



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

**LITOGEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS FÉLSICAS E
MÁFICAS AFLORANTES ENTRE OS KM 151-155 DA BR 174, MUNICÍPIO
DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)**

Andréa Cristina Souza

MANAUS
2012



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

Andréa Cristina Souza

**LITOGEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS FÉLSICAS E
MÁFICAS AFLORANTES ENTRE OS KM 151-155 DA BR 174, MUNICÍPIO
DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)**

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

Orientador: Prof. Dr. Ivaldo Rodrigues da trindade

Coorientadora: Profa. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

MANAUS
2012



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

**LITOGEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS FÉLSICAS E
MÁFICAS AFLORANTES ENTRE OS KM 151-155 DA BR 174, MUNICÍPIO
DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)**

Aprovada em 21 de agosto de 2012

BANCA EXAMINADORA

Dr. IVALDO RODRIGUES DA TRINDADE
(Departamento de Geociências/Universidade Federal do Amazonas)

Dr. MARCELO ESTEVES ALMEIDA
(Serviço Geológico do Brasil – CPRM/Manaus)

Dra. CAROLINA MICHELIN ALMEIDA
(Departamento de Geociências/Universidade Federal do Amazonas)

MANAUS
2012

Ficha Catalográfica
(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

Souza, Andréa Cristina

S729l Litogeoquímica e Química Mineral das Rochas Félsicas e Máficas
Aflorantes entre os km 151-155 da BR 174, Município de Presidente
Figueiredo (AM) / Andréa Cristina Souza. - Manaus: UFAM, 2012.
98 f.; il. color.

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

Orientador: Prof. Dr. Ivaldo Rodrigues da Trindade

Co-orientadora: Prof^ª. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

1. Petrografia 2. Rochas felsicas 3. Rochas máficas 4. Litogeoquímica
4. Química mineral I. Trindade, Ivaldo Rodrigues da (Orient.) II.
Nascimento, Rielva Solimairy Campelo do (Co-orient.) II. Universidade
Federal do Amazonas III. Título

CDU 552.321(043.3)

Em honra do passado, na esperança do futuro, dedico esta dissertação aos meus pais: José Jorge Souza e Denise Rosa Souza. A maior alegria e o mais profundo orgulho que uma filha pode conhecer. Amo vocês.

AGRADECIMENTOS

Uma dissertação deveria ser como um jardim na palma da mão. Palavras pétalas de cor. Caules de força. Raízes de verdade. Virar uma página, mudar de estação. Ler a frase e deleitar-se com as rosas.

Mas jardinagem nunca é fácil, especialmente a de geologia. As ervas daninhas germinam e as ideias murcham. Alguns parágrafos precisam de água; outros, de podas. Há horas em que você fica pensando se é mesmo possível desbastar essa selva. Sou profundamente grata a algumas pessoas que arregaçaram as mangas, puseram as mãos na terra e dividiram o meu trabalho. Sendo assim agradeço:

Ao meu orientador Prof. Dr. Ivaldo Trindade pelo apoio e dedicação durante a elaboração desse trabalho.

A minha querida co-orientadora Prof^ª. Dr^ª. Rielva Nascimento pela paciência e competência mostrada ao longo da minha carreira acadêmica, principalmente ao longo do período de pós-graduação vividos nesses últimos dois anos. Quando eu não fazia ideia, você teve respostas. Quando fui teimosa você teve paciência. Eu estremecia quando você desbastava, mas nenhuma foi mais certa.

Ao programa de Pós Graduação de Geociências (PPGEO), pelo apoio estrutural. Aos professores do PPGEO por passarem seus honrados conhecimentos a nós alunos, buscando sempre contribuir da melhor forma para nossa formação profissional.

A CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela bolsa de estudos fornecida durante o desenvolvimento desse projeto de pesquisa.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-Manaus), por disponibilizar o laboratório de laminação para a preparação de seções delgadas.

Ao Dr. Nilson Pinto e ao técnico Ricardo pela ajuda nas análises de química mineral, realizadas no laboratório de microsonda eletrônica da Universidade de Brasília (UnB).

Aos meus amados amigos Luiz Saturnino, Ketlen Viana e Renata Veras, pela participação em etapas de campo, pelo apoio, incentivo, carinho e companheirismo dentro e fora da Universidade.

Aos meus familiares por compreenderem minha ausência nas reuniões familiares e sempre me apoiarem e incentivarem nos estudos; e em especial a minha mãe meu exemplo de vida.

E por último, mas o mais importante a Deus, por ter me guiado e ter me fortalecido diante dos momentos de tribulações, e não foram poucos.

O desafio não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.

Arthur Schopenhauer

RESUMO

As rochas felsicas e máficas estudadas estão localizadas nas pedreiras Figueiredo, Javel, Manaus e das Mercês, bem como nas adjacências entre os Km 151-155 da BR-174. Estas litologias estão inseridas no domínio Uaimiri, Província Tapajós-Parima, unidade geotectônica do Cráton Amazônico.

Através de estudos petrográficos estas rochas foram classificadas como monzogranitos, os termos félsicos e como dioritos a quartzo dioritos os termos máficos. Os monzogranitos são constituídos principalmente por cristais de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Algumas amostras também apresentam granada. Esta assembleia mineral apresenta alguns aspectos microtexturais, como lamelas de deformação, migração de limites de grãos e tabuleiro de xadrez, indicando a presença de deformação em estado sólido. Os dioritos e quartzo dioritos são compostos principalmente por anfibólios, biotitas e plagioclásios, os quais por vezes apresentam-se orientados segundo uma direção preferencial definindo uma estrutura de fluxo magmático. Em escala macroscópica são observadas na frente de lavra da pedreira Javel feições de *mingling* indicando contemporaneidade entre os diques de dioritos e quartzo dioritos, com as encaixantes, podendo assim, serem caracterizados como sin-plutônicos.

A ocorrência de um evento hidrotermal é verificada em ambas as litologias, macroscopicamente evidenciado por fraturas preenchidas por epidotos e sulfetos, bem como microscopicamente, visto pela desestabilização de cristais de plagioclásio, feldspato alcalino e biotita. Com base no grau de alteração hidrotermal mais significativa nos dioritos e quartzo dioritos eles foram subdivididos em mais alterados e menos alterados.

Dados de química mineral apresentam uma composição dominante albítica para os plagioclásios dos monzogranitos e uma variação composicional de labradorita a oligoclásio para os dioritos e quartzo dioritos, menos alterados, e de labradorita a albita para os termos mais alterados.

Quimicamente os monzogranitos apresentam composição peraluminosa, afinidades alcalinas de magmatismo granítico tipo A extremamente evoluídos gerados em ambientes oxidados. Apresentam ΣETR entre 126,1 ppm a 293,8 ppm e mostra um fracionamento em ETRL, representado pela razão La_N/Sm_N entre 7,01 a 14,53. Com base em suas características químicas podem ser correlacionados aos granitos pertencentes à Suíte Intrusiva Mapuera, principalmente ao Granito São Gabriel, aflorante nas adjacências da área de estudo. Os dioritos e quartzo dioritos são metaluminosos, com afinidade geoquímica cálcio-alcalina de alto K e evoluem até termos intermediários por processo de cristalização fracionada. Apresentam ΣETR entre 62,1 ppm a 117 ppm nos termos mais alterados e ΣETR entre 66,8 ppm a 123,3 ppm nos termos menos alterados. Suas características químicas não apresentam correlação com nenhuma ocorrência máfica presente na literatura, para a região, podendo tratar-se de uma unidade ainda não mapeada.

A ocorrência de um evento deformacional posterior é registrado pelo retrabalhamento por zonas de cisalhamento, com direção NE-SW, nos monzogranitos e nos dioritos e quartzo dioritos, bem como pelos aspectos microtexturais destas rochas. Tal evento também é responsável pela percolação de fluidos e alteração hidrotermal, que é bem mais evidente nos dioritos e quartzo dioritos. Com base em microtextura, como lamelas de deformação em cristais de quartzo e feldspatos, recristalização por migração de limites de grãos, formação de subgrãos e formação de tabuleiro de xadrez, indica que a temperatura desse evento atingiu até 600°C.

ABSTRAT

The mafic and felsic rocks studied are located in the quarries Figueiredo, Javel, Manaus and Mercês, as well as in the vicinity of 151-155 km between the BR-174. These lithologies are inserted in Domínio Uaimiri, Province Tapajós-Parima, Craton Amazônico geotectonic unit.

Through petrographic these rocks were classified as monzogranites the terms felsic diorites and quartz diorites as the mafic terms. The monzogranites mainly consist of quartz crystals, alkali feldspar, plagioclase and biotite. Some samples also exhibit garnet. This assemblage mineral presents aspects microtexturais as lamella deformation, grain boundaries migration and chessboard, indicating the presence of solid-state deformation. The diorites and quartz diorites are composed primarily of amphibole, biotite and plagioclase, which sometimes present themselves oriented in a preferred direction formed by magmatic flow. On a macroscopic scale are seen in front of the quarry mining Javel features indicating contemporaneity of mingling between the dikes diorite and quartz diorite, and thus can be characterized as syn-plutonic.

The occurrence of a hydrothermal event is recorded in both lithologies, macroscopically evidenced by fractures filled by epidotes and sulfides as well as microscopically, since destabilization of crystals of plagioclase, alkali feldspar and biotite. Based on the degree of hydrothermal alteration more significant in diorites and quartz diorites separated they were more altered and less altered.

Mineral chemistry data show a dominant composition of plagioclases albite for monzogranites and a compositional variation for diorites and quartz diorites from labradorite to oligoclase, and quartz diorite to less altered diorites, labradorite and albite altered to have more.

Chemically, the composition peraluminosa monzogranites present, affinities alkaline magmatism type a highly evolved generated in oxidized environments. ΣETR present between 126.1 to 293.8 and shows a LREE fractionation, represented by the ratio $\text{La}_N / \text{Sm}_N$ between 7.01 to 14.53. Based on their chemical characteristics can be correlated to the Intrusive Suite granites belonging Mapuera mainly to São Gabriel Granite crops out in the vicinity of the study area. The diorites and quartz diorites are metaluminous, calc-alkaline geochemical affinities of high K and intermediate terms to evolve by fractional crystallization process. ΣETR present between 62.1 to 117 and changed over in accordance ΣETR between 66.8 to 123.3 under less altered. Their chemical characteristics do not show any correlation with mafic occurrence in the literature for the region and can treat yourself to a unit not yet mapped.

The occurrence of an event subsequent deformation is recorded by reworking by shear zones with NE-SW monzogranites us diorites and quartz diorites and as well as by aspects microtexturais these rocks. This event is also responsible for the percolation of fluids and hydrothermal alteration that is less evident in diorites and quartz diorites. Based on microtexture as deformation lamella crystals of quartz and feldspar, by recrystallization migration of grain boundaries, formation of subgrains and forming tray chadrez shows that this event the temperature reached to 600 ° C.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Figura 1.1: Mapa geológico e de localização da área de estudo dentro do município de Presidente Figueiredo. Fonte: CPRM, 2006..... 16

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Figura 2.1: Cráton Amazônico: **(A)** Subdivisão em Escudo, segundo Almeida *et al.* (1967); **(B)** Mapa de províncias estruturais segundo Hasui *et al.* (1984)..... 19

Figura 2.2: Compartimentação do Cráton Amazônico. **(A)** Segundo a proposta de Tassinari & Macambira (1999 e 2004). **(B)** Segundo a proposta de Santos *et al.* (2006)..... 20

Figura 2.3: Principais províncias geocronológicas e domínios lito-estratigráficos do Cráton Amazônico (Santos *et al.*, 2006)..... 21

Figura 2.4: Ocorrência do Magmatismo Uatumã no Craton Amazônico (modificado CPRM 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil)..... 22

CAPÍTULO 3 – ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS DAS LITOLOGIAS

Figura 3.1: **(A)** Mapa do município de Presidente Figueiredo, **(B)** Destaque para a área estudada, entre os Km 150 ao 155, com a localização dos pontos amostrados durante a etapa de campo. FNSA – Fazenda Nossa Senhora, PMA – Pedreira das Mercês, PMAA - Pedreira Manaus, PEA – Pedreira Javel, PFA – Pedreira Figueiredo, RTS – Ramal Terra Santa..... 26

Figura 3.2: Aspectos gerais e macroscópicos das rochas félsicas. **(A)** Frente de lavra da Pedreira Figueiredo; **(B)** Aforamento disposto na forma de blocos, localizado no início do Ramal Terra Santa; **(C)** Textura fanerítica fina, observada nas rochas félsicas. Pedreira Manaus; **(D)** Zonas de cisalhamento centimétrica. Pedreira Figueiredo..... 27

Figura 3.3: Aspectos gerais e macroscópicos diques máficos. **(A)** Diques máficos, levemente recurvados seccionando a rocha félsica, na frente de lavra da Pedreira Javel; **(B)** textura fanerítica fina, observada nos diques máficos. Pedreira Manaus; **(C)** Diques máficos rompidos, na frente de lavra da Pedreira Javel..... 28

Figura 3.4: Aspectos macroscópicos das relações de contato entre as rochas félsicas e os diques máficos. **(A)** Relação de mútua intrusão entre as litologias; **(B)** Contatos interdigitados entre as litologias, com presença de porção híbrida próxima ao contato. Textura do tipo *migling*, na Pedreira Javel; **(C)** Inclusões máficas com formas e de dimensões variadas, com contatos curvilíneos ou em forma de cúspide, imersas numa matriz félsica..... 29

Figura 3.5: Intrusões pegmatíticas e indícios de hidrotermalismo. **(A)** Bolsões de pegmatitos intrusivos nas rochas graníticas. Pedreira Figueiredo; **(B)** Apófise de pegmatitos, nos diques máficos. Pedreira Manaus; **(C)** Fraturas preenchidas por pegmatitos, nos diques máficos. Pedreira Javel. **(D)** Indícios de epidotização, formando bolsões esverdeados nas rochas félsicas. **(E)** Associações de sulfetos. Pedreira da Mercês **(F)** Zona de cisalhamento sulfetada..... 30

Figura 3.6: Diagrama QAP de classificação modal para rochas plutônicas segundo Streckeisen, 1976 - 3b: Monzogranitos, 10*: Quartzo diorito e 10: Diorito..... 31

Figura 3.7: Aspectos microtexturais gerais dos monzogranitos. **(A)** Textura equigranular fina a média. PMA-07. Nicóis Cruzados (NX). **(B)** Textura porfirítica. Lâmina RTS-12. NX..... 34

Figura 3.8: Fotomicrografia de cristais de feldspato potássico dos monzogranitos. **(A)** Feldspato potássico, bastante alterado para sericita (Se), apresentando geminação lei da albite periclina **(B)** Ortoclásio apresentado lamelas de deformação e incluões de plagioclásio e textura pertítica na forma de *flame*. Lâmina PSK-16B. NX. **(C)** Ortoclásio (Or) com textura pertítica e com contatos retos a poligonais com quartzo (Qz) e Ortoclásios (Or), lâmina RTS-12A. NX..... 35

Figura 3.9: Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio dos monzogranitos. **(A)** Plagioclásio (Pl) bastante alterado por processo de saussuritização formando muscovita (Ms) e epidoto (Ep), lâmina PFK-16. NX. **(B)** Plagioclásio (Pl) com extinção ondulante e lamelas de deformação. Lâmina PSK-26. NX. **(C)** Plagioclásio (Pl) rompido. Lâmina PEK-07 **(D)** Textura mirmequítica em cristais de plagioclásio (Pl) em contato com feldspato potássico (Fk). Lâmina PFA-01. NX..... 36

Figura 3.10: Fotomicrografia de cristais de quartzo dos monzogranitos. **(A)** Quartzo (Qz) com contatos poligonais, lâmina FNSA-01B. NX. **(B)** Textura *chessboard* “tabuleiro de xadrez”, lâmina PMAA-02. NX. **(C)** Quartzo (Qz) em fitas compondo a matriz, definindo uma foliação milonítica. Lâmina PEK-02. NX..... 37

Figura 3.11: Fotomicrografia de biotita, muscovita, opacos e minerais do grupo dos espinélios nos

monzogranitos. (A) Cristal de biotita (Bt) desenvolvidas intersticialmente, associada a minerais do grupo do espinélio (Esp) lâmina PEA-04. Nícois paralelos (N//). (B) Biotita (Bt) seção basal e prismática associada a opacos, lâmina PEK-02. N//. (C) Biotita apresentando processo de transformação para Muscovita (Ms), lâmina PFK-16A. N//.....	38
Figura 3.12: Fotomicrografia dos cristais de titanita, minerais opacos e granada dos monzogranitos. (A) Titanita losangular associada à biotita. Lâmina RTS-10. N//. (B) Titanita bordejando minerais opacos (Op) Lâmina RTS-10. N//. (C) Opacos com forma quadrática, e como inclusão em biotita. (D) Granada (Gr) inclusa em cristal de plagioclásio (Pl).....	39
Figura 3.13: Fotomicrografia de cristais de zircão e fluorita contidos nos monzogranitos. (A) cristais de zircão inclusos em plagioclásio (Pl). Lâmina PSK-26. N//. (B) Cristais de fluorita (Fl) associados à clorita (Cl). Lâmina FNSA-01B. N//.....	40
Figura 3.14: Sequência de cristalização para os monzogranitos.....	41
Figura 3.15: Aspectos microtexturais gerais dos dioritos e quartzo dioritos. (A) Textura inequigranular média a fina. Centro do dique Lâmina PEA-02B. Nicóis cruzados (NX). (B) Textura fina. Borda do dique Lâmina PEA-02 A. NX.....	41
Figura 3.16: Fotomicrografia de cristais de plagioclásio e anfibólios contidos nos dioritos e quartzo dioritos. (A) Disposição das 3 variações texturais dos plagioclási. Com destaque para o fenocristal de plagioclásio(Pl) hipdiomórfico orientado, lâmina PEK-01B. Nicóis paralelos (N//). (B) Micropórfiro de plagioclásio (Pl) rotacionado, lâmina PEK-01B. Nicóis paralelos.....	42
Figura 3.17: Fotomicrografia de cristais de plagioclásio, anfibólios e piroxênio dos dioritos e quartzo dioritos. (A) Plagioclásio e anfibólios (Anf) levemente estirados, orientado constituindo a matriz, lâmina PMAA-01 B. Nicóis cruzados (NX). (B) Anfibólio (Anf) prismático incluso em anfibólio xenomórfico, lâmina PSK-19. NX. (C) Restitos de piroxênio (Px). Lâmina PEK-03. N// (D) Piroxênio apresentando borda de reação com anfibólios (Anf). Lâmina PEA-02. N//.....	43
Figura 3.18: Fotomicrografia de cristais de biotita e acessórios dos dioritos e quartzo dioritos. (A) Biotita (Bt) com contato interdigitado com anfibólio, além de epidoto (Ep) associado aos anfibólios e biotitas. Lâmina PEA-03B. N//. (B) Titanita (Ti) bordejando biotita (Bt), PI-09 C. N//. (C) Cristais de zircão incluso em biotita (Bt), PEK-04. N//. (D) Cristais de Quartzo destacados na matriz. Lâmina PEA-03 A.N//. (E) Epidoto associado a biotita, possivelmente de origem tardi magmática. Lâmina PMA-06A. N//.....	44
Figura 3.19: Sequência de cristalização para os dioritos e quartzo dioritos.....	45

CAPÍTULO 4 - QUÍMICA MINERAL

Figura 4.1: Classificação dos Anfibólios dos dioritos e quartzo dioritos. (A) Campos composicionais representativos para a divisão dos quatro grupos de anfibólio, proposto por Leake 1978 e (B) Leake <i>et al</i> 1997. (C) Composição dos anfibólios segundo Leake <i>et al</i> 1997.....	53
Figura 4.2: Diagramas de relações catiônicas dos cristais de anfibólios dos dioritos e quartzo dioritos com e sem espinélio.....	55
Figura 4.3: (A) Diagrama Si vs Fe/(Fe+Mg) para classificação das micas das unidades estudadas (Deer <i>et al.</i> , 1978), onde são representados os membros finais: Anita (A), flogopita (F), siderofilita (S), eastonita (E); (B) Variações composicionais para as biotitas das unidades estudadas.....	59
Figura 4.4: Diagramas de variação de elemento (pfu) para biotitas dos monzogranitos estudados (A): Mg vs Fe, (B): Al ^{IV} vs Si e (C): Al ^{IV} vs Ti.....	60
Figura 4.5: Diagramas de variação de elemento (pfu) para biotitas dos grupos de dioritos e quartzo dioritos (A): Mg vs Fe, (B): Al ^{IV} vs Si.....	61
Figura 4.6: Classificação e composição para as cloritas dos monzogranitos estudados conforme o diagrama proposto por Hey (1954).....	62
Figura 4.7: Classificação e composição para os feldspatos para as unidades estudadas conforme o diagrama proposto por Deer <i>et al.</i> (1966).....	67
Figura 4.8: Diagramas de variação de elementos (pfu) para os plagioclásio dos monzogranitos estudados.....	68
Figura 4.9: Diagramas de variação de elementos (pfu) para os plagioclásios dos grupos de dioritos e quartzo dioritos.....	68

CAPÍTULO - 5 DADOS LITOGEOQUÍMICOS

Figura 5.1: Diagramas de classificação química (A) K ₂ O+ Na ₂ O vs. SiO ₂ (Le Maitre <i>et al.</i> 1989). (B) Multicatiônico R1 vs. R2 de De La Roche <i>et al.</i> (1981).....	74
Figura 5.2: Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O) mol vs. Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) mol (índice de Shand, 1927 <i>in</i> Maniar & Piccoli, 1989).....	75

Figura 5.3: Diferenciação de séries magmáticas para os monzogranitos. Diagrama de alcalinidade vs sílica, segundo Wright (1969).....	76
Figura 5.4: Diagramas de classificação para rochas graníticas do tipo-A, segundo Dall’Agnol e Oliveira (2007). (A) campos composicionais representativos calcio-alcalinos e granitos tipo-A; (B) campos discriminantes entre granitos tipo A reduzidos e oxidados.....	76
Figura 5.5: Diagramas discriminantes de tipologia de granitos (A) Whalen et al. (1987), separando os campos dos granitos A, I e S e (B) Eby (1990) Ga vs Al ₂ O ₃ , separando os campos dos granitos A e I.....	77
Figura 5.6: Diferenciação de séries magmáticas para os dioritos e quartzo dioritos.....	78
Figura 5.7: Diagramas de variação do tipo Harker entre elementos maiores e SiO ₂ , ilustrando o comportamento químico dos monzogranitos.....	79
Figura 5.8: Diagramas de variação do tipo Harker entre elementos traços e SiO ₂ , ilustrando o comportamento químico dos monzogranitos. Legenda apresentada na figura anterior.....	80
Figura 5.9: Padrões dos monzogranitos nos diagramas de classificação multielementar: (A) de elementos terras raras normalizados ao condrito (Boynton, 1984); (B) multielementar normalizados ao manto primitivo (Thompson <i>et al.</i> , 1982).....	81
Figura 5.10: Diagramas de variação entre elementos maiores e MgO (Harker), ilustrando o comportamento químico dos dioritos e quartzo dioritos.....	82
Figura 5.11: Diagramas de variação entre elementos traços e MgO (Harker), ilustrando o comportamento químico dos dioritos e quartzo dioritos.....	83
Figura 5.12: Padrões dos dioritos e quartzo dioritos nos diagramas terras raras normalizados ao condrito (Boynton, 1984). (A) Grupo mais enriquecido em biotita e (B) Grupo mais enriquecido em anfibólio.....	84
Figura 5.13: Diagrama discriminante de ambientes. (A) Nb vs Y e (B) Rb vs Y+Nb de Perce et al 1984. (C) (Nb/Zr) ⁿ vs. Zr de Thiéblemont and Tegyev, 1994. (D) subdivisão dos granitoides na sua relação com fontes, segundo Eby et al. (1992): A1, granitos manto-derivados e A2, granitos crustais.....	85
Figura 5.14: Diagrama discriminante de ambientes de Pearce & Cann (1973) para os dioritos e quartzo dioritos estudados. (A) Zr – Ti/100 – Sr/2 e (B) Zr vs Ti.....	86

CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Figura 6.1: Comparação geoquímica e classificação multielementar comparativos dos padrões dos monzogranitos estudados com as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera – Granito São Gabriel (Valério 2006) e Granito Abonari (Lombello 2011). Mostrando (A) caráter alcalino das rochas (Wright 1960); (B) Tipologia de Granitos Eby (1990). (C) Contexto geotectônico de colisão continental (Thiéblemont & Tegyev, 1994). (D e E) ETR normalizados ao condrito (Boynton, 1984) e (E e F) multielementar normalizados ao manto primitivo (Thompson <i>et al.</i> , 1982).....	88
Figura 6.2: Diagrama Th vs. Ta mostrando a distribuição dos monzogranitos estudados. Razões Th/Ta para o manto primitivo e crosta continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para a crosta continental superior com base em Taylor & McLennan (1985).....	89
Figura 6.3: Diagramas de variação (A) Ni vs Sr, (B) Ni vs Zr e (C) Rb/Sr vs. Sr (Markl e Höhndorf, 2003), ilustrando o comportamento químico dioritos e quartzo dioritos e os possíveis processos de diferenciação magmática atuantes. Os <i>trends</i> apresentados são compatíveis com evolução magmática a partir de cristalização fracionada.....	90

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 3 – ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS DAS LITOLOGIAS

Tabela 3.1: Composição mineralógica (modal) das rochas félsicas, representada em porcentagem.....	32
Tabela 3.2: Composição mineralógica (modal) das rochas félsicas, representada em porcentagem.....	33

