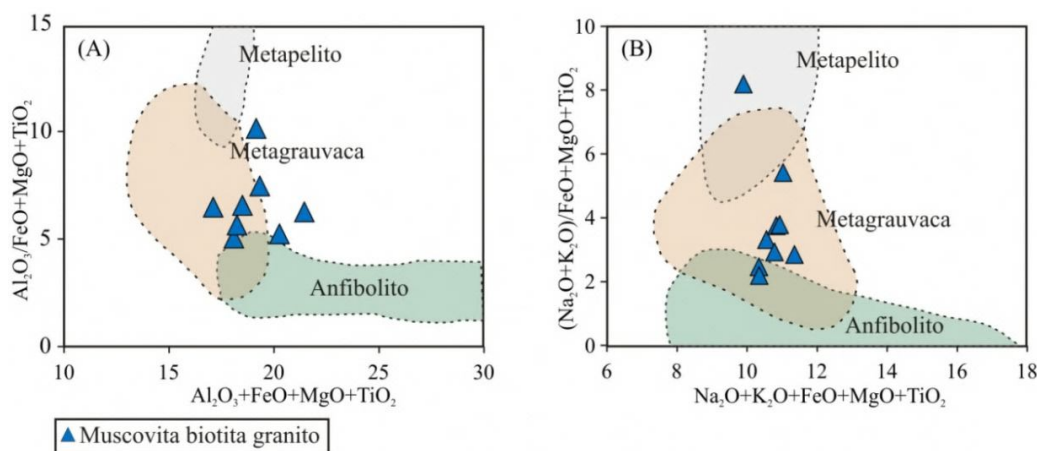


Figura 7.2: (A) e (B): Campos composicionais propostos por Patiño Douce (1999) com base em magmas experimentais derivados da fusão experimental de metapelitos, metagrauvas e anfibolitos.

Os **muscovita leucogranitos** são rochas com biotita (anita-siderofilita) muscovita (com Mg entre 0,150 e 1,84), granada, turmalina e cordierita. O quimismo dessas rochas mostrou o caráter fortemente peraluminoso típico de granitos tipo S. A pouca exposição dessas rochas resultou na pouca amostragem, além disso, da qualidade das amostras, grande parte desses granitos não tinham as condições ideais para análise química (rochas alteradas). Por isso não se pôde fazer nenhuma consideração quanto a fonte e processos petrogenéticos envolvidos na geração dos muscovita leucogranitos. Dados de U-Pb em zircão mostrou que os muscovita leucogranitos cristalizaram-se em $1,52 \pm 26$ Ma.

7.2 Contexto geotectônico

Estudos sugerem que elementos traços podem ser usados como ferramenta discriminante para distinguir entre os diferentes ambientes tectônicos geradores de magmas graníticos, porém a definição de um ambiente geotectônico utilizando isoladamente os diagramas químicos nem sempre apresenta sucesso, uma vez que o controle da qualidade e distribuição dos elementos maiores, menores e traços na rocha dependem de outros fatores como composição do protólito, fontes e processos petrogenéticos envolvidos (Roberts & Clemens 1993). Pearce *et al.* (1984) utilizaram os conteúdos de Rb, Y e Nb para diferenciar granitos de cadeia oceânica (ORG), intraplaca (WPG), arco-vulcânico (VAG) e granitos sin-colisionais (Syn-COLG). Aplicando os critérios propostos por Pearce *et al.* (1984), as rochas graníticas estudadas foram classificadas como granitos intraplaca, arco-vulcânico e/ou pós-colisional (Pearce 1996; Figura 7.3A). Diante da resposta inconclusiva por meio desse diagrama foi utilizado o diagrama proposto por Thiéblemont & Tégyev (1994; Figura 7.3B), onde os muscovita biotita granitos e biotita granitos são classificados como granitos cálcio-alcalinos de colisão continental.