CAPÍTULO 4 – QUÍMICA MINERAL

Tabela 4.1 A: Análise de anfibólios dos Dioritos e Quartzos Dioritos mais enriquecidos em biotita.....	50
Tabela 4.1 A: Análise de anfibólios dos Dioritos e Quartzos Dioritos mais enriquecidos em biotita (continuação).....	51
Tabela 4.1 B: Análise de anfibólios dos Dioritos e quartzos Dioritos mais enriquecidos em anfibólios.....	52
Tabela 4.2 A: Análise de micas dos monzogranitos.....	56
Tabela 4.2 B: Análise de micas dos Dioritos e Quartzos Dioritos mais enriquecido em biotita.....	57
Tabela 4.2 C: Análise de micas dos Dioritos e Quartzos Dioritos mais enriquecido em anfibólio.....	58
Tabela 4.3 A: Análise de feldspatos dos Monzogranitos.....	63
Tabela 4.3 B: Análise de feldspatos dos Monzogranitos.....	64
Tabela 4.3 C: Análise de feldspatos dos Dioritos e Quartzos Dioritos mais enriquecido em biotita.....	65
Tabela 4.3 D: Análise de feldspatos dos Dioritos e Quartzos Dioritos mais enriquecido em anfibólio.....	66
Tabela 4.4: Valores de pressão para os Dioritos e Quartzos Dioritos, calculados com base nos geobarômetros de Al ^T em hornblenda, segundo o método de Schimdt (1992).....	70
Tabela 4.5: Temperatura de saturação de Zr para os monzogranitos (Watson 1987).....	70

CAPÍTULO – 5 DADOS LITOGEOQUÍMICOS

Tabela 5.1: Dados litogeoquímicos dos Monzogranitos.....	72
Tabela 5.2: Dados litogeoquímicos dos Dioritos e Quartzos Dioritos.....	73

SUMÁRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO	16
1.1 APRESENTAÇÃO	16
1.2 OBJETIVO	16
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	16
1.4 MATERIAS E MÉTODOS	18
1.4.1 Levantamento bibliográfico	18
1.4.2 Trabalho de campo	18
1.4.3 Confeção de seção delgada e descrição petrográfica.....	18
1.4.4 Química mineral	19
1.4.5 Litogeoquímica.....	19
Capítulo 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	20
2.1 CRÁTON AMAZÔNICO.....	20
2.2 PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA.....	21
2.3 LITOESTRATIGRAFIA	23
2.3.1 Complexo Jauaperi.....	23
2.3.2 Suíte Intrusiva Água Branca.....	24
2.3.3 Grupo Iricoumé	24
2.3.4 Suíte Intrusiva Mapuera.....	25
2.3.5 Formação Prosperança	25
2.3.6 Grupo Trombetas.....	25
Capítulo 3 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS LITOLOGIAS.....	27
3.2 ASPECTOS MICROSCÓPICOS.....	32
3.2.1 Classificação das Litologias	32
3.2.2 Monzogranitos	35

3.2.2.1 Sequência de cristalização.....	41
3.2.3 Dioritos e Quartzo Dioritos	42
3.2.3.1 Sequência de cristalização.....	46
3.3 CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS PRELIMINARES	47
3.3.1 Mistura de magma	47
3.3.2 Feições magmáticas.....	47
3.3.3 Feições deformacionais.....	48
3.3.4 Hidrotermalismo.....	48
Capítulo 4 - QUÍMICA MINERAL.....	50
4.1 ANFIBÓLIO.....	50
4.2 MICAS	56
4.3 CLORITAS.....	62
4.4 FELDSPATOS.....	63
4.5 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO	70
4.5.1 Geobarometria.....	70
4.5.2 Geotermômetria.....	71
Capítulo 5 - DADOS LITOGEOQUÍMICOS	72
5.1 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA	72
5.2 SATURAÇÃO EM ALUMINA.....	76
5.3 CARACTERIZAÇÃO DE SÉRIES MAGMÁTICAS.....	76
5.4 GEOQUÍMICA MULTIELEMENTAR.....	79
5.5 AMBIENTE GEODINÂMICO	85
Capítulo 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	88
Capítulo 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Rochas félsicas de composição granítica seccionadas por diques de rochas máficas e pegmatíticas afloram ao longo da BR-174, as quais na concepção de Santos (2003) estão inseridas no Domínio Uaimiri ou segundo a CPRM (2006) no Domínio Uatumã-Anauá da Província Tapajós-Parima, unidade geotectônica do Cráton Amazônico, conforme concepção de Santos *et al.* (2000).

Essas litologias vêm sendo motivo de polêmica, pois alguns autores, como por exemplo, a CPRM (2006) a correlacionam a Suíte Intrusiva Mapuera. Já segundo Souza *et al.* (2006) essas rochas apresentam feições de deformações e metamorfismo dinâmico representado por zonas de cisalhamento e feições de recristalização granoblástica heterogranular. O que induziu Souza & Nogueira (2009), com base nessas feições, a agrupar essas litologias ao Complexo Jauaperi. Esses autores acreditam que essa polêmica é devida ao fato dessas litologias ocorrerem em uma região limítrofe entre as rochas do embasamento regional, proposto por Reis *et al.* (2003), com o Granito São Gabriel (Suíte Intrusiva Mapuera) e as vulcânicas do Grupo Iricoumé.

Nessa região, nos últimos anos, foram realizados alguns trabalhos de pesquisa geológica (Valério *et al.*, 2005; Souza *et al.* 2006; Malta *et al.* 2008; Viana *et al.* 2010), porém, em nenhum desses estudos, foi possível determinar com segurança a relação litoestratigráfica dessas litologias dentro do domínio Uaimiri, sobretudo com respeito à associação vulcânica-plutônica Iricoumé-Mapuera ou gnaisses do Complexo Jauaperi.

1.2 OBJETIVO

Diante desta problemática, esta pesquisa se propõe a caracterizar as rochas félsicas e diques máficos que afloram ao longo da BR-174, por meio de estudos petrográficos, geoquímicos(rocha total e mineral), com o intuito de estabelecer a sua posição na coluna litoestratigráfica e permitir inferência com relação a sua petrogênese.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área está localizada no nordeste do Estado do Amazonas na porção sudoeste do Município de Presidente Figueiredo (AM), entre os Km 151 e 155 da BR-174 (Manaus - Boa Vista (Figura 1.1)).

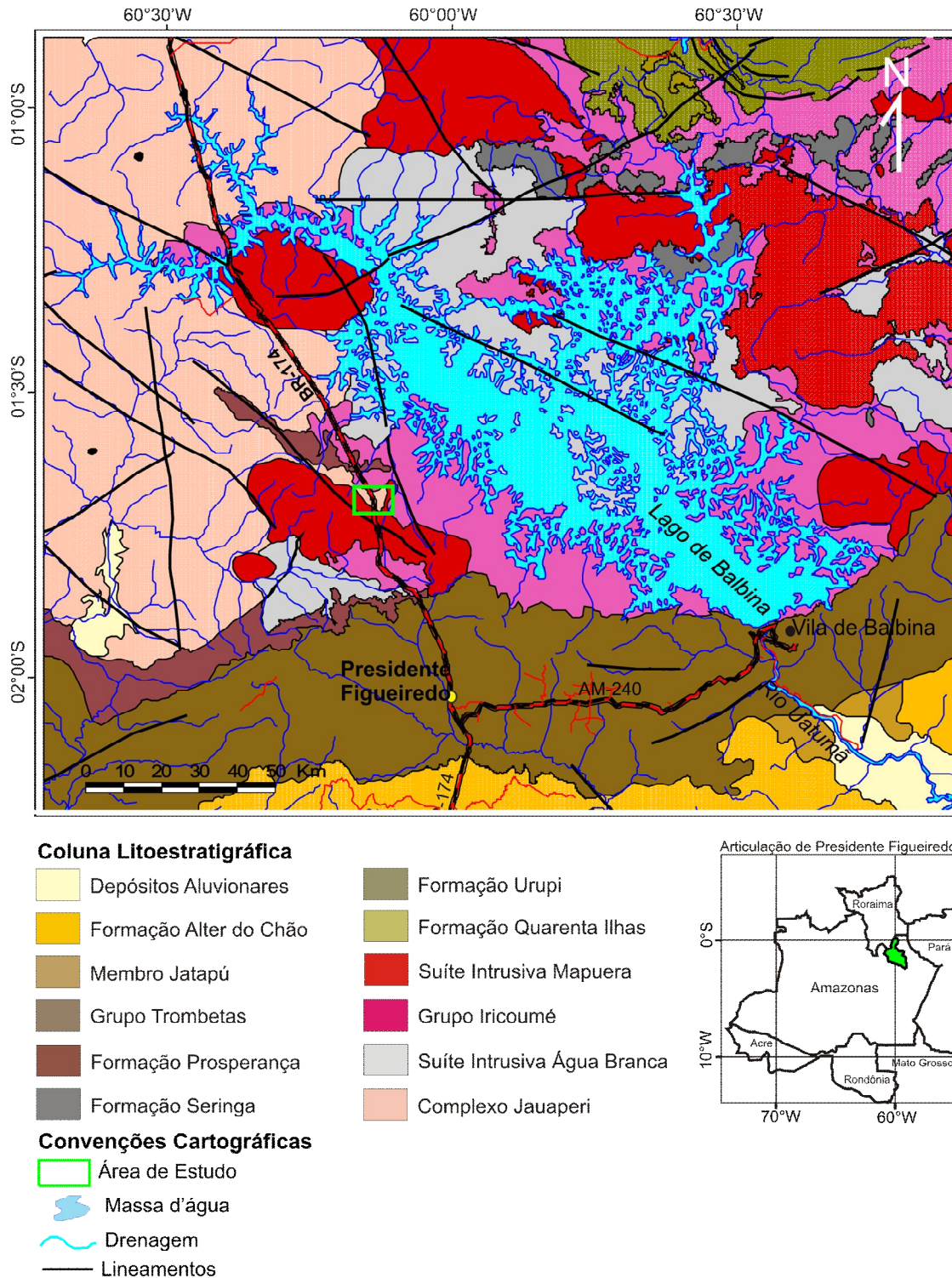


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo dentro do município de Presidente Figueiredo. Fonte: Modificado CPRM, 2006.

1.4 MATERIAS E MÉTODOS

A elaboração deste trabalho envolve o levantamento bibliográfico, amostragem das litologias aflorantes na área de estudo, preparação de amostras representativas para estudos petrográficos e análises químicas. Conforme apresentado a seguir:

1.4.1 Levantamento bibliográfico

Consiste na coleta de informações bibliográficas acerca do atual estágio de conhecimento geológico da região e consulta sobre literatura geológica do tema específico, bem como revisão bibliográfica a respeito dos métodos geoquímicos que foram utilizados neste trabalho. Esta etapa se estende durante toda a pesquisa.

1.4.2 Trabalho de campo

O trabalho de campo consistiu de uma abordagem regional, com o intuito de promover o reconhecimento geral da área de estudo, realizado ao longo da BR-174 entre os km 151 e 155 e ramais associados.

Os dados de campo consistiram da descrição dos afloramentos, enfocando as litologias, suas relações de contato e estruturas, com a coleta de amostras para caracterização petrográfica e geoquímica das litologias encontradas. Estes dados foram obtidos em duas etapas. A primeira realizada em maio de 2010, e a segunda em novembro de 2010. Foram visitadas as frentes de lavras das pedreiras, na região, que produzem brita para o setor de construção civil como as pedreiras: Javel, Figueiredo, Manaus e da Mercês. Também foram descritas e coletadas amostras ao longo do ramal Terra Santa e na Fazenda Nossa Senhora Aparecida. Um total de 32 amostras foram coletadas, sendo 01 na pedreira Figueiredo, 09 na pedreira Javel, 08 na pedreira da Mercês, 04 na pedreira Manaus, 07 no ramal Terra Santa e 03 na Fazenda Nossa Senhora Aparecida.

1.4.3 Confeção de seção delgada e descrição petrográfica

Foram confeccionadas 24 seções delgadas, sendo 14 delas de rochas máficas com relações de mútua intrusão com os granitóides e 12 referentes aos granitóides. Essas seções delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geociências da UFAM e da CPRM/SUREG-MA. Nesta pesquisa também foram efetuadas descrições de lâminas delgadas do trabalho de Viana (2010), totalizando 37 seções delgadas.

A descrição petrográfica foi realizada utilizando o microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida, da marca OLYMPUS modelo BX41, nas objetivas de 2x; 4x; 10x e 40x. A partir do estudo das características óticas foram determinados os minerais constituintes das rochas, suas relações de contato, texturas, microestruturas, além da sequência de cristalização.

Para essa caracterização foram utilizados os textos básicos de Hibbard (1995), Deer *et al.* (1996) e Passchier & Trouw (1996).

Na classificação petrográfica, foi empregada a terminologia proposta por Streckeisen (1976), com os valores modais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio plotados no diagrama Q-A-P. Para uma melhor identificação das possíveis fácies e subfácies, usou-se o diagrama ternário que relaciona os minerais félsicos (feldspato-quartzo) e os máficos (Q-(A+P)-M) do mesmo autor. Esses valores modais foram obtidos a partir da contagem de pontos (em média 1000 pontos por seção), com o auxílio do contador de pontos *Pelcon Automatic Point Counter*.

1.4.4 Química mineral

As análises de química mineral foram realizadas para obter a composição quantitativa de feldspato, biotita, anfíbólios. A intenção foi conseguir um melhor entendimento dos possíveis processos petrogenéticos das litologias estudadas. Estes dados foram adquiridos por microsonda eletrônica na Universidade de Brasília (UnB), onde foi utilizado o equipamento Cameca SX-50 com sistema EDS acoplado, sendo as condições operacionais de 15kV, corrente de 20 nA e tempo médio de contagem de 10s para cada análise. Foram efetuadas análises pontuais de centro e borda dos diversos minerais estudados. Para o cálculo das fórmulas estruturais foi aplicado o programa Excel.

1.4.5 Litogeoquímica

As análises geoquímicas foram realizadas a fim de classificar as rochas em relação às séries magmáticas e investigar sua gênese através do estudo do comportamento dos elementos maiores, traços e terras raras. Para a realização destas análises, faz-se necessário ter alguns cuidados na escolha das amostras a serem analisadas, com o intuito de não haver qualquer tipo de contaminação: rocha fresca, sem atividade metassomática e/ou intempérica atuante, sempre que possível.

As amostras foram preparadas mecanicamente no laboratório de laminação do Departamento de geociências da UFAM, onze amostras para geoquímica de elementos maiores, menores, traços e elementos terras raras (ETRs). O procedimento envolveu: *a)* lavagem das amostras; *b)* britagem em moinho com mandíbulas de carbetto de tungstênio; *c)* homogeneização, quarteamento da brita; *d)* moagem deste material em moinho oscilante (ou de anéis) de carbetto de tungstênio (na fração < 300 mesh); *e)* obtenção de uma alíquota com aproximadamente 100g; *f)* acondicionamento e envio das amostras para o Laboratório ACME Ltda no Canadá. Os elementos maiores e menores foram determinados por ICP-AES e os elementos traços por ICP-MAS. A abertura química das amostras para análise foi realizada conforme os padrões do referido laboratório.

Capítulo 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico situa-se na porção norte da Plataforma Sul Americana, subdivido por Almeida *et al.* (1978), com base nas litologias e geologia estrutural, em Escudo das Guianas, a norte e o Escudo Brasil Central, a sul (*Figura 2.1 A*). Estes escudos estão separados pelas bacias Fanerozóicas do Acre, Solimões, Amazonas e Alto Tapajós.

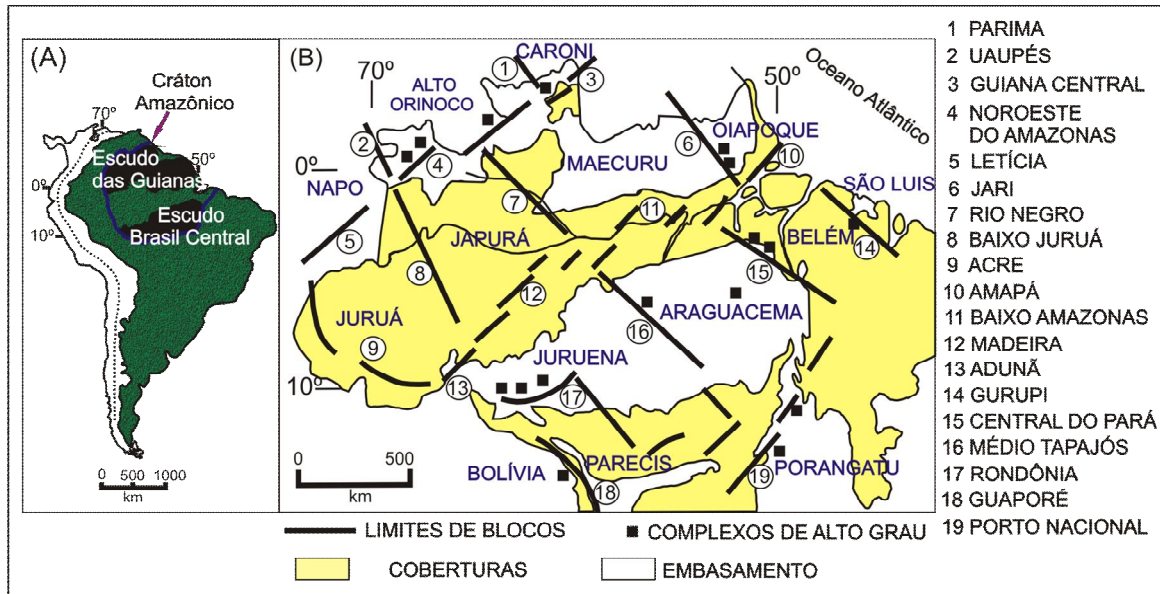


Figura 2.1: Cráton Amazônico: (A) Subdivisão em Escudo, segundo Almeida *et al.* (1967); (B) Mapa de províncias estruturais segundo Hasui *et al.* (1984).

A evolução do Cráton Amazônico é especulada a partir de propostas de compartimentações tectônicas, fundamentadas em estudos geológicos, estruturais, geofísicos e geocronológicos. Hasui *et al.* (1984) e Costa & Hasui (1997), baseados em informações geofísicas e geológicas, subdividem o Cráton Amazônico em um mosaico de blocos crustais agregados por meio de colisões diácronas ocorridas entre o Arqueano e o Paleoproterozóico (*Figura 2.1 B*). Na atual conjuntura de conhecimentos da tectônica de placas, duas correntes buscam definir estas compartimentações. Uma proposta por Tassinari & Macambira (1999 e 2004) e a outra por Santos *et al.* (2006).

Essas propostas diferem quanto à interpretação e delimitação das províncias. No entanto, de um modo geral, apresentam dados geocronológicos relativamente consistentes entre si e descrevem uma sequência evolutiva para o Cráton envolvendo a aglutinação de cinturões orogênicos desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico, em torno de núcleos Arqueanos.

Tassinari & Macambira (1999 e 2004) consideram a divisão do Cráton em seis províncias distintas (*Figura 2.2 A*), com idades entre 2,3 a 1,0 Ga, ao redor de um núcleo Arqueano (Província Amazônia Central, >2,3 Ga). Santos *et al.* (2006), com base em idades obtidas pelos

métodos U-Pb e Sm-Nd, reinterpretaram essas províncias, propondo uma atualização da compartimentação para o Cráton Amazônico (*Figura.3.2 B*). Acrescentaram a Província Carajás e a consideraram a mais antiga (3,0 a 2,5 Ga), redenominaram a Província Maroni-Itacaiúnas para Transamazonas (2,26 a 2,01 Ga), além de aumentarem seus limites para o norte da Província Carajás. Também expandiram o limite da Província Tapajós-Parima (2,03 a 1,88 Ga) para o leste da Província Amazônia Central, e acrescentaram a faixa colisional de direção NE-SW, a qual os autores denominaram de evento K'Mudku (1,4 a 1,1 Ga).

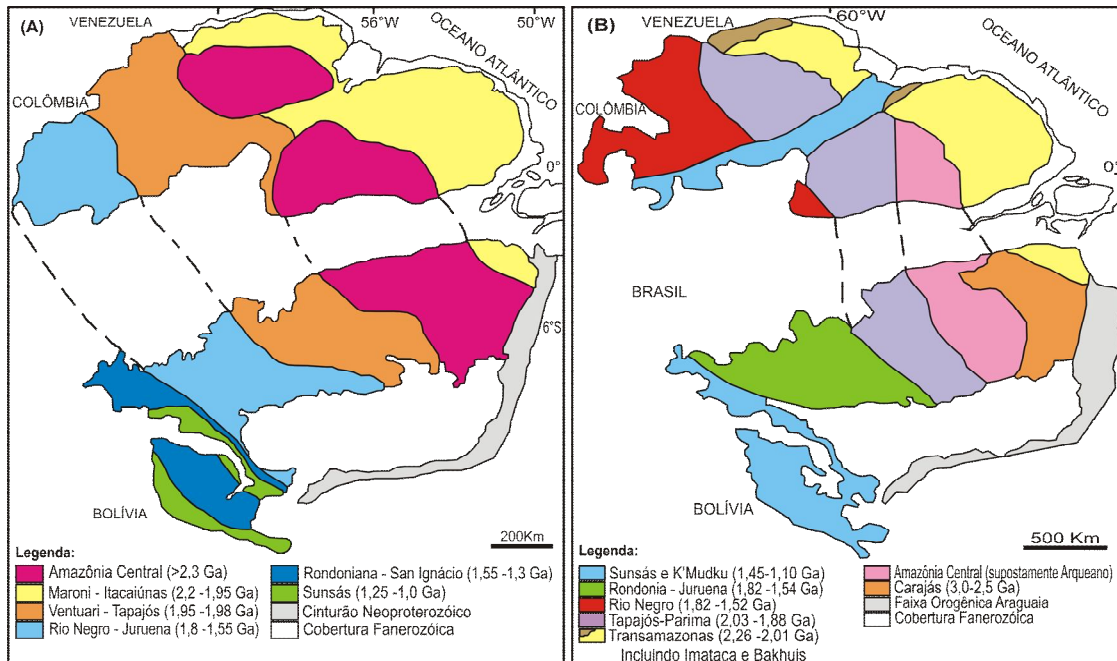


Figura 2.2: Compartimentação do Cráton Amazônico. **(A)** Segundo a proposta de Tassinari & Macambira (1999 e 2004). **(B)** Segundo a proposta de Santos *et al.* (2006).

Como referência para este trabalho, por apresentar dados mais recentes, usa-se a compartimentação proposta por Santos *et al.* (2006). Segundo a qual a área de estudo está inserida na porção centro-norte do Cráton Amazônico, dentro da província geocronológica Tapajós-Parima.

2.2 PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA

A Província Tapajós-Parima, com idades entre 2,03 e 1,88 Ga é bordada a oeste por províncias paleoproterozóicas mais jovens que foram acrescidas ao cráton entre 1,85–1,70 Ga (províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena) e a leste pela Província Amazônia Central (Arqueano?), o que revela rejuvenescimento de leste para oeste (*Figura 2.3*). Com base em similaridades petrológicas e geocronológicas, Santos *et al.* (2001) e Santos (2006) propuseram a subdivisão da província em quatro domínios, Peixoto de Azevedo, Tapajós, Uaimiri e Parima. Ocupam área no Amazonas os domínios: Uaimiri e uma pequena expressão do Parima a norte, e

Tapajós a sul. O domínio de importância para o desenvolvimento do estudo da área deste trabalho é o Uaimiri que engloba a porção sul-sudeste de Roraima, e nordeste do Amazonas.

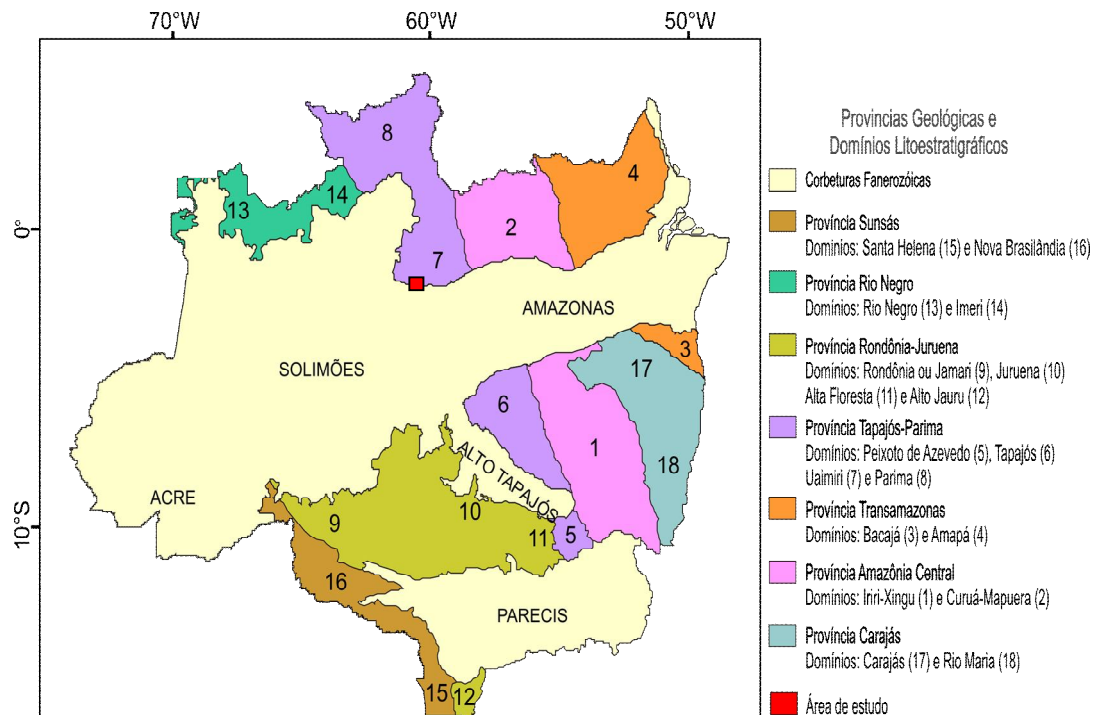


Figura 2.3: Principais províncias geocronológicas e domínios lito-estratigráficos do Cráton Amazônico (Santos *et al.*, 2006).

Segundo CPRM (2006) no interlúdio entre o final da atividade orogênica do Ciclo Transamazônico e estabelecimento do domínio cratônico (aproximadamente no intervalo de 1.98 a 1.88 Ga), ocorre no interior da província um magmatismo de cunho acrecionário de associações vulcano-plutônicas. As quais estão distribuídas em uma expressiva área no Cráton Amazônico. Estende-se desde o nordeste do estado do Mato grosso até o sudeste de Roraima, e são agrupadas ao Magmatismo Uatumã (~1,88 Ga). Consistem predominantemente de manifestações vulcânicas félsicas, associadas a granitoides co-magmáticos (*Figura 2.4*). No Escudo das Guianas, onde se localiza a área de estudo, a fase vulcânica é denominada de Grupo Iricoumé, sucedida pela fase plutônica representada pela Suíte Intrusiva Mapuera. No Escudo Brasil Central, as vulcânicas são definidas como Grupo Iriri e a Suíte Maloquinha os equivalentes plutônicos.

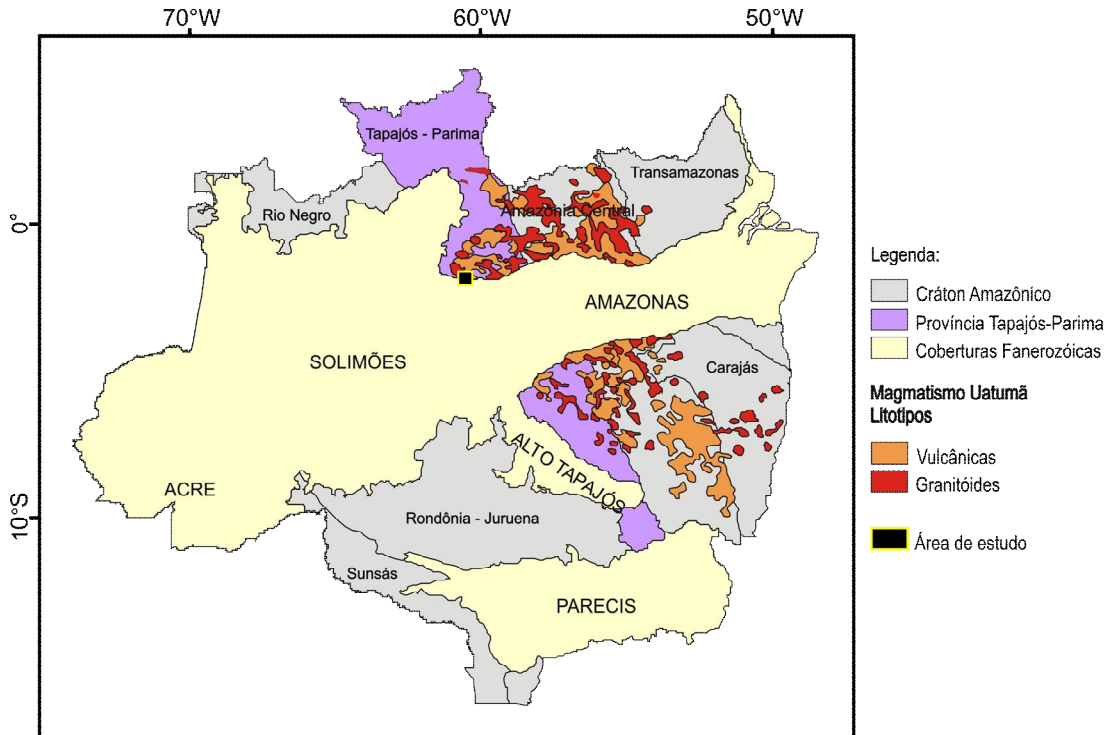


Figura 2.4: Ocorrência do Magmatismo Uatumã no Craton Amazônico (modificado CPRM 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil).

2.3 LITOESTRATIGRAFIA

A região em torno da área de estudo hospeda unidades paleoproterozóicas constituídas por rochas gnáissicas, graníticas e vulcânicas, representantes das unidades regionais denominadas de Complexo Jauaperi, suíte Intrusiva Água Branca, Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera. Essas unidades são em parte recobertas por rochas sedimentares neoproterozóicas pertencentes à Formação Prosperança e fanerozóicas do Grupo Trombetas.

2.3.1 Complexo Jauaperi

Essa unidade tem como localidade tipo a vila de Moura, município de Barcelos, com seção tipo caracterizada por faixas e afloramentos ao longo do baixo curso do rio Negro, desde as proximidades da vila de Moura até a foz do rio Branco (CPRM, 2006). Segundo os referidos autores, essa unidade representa o embasamento do Domínio Uaimiri com ampla ocorrência a norte do Amazonas e sul de Roraima. Reúne ortognaisses e migmatitos, com arcabouço estrutural apresentando direção N-S a NE-SW, metamorfisados na fácies xisto verde a anfibolito superior. Possuem coloração rósea e composição monzogranítica a sienogranítica, apresentando-se com comportamento metaluminoso.

Algumas idades U-Pb em zircão obtidas em granitóides, milonitos e gnaisses da unidade Jauaperi distribuem-se no intervalo 1.880 - 1.868 Ma, idades contemporâneas as dos granitoides (Suíte intrusiva Mapuera) supostamente intrudidos nessa unidade (CPRM, 2002 e Santos *et al.*,

2002), o que levanta a possibilidade das rochas datadas representarem tais granitoides deformados. Fato esse que tem levado a constantes questionamentos sobre a gênese e relação cronoestratigráfica do Complexo Jauaperi.

2.3.2 Suíte Intrusiva Água Branca

Designada inicialmente para as rochas pertencentes à região do igarapé Água Branca, afluyente da margem esquerda do rio Uatumã, foi classificado como Granodiorito Água Branca (Araújo Neto & Moreira, 1976). Elevada a categoria de Suíte Intrusiva Água Branca por Oliveira *et al.* (1996). É caracterizada como uma série calcio-alcalina expandida formada por termos que variam de monzogranitos e granodioritos porfíricos até dioritos, os quais se revelaram metaluminosos à fracamente peraluminosos com alto-K (Oliveira *et al.* 1996, CPRM 2000, Almeida *et al.* 2002). Interpretada como produto gerado a partir de fontes mantélicas em ambiente colisional com relativa contribuição crustal (CPRM 2000, Reis *et al.* 2003, Valério 2006). Foi datada por U-Pb SHRIMP em 1891 ± 7 Ma (Reis *et al.* 2003) e por Pb-Pb em zircão por evaporação entre 1.888 e 1.898 Ma (Almeida 2006). Oliveira *et al.* (1996) e Faria *et al.* (2000) destacam para essa unidade, uma continuidade física que engloba o sudeste de Roraima, nordeste do Amazonas e noroeste do Pará.

2.3.3 Grupo Iricoumé

Inicialmente definido como Formação Iricoumé por Oliveira *et al.* (1975). Essa unidade tem como área-tipo a Serra Iricoumé, no alto curso do rio Mapuera. Aflora numa expressiva área, englobando o sudeste de Roraima, nordeste do Amazonas e sudeste do Pará, num total de 114.200 Km². Posteriormente Veiga Jr. *et al.* (1979) o elevou a categoria de Grupo associando-o ao Supergrupo Uatumã, interpretando-o como um único evento magmático anorogênico. É representado essencialmente por derrames vulcânicos de composição predominantemente ácida (riolitos), secundariamente intermediária (andesitos) e também por termos piroclásticos constituídos de tufos ácidos a intermediários.

Segundo Ferron *et al.* (2009) os termos ácidos mostram grande variação composicional, com teores de SiO₂ entre de 65 a 75%, assinatura metaluminosa a peraluminosa e caráter subalcalino de alto K, enquanto o termo intermediário, representado pelo traqui-andesito, mostra teores de SiO₂ em torno de 57%, índice de saturação em alumina metaluminoso, fracamente subalcalina e composição andesítica com forte tendência à composição traqui-andesítica. Essas feições indicam afinidade com magmas tipo-A, compatíveis com o tipo A2 de Eby (1992). O ambiente geotectônico de posicionamento do Grupo Iricoumé tem sido interpretado como extensional pós-colisional (Valério *et al.*, 2005, 2009, Ferron *et al.*, 2009). Vários autores fizeram datação dessa unidade utilizando os métodos Pb-Pb e U-Pb, em

diferentes localidades, as quais variam de 1,89 Ga no sul de Roraima Macambira *et al.* (2003), a 1,88 Ga no sudoeste do município de Presidente Figueiredo Valério *et al.* (2005)

Valério *et al.* (2005), Marques *et al.* (2007) e Souza e Nogueira, (2009) descrevem no município de presidente Figueiredo andesitos, traqui-andesitos, dacitos e riolitos porfiríticos, associados a igníbritos, brechas autoclásticas ou co-ignimbríticas e tufos vulcânicos.

2.3.4 Suíte Intrusiva Mapuera

Na região de Presidente Figueiredo, a Suíte Intrusiva Mapuera é caracterizada por batólitos (Granito São Gabriel) intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Lima *et al.* 1974 e Melo *et al.* 1978). Esta unidade é constituída por biotita granitos, hornblenda-quartzomonzogranitos e granitos porfiríticos subordinados de coloração rósea a acinzentada, granulação média a grossa e com textura equigamular a porfirítica, incluindo variedades granofíricas e rapaquivíticas.

De acordo com análises químicas, a suíte representa um magmatismo alcalino tipo A, característico de ambientes tardi-orogênicos a anorogênicos e gerados por fusão de rochas crustais com prévia assinatura de subducção (Haddad & Faria, 2000). Tem comportamento metaluminoso a peraluminoso, eventualmente peralcalino, enriquecidos em SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, Zr, Nb, Y, Ga e ETR, compatíveis com as associações graníticas subalcalinas a alcalinas supersaturadas.

Datações U - Pb de diferentes procedências da suíte Mapuera indicam idades que variam desde 1.871 Ma a 1.861 Ma (Lenharo, 1998, Santos *et al.*, 2002, CPRM 2003).

2.3.5 Formação Prosperança

Ocorre no limite da borda norte da Bacia do Amazonas, distribuída em uma faixa estreita e descontínua, porém há registro dessa unidade dentro do terreno granítico-vulcânico paleoproterozóico, depositados em um *graben* orientado na direção WNW-ESE. Esses sítios deposicionais possuem limites laterais marcados por falhas normais sindeposicionais e zonas de cisalhamento (Souza & Nogueira 2009). Essa unidade mostra-se constituída por níveis conglomeráticos, pacotes de arenitos feldspáticos fino a grossos e siltitos, contendo laminação plano-paralela, estratificação cruzada de baixo ângulo, marcas de ondas e paleocanais, produto de ambiente fluvio-deltaico durante o Neoproterozóico (Caputo *et al.* 1972; Cunha *et al.* 1994; Nogueira & Soares, 1996; Nogueira, 1999).

2.3.6 Grupo Trombetas

Três unidades litoestratigráficas pertencente a esse Grupo afloram na região de Presidente Figueiredo: (1) Formação Nhamundá constituída por arenitos finos (quartzarenitos), folhelhos neríticos e depósitos glaciogênicos (Cunha *et al.* 1994, Nogueira *et al.* 1997, Soares *et al.* 1999); (2) Formação Pitinga representada por folhelhos e diamictitos

marinhos. Mantém relação de contato concordante com a formação Nhamundá (estratigraficamente sobrejacente) e discordante com a Formação Prosperança (Cunha *et al.* 1994); (3) Formação Manacapuru constituída por arenitos finos a médios intercalados com siltitos acinzentados e laminados de ambiente deposicional nerítico a litorâneo (Cunha *et al.* 1994).

Capítulo 3

ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS LITOLOGIAS

Este capítulo apresenta a descrição das litologias observadas, nas escalas macroscópica e microscópica, com suas características mineralógicas e texturais, buscando caracterizar às suas feições e distribuição na área.

Foram utilizados critérios como contatos por intrusão, relação hospedeira/inclusão e feições estruturais, para estabelecer uma cronologia entre os diferentes litotipos, entender as relações existentes entre eles e as demais unidades aflorantes na região, bem como o seu comportamento geológico.

Durante a etapa de campo, foram descritas e coletadas amostras na Fazenda Nossa Senhora Aparecida e nas pedreiras Figueiredo, Javel, Manaus e da Mercês, localizadas próximas a BR – 174, e também das encontradas no início do Ramal Terra Santa (*Figura 3.1*). As litologias observadas são representadas por rochas félsicas de composição granítica, por vezes apresentam-se seccionadas por diques máficos, além da presença de diques e bolsões pegmatíticos.

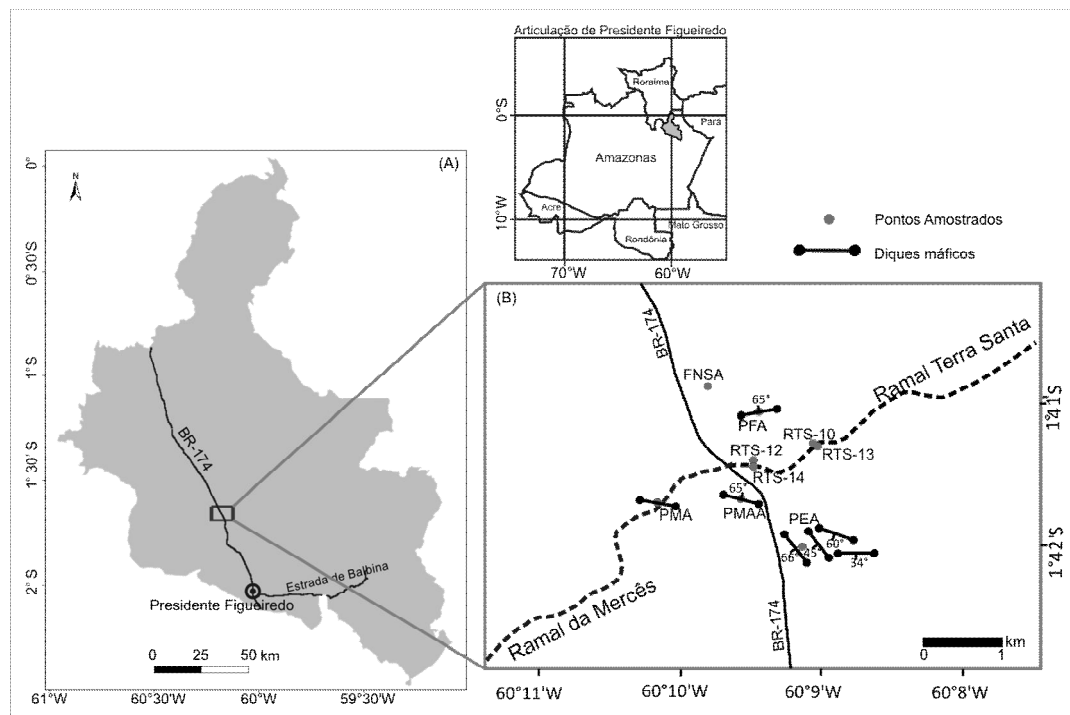


Figura 3.1: (A) Mapa do município de Presidente Figueiredo, (B) Destaque para a área estudada, entre os Km 150 ao 155, com a localização dos pontos amostrados durante a etapa de campo. FNSA – Fazenda Nossa Senhora, PMA – Pedreira da Mercês, PMAA - Pedreira Manaus, PEA – Pedreira Javel, PFA – Pedreira Figueiredo, RTS – Ramal Terra Santa.

As rochas félsicas representam a litologia predominante, sendo observadas nas frentes de lavras das Pedreiras, onde apresentam-se seccionadas por diques máficos (*Figura 3.2 A*) ou

na forma de blocos rolados, como na Fazenda Nossa Senhora Aparecida e no Ramal Terra Santa (*Figura 3.2 B*). Apresenta textura fanerítica fina a média (*Figura 3.2 C*). Possui coloração rosada a acinzentada, com índice de cor leucocrático. Mineralogicamente são constituídas por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e raros minerais máficos. Em algumas porções das frentes de lavras, observa-se que essas rochas foram retrabalhadas por zonas de cisalhamento centimétricas com direção N70°W/81°NE, produzindo uma estrutura foliada (*Figura 3.2 D*).

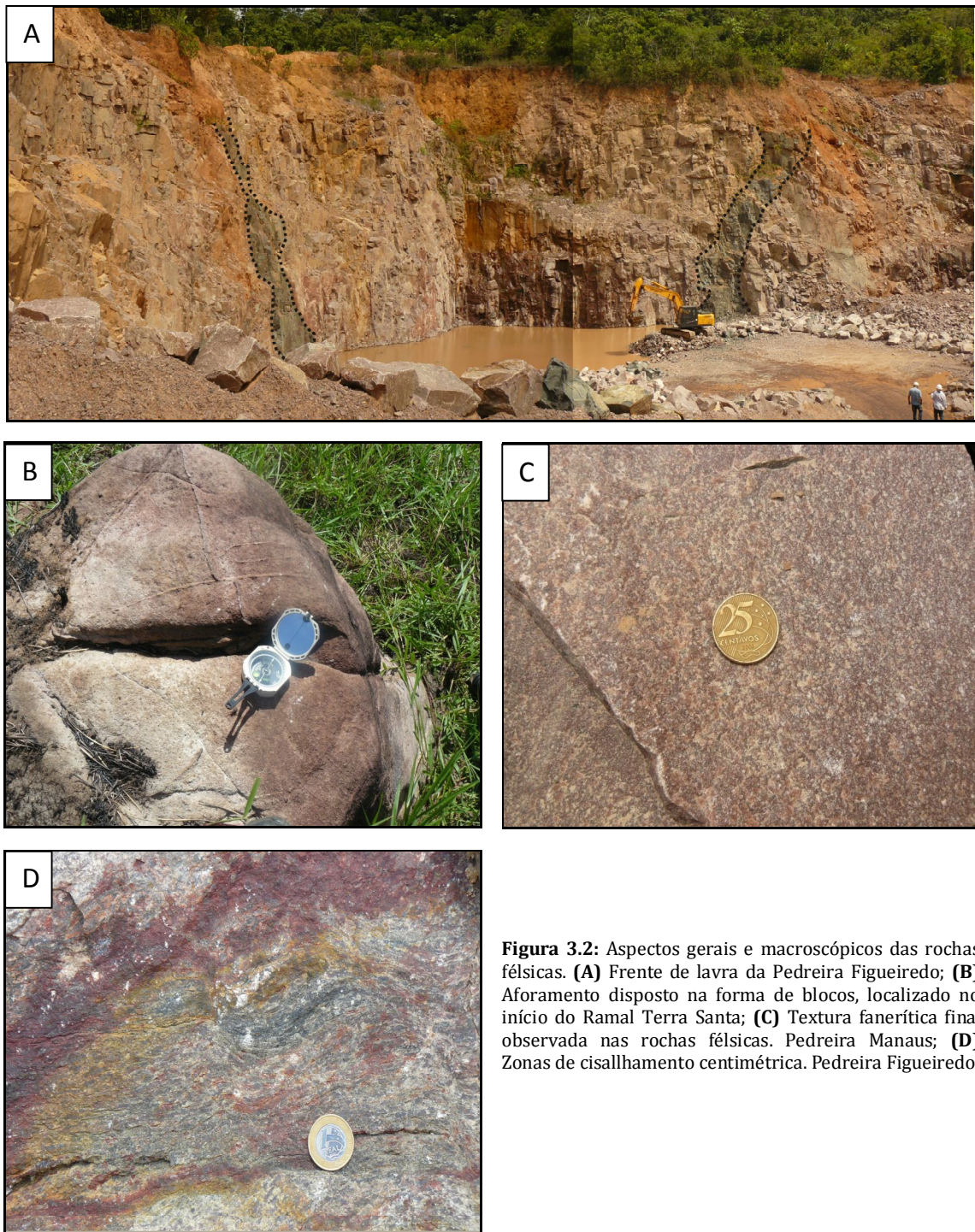


Figura 3.2: Aspectos gerais e macroscópicos das rochas félsicas. **(A)** Frente de lavra da Pedreira Figueiredo; **(B)** Aforamento disposto na forma de blocos, localizado no início do Ramal Terra Santa; **(C)** Textura fanerítica fina, observada nas rochas félsicas. Pedreira Manaus; **(D)** Zonas de cisalhamento centimétrica. Pedreira Figueiredo.

Secundariamente são observados, nas frentes de lavra, diques máficos (*Figura 3.3 A*), com coloração cinza escuro a esverdeados, textura fanerítica fina (*Figura 3.3 B*), constituído mineralogicamente por anfibólio, biotita e plagioclásio. Apresentam formas recurvadas; e por vezes rompidos (*Figura 3.3 C*). Também são observadas zonas de cisalhamento centimétricas segundo a direção S80°E/60°SW.

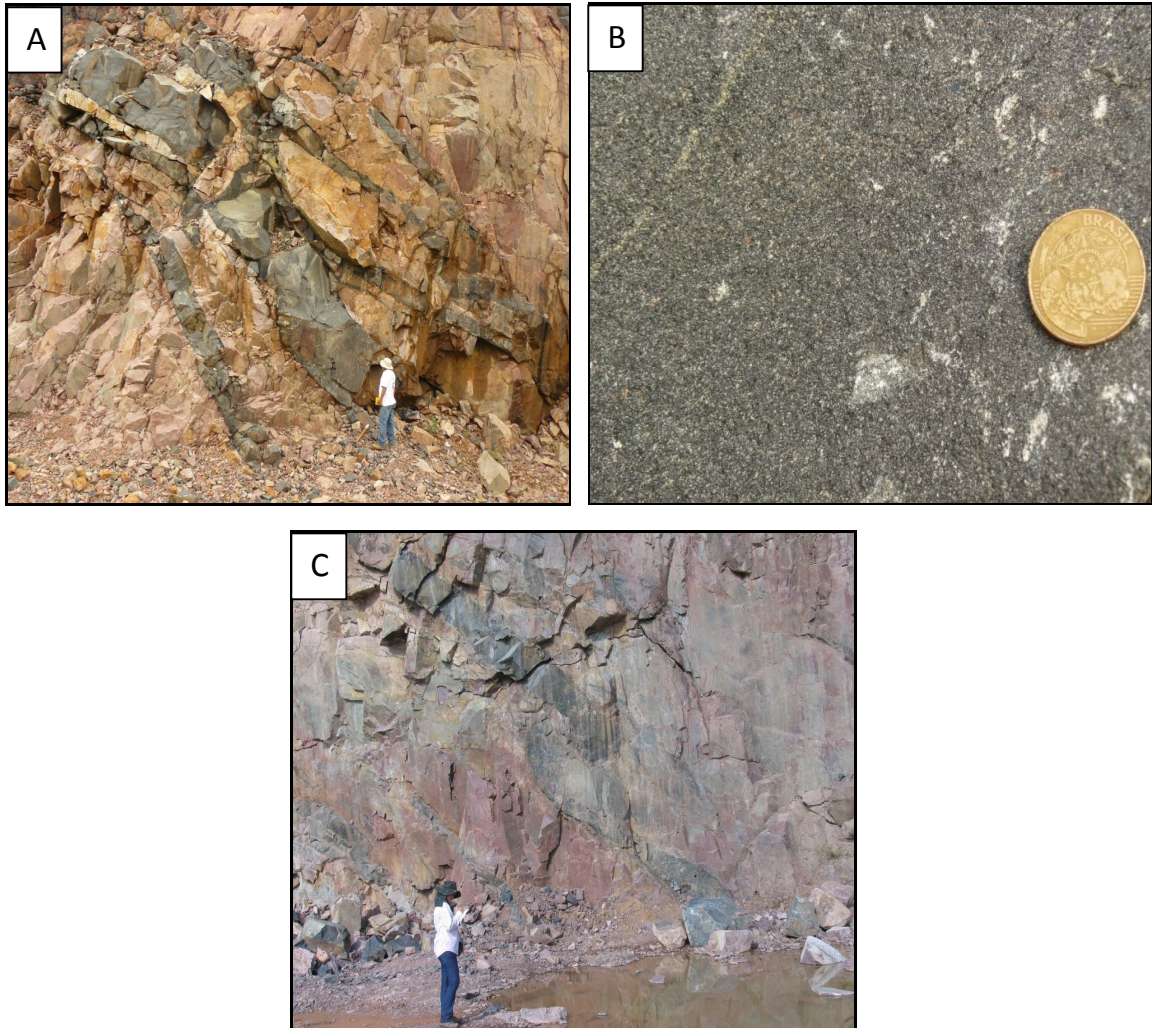


Figura 3.3: Aspectos gerais e macroscópicos diques máficos. **(A)** Diques máficos, levemente recurvados seccionando a rocha félsica, na frente de lavra da Pedreira Javel; **(B)** textura fanerítica fina, observada nos diques máficos. Pedreira Manaus; **(C)** Diques máficos rompidos, na frente de lavra da Pedreira Javel.

Na frente de lavra da Pedreira Javel as relações de contatos entre as rochas félsicas e os diques máficos, apresentam feições indicativas de contemporaneidade entre magmas de viscosidade e temperatura contrastante, evidenciada por texturas do tipo *mingling*. Tal evidencia é representada por feições onde se observa a inclusão das rochas félsicas em diques máficos e vice-versa (*Figura 3.4 A*). Em algumas porções, também é observado contatos interdigitados, formando porções híbridas rosa esbranquiçadas, próximas a esses contatos, definindo uma

textura do tipo *mixing* (Figura 3.4 B). Em outras partes também ocorrem inclusões máficas com formas e de dimensões variadas, com contatos curvilíneos ou em forma de cúspide, imersas numa matriz félsica. Tais feições indicam a ocorrência de mistura heterogênea (*mingling*) entre esses dois magmas (Figura 3.4 C).