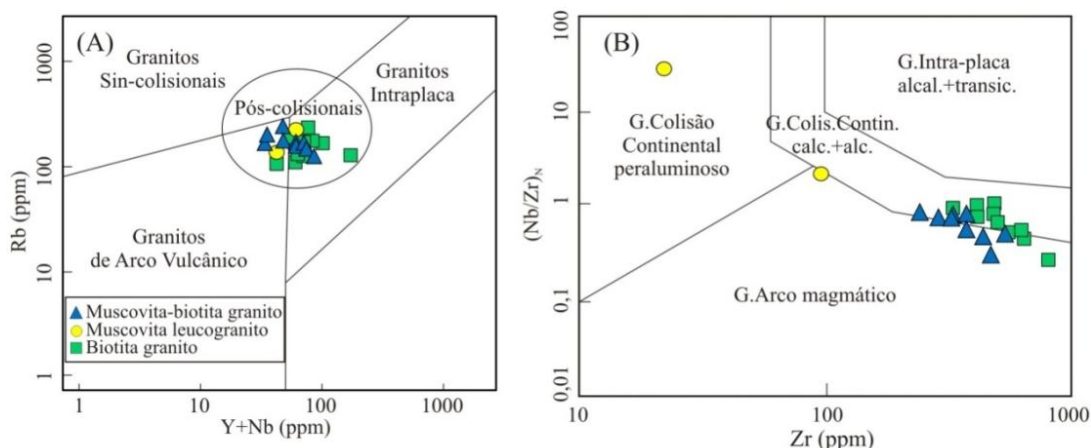


Figura 7.3: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. **(A)** Rb vs Y+Nb segundo Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996). **(B)** $(Nb/Zr)_N$ vs Zr (ppm) de Thieblemont & Tegyev (1994).

Um modelo geodionâmico da porção NW da Província Rio Negro envolvendo orógenos acrescionários e colisionais é proposto por Almeida *et al.* (2011), onde os autores sugerem a ocorrência de duas orogenias acrescionárias Paleoproterozóicas (Cauaburi e Querari) e outra colisional Mesoproterozóica (Içana).

Os dados de campo, petrográficos, químicos (rocha total e química mineral) e geocronológicos revelaram a existência de: **(i)** uma granitogênese cálcio-alcálica com idade de $1,81 \pm 18$ Ma; e **(ii)** duas gerações de granitos tipo S, sendo a primeira com idade de $1,81 \pm 19$ Ma e a segunda com idade de $1,51 \pm 26$ M.

A granitogênese Paleoproterozóica geradora dos granitos cálcio-alcálicos (biotita granito) e a primeira geração dos granitos tipo S (muscovita biotita granito), provavelmente estão relacionadas à Orogenia Cauaburi. A segunda geração de granitos tipo S (muscovita leucogranitos) possivelmente é atribuída a Orogenia Içana. Além da geração dos muscovita leucogranitos, durante essa orogenia podem ter sido gerados os granitos cálcio-alcálicos e transicionais da Suíte Intrusiva Rio Uaupés, localizados nas proximidades do município de São Gabriel da Cachoeira (a sudeste da área de estudo).

Na região central da área de estudo (ver mapa geológico; Figura 3.11 no Capítulo 3) as diferentes rochas graníticas, mostram-se retrabalhadas por zona de cisalhamento com estruturação geral NE-SW, a qual foi denominada de Zona de Cisalhamento Tunuí. Contudo é necessário caracterizá-la em termos de estruturação, idade e temperatura.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman A.F.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkalike, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, **35**: (2)525-541.
- Achão S.M. & Salas H.T. 1974. Prospeção geológica na Serra de Tunuí, Rio Içana-Alto Rio Negro. Manaus: CPRM, 33p.
- Almeida M.E. 1996. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões, p.72-75.
- Almeida M.E. 1997. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no Estado do Amazonas. In: Costa, M.L., Angélica R.S. (Ed.) Contribuições à Geologia da Amazônia. FINEP/SBGNO, Belém, p.22-45.
- Almeida M.E. & Larizzatti J.H. 1996a. Geologia e petrografia, dos gnaisses migmatíticos do alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Balneário de Camboriú, Anais, **6**:293-296.
- Almeida M.E. & Larizzatti J.H. 1996b. Geologia e petrografia da Suíte Intrusiva Içana no alto rio Uaupés, Estado do Amazonas, Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Anais, Balneário de Camboriú, **6**:399-403.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B. & Faria M.S.G. 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Anais, p.434.
- 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, Extended Abstracts, p.31-33.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Nascimento R.S.C., Paquette J.L., Vasconcelos P. & Luzardo R. 2011. A new geodynamic model for the northwestern Amazon Craton (Amazonas, Brazil) based on field geology, geochemistry and geochronology data. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 14, Medellín, Colômbia, Anais.
- Allègre C.J., Trevor M., Minster J.F., Minster B. & Albarede F. 1977. Systematic use of trace elements in igneous processes. *Contribution Mineralogy Petrology* **60**, 55-75.
- Araújo H.J.T. & Ramos M.A.R. 1975. Reconhecimento e Mapeamento Geológico dos rios Japurá, Juami, Apaporis, Traira e Igarapé Castanho. Belém, Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno, 32.
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **104**:208-224.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.), Rare earth element geochemistry, *Elsevier Publ.* p.63-114.
- Brito M.F.L. 2000. Suíte Intrusiva Parauari. In: *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (orgs.) Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota Explicativa. CPRM Serviço Geológico do Brasil, Manaus, Capítulo 2 - 2.3.
- Caskie D.R.M. 1984. Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace-element data. *Chemical Geology*, **42**:325-341.