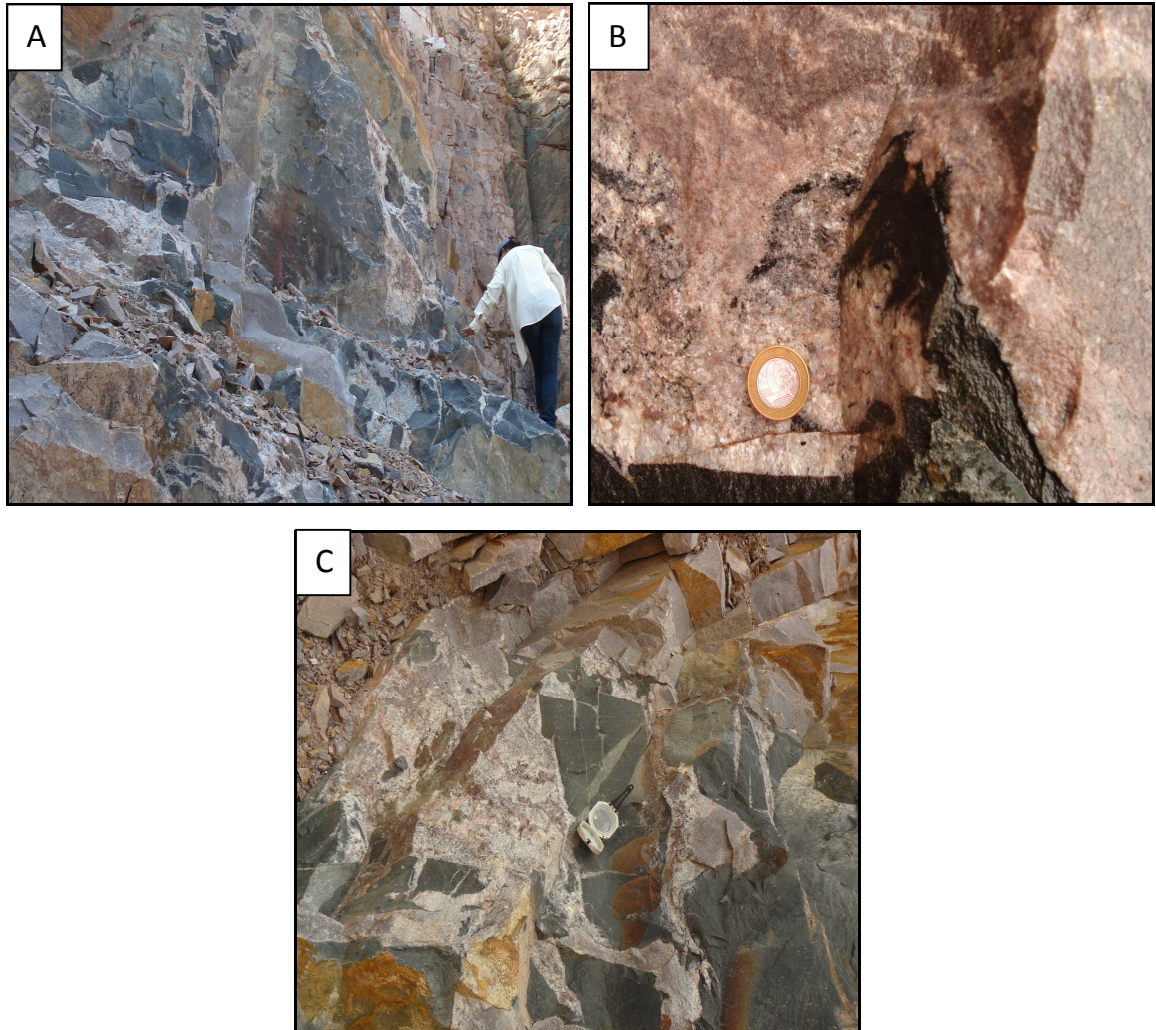


Figura 3.4: Aspectos macroscópicos das relações de contato entre as rochas félsicas e os diques máficos. **(A)** Relação de mútua intrusão entre as litologias; **(B)** Contatos interdigitados entre as litologias, com presença de porção híbrida próxima ao contato. Textura do tipo *mixing*, na Pedreira Javel; **(C)** Inclusões máficas com formas e de dimensões variadas, com contatos curvilíneos ou em forma de cúspide, imersas numa matriz félsica.

Intrusões pegmatíticas são comumente observadas em ambas as litologias. Nas rochas félsicas são observadas na forma de bolsões (Figura 3.5 A). Nos diques máficos ocorrem na forma de bolsões ou preenchendo fraturas, o que lhes conferem muitas vezes um aspecto brechado (Figura 3.5 B e C).

Também é observada a atuação de processo hidrotermal nessas litologias. Caracterizado pelos indícios de epidotização, formando bolsões esverdeados (Figura 3.5 D), e pela presença de associações de sulfetos principalmente pirita e com calcopirita (Figura 3.5 E), os quais ocorrem

tanto de forma disseminada como em zonas de cisalhamento centimétricas formando planos sulfetados (*Figura 3.5 F*) segundo a direção N85°E/65°SE.

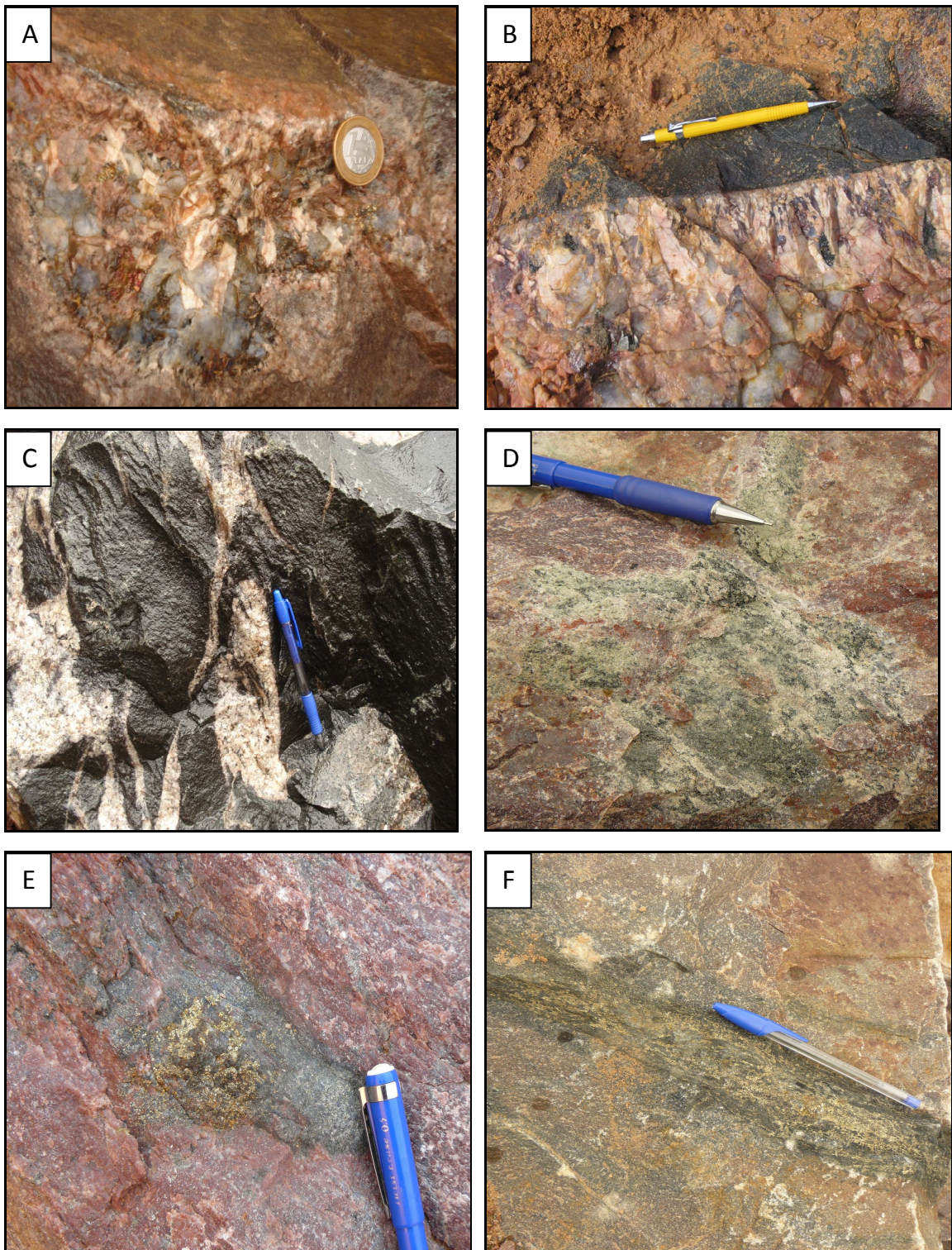


Figura 3.5: Intrusões pegmatíticas e indícios de hidrotermalismo. **(A)** Bolsões de pegmatitos intrusivos na rochas graníticas. Pedreira Figueiredo; **(B)** Apófise de pegmatitos, nos diques máficos. Pedreira Manaus; **(C)** Fraturas preenchidas por pegmatitos, nos diques máficos. Pedreira Javel. **(D)** Indícios de epidotização, formando bolsões esverdeados nas rochas félsicas. **(E)** Associações de sulfetos. Pedreira da Mercês **(F)** Zona de cisalhamento sulfetada.

3.2 ASPECTOS MICROSCÓPICOS

O estudo petrográfico é a base para o desenvolvimento de investigações petrológicas. A identificação e quantificação das fases minerais, bem como suas relações microtexturais, são de fundamental importância para os estudos petrogenéticos necessários para o desenvolvimento desta dissertação. Além da identificação das fases minerais, foi dada uma especial atenção aos aspectos microtexturais dos cristais, por se tratar de uma ferramenta muito utilizada para identificar a atuação de eventos de deformação.

3.2.1 Classificação das Litologias

As rochas félsicas do ponto de vista mineralógico e textural apresentam-se bem homogêneas. De acordo com o diagrama Q-A-P (Figura 3.6), construído a partir de dados modais (Tabela 3.1), as rochas félsicas são representadas exclusivamente por monzogranitos. Essas rochas apresentam elevada concentração de quartzo (entre 23 e 38,3%). Como minerais máficos dominantes são observados a biotita e a granada com valores entre 4,3 a 11,1% de porcentagens modais.

Os diques máficos de acordo com os dados modais (Tabela 3.2) plotados no diagrama Q-A-P, definem composições variando de dioritos a quartzo dioritos. São observadas elevadas concentrações de minerais máficos, principalmente anfibólio e biotita, além de piroxênios como fase acessória.

Tanto mineralogicamente, como texturalmente, os diques máficos apresentam feições bastante similares. Apenas se distinguindo quanto a grau de alteração apresentado. Fato esse que resulta diretamente na porcentagem modal de algumas fases minerais (ver tabela 3.2). Os dioritos e quartzo dioritos caracterizados como mais alterados, são predominantemente representativos das porções de bordas dos diques e mais raramente das porções centrais dos diques menos espessos. Possuem uma maior concentração de biotita (modal > 19,8%). Já aqueles identificados como menos alterados, apresentam uma maior concentração de anfibólio (modal > 34,9%).

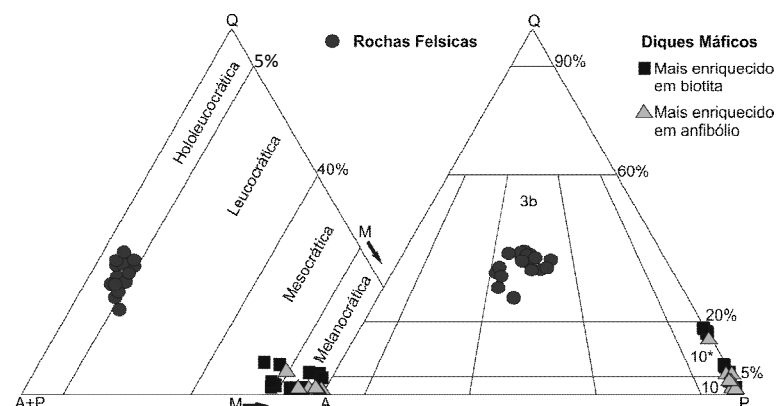


Figura 3.6: Diagrama QAP de classificação modal para rochas plutônicas segundo Streckeisen, 1976 - **3b:** Monzogranitos, **10*:** Quartzo diorito e **10:** Diorito.

3.2.2 Monzogranitos

São rochas holocristalinas, apresentam textura equigranular fina a média (*Figura 3.7 A*) e porfirítica caracterizadas por agregados de quartzo e fenocristais de feldspato alcalino, imersos numa matriz composta principalmente por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo (*Figura 3.7 B*). Nas lâminas RTS-10 e PEK-10 se observam faixas miloníticas evidenciadas pela cristalização de quartzo estirado. A biotita, apesar da pouca percentagem modal, representa o mineral máfico principal, ocorrendo ainda titanita, granada, apatita, opala, zircão e minerais opacos como mineralogia acessória. Os minerais secundários são representado por fluorita; clorita e muscovita como produtos de transformação tardi-magmática de biotita. Muscovita, Carbonatos e epidoto, como produtos de alteração de plagioclásio por processos de saussuritização e sericita como produto de alteração de feldspato alcalino. Ver Tabela 3.1 com a composição modal dessa litologia.

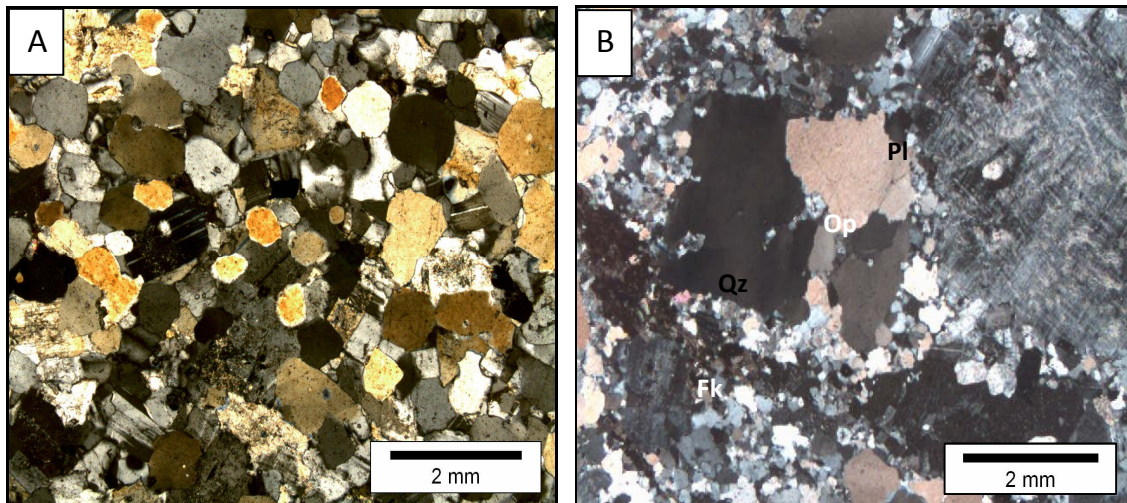


Figura 3.7: Aspectos microtexturais gerais dos monzogranitos. **(A)** Textura equigranular fina a média. PMA-07. Nicóis Cruzados (NX). **(B)** Textura porfirítica. Lâmina RTS-12. NX.

O **feldspato alcalino** é representado por fenocristais xenomórficos, que podem atingir até 4mm nas rochas com textura mais grossa. Desenvolvem geminação albita-periclínio (*Figura 3.8 A*) e textura pertítica, exibindo exolução de plagioclásio na forma de *flame* (*Figura 3.8 B*). Seu processo de alteração mais comum é a sericitização. Têm inclusões de plagioclásio e apatita, apresentam contatos lobulados com plagioclásios e quartzo. Também é observado cristais hipidiomórficos com cerca de 1mm com contatos retos a poligonais com plagioclásios e quartzo (*Figura 3.8 C*). Alguns cristais exibem extinção ondulante, e nas porções mais deformadas são observadas lamelas de deformação (*Figura 3.8 B*). Compondo a matriz ocorrem cristais, xenomórficos, medindo entre 0,2 e 0,6 mm. Apresentam extinção ondulante, pouca ou nenhuma alteração.

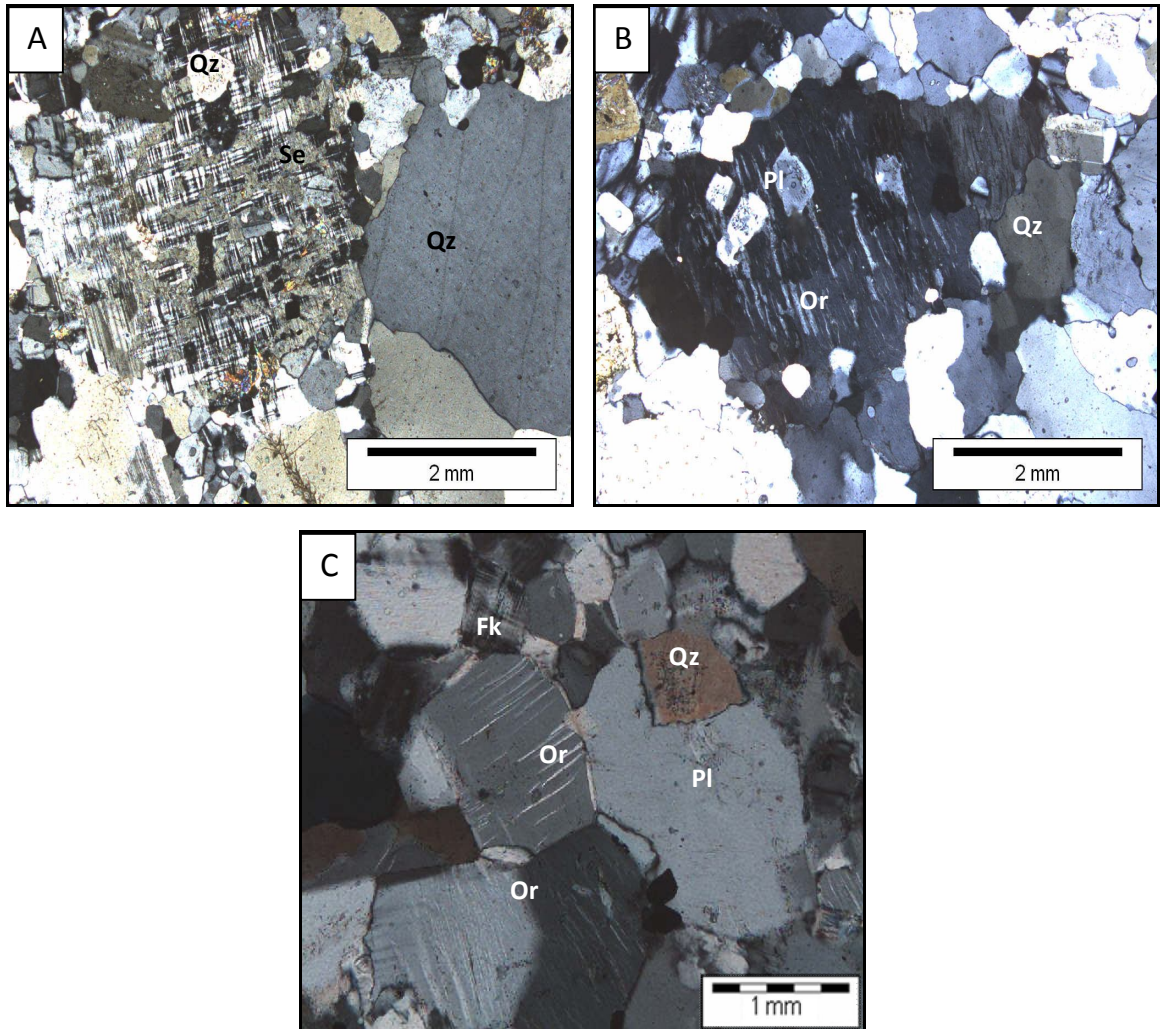


Figura 3.8: Fotomicrografia de cristais de feldspato potássico dos monzogranitos. **(A)** Feldspato potássico, bastante alterado para sericita (Se), apresentando geminação lei da albita periclina **(B)** Ortoclásio apresentando lamelas de deformação e inclusões de plagioclásio e textura pertítica na forma de *flame*. Lâmina PSK-16B. NX. **(C)** Ortoclásio (Or) com textura pertítica e com contatos retos a poligonais com quartzo (Qz) e Ortoclásios (Or), lâmina RTS-12A. NX.

O **plagioclásio** ocorre como cristais hipidiomórficos com medidas variando de 1,2 a 4mm. Frequentemente apresenta-se bastante alterado por processo de saussuritização, o que lhe confere um aspecto “sujo”, e como produto dessa alteração formam cristais de muscovita e epidoto (*Figura 3.9 A*), além de carbonatos. As principais inclusões são de opacos e granada. Nas porções mais deformadas da rocha, apresenta extinção ondulante e desenvolvimento de lamelas de deformação (*Figura 3.9 B*) e por vezes rompidos (*Figura 3.9 C*). Exibem geminação lei da albita, contatos retos e interlobados com quartzo e biotita. É também observado formação de textura mirmequita, quando em contato com feldspato potássico (*Figura 3.9 D*). A outra forma de ocorrência do plagioclásio é como cristais hipidiomórficos de tamanho variando de 0,3 a 0,7 mm com pouca ou nenhuma alteração e também apresentam geminação lei da albita. Ocorrem

cristais com extinção ondulante. Seus contatos, em geral são interlobados, com poucos exibindo contato reto com quartzo e biotita.

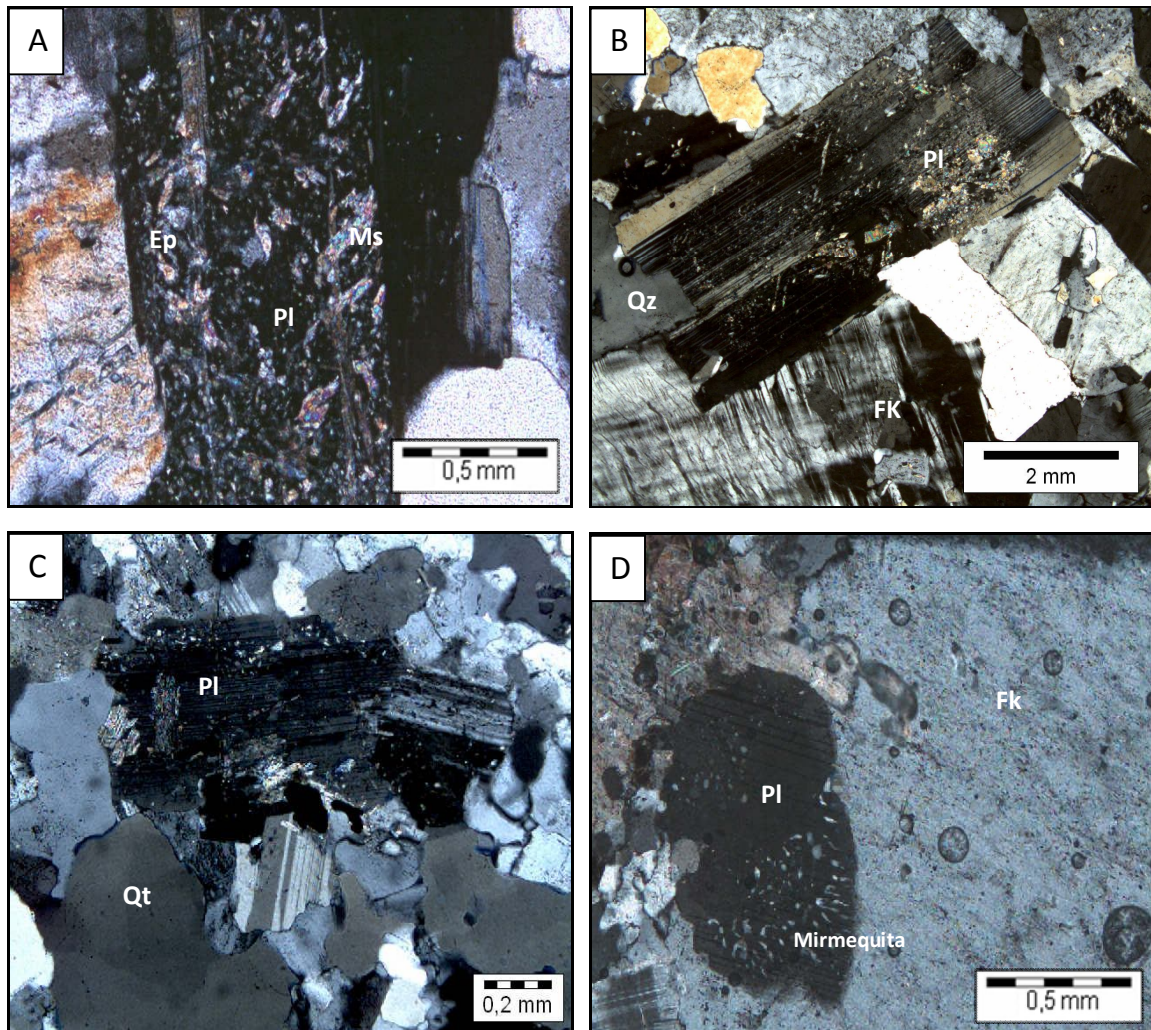


Figura 3.9: Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio dos monzogranitos. **(A)** Plagioclásio (Pl) bastante alterado por processo de saussuritização formando muscovita (Ms) e epidoto (Ep), lâmina PFK-16. NX. **(B)** Plagioclásio (Pl) com extinção ondulante e lamelas de deformação. Lâmina PSK-26. NX. **(C)** Plagioclásio (Pl) rompido. Lâmina PEK-07. **(D)** Textura mirmequítica em cristais de plagioclásio (Pl) em contato com feldspato potássico (Fk). Lâmina PFA-01. NX.

O **quartzo** ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, com inclusões de plagioclásios, apatita e biotita, além de contatos irregulares variando de serrilhados a interlobados podendo apresentar contatos poligonais indicando uma recristalização estática, nas rochas menos deformadas (*Figura 3.10 A*). Suas medidas variam de 0,2 mm na matriz até 3 mm nos fenocristais das rochas mais grossas. Nos cristais maiores nas porções mais deformadas são observadas forte extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos por migração de limites de grãos, bem como lamelas de deformação formando por vezes a textura “tabuleiro de xadrez” (*chessboard*) evidenciando uma recristalização dinâmica (*Figura 4.10 B*). Nas faixas miloníticas cristais menores estirados (*Figura 3.10 C*), definem uma direção preferencial.

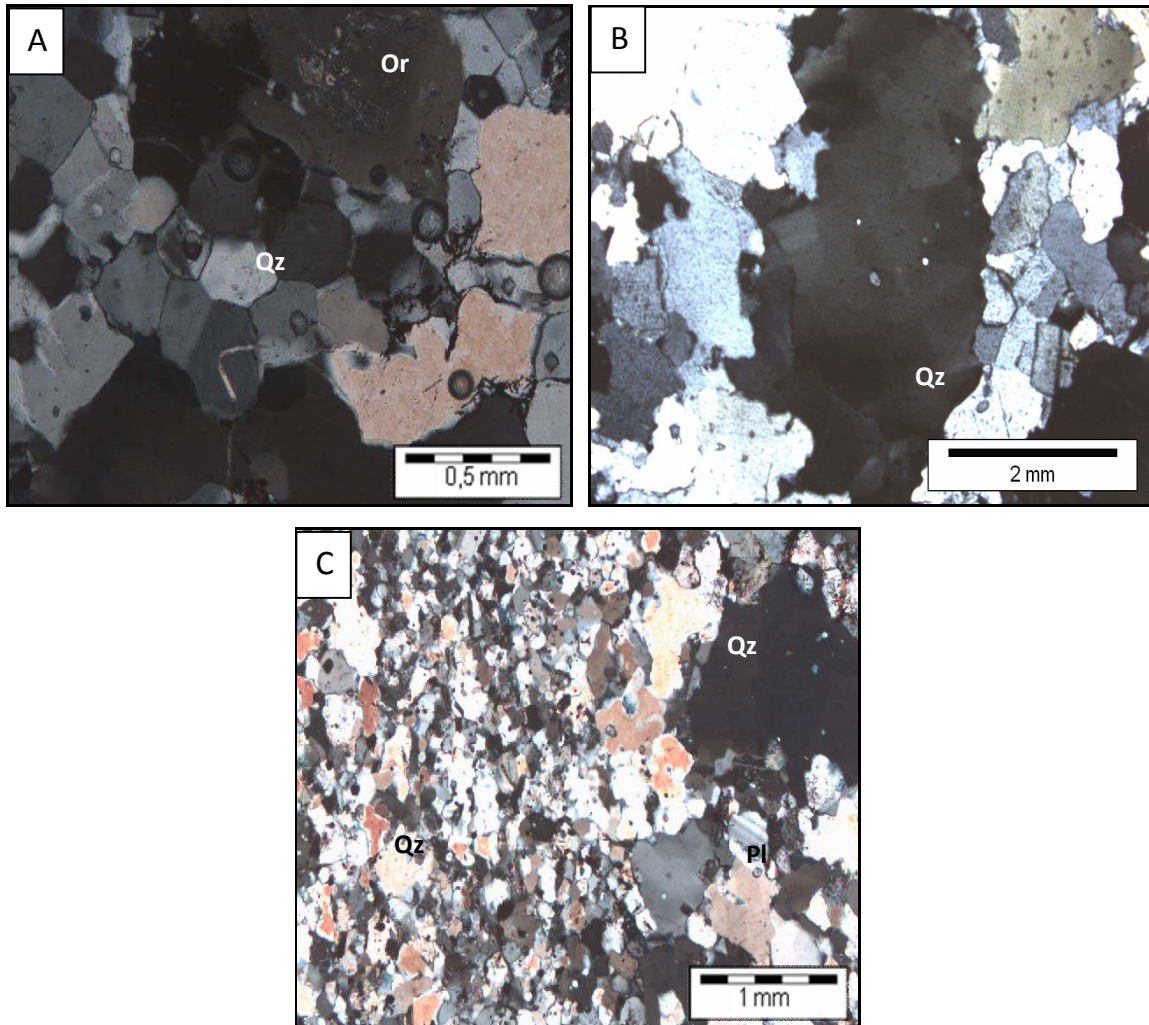


Figura 3.10: Fotomicrografia de cristais de quartzo dos monzogranitos. **(A)** Quartzo (Qz) com contatos poligonais, lâmina FNSA-01B. NX. **(B)** Textura *chessboard* “tabuleiro de xadrez”, lâmina PMAA-02. NX. **(C)** Quartzo (Qz) em fitas compondo a matriz, definindo uma foliação milonítica. Lâmina PEK-02. NX.

A **biotita** varia de xenomórfica a hipidiomórfica (seção prismática e basal) medindo entre 0,1 e 0,6 mm em seu eixo maior. Exibe contatos irregulares com quartzo e plagioclásio e alguns cristais apresentam extinção ondulante e se desenvolve de forma intestinal (*Figura 3.11 A*). Normalmente esta associada a minerais do grupo do espinélio (*Figura 3.11 A*), opacos (*Figura 3.11 B*), além de exibir borda de transformação com muscovita (*Figura 3.11 C*) e clorita.

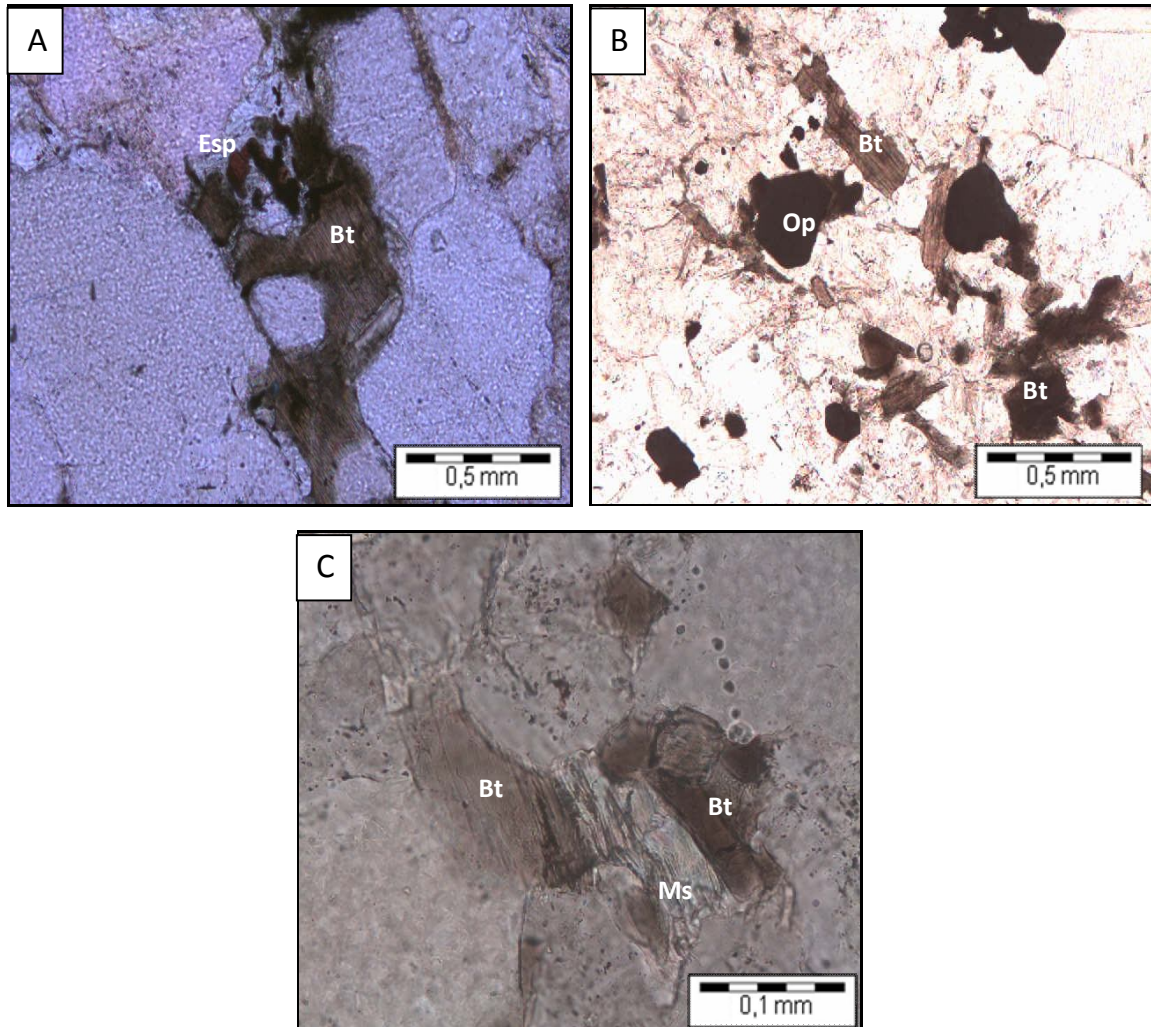


Figura 3.11: Fotomicrografia de biotita, muscovita, opacos e minerais do grupo dos espinélios nos monzogranitos. **(A)** Cristal de biotita (Bt) desenvolvidas intesticionalmente, associada a minerais do grupo do espinélio (Esp) lâmina PEA-04. Nícois paralelos (N//). **(B)** Biotita (Bt) seção basal e prismática associada a opacos, lâmina PEK-02. N//. **(C)** Biotita apresentando processo de transformação para Muscovita (Ms), lâmina PFK-16A. N//.

A **Titanita** ocorre como dois tipos texturais. A primeira é representada por cristais hipidiomórficos medindo entre 0,5 a 1 mm, apresenta cor castanha clara. Ocorre geralmente associada à biotita, muscovita, clorita e minerais opacos, em seções losangulares, identificadas como primárias (*Figura 3.12 A*). A segunda ocorre com cristais xenomórficos bordejando opacos, possivelmente formadas por processos tardi-magmáticos. (*Figura 3.12 B*).

Os minerais **opacos** são xenomórficos a hipidiomórficos com 0,1 a 0,3 mm. Encontram-se geralmente inclusos em biotitas e plagioclásio ou associados à biotita. Por vezes apresentam-se bordejados por titanita (*Figura 3.12 B*). Alguns cristais apresentando forma quadrática, podendo ser magnetita e/ou pirita (*Figura 3.12 C*). Exibem contatos irregulares com biotita, muscovita, plagioclásio, quartzo, granada e feldspato alcalino.

A **granada** é hipidiomórfica com tamanho menor do que 0,4 mm. Ocorrem intesticiais ou como inclusão em cristais de plagioclásio (*Figura 3.12 D*), geralmente apresenta-se associadas à biotita, clorita e opacos.

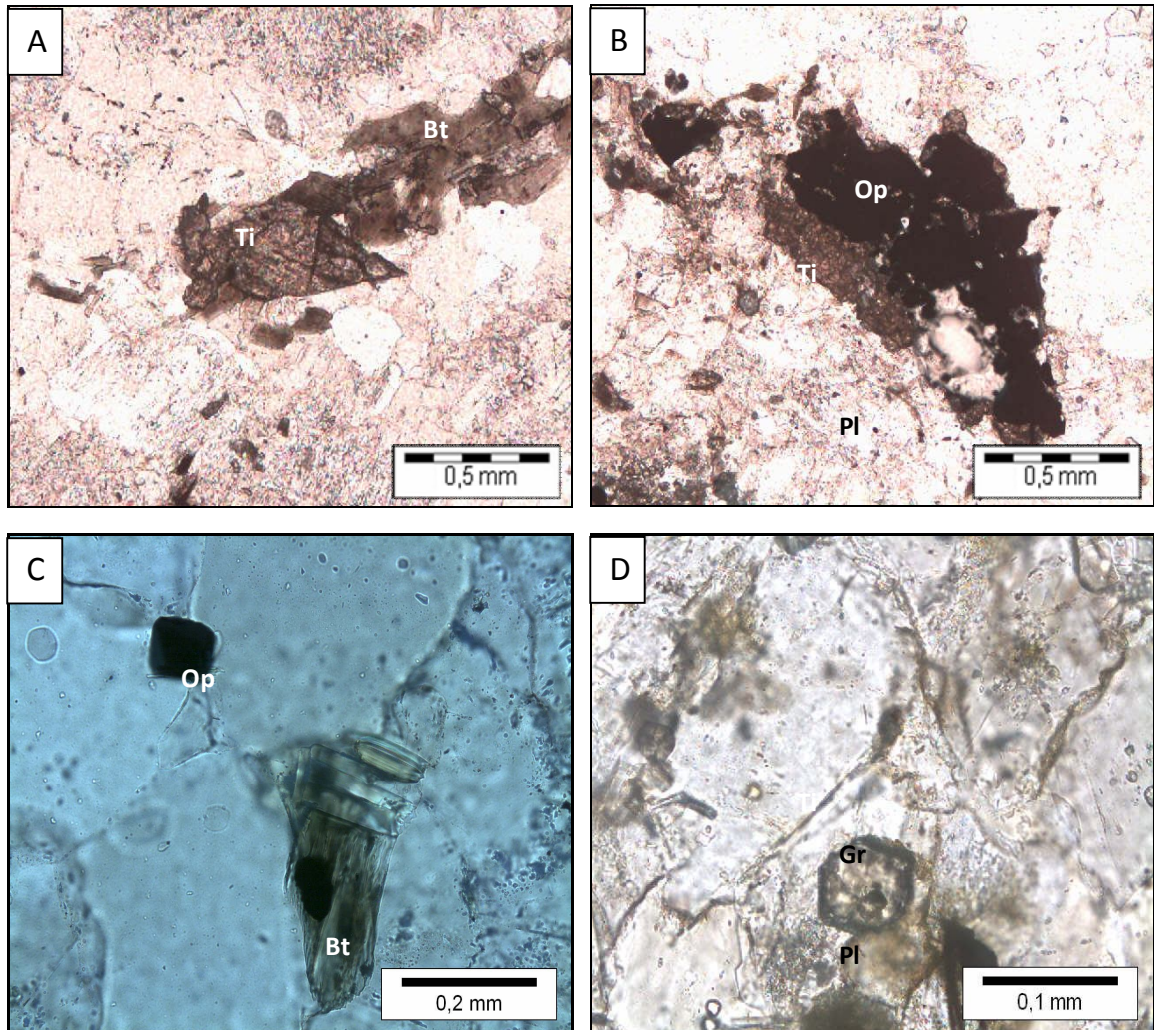


Figura 3.12: Fotomicrografia dos cristais de titanita, minerais opacos e granada dos monzogranitos. **(A)** Titanita losangular associada à biotita. Lâmina RTS-10. N//. **(B)** Titanita bordejando minerais opacos (Op) Lâmina RTS-10. N//. **(C)** Opacos com forma quadrática, e como inclusão em biotita. **(D)** Granada (Gr) incluída em cristal de plagioclásio (Pl).

O **zircão** ocorre como cristais hipidiomórfico zonados, exibindo fraturas (*Figura 3.13 A*) com tamanhos em torno de 0,2 mm. Geralmente ocorre como inclusões em plagioclásios e biotitas.

A **fluorita** ocorre como pequenos cristais xenomórficos a hipidiomórficos não passando de 0,3 mm. É incolor ou apresenta coloração lilás nas suas bordas (*Figura 3.13 B*), geralmente ocorre associada a minerais opacos ou de forma intersticial entre cristais de plagioclásio.

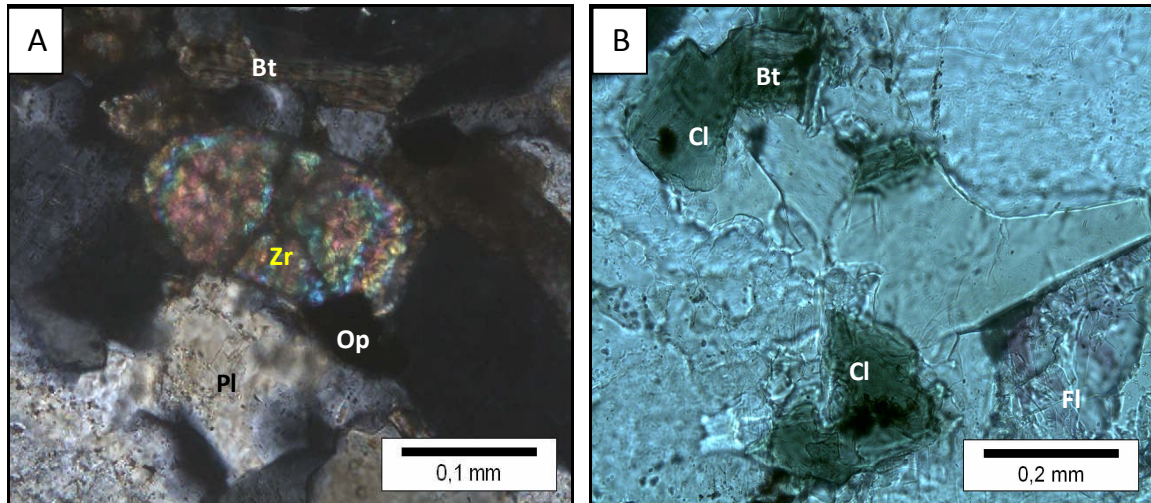


Figura 3.13: Fotomicrografia de cristais de zircão e fluorita contidos nos monzogranitos. **(A)** cristais de zircão incluídos em plagioclásio (Pl). Lâmina PSK-26. N//. **(B)** Cristais de fluorita (Fl) associados à clorita (Cl). Lâmina FNSA-01B. N//.

A **apatita** é xenomórfica a hipidiomórfica, menor que 0,02 mm e está incluída em cristais de quartzo, plagioclásio, biotita e feldspato alcalino.

O **epidoto** ocorre com raros cristais hipidiomórficos menores que 0,5 mm associado à muscovita como produtos de saussuritização de plagioclásios.

A **muscovita** xenomórfica com eixo maior medindo entre 0,3 e 0,5 mm. Apresenta-se como resultado de alteração de plagioclásio ou como produto de transformação da biotita.

Os cristais de **clorita** são xenomórficos medindo até 0,1 mm. Ocorrem como produto de transformação de biotita.

Os **Carbonatos** ocorrem como produto de transformação de plagioclásio.

3.2.2.1 Sequência de cristalização

A partir das observações das diferentes fases minerais, tais como características texturais e relação de inclusão, foi tentativamente inferida a sequência de cristalização para os minerais presentes nos monzogranitos (Figura 3.14).

No estágio magmático, os primeiros minerais a se cristalizarem foram apatita, zircão, os minerais opacos, granada, plagioclásio e titanita com formas losangulares. Subsequentemente ocorre a cristalização de uma fase hidratada, representada pela biotita, seguida pelo feldspato alcalino e por último o quartzo. Nos estágios tardi-magmáticos ocorre à cristalização da titanita, formada por processo de esfenitização dos opacos; cristalização da fluorita; perda de cálcio e precipitação de carbonatos, muscovita e epidoto no plagioclásio; muscovitização e cloritização da biotita; formação de sericita no feldspato alcalino; além do desenvolvimento de quartzo vermicular como intercrescimento mirmequítico entre plagioclásio e o feldspato alcalino.

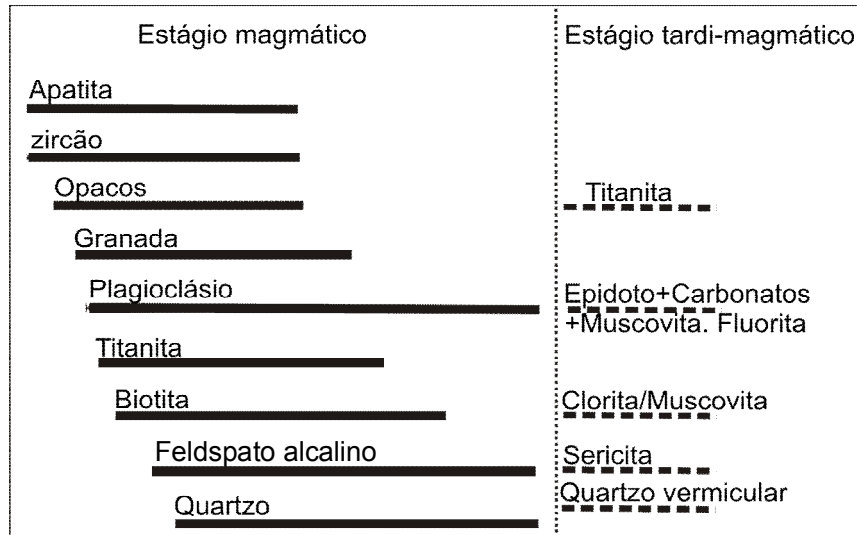


Figura 3.14: Sequência de cristalização para os monzogranitos.

3.2.3 Dioritos e Quartzo Dioritos

Apresentam-se como rochas holocristalinas com textura fanerítica inequegranular, fina a média, na região central dos diques (Figura 3.15 A), e fina nas bordas (Figura 3.15 B), indicando o resfriamento do magma máfico no contato com as encaixantes. São compostas por plagioclásio, anfibólio e biotita como minerais essenciais. Por vezes cristais de plagioclásios, além de agregados formados por anfibólios, apresentam-se destacados na matriz, definindo também uma textura microporfírica. Os minerais opacos, clinopiroxênio, apatita, quartzo e titanita, representam as fases acessórias. A mineralogia secundária é formada por carbonatos (produto de alteração do plagioclásio) e epidoto como produto de transformação tardi-magmática de anfibólio (ver tabela 3.2).

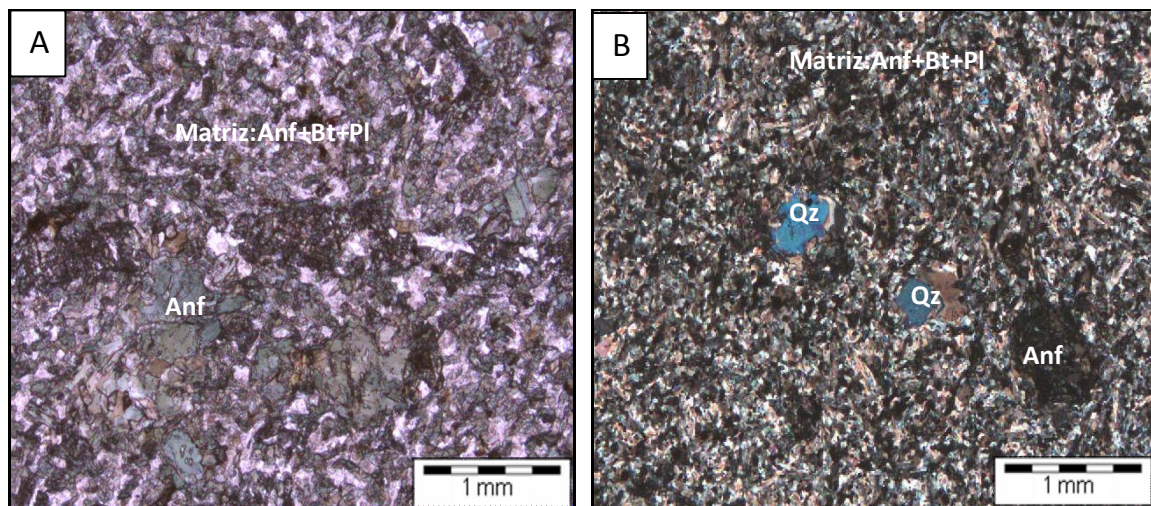


Figura 3.15: Aspectos microtexturais gerais dos dioritos e quartzo dioritos. (A) Textura inequigranular média a fina. Centro do dique Lâmina PEA-02B. Nicóis cruzados (NX). (B) Textura fina. Borda do dique Lâmina PEA-02 A. NX.

O **plagioclásio** apresenta três variedades texturais. Uma delas é representada por fenocristais idiomórficos, saussuritizados, com medidas de 2,5 mm e contatos retos a irregulares com anfibólios (*Figura 3.16 A*). A segunda é constituída por cristais hipidiomórficos a xenomórficos com dimensões em torno 1,0 a 1,7 mm, bastante saussuritizados, por vezes rotacionados (*Figura 3.16 B*). Normalmente apresentam geminação segundo a lei da albita, combinada ou não com geminação Carlsbad, e frequentemente exibem zonação. Exibem contatos interlobados com piroxênio, anfibólio, biotita e opacos. A terceira é representada por cristais com tamanhos menores do que 0,5 mm, pouco alterados, constituindo a matriz juntamente com minerais máficos. De forma geral, estão orientados segundo uma direção preferencial (*Figura 3.16 A*).

O **anfibiólio** é representado por cristais de hornblenda, que se apresentam de forma hipidiomórfica à xenomórfica, ocorrendo tanto em seção prismática quanto em seção basal, medindo de 0,02 a 0,60 mm. Representa o máfico dominante, frequentemente ocorre formando agregados de hornblenda e/ou agregados com biotita e opacos. Alguns cristais apresentam-se estirados e juntamente com a biotita e pequenos cristais de plagioclásio, definem uma foliação contínua (*Figura 3.17 A*). Apresenta contato irregular a interlobado com quartzo e plagioclásio, e poligonal nos agregados de hornblenda. As principais inclusões são de apatita e opacos. De forma mais restrita ocorrem cristais idiomórficos e hipidiomórficos, inclusos em outros cristais de hornblenda (*Figura 4.17 B*).