- Chappell B.W. & White A.J.R. 1974. Two contrasting granites types. *Pacific Geology*, **8**:173-174.
- Clarke D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a Review. *Canadian Mineralogist*, **19**: 3-17.
- Collins B.J., Beeams S.D., White A.J.R. & Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:189-200.
- Costa J.B.S & Hasui Y. 1987. Evolução geológica da Amazônia. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG. Núcleo Norte. p.15-90.
- CPRM. 2004. Folha NA.19 - Pico da Neblina. Carta do Brasil ao Milionésimo, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, CPRM, Brasília, CD-ROM.
- CPRM. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Reis N.J, Almeida M.E, Riker S.R.L, Ferreira A.L.F. (orgs) Escala 1:1.000.000., Manaus: (Convênio CPRM/CIAMA), 180p.,Il.: +mapas.
- Dall'Agnol R. 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. *Rev. Bras. Geoci.*, **22** (1): 15- 28.
- Dall'Agnol R. & Abreu A.S. 1976. Características petrográficas e petrológicas do Complexo Guianense da Folha NA. 19 Pico da Neblina. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 29, *Anais*, **2**:321-350.
- Dall'Agnol R., Bettencourt J.S., Jorge João X.S., Medeiros H., Costi H.T. & Macambira M.J.B. 1987. Granitogenesis in northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 382-403.
- 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. *Rev. Bras. Geoci.*, **22** (1): 3-14.
- Davis G.H. & Reynolds S.J. 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. 2. (Ed).New York, John Wiley 7 Sons. p.776.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussmah J. 1966. *Minerais Constituintes da Rocha - Uma introdução*. Traduzido por Conde L.E. Fundação Calouste Gulbenkian. London.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, 2a Ed. Longmans (eds.) 696 p.
- Eby G.M. 1992. Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, **20**:641-644.
- 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*, **42**:2033-2048.
- Hammarstron J.M. & Zen E-an. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer *American Mineralogist*. **71**:1297-1313.
- Hanson G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis og igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Scince Letters*, **38**:26-43
- Harker A. 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. London, Methueen, 384 p.
- Hobbs B.E. 1966. Microfabric of tectonites from the Wyangala Dam area, New South Wales, Australia. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **77**, 685-706.

- Hollister L.S., Grisson G., Peters E.K., Stowell H.E. & Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkalic plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239.
- Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D. & Chappell B.W. 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach. *Journal of Petrology*, **41**:1365-1395.
- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W. & Allen C.M. 1987. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**:371-391.
- Leake B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, **63**: 1023-1052.
- Leake B.E., Woolley A.L., Arps C.E.S., Birch W.D., Charles Gilbert M., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. & Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, **35**:219-246.
- Lima M.I.C. & Pires J.L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro-AM. In: *SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 2, *Anais*, **1**:140-154.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bulletin of the American Geological Society*, **101**: (5), 635-643.
- Melo A.F.F. & Villas Boas P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Relatório Preliminar. DNPM/CPRM. CPRM – Superintendência Regional de Manaus. Manaus, 3v.
- Menezes Filho N.R. & Mello A.F.F. 1992. Sistemas deposicionais do Grupo Tunuí (Proterozóico Inferior) e suas possibilidades para concentrações minerais - Região do Alto Rio Negro, Província Estrutural do Rio Branco. In: *SBG, Cong. Bras. Geol.*, 37, Resumos, 444-445.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J. & Dollase W.A. 1981. Compositions of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*, **19**: 127-146.
- Montalvão R.G.M. & Fernandes P.E.C.A. 1975. Grupo Tunuí. Relatório Interno 38-G. Belém, Projeto RADAMBRASIL.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M. & Caron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sc Paris, Ser. II*. **301**:813-818.
- Nachit H. 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites de Bretagne occidentale, *Brest*, 181p.
- Paiva G. 1929. Valle do Rio Negro: physiografia e geologia. Rio de Janeiro: SGM, 62 p. (SGM, 40).
- Paquette J.L. & Tiepolo M. 2007. High resolution (5µm) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology*, **240**: 222-237.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Micro-Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289p.
- Paterson S.R., Tobisch O.T. & Saleeby J.B. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **2**: (3) 349-363.
- Patiño Douce A.E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.),