O **piroxênio** (clinopiroxênio) apresenta-se como cristais reliquiares (*Figura 3.17 C*) exibindo forma xenomórfica ou como hipidiomórfico em seções prismáticas, podendo ser observadas bordas de reação com anfibólios (*Figura 3.17 D*). Mede entre 0,02 e 0,7 mm, exhibe inclusões de apatita e estão em contato irregular com biotita, opacos, titanita e com plagioclásio.

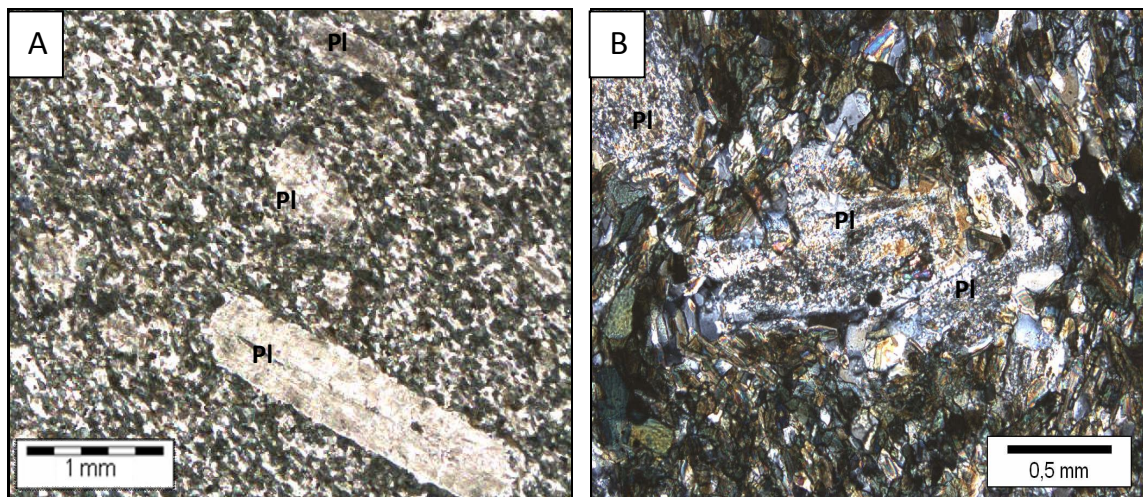


Figura 3.16: Fotomicrografia de cristais de plagioclásio e anfibólios contidos nos dioritos e quartzo dioritos. **(A)** Disposição das 3 variações texturais dos plagioclási. Com destaque para o fenocristal de plagioclásio(PI) hipidiomórfico orientado, lâmina PEK-01B. Nicóis paralelos (N//). **(B)** Micropórfiro de plagioclásio (PI) rotacionado, lâmina PEK-01B. Nicóis paralelos.

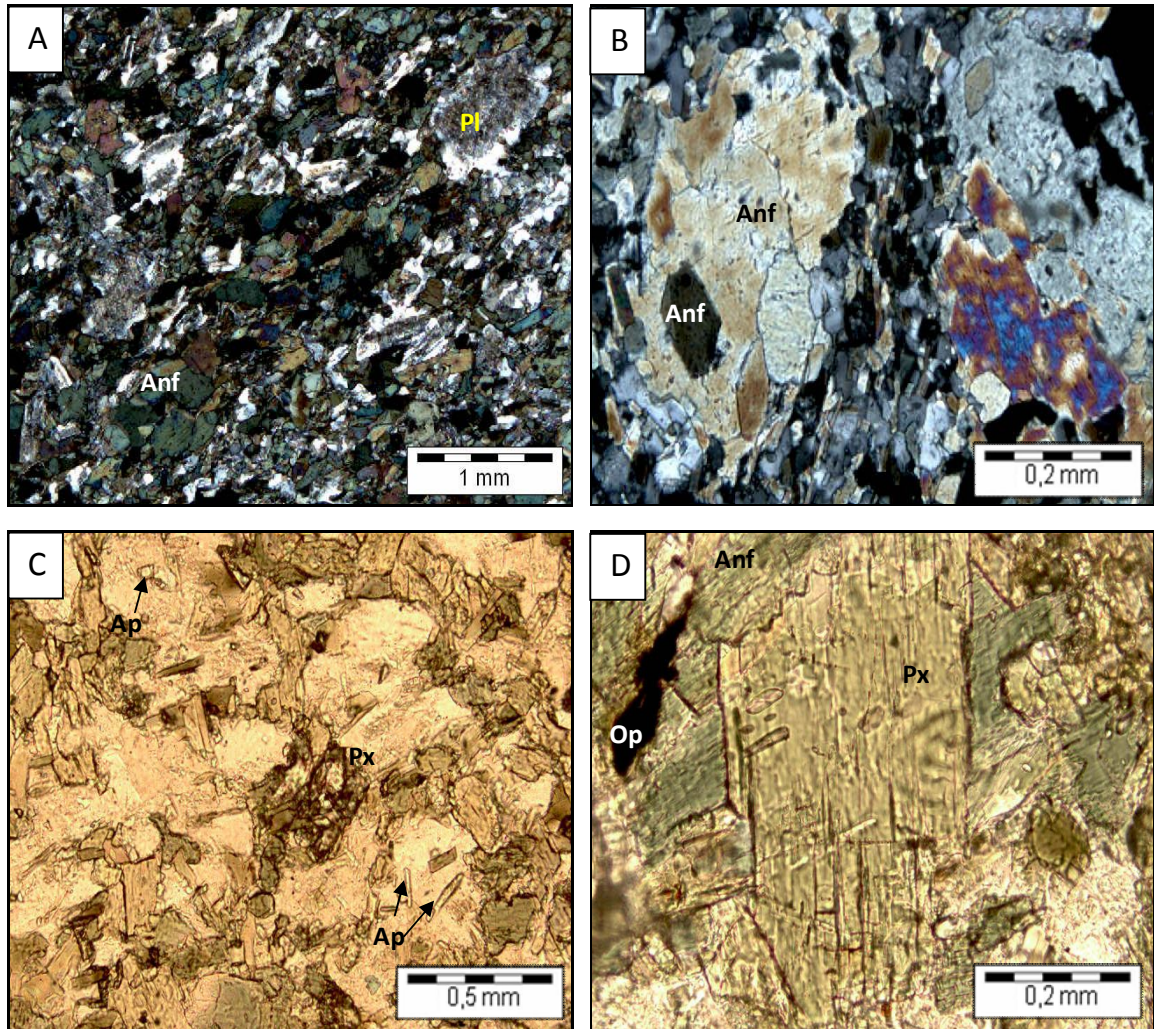


Figura 3.17: Fotomicrografia de cristais de plagioclásio, anfibólios e piroxênio dos dioritos e quartz dioritos. **(A)** Plagioclásio e anfibólios (Anf) levemente estirados, orientado constituindo a matriz, lâmina PMAA-01 B. Nicóis cruzados (NX). **(B)** Anfibólio (Anf) prismático incluído em anfibólio xenomórfico, lâmina PSK-19. NX. **(C)** Restitos de piroxênio (Px). Lâmina PEK-03. N// **(D)** Piroxênio apresentando borda de reação com anfibólios (Anf). Lâmina PEA-02. N//.

A **biotita** ocorre como cristais primários e secundários. A primeira varia de xenomórfica a hipidiomórfica, com eixo maior medindo até 0,4 mm. Apresenta contatos interdigitados com anfibólio, sugerindo uma cristalização simultânea entre esses dois minerais (*Figura 3.18 A*). Apresenta contatos interlobado e reto com, plagioclásio e minerais opacos e contato irregular com titanita. A segunda é xenomórfica e resulta da transformação a partir de anfibólios, geralmente associada à epidoto, as quais ocorrem em maior porcentagem nos diques mais alterados (*Figura 3.18 E*).

Os **minerais opacos** são xenomórficos, medem até 0,2 mm e apresentam contatos irregular com piroxênio, anfibólio, biotita e plagioclásio. Geralmente ocorrem inclusos em anfibólio (*Figura 3.17 D*) plagioclásios e biotita.

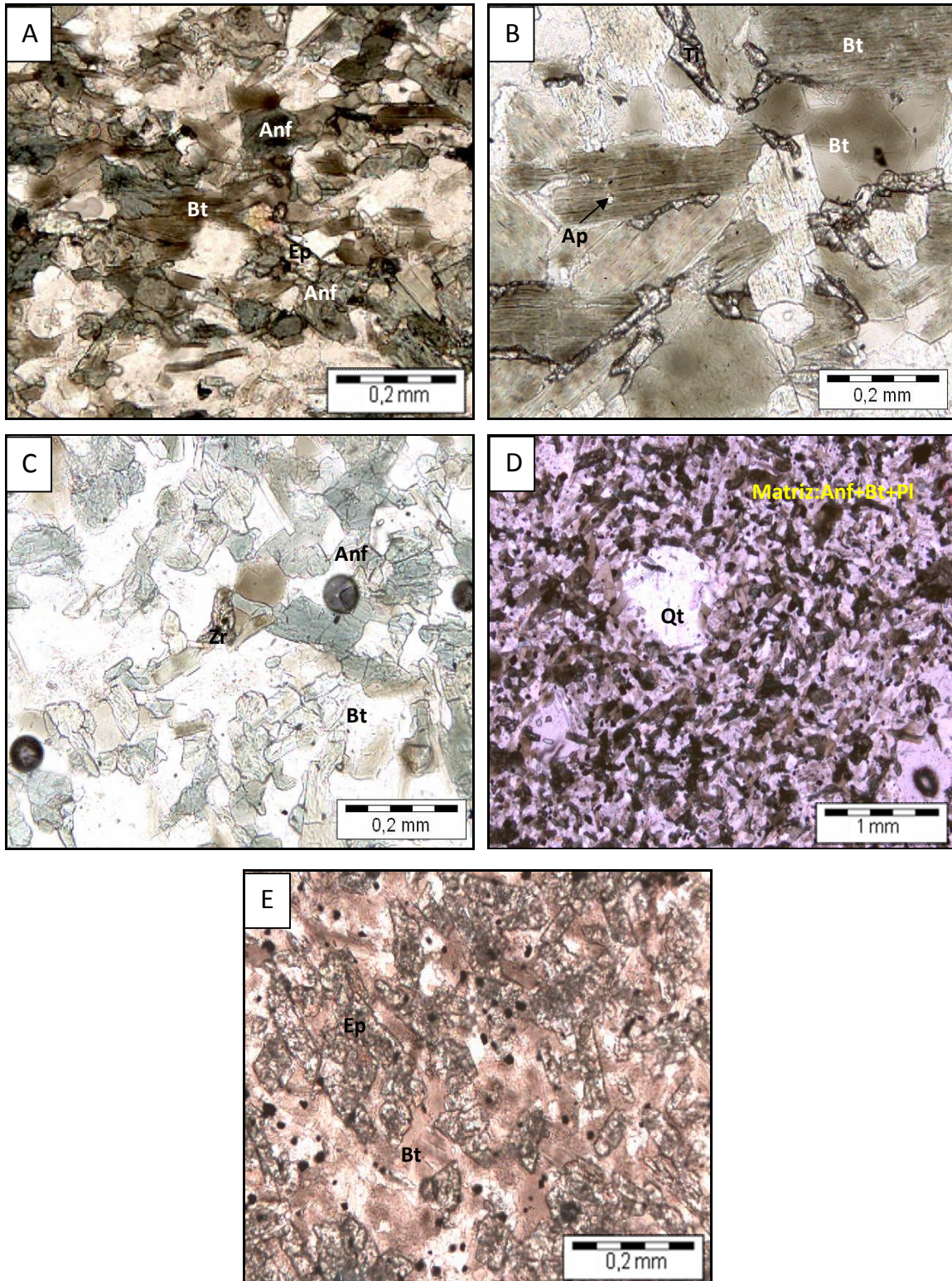


Figura 3.18: Fotomicrografia de cristais de biotita e acessórios dos dioritos e quartz dioritos. **(A)** Biotita (Bt) com contato interdigitado com anfibólio, além de epidoto (Ep) associado aos anfibólios e biotitas. Lâmina PEA-03B. N//. **(B)** Titanita (Ti) bordejando biotita (Bt), PI-09 C. N//. **(C)** Cristais de zircão incluído em biotita (Bt), PEK-04. N//. **(D)** Cristais de Quartzo destacados na matriz. Lâmina PEA-03 A.N//. **(E)** Epidoto associado a biotita, possivelmente de origem tardi magmática. Lâmina PMA-06A. N//.

A **titanita** é hipidiomórfica a xenomórfica, medindo até 0,3 mm. Frequentemente ocorre associada a anfibólio e biotita. (*Figura 3.18 B*).

A **apatita** é constituída por cristais observados, tanto na forma de agulhas como de formas arredondadas, medindo menos que 0,05 mm, e está incluída em cristais de anfibólio, biotita e plagioclásio (*Figura 3.17 A e 3.18 B*).

O **zircão** é hidiomórfico a hipidiomórfico medindo até 0,03 mm, ocorre como inclusões em quartzo, anfibólio, e biotita (*Figura 3.18 C*). O **quartzo** ocorre como cristais xenomórficos com dimensões em torno de 0,1 mm compondo a matriz, e de forma mais restrita ocorrem cristais xenomórficos medindo 0,8 mm destacados na matriz (*Figura 3.18 D*). Apresenta contato suturado com anfibólio e biotita. O **epidoto** ocorre como cristais hipidiomórficos associado ao anfibólio medindo entre 0,05 e 0,2 mm no centro dos diques (*Figura 3.18 A*), e de 0,3 a 0,5 mm nas bordas dos diques, frequentemente associados à biotita (*Figura 3.18 E*) ou preenchendo microfraturas. Os **carbonatos** ocorrem como produto de saussuritização de plagioclásio.

3.2.3.1 Sequência de cristalização

A partir das observações da associação mineral, juntamente com características texturais e relação de inclusão, foi inferida a sequência de cristalização para os minerais constituintes dos dioritos e quartzo dioritos (*Figura 3.19*).

No estágio magmático os primeiros minerais a se cristalizarem foram apatita, zircão, minerais opacos, piroxênio, plagioclásio e titanita. Na sequência ocorre a cristalização da fase hidratada, representada pelo anfibólio e a biotita, e posteriormente o quartzo. Nos estágios tardi-magmáticos ocorre à perda de cálcio do plagioclásio e precipitação de carbonatos, além da formação de biotita e epidoto como produtos de transformação de anfibólio.

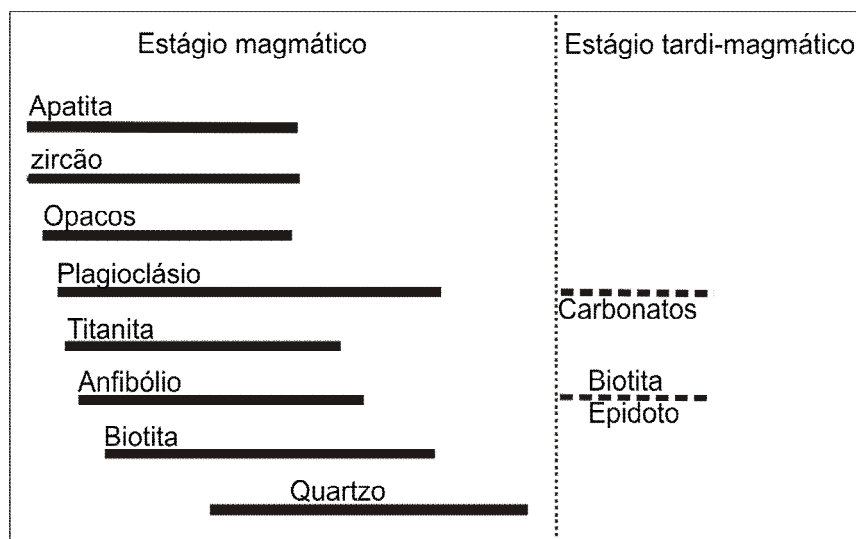


Figura 3.19: Sequência de cristalização para os dioritos e quartzo dioritos.

3.3 CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS PRELIMINARES

Baseado nas feições de campo, na associação mineral e em dados microtexturais observados ao longo deste capítulo, algumas considerações sobre as condições de cristalização, evolução, transformações tardi-magmáticas e deformação, referentes às litologias estudadas, são aqui discutidos, visando fornecer evidências do ambiente e condições dominantes na época de formação destas rochas.

3.3.1 Mistura de magma

Muitas intrusões graníticas apresentam evidências de interação entre magmas máficos e félsicos. Segundo Fernández & Barbarin (1991) este processo pode se dar em diferentes etapas da evolução do plúton granítico, durante sua gênese, maturação, movimentação ou à fase de colocação. Os referidos autores ponderam que em sistemas graníticos, interações entre magmas félsicos e máficos, contemporâneos, são essencialmente controlados por suas temperaturas iniciais, volumes relativos, composições, teores de água e taxa de cristalização.

Na frente de lavra da pedreira Manaus, a relação de contato dos dioritos e quartzo dioritos com os monzogranitos apresentam marcantes características de contemporaneidade, como contatos interdigitados, geração de porções híbridas próximas a esses contatos. Relação de mútua intrusão entre as porções máficas e félsicas, assimilação de enclaves máficos pela rocha félsica e vice versa. Tais feições indicam a ocorrência de mistura heterogênea (*mingling*) entre esses dois magmas.

Segundo os autores supracitados, estas feições são indicativas de magmas máficos introduzidos em magmas félsicos ainda em estágio de cristalização, sendo assim eles são canalizados para fraturas precoces das rochas graníticas já próximas do estado sólido, e interagem com os componentes félsicos apenas localmente para formar diques sin-plutônicos. O contraste de viscosidade entre eles é suficientemente grande para permitir apenas contatos irregulares a interdigitados, além de pequenas porções locais de hibridização, ocorrendo assim o predomínio de uma mistura heterogênea (*mingling*).

3.3.2 Feições magmáticas

A orientação dos minerais, constituintes dos diques de dioritos e quartzo dioritos, observadas em escala microscópica, apresentam características de terem sido formadas por fluxo magmático. Essas características são representadas pela presença de cristais de plagioclásio idomórficos alinhados e por vezes rotacionados, não apresentando deformação intracristalina, e apesar de estarem bastante saussuritizados, ainda exibem a sua zonação ígnea.

Segundo Paterson *et al.* (1989), o principal critério para definir feições de fluxo magmático é a orientação de minerais ígneos primários que não mostram indícios de

deformações intracristalina e frequentemente mostram microestruturas ígneas como por exemplo zonação. Principalmente em se tratando de cristais idiomórficos de plagioclásio. Isso porque, segundo Vernon (1986), cristais de plagioclásio idiomórficos raramente crescem em ambientes metamórficos. Tais características são bem condizentes com as observadas nos diques de dioritos e quartzo dioritos estudados.

3.3.3 Feições deformacionais

Feições microtectônicas geradas por deformação em estado sólido constituem bons indicadores das condições deformacionais, em especial, da temperatura (Davis & Reynolds, 1996). O tipo de microfeição desenvolvida independe do caminho termal seguido durante a deformação do corpo granitoide, onde microestruturas registrando temperaturas altas (400 a 700°C) até moderadas a baixas (<300°C) podem ser geradas, tanto sob o efeito termal do resfriamento do corpo granítico quanto em episódios tectono-termiais superimpostos (Passchier & Trouw, 1996).

As rochas estudadas exibem feições macroscópicas indicativas de atuação de deformação, como zonas de cisalhamentos centimétricas, nos monzogranitos, dioritos e quartzo dioritos.

Alguns aspectos microtexturais indicativos de deformação no estado sólido observados nos monzogranitos reforçam a hipótese da atuação desse evento. Evidências de deformação incipiente são representadas por lamelas de deformação e extinção ondulante, observadas em cristais de quartzo e feldspatos. Segundo Passchier & Trouw (1996) tais feições indicam condições de temperatura em torno de 300-400°C. Feições como recristalização por migração de limites de grão e formação de subgrãos, observadas em cristais de quartzo, caracterizam as condições de deformação intermediária a de alto *strain*, indicando temperaturas em torno de 400° a 700°C segundo os mesmos autores. Nessas condições de deformação são formados o padrão tabuleiro de xadrez, (Kruhl, 1996; Passchier & Trow 1996; Buttener & kruhl, 1996). A textura em mosaico formada pelos contatos poligonais dos cristais de quartzo com extinção ondulante caracteriza a recristalização estática em condições de deformação intermediária conforme Pryer (1993) & Passchier & Trow (1996).

3.3.4 Hidrotermalismo

A atuação de um importante evento hidrotermal tardio foi verificada tanto macroscopicamente, evidenciado por fraturas preenchidas por epidoto e sulfetos em ambas as litologias, quanto em lâmina, conforme exemplificado pela desestabilização de cristais de plagioclásio, feldspato alcalino, e biotita.

Os processos de carbonatação dos plagioclásios observados em ambas litologias estudadas sugerem atuação de fluidos tardios ricos em CO_2 . Já a saussuritização, evidencia uma percolação de fluidos mais ricos em H_2O . O processo de cloritização e muscovitização das biotitas, e o processo de esfenitização dos minerais opacos, observados nos monzogranitos, reforça a indicação da introdução tardia de fluidos enriquecidos em H_2O e CO_2 no sistema, provocando uma maior oxidação do meio. A presença de texturas mirmequíticas, geradas a partir do intercrescimento entre plagioclásio e feldspato, também reflete um volume de fluidos tardi-magmáticos enriquecidos em voláteis.

Capítulo 4

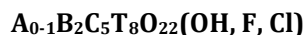
QUÍMICA MINERAL

Obtendo as composições químicas dos minerais constituintes de uma rocha e observando o equilíbrio entre suas fases minerais, é possível tecer considerações a respeito da natureza do magma progenitor, como também investigar as condições físico-químicas (P, T e fO_2) sob as quais este se cristalizou. Visando tais informações foram selecionadas para análise por microsonda eletrônica 08 lâminas, sendo 03 dos monzogranitos e 03 dos dioritos e quartzo dioritos mais enriquecidos em biotita e 02 do grupo mais enriquecido em anfibólio. Nos monzogranitos foram analisados: feldspatos e micas. Além de anfibólio, plagioclásio e micas encontrados em ambos os grupos de dioritos e quartzo dioritos. No presente capítulo, serão discutidos os resultados obtidos através dessas análises.

4.1 ANFIBÓLIO

O anfibólio é uma das fases minerais dominantes em ambos os grupos de dioritos e quartzo dioritos e não foi encontrado nos monzogranitos. Foram analisados tanto os cristais que formam os agregados destacados na matriz, quanto os cristais menores que compõem a mesma. Sua descrição textural encontra-se no capítulo 3. As análises obtidas estão expressas nas Tabelas 4.1 A e B.

A nomenclatura utilizada para os anfibólios segue as normas propostas pelo IMA (*International Mineralogical Association*) apresentadas por Leake *et al.* (1997), onde faz-se necessário a quantificação do Fe^{2+} e Fe^{3+} , obtidos a partir da normalização de 13 cátions, com os resultados apresentados nas tabelas supracitadas. A classificação química dos anfibólios tem como base a fórmula estrutural geral para 23 oxigênios, a partir de 16 cátions, sendo do tipo:



A ($\Sigma = 1,000$) = Na, K

B ($\Sigma = 2,000$) = Ca, Na, Fe^{2+} , Mn, Mg

C ($\Sigma = 5,000$) = Al^{VI} , Cr, Ti, Fe^{3+} , Mg, Fe^{2+} , Mn

T ($\Sigma = 8,000$) = Si, Al^{IV}

De acordo com os números de átomos de $(Ca+Na_B)$ e Na_B , classificam os anfibólios em quatro grupos: Anfibólios Mg-Fe-Mn-Li, Anfibólios cálcicos, Anfibólios sódicos-cálcicos e anfibólios sódicos. Dentro desse parâmetro os anfibólios analisados são classificados como pertencentes ao grupo dos anfibólios cálcicos (*Figura 4.1 A e B*).

Tabela 4.1 A - Dioritos e Quartzos Dioritos mais enriquecido em biotita (Continuação)							
Amostra	PEA-02C						
	1	2	3	4	5	6	7
Posição	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
Tipo	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb
SiO₂	50.492	48.683	49.177	48.123	47.621	47.675	48.029
TiO₂	0.311	0.602	0.329	0.518	0.412	0.592	0.591
Al₂O₃	5.415	6.637	5.120	7.386	7.044	6.772	6.611
Cr₂O₃	0.143	0.071	0.246	0.285	0.183	0.223	0.102
MgO	15.601	14.278	15.103	13.496	13.887	13.907	14.401
CaO	11.181	11.003	10.999	11.28	10.966	9.86	11.136
MnO	0.527	0.695	0.602	0.916	0.702	0.305	0.695
FeO	12.200	12.961	11.777	14.012	13.486	14.625	12.954
Na₂O	0.733	0.851	0.619	1.057	0.987	0.967	0.937
K₂O	0.196	0.242	0.196	0.285	0.272	0.305	0.319
(OH)	3.160	3.958	5.919	2.826	4.505	4.368	4.371
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.047	0.054	0.069	0.081	0.057	0.09	0.097
NiO	0.017	0.052	0.004	0.037	0.000	0.039	0.017
V₂O₃	0.070	0.024	0.083	0.043	0.118	0.044	0.000
BaO	0.000	0.082	0.023	0.089	0.000	0.045	0.000
Total	100.000	99.997	100.001	100.001	100.000	99.999	100.000
Fórmula estrutural na base de 23 átomos de oxigênio							
Si	7.209	7.066	7.239	6.974	6.975	6.912	7.013
AlIV	0.791	0.934	0.761	1.026	1.025	1.088	0.987
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Sítio M1, M2, M3							
AlVI	0.120	0.201	0.127	0.236	0.191	0.069	0.150
Cr	0.016	0.008	0.029	0.033	0.021	0.026	0.012
Ti	0.033	0.066	0.036	0.056	0.045	0.065	0.065
Fe³⁺	0.930	0.878	0.847	0.782	0.950	1.468	0.886
Mg	3.320	3.089	3.314	2.916	3.032	3.006	3.135
Fe²⁺	0.054	0.063	0.044	0.061	0.059	0.062	0.057
Mn	0.445	0.511	0.353	0.501	0.475	0.507	0.457
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Sítio M4							
Ca	1.710	1.710	1.735	1.751	1.721	1.531	1.742
Na	0.203	0.239	0.177	0.249	0.279	0.272	0.258
Soma B	1.913	1.950	1.911	2.000	2.000	1.803	2.000
Sítio A							
Na	0.000	0.000	0.000	0.048	0.001	0.000	0.007
K	0.036	0.045	0.037	0.053	0.051	0.056	0.059
Soma A	0.036	0.045	0.037	0.100	0.052	0.056	0.066
Soma Cat.	14.949	14.994	14.948	15.100	15.052	14.859	15.066
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.011	0.013	0.017	0.020	0.014	0.022	0.024
Al total	0.911	1.135	0.888	1.262	1.216	1.157	1.138
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.863	0.816	0.846	0.761	0.812	0.908	0.818

Legenda: PEA (Pedreira Javel), MgHrb - Magnésio Hornblenda.

As composições de anfibólio constituintes dos dioritos e quartzo dioritos mais enriquecidos em biotita são relativamente constantes e não apresentam variações do núcleo para a borda, corresponde a magnésio hornblenda com Si entre 6,61 a 7,23 por formula unitária (pfu). Nos dioritos e quartzo dioritos mais enriquecidos em anfibólio, a proporção de Fe^{2+} e Mg é similar a do outro grupo, logo os anfibólios também são classificados como magnésio hornblenda com Si entre 6,76 a 7,37 (pfu), porém alguns cristais (dois) presentes na lâmina PMAA-01B, apesar de não apresentarem zonação ótica, mostram uma gradação composicional do núcleo para a borda, variando de magnésio hornblenda para actinolita com o aumento de Si (variando entre 6,98 a 7,57 – Tabela 4.1 B, Figura 4.1 C). Nestes cristais observa-se que os teores de Na e K são maiores no centro do que em relação à borda. Tais variações podem ser interpretadas como representativas do início do processo de alteração *subsolidus* de magnésio hornblenda para actinolita.

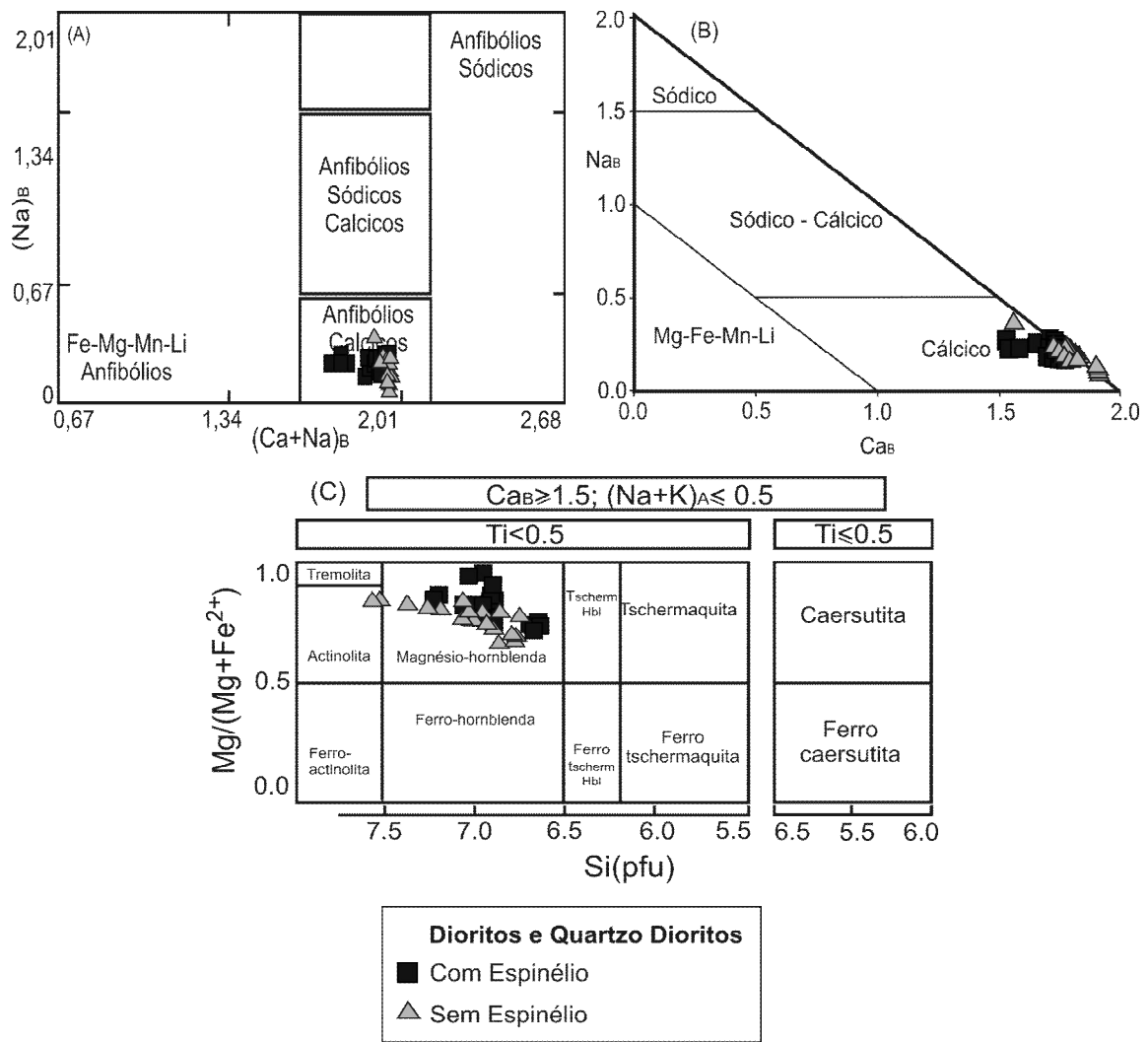


Figura 4.1: Classificação dos Anfibólios dos dioritos e quartzo dioritos. **(A)** Campos composicionais representativos para a divisão dos quatro grupos de anfibólio, proposto por Leake 1978 e **(B)** Leake et al 1997. **(C)** Composição dos anfibólios segundo Leake et al 1997.

Segundo Blundy e Holland (1990) vários tipos de substituições podem ocorrer na estrutura do anfibólio, abrigando um grande número de cátions ou ânions de variáveis cargas e raios iônicos. Tais substituições podem ocorrer de forma a introduzir simultaneamente elementos em dois ou mais sítios cristalográficos/estruturais, mas sempre em proporções adequadas à manter o equilíbrio de carga. As principais substituições propostas por Spear (1993) compreendem 10 principais tipos de trocas resultantes de mudanças nas condições físico-químicas geradas durante a evolução magmática. As quais são representadas pelos seguintes vetores: (1) KNa_{-1} , (2) $Fe^{2+}Mg_{-1}$, (3) $CaMg_{-1}$, (4) $Fe^{3+}Al_{-1}$ (substituições simples mais comuns), (5) $\square + Si^{IV}$ vs $(Na + K)_A + Al^{IV}$, onde \square = vacância (edenita), (6) $Mg^{IV} + Si^{IV}$ vs $Al^{VI} + Al^{IV}$ (Al-tschermakita), (7) $Mg^{IV} + Si^{IV}$ vs $Fe^{3+} + Al^{IV}$ (Fe-tschermakita), (8) $Mg^{IV} + Si^{IV}$ vs $Ti^{IV} + 2Al^{IV}$ (Ti-tschermakita), (9) $Na + Si$ vs $Ca + Al^{IV}$ (Plagioclásio), (10) $Na + Al^{IV}$ vs $Ca_{-1} + Mg_{-1}$ (Glaucófana) (substituições acopladas).

Com o objetivo de investigar as possíveis substituições que comandaram a evolução dos anfibólios em ambos os grupos de dioritos e quartzo dioritos estudados, foram construídos diversos diagramas binários envolvendo relações catiônicas como sugeridos por Blundy & Hollandy (1990) e Vyhnal *et al.* (1991). Analisando tais diagramas observa-se que ambos os grupos apresentam os mesmos tipos de substituições, como descrito abaixo.

No diagrama de ^{IV}Al e álcalis (Na, K), de forma geral, tanto nos dioritos e quartzo dioritos mais enriquecido em anfibólio quanto nos mais enriquecidos em biotita, as amostras apresentam uma certa correlação positiva (*Figura 4.2 A*) o que indica uma substituição do tipo edenítica (5). Utilizando o diagrama de Si vs $^{IV}Al + (Na + K)_A$ (Anderson & Smith 1995; *Figura 4.2 B*) mostra de modo mais claro esta substituição, onde a compensação de cargas, devido a substituição de Al no sítio tetraédrico é balanceada pela incorporação de álcalis no sítio A. Estudos realizados por Dodge *et al.*, 1968 e Manson 1985 *apud* Brasilino 2003, mostra que anfibólios das variedades cálcicas tem uma substancial contribuição edenítica, a qual indica maior atividade de Al e álcalis em seu magma progenitor.

Outro tipo de substituição importante é a tschermakítica (6) (*Figura 4.2 C*), envolvendo trocas duplas entre os sítios T e C e responsável pela incorporação de ^{VI}Al em substituição a cátions divalentes nos sítios M1-M3. Substituição desse tipo envolve a combinação de mudanças nos parâmetros temperatura e pressão. Segundo alguns autores como Hollister *et al* (1987) e Schmidt (1992) substituições envolvendo o ^{VI}Al são controladas essencialmente pela pressão.

Observa-se, também, substituição do tipo plagioclásio (9) (*Figura 4.2D*), envolvendo a introdução de Si no sítio T e Ca no sítio A. Tal substituição é apontada como proveniente de mudança na temperatura.

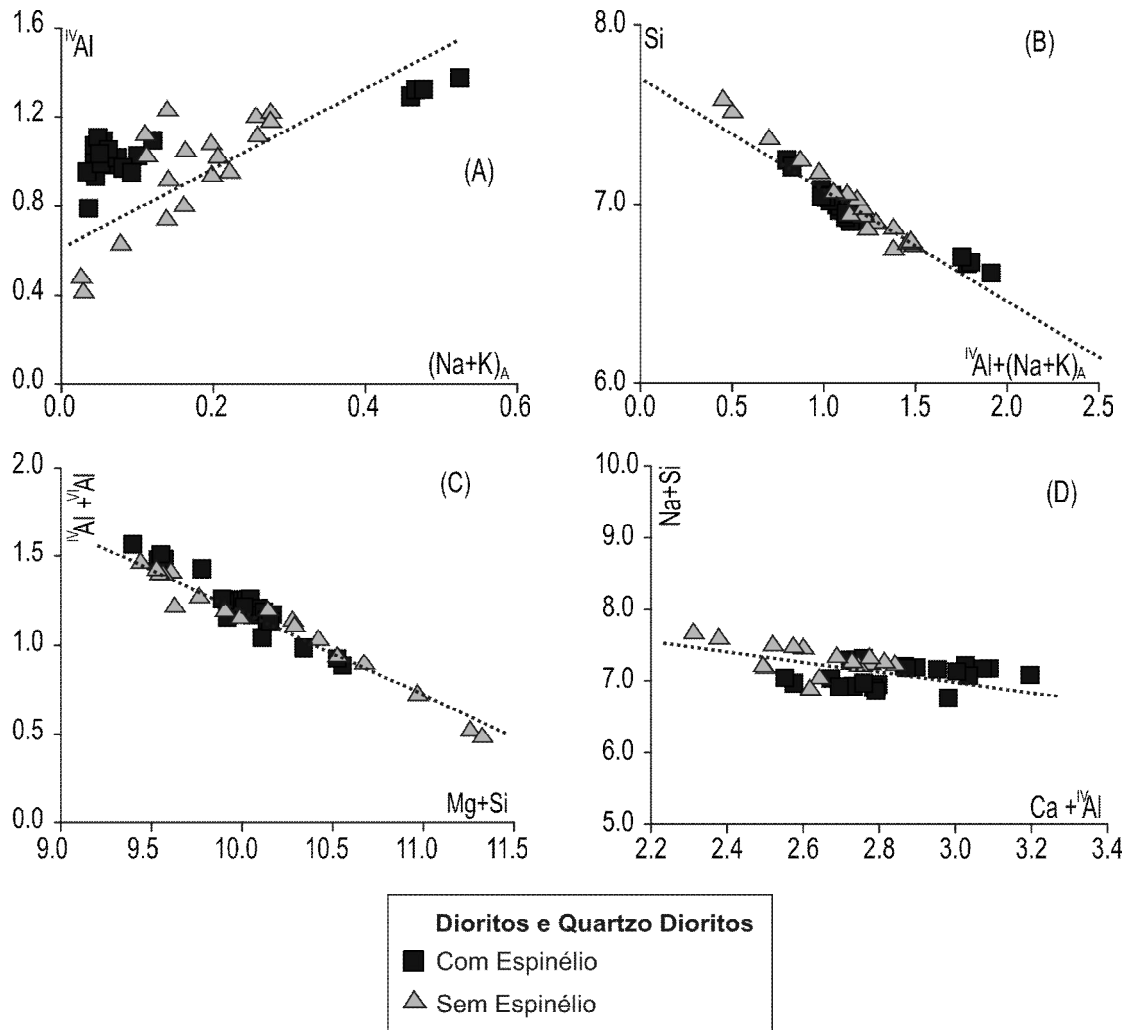
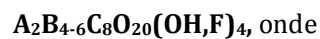


Figura 4.2: Diagramas de relações catiônicas dos cristais de anfibólios dos dioritos e quartzo dioritos com e sem espinélio.

4.2 MICAS

Cristais de micas foram encontrados tanto nos monzogranitos como em ambos os grupos de dioritos e quartzo dioritos, as fórmulas estruturais foram calculadas com base em 22 oxigênios para biotita e muscovita, e 28 oxigênios para clorita, conforme recomendado em Deer *et al.* (2000). Os resultados analíticos encontram-se nas Tabelas 4.2 A, B e C. A fórmula geral com que se descreve a composição química das micas é:



A ($\Sigma = 8,00$) é essencialmente Na, Ca ou K, mas também pode ser Ba, Rb, Cs

B ($\Sigma = 6,00$) é essencialmente Al, Mg ou Fe, mas também pode ser Mn, Cr, Ti, Li

C ($\Sigma = 2,00$) é essencialmente Si ou Al, mas provavelmente também Fe^{3+} e Ti.

As micas podem ser subdivididas em classes di-octaédricas e tri-octaédricas, nas quais o número de iões B é 4 e 6, respectivamente.

Tabela 4.2 C - Análise de micas dos Dioritos e Quartzos Dioritos sem Espinélio						
Amostra	PEA-03B					PMAA-01B
	1	2	3	4	5	1
Posição	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro	Centro
Tipo	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Fg
SiO ₂	34,502	29,37	35,912	34,565	34,967	31,83
TiO ₂	1,464	1,187	1,480	1,698	1,488	5,521
Al ₂ O ₃	16,834	17,998	16,142	16,362	15,979	16,038
FeO	16,300	18,653	15,733	16,731	15,742	13,848
MnO	0,184	0,239	0,136	0,198	0,109	0,404
MgO	14,88	17,718	14,007	14,808	12,861	12,297
CaO	0,133	0,449	0,099	0,215	0,116	7,625
Na ₂ O	0,029	0,038	0,097	0,065	0,087	0,064
K ₂ O	7,423	1,171	8,995	7,521	8,643	2,348
BaO	0,198	0,138	0,367	0,395	0,155	0,169
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,185
Cl	0,097	0,106	0,127	0,156	0,151	0,105
Cr ₂ O ₃	0,121	0,030	0,060	0,000	0,000	0,030
NiO	0,087	0,045	0,110	0,069	0,058	0,084
Li ₂ O*	0,350	0,000	0,754744	0,368	0,484	0,000
H ₂ O*	3,869	3,679	3,906	3,855	3,755	3,714
Subtotal	96,471	90,821	97,926	97,006	94,622	94,262
O=F,Cl	0,022	0,024	0,029	0,035	0,046	0,102
Total	96,449	90,797	97,897	96,971	94,576	94,161
Fórmula estrutural na base de 22 átomos de oxigênio						
Si	5,314	4,753	5,468	5,322	5,508	4,985
Al ^{IV}	2,686	3,247	2,532	2,678	2,492	2,961
Soma T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,946
Al ^{VI}	0,370	0,186	0,364	0,291	0,475	0,000
Ti	0,170	0,144	0,169	0,197	0,176	0,650
Cr	0,015	0,004	0,007	0,000	0,000	0,004
Fe	2,100	2,524	2,003	2,154	2,074	1,814
Mn	0,024	0,033	0,018	0,026	0,015	0,054
Mg	3,416	4,274	3,179	3,399	3,020	2,871
Soma O	6,094	7,165	5,741	6,067	5,760	5,392
Ca	0,022	0,078	0,016	0,035	0,020	1,280
Na	0,009	0,012	0,029	0,019	0,027	0,019
K	1,458	0,242	1,747	1,477	1,737	0,469
Soma A	1,489	0,331	1,792	1,532	1,783	1,768
Soma Cat.	15,730	15,605	15,643	15,618	15,619	15,507
F	3,975	3,971	3,967	3,959	3,946	3,880
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,092
Al total	2,935	2,944	2,944	2,939	2,883	2,911
Mg/(Mg+Fe)	0,627	0,601	0,584	0,598	0,601	0,697

Legenda: PEA (Pedreira Javel), PMAA (Pedreira Manaus), Bt - Biotita, Fg - Flogopita.

As micas tri-octaédricas presentes nas unidades estudadas são representadas pela biotita dos monzogranitos (*Figura 4.3 A*), as quais ocorrem como diminutos cristais intersticiais entre feldspatos e quartzo ou associadas a minerais opacos e a minerais do grupo do espinélio. Em ambos os grupos de dioritos e quartzo dioritos observa-se a presença de biotita, onde dados petrográficos indicam uma cristalização simultânea com anfibólio, além de flogopita (*Figura 4.3 A*) que ocorre como produto de transformação de anfibólio e frequentemente associada à epidoto.

Utilizando os parâmetros de Fe/Fe+Mg vs Al^{IV} (*Figura 4.3 B*) pode-se ilustrar as composições das biotitas estudadas em ambas as unidades. Nos monzogranitos o parâmetro de Al^{IV} é relativamente homogêneo nas maiorias das amostras, com exceção para um cristal de cada amostra PMA-07, PMA-09 e PMAA-02, que apresentam-se mais enriquecidas em alumínio. Tais cristais ocorrem de forma intersticial entre cristais de feldspatos. Segundo Coelho *et al.* 2007 o aumento do alumínio de biotitas em rochas ígneas é proveniente do alumínio excedente de

feldspatos. Nas razões de $Fe/Fe+Mg$, também observa-se uma pequena variação. Nos grupos de dioritos e quartzo dioritos, as biotita (circundadas por tracejado rosa) não apresentam variação nas razões de $Fe/Fe+Mg$ e nos parâmetros de Al^{IV} apenas dois cristais da amostra PEA-02B e um cristal da amostra PEA-02C apresentam-se mais enriquecidos que os demais. Tais cristais, como observado nos monzogranitos, também ocorrem de forma intersticial entre cristais de feldspatos. Já as classificadas como flogopita (circundadas por tracejado azul) apresentam uma leve variação nas razões de $Fe/Fe+Mg$ e observa-se um leve enriquecimento de Al^{IV} nas amostras PMA-06B. Segundo Deer *et al* 2010, embora a flogopita seja o nome que se aplica aos minerais com composição próximas do membro extremo rico em magnésio (*Figura 4.3 B*), não há uma demarcação nítida entre flogopita e biotita. Sabe-se que a primeira não tem Al nas posições B, e que na maior parte das biotitas, ocorre uma substituição apreciável de (Mg, Fe) por Al, equilibrada, nas posições tetraédricas, pela substituição de Si por Al, substituição essa denominada de Tschermak, discutida mais a frente.

Nas unidades estudadas, micas di-octaédricas (*Figura 4.3 A*) foram encontradas apenas nos monzogranitos, sendo representadas pela muscovita, as quais ocorrem como produto de transformação de biotitas, devido ao reduzido número de amostras (duas) não foi possível tecer muitas considerações sobre tais micas.

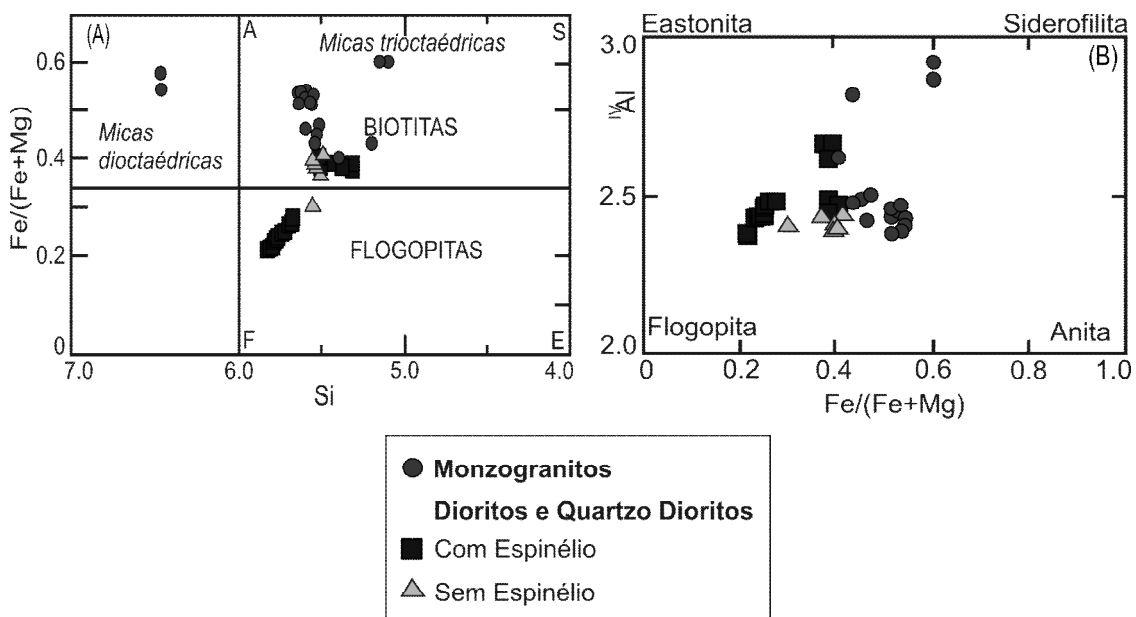


Figura 4.3: (A) Diagrama Si vs $Fe/(Fe+Mg)$ para classificação das micas das unidades estudadas (Deer *et al.*, 1978), onde são representados os membros finais: Anita (A), flogopita (F), siderofilita (S), eastonita (E); (B) Variações composicionais para as biotitas das unidades estudadas.

Os minerais ferromagnesianos são bons indicadores das condições físico-químicas vigentes durante sua cristalização. A biotita, bem como os filossilicatos em geral, devido as diversas possibilidades de substituição nas camadas tetraédricas, octaédricas ou em posição interfoliar, testemunham, particularmente, sobre condições de P, T, H_2O , F, fO_2 e composição do

magma – Al, Fe, Mg, Li e Rb (Deer *et al* 1978). Entretanto, esse mineral, segundo Speer (1986), revela-se bastante sensível a variações externas, reequilibrando-se facilmente e mesmo que se mostre petrográficamente sã, pode apresentar composição que não reflete as condições magmáticas estritamente originais presentes no momento de sua cristalização.

Levando em consideração a informação supracitada, Stussi e Cuney (1996) atribuem uma série de possíveis substituições em cristais de biotita, que em geral seriam representadas por: (1) $MgFe_{-1}$ (flogopita-anita); (2) $M^{2+VI}SiAl^{VI}_{-1}Al^{IV}_{-1}$ (siderofilita); (3) $M^{2+VI}Al^{IV}_2\Box^{VI}Si_{-2}$ (Anita-flogopita); (4) $M^{2+VI}{}_3Al^{VI}_{-2}\Box^{VI}$ (Anita-flogopita/muscovita); (5) $TiFe_{-2}$; (6) $M^{2+VI}Al^{VI}_{-1}Li_{-1}$; correlacionando o tipo de substituição com a natureza do magma. Substituições do tipo (1) e (4) seriam biotitas de granitos peraluminosos; tipos (1), (3) e (4) atuariam em rochas cálcio-alcalinas; e substituições tipo (3) são comuns em granitos peralcalinos.

Para investigar a ocorrência de possíveis substituições nas biotitas das unidades estudadas, foram construídos diagramas binários. Nos monzogranitos a introdução de Mg na estrutura da biotita pode ser visualizada pelas substituições do tipo (1) (Figura 4.4 A) e do tipo (3), está última representada pela correlação negativa entre Al^{IV} e Si (Figura 4.4 B). Observa-se também uma correlação negativa entre Al^{IV} e Ti, indicando também que houve uma substituição simples entre eles (Figura 4.4 C).