- Under-standing Granites: Intergrating New and Classical Techniques, 168. *Geological Society of London*, Special Publication, **168**:55- 75.
- Pearce J.A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, **19**: (4) 120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal 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**, p.63-81.
- Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Vasconcelos E.G., Pinto A.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Dall'Agnol R., Teixeira W. & Fernandes C.A.C. 1976. Geologia. In: DNPM/MME. *Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais. Folha NA. 19 - Pico da Neblina*. Rio de Janeiro, **11**:17-137.
- Pryer L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontário, Canada. *Journal of Structural Geology*, **15**: 21-36.
- Roberts M.P. & Clemens J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, **21**: 825-828.
- Romick J.D., Kay S.M. & Kay R.W. 1992. The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tephra from the central Aleutians, Alaska. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **112**:101-118
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG/ organizadores, Bizzi. L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves E.J.H – Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. p. 168-226.
- Santos J.O.S., Hartman L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J. & Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R.L., Souza M.M. & Almeida M.E. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2002–2006. In: Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia. [CD-ROM].
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm–Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. da Costa, R.S. Angélica (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia, FINEP, SBG-NO, Belém, Pará, p.91- 143.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **110**: 304-310.
- Shand S.J. 1927. Eruptive Rocks, D. Van Nostrand Company, New York, p.360.
- Shelley D.M. 1985. Determining paleo-flow directions from ground mass fabrics in the Lyttleton radial dykes, New Zealand. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, **25**:69-79 .
- Silva L.C. & Santos J.O.S. 1994. Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM). In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 235-237.
- Silva L.C., Santos J.O.S. & Gaudette H. 1996. Granitogênese na região do Alto Rio Negro-AM. CPRM, A Terra em Revista, **2**: 24-31.

- Souza A.G.H. 2010. Petrografia e geoquímica do batólito granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM). Universidade Federal do Amazonas, Dissertação de mestrado, 89p.:il.; 27 cm.
- Spear F.S. 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Michigan, Chelsea, 799p.
- Speer J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey SW.(Ed.). *Micas. Mineralogical Society of American. Review Mineralogy*, **13**:299-356.
- Speer J.A. & Becker S.W. 1992. Evolution of magmatic and subsolidus. AFM mineral assemblages in the granitoid rocks: Biotite, muscovite, and garnet in the Cuffytown Creek pluton, South Carolina. *American Mineralogist*, **77**:821 -833.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- Stussi J.M. & Cuney M. 1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel Haman: a comment. *Journal of Petrology*, **37**:(5) 1025-1029.
- Tassinari C.C.G. 1981. Evolução geotectônica da província Rio Negro – Juruema na região Amazônica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, **2**: 99p.
- 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., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B. (orgs.). Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. S. Paulo, BECA, p.471–485.
- Tassinari C.G.C. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: (3) 174-182.
- Thiéblemont D. & Téguy M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcio-alcalins. C. R. Acad. Sci. Paris, **319**:87-94.
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, **18**:49-107.
- Vernon R.H., Etheridge M.A. & Wall V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, **22**:1-11.
- Watson E.B. 1987. The role accessory minerals in granitoid geochemistry. In: *Hutton conference of the origin of granites*. Universidade. Edinburg: p.209-211.
- Watson E.B. & Harrison M.T. 1984. Zircon saturation revisited: temperatures and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**:295-304.
- Wernick E. 2004. Rochas Magmáticas; conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Ed. UNESP. São Paulo, SP, 655p.
- Whalen J.B., Currie K.I. & Chappell B.W.A. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.
- White A.J.R. & Chappell B.W. 1983. Granitoid type and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddeick J.A (Ed.). *Circum-Pacific Plutonic Terranes. Geological Society of America, Memoir*, **159**:21-34.

- Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Chapman & Hall (Ed)., London, 446p.
- Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks, *American Mineralogist*, **74**:744-749.
- Zen E. 1988. Peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Ann.Rev. Earth Planet Sci*, **16**:21-51.