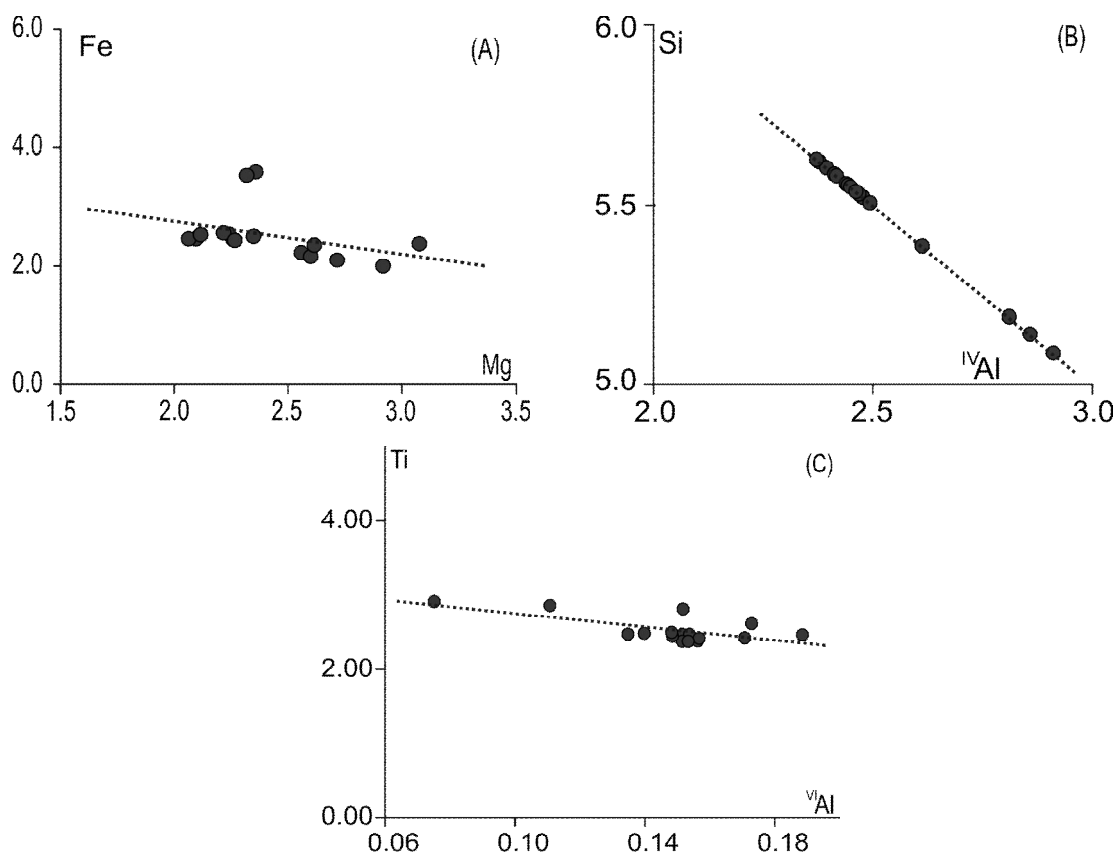


Figura 4.4: Diagramas de variação de elemento (pfu) para biotitas dos monzogranitos estudados **(A):** Mg vs Fe, **(B):** Al^{IV} vs Si e **(C):** Al^{IV} vs Ti.

Em ambos os grupos de dioritos e quartzo dioritos também é observada a introdução de Mg na estrutura da biotita, representada por substituições do tipo (1) (Figura 4.5 A). Também observa-se substituição do tipo (3) devido a boa correlação linear negativa entre Al^{IV} e Si (Figura 4.5 B) sugerindo substituição no sítio tetraédrico de Si por Al^{IV}. O mecanismo dominante que permite a substituição entre Si e Al na biotita é a substituição do tipo Tschermak religando os termos extremos flogopita - annita - eastonita - siderofilita.

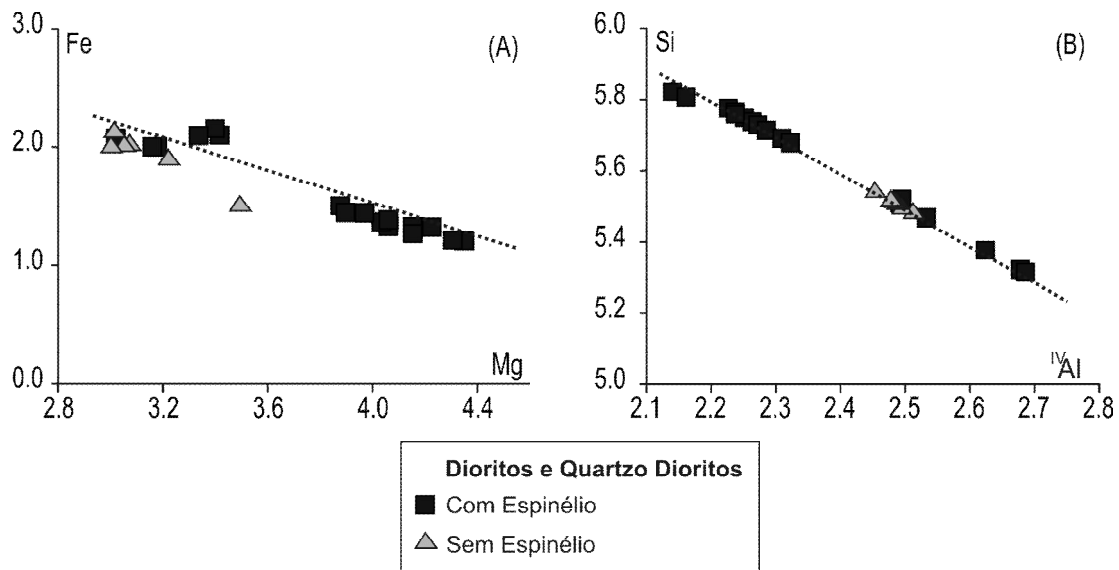
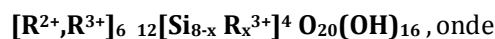


Figura 4.5: Diagramas de variação de elemento (pfu) para biotitas dos grupos de dioritos e quartzo dioritos **(A):** Mg vs Fe, **(B):** Al^{IV} vs Si.

4.3 CLORITAS

As cloritas são um grupo de minerais com estrutura em camadas, em muitos aspectos semelhantes às micas. As suas principais ocorrências são em rochas afetadas por metamorfismo regional de baixo grau, produtos de alteração hidrotermal de minerais ferromagnesianos em rochas ígneas e juntamente com minerais de argilas em sedimentos argilosos (Deer *et al* 2010). A maioria das composições químicas das cloritas pode ser representada pela fórmula:



$R^{2+} = \text{Mg, Fe, Mn, Ni, Zn};$

$R^{3+} = \text{Al, Fe, Cr; e}$

x (geralmente) ~ 1-3

Nas unidades estudadas cristais de cloritas só foram encontrados nos monzogranitos. Ocorrem como diminutos cristais (medindo até 0,1 mm) produtos de alteração de biotita.

A ocorrência, nos minerais do grupo da clorita de uma substituição muito acentuada, variada, e muitas vezes contínua de catiões tem ocasionado à proliferação de vários nomes, que se baseiam, principalmente, nas diferenças das composições químicas. Partindo deste princípio,

Hey (1954) propôs, com base nos parâmetros de Si vs Fe²⁺ + Fe³⁺, uma nomenclatura para os cristais de clorita. Segundo esta proposta as cloritas presentes na unidade estudada são classificadas como brunsvigita (Figura 4.6).

Como no caso da muscovita, devido ao reduzido número de amostras (duas) de clorita analisadas, não foi possível tecer muitas considerações sobre tais cristais.

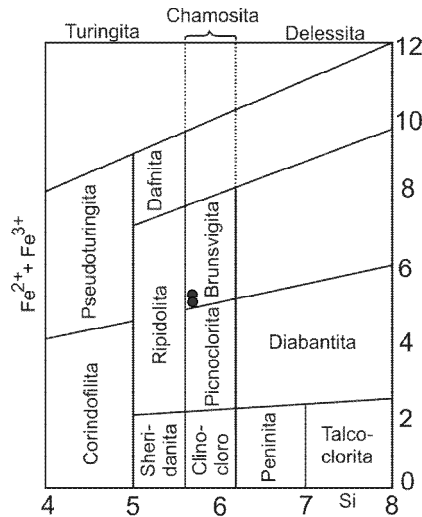


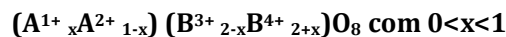
Figura 4.6: Classificação e composição para as cloritas dos monzogranitos estudados conforme o diagrama proposto por Hey (1954).

4.4 FELDSPATOS

Os minerais pertencentes ao grupo dos feldspatos são os constituintes mais abundantes das rochas ígneas. Essa abundância dos feldspatos, conjuntamente com a sua grande gama de composições químicas, os levaram a ser utilizados como a base principal da classificação das rochas ígneas. (Deer *et al* 2010).

Nas unidades estudadas foram analisados minerais pertencentes ao grupo dos feldspatos tanto nos monzogranitos como em ambos os grupos de dioritos e quartzo dioritos. Os resultados analíticos estão expressos nas Tabelas 4.3 A, B, C e D, e a sua descrição petrográfica encontra-se no capítulo 3.

O estudo das variações composicionais e evolução dos feldspatos são feitos com base na relação entre albita (Ab) - Anortita (An) - Ortoclásio (Or). No cálculo da fórmula estrutural foi utilizada a proposta apresentada por Deer *et al.* (1997), na base de 8 átomos de oxigênio, descrita da seguinte forma:



A¹⁺ = Na, K e Rb

A²⁺ = Ca, Sr, Ba, Pb e Mn

B³⁺ = Al, B, Ga e Fe

B⁴⁺ = Si e Ge

Tabela 4.3 D – Análise de feldspatos dos Dioritos e Quartzos Dioritos sem Espinélio											
Amostra	PEA-03B						PMAA-01B				
	1	1	2	3	3		1	1	2	3	3
Posição	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Borda	Centro	Centro	Borda
Tipo	And	And	Lab	And	And	And	And	Olig	And	And	And
SiO ₂	56.822	56.860	53.318	56.391	56.255	56.527	59.289	64.615	59.037	57.124	59.544
TiO ₂	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	26.411	27.153	29.446	27.036	26.965	27.066	25.801	21.625	25.801	27.799	25.904
Cr ₂ O ₃	0.000	0.021	0.000	0.011	0.095	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.477	0.148	0.108	0.341	0.219	0.308	0.221	0.213	0.196	0.136	0.257
MnO	0.000	0.002	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028
MgO	0.046	0.000	0.023	0.038	0.015	0.025	0.000	0.094	0.034	0.000	0.037
CaO	8.234	8.459	11.119	8.555	8.397	8.224	7.216	2.777	7.091	8.857	7.050
BaO	0.068	0.000	0.000	0.000	0.000	0.136	0.000	0.076	0.000	0.029	0.090
Na ₂ O	6.802	6.981	5.037	6.892	6.472	6.869	7.680	10.394	7.415	6.544	7.838
K ₂ O	0.164	0.098	0.075	0.134	0.098	0.102	0.069	0.094	0.119	0.086	0.102
Total	99.024	99.722	99.143	99.398	98.516	99.257	100.276	99.888	99.693	100.575	100.85
Fórmula estrutural na base de 8 átomos de oxigênio											
Si	2.159	2.146	2.032	2.137	2.142	2.143	2.218	2.403	2.217	2.139	2.219
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.183	1.208	1.323	1.208	1.210	1.209	1.138	0.948	1.142	1.227	1.138
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₃	0.867	0.861	0.870	0.865	0.869	0.865	0.854	0.848	0.857	0.854	0.850
Fe ₂	0.015	0.005	0.003	0.011	0.007	0.010	0.007	0.007	0.006	0.004	0.008
Mn	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.003	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.005	0.002	0.000	0.002
Ca	0.335	0.342	0.454	0.347	0.343	0.334	0.289	0.111	0.285	0.355	0.282
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Na	0.501	0.511	0.372	0.506	0.478	0.505	0.557	0.749	0.540	0.475	0.566
K	0.008	0.005	0.004	0.006	0.005	0.005	0.003	0.004	0.006	0.004	0.005
Soma Cat	5.071	5.077	5.060	5.083	5.058	5.075	5.066	5.076	5.056	5.060	5.072
An	39.704	39.885	54.710	40.379	41.517	39.585	34.044	12.798	34.337	42.578	33.013
Ab	59.354	59.565	44.850	58.867	57.906	59.831	65.568	86.686	64.977	56.929	66.418
Or	0.942	0.550	0.439	0.753	0.577	0.585	0.388	0.516	0.686	0.492	0.569

Legenda: PEA (Pedreira Javel), PMAA (Pedreira Manaus), Lab - Labradorita, And - Andesina, Olig - Oligoclásio

Estes feldspatos são representados pelo feldspato alcalino (ortoclásio e microclina) e plagioclásios, que são descritos abaixo (*Figura 4.7*).

Os feldspatos alcalinos só foram encontrados nos monzogranitos, onde foram analisados tanto os fenocristais medindo até 4mm quanto os cristais com tamanhos de 0,2 a 0,6mm. A composição obtida apresenta-se homogênea nos diferentes tamanhos de cristais Or_{88,1-96,3} (*Figura 4.7*, Tabela 4.3 A).

Nos monzogranitos foram analisados cristais de plagioclásio de diversos tamanhos desde os menores, com tamanhos variando de 0,3 a 0,7 mm aos medindo de 1,2 a 4 mm. Os dados de química mineral permitiram separar 2 (dois) grupos composicionais, sendo oligoclásio (An_{10,7-14,7}), restrito aos cristais com tamanho entre 1,2 a 4 mm; e albita (An_{2,8-5,6}) observado em ambos os tamanhos de cristais (*Figura 4.7*; Tabela 4.3 B). Apenas em um cristal (amostra PMA-09) foi observado uma variação composicional do núcleo (Oligoclásio-An_{12,9}) para borda (Albita-An_{3,9}).

Em ambos os grupos de dioritos e quartzos dioritos foram analisados tanto os fenocristais destacados na matriz como os cristais que compõem a mesma. Nessa unidade os plagioclásios apresentam um intervalo composicional significativo. No grupo mais enriquecido em biotita o plagioclásio possui composição variando de andesina (An_{45,9-31,1}) ao oligoclásio (An_{19,0}), com apenas uma amostra distribuída no campo da labradorita (An_{0,8-0,4}) (*Figura 4.7*; Tabela 4.3 C). No grupo mais enriquecido em anfibólio, o intervalo composicional varia da

labradorita ($An_{54,7}$) ao oligoclásio ($An_{12,7}$), sendo apenas uma amostra representativa para cada uma destas composições. A grande maioria das análises apresentam características composicionais de andesina ($An_{41,5-33,0}$) (Figura 4.7, Tabela 4.3 D).

Em ambos os grupos a zonação ótica observada durante análise petrográfica é confirmada através da gradação composicional do núcleo para a borda (Tabela 4.3 C e D), identificada na maioria dos cristais analisados.

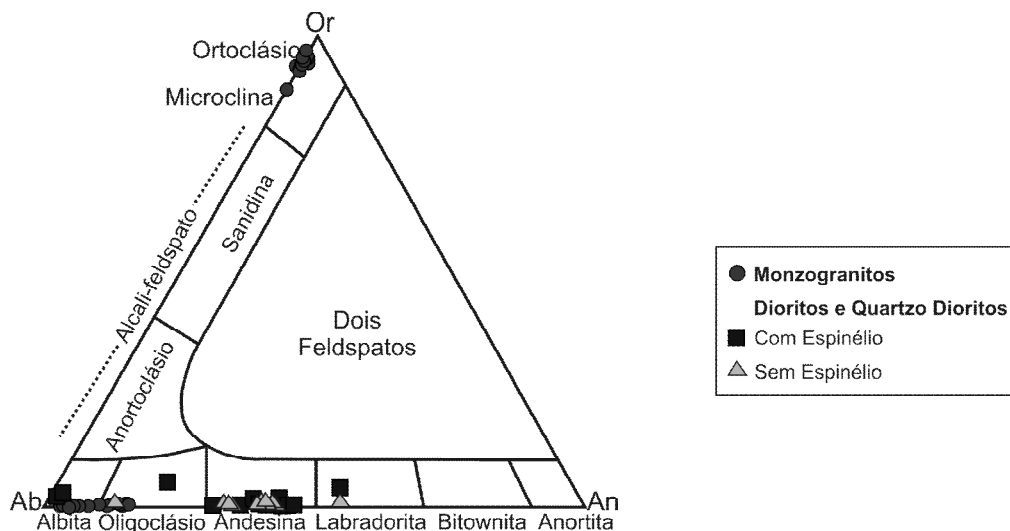


Figura 4.7: Classificação e composição para os feldspatos para as unidades estudadas conforme o diagrama proposto por Deer *et al.* (1966).

As variações composicionais dos plagioclásios observadas nas unidades estudadas podem ser atribuídas a mudanças na composição do magma ou condições físico-químicas que poderiam ocasionar substituições na estrutura do plagioclásio.

De modo geral, as substituições mais importantes nos plagioclásios são do tipo simples $Na^+ \square K^+$ (ortoclásio-albita) e $Na^+ \square Ca^{++}$ (albita-anortita), nesta última a substituição acoplada $Al^{+3} \square Si^{+4}$ compensa um eventual desequilíbrio de carga no retículo cristalino.

Nos monzogranitos a alta dispersão vertical das amostras impossibilita inferir substituições do tipo ortoclásio-albita (Figura 4.8 A), indicando que este tipo de substituição não teve um papel muito importante na evolução dos plagioclásios. Já no diagrama de Ca vs Na, apesar de algumas amostras se agruparem, devido ao curto intervalo no teor de Ca apresentado por elas, é possível observar uma correlação linear negativa entre o Na e o Ca, evidenciando a atuação de substituição do tipo albita-anortita (Figura 4.8 B). A qual é melhor caracterizada através da correlação negativa observada entre o Al e o Si (Figura 4.7 C).

Nos plagioclásios dos grupos de dioritos e quartzo dioritos a diferença composicional observada pode ser explicada através de substituições do tipo albita-anortita, evidenciadas devido a correlação negativa espessa nos diagramas Ca vs Na e Si vs Al (Figura 4.9 A e B).

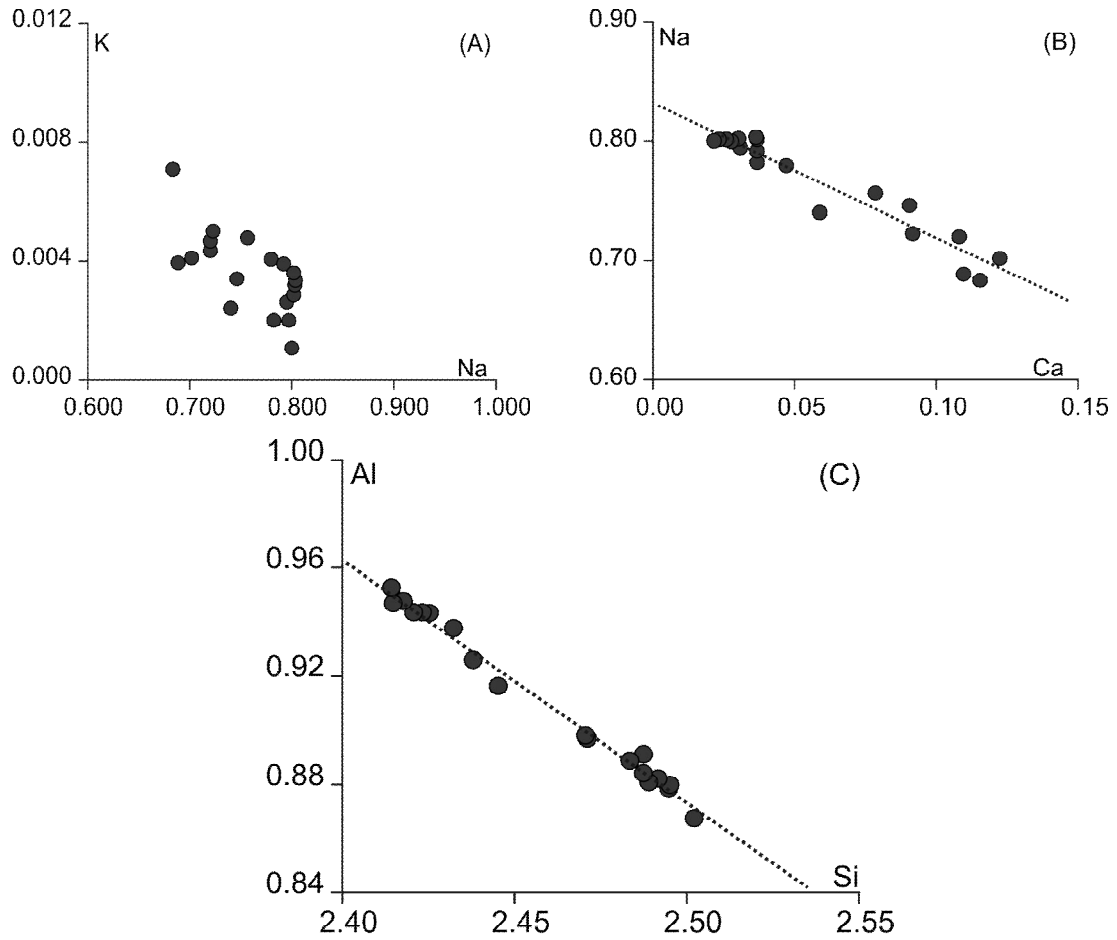


Figura 4.8: Diagramas de variação de elementos (pfu) para os plagioclásio dos monzogranitos estudados.

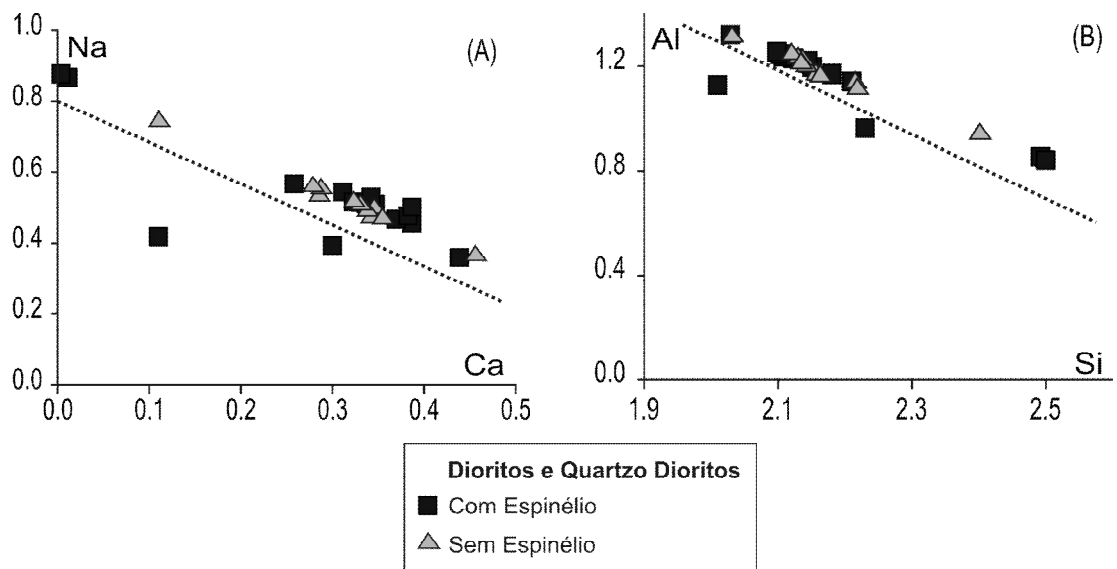


Figura 4.9: Diagramas de variação de elementos (pfu) para os plagioclásios dos grupos de dioritos e quartzo dioritos.

4.5 CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

O uso de geobarômetros, geotermômetros e tampões são utilizados para estabelecer, respectivamente, condições de pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio, vigentes nos magmas, atuantes no período em que duas fases minerais atingiram o equilíbrio geoquímico. Na literatura são descritos vários geobarômetros, geotermômetros e tampões, com a utilização dos mesmos diretamente ligados a natureza do magma e a paragênese mineral presente. Essas ferramentas permitem a obtenção de parâmetros físicos que dão suporte as interações de condições de cristalização.

Em virtude de problemas de amostragem nos cristais de granada e da ausência de paragênese mineral utilizadas como parâmetros para geobarômetro, não foi possível estabelecer condições de pressão para os monzogranitos. Da mesma forma devido à escassez na literatura de geotermômetros para rochas máficas, restringiu-se as considerações aos parâmetros de pressão para os dioritos e quartzo dioritos e de temperatura para os monzogranitos.

4.5.1 Geobarometria

Nos grupos de dioritos e quartzo dioritos as pressões vigentes durante sua cristalização foram estabelecidas utilizando quantidade de Al presente nos anfibólios. Tendo em vista que os teores de Al em anfibólios cálcicos são controlados em grande parte pela pressão no momento de sua cristalização, de acordo com o proposto por Hammarstron e Zen (1986), Hollister *et al.*, (1987) e Johnson & Rutherford (1989), através de experimentos realizados em rochas vulcânicas, e por Schmidt (1992) em análise de tonalitos compostos por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, titanita e óxidos de Fe e Ti, além de anfibólios com Si variando de 5,9 a 7,5 pfu e Ca entre 1,0 a 1,9 pfu, sob condições variáveis de pressão (2,5 a 13 Kbar), o qual é expresso pela P **($\pm 0,6$ Kbar) = -3,01 + 4,76 Al^T_{Hb}**.

Para os cálculos de geobarometria devem ser utilizados apenas os valores de Al total das bordas dos cristais inalterados. Devido a essa restrição não foram calculadas as análises das amostras PMA-06B e PMAA-01B, pois, com base na análise petrográfica, os cristais de anfibólios nessas amostras apresentam-se alterados para cristais de flogopita.

Os dados geobarométricos foram obtidos utilizando os parâmetros propostos por Schmidt (1992) conforme mostrado a seguir na tabela 4.4, segundo o qual se sugere que os anfibólios dos dioritos e quartzo dioritos, provavelmente, cristalizaram a pressões variando entre 1,9 a 4 Kbar, tendo em vista o erro de 0,6 Kbar para os valores obtidos.

Tabela 4.4: Valores de pressão para os dioritos e quartzo dioritos, calculados com base nos geobarômetros de Al^T em hornblenda, segundo o método de Schmidt (1992).

Amostra	PEA-02B						PEA-03B			
	1	2	3	4	5	6	2	3	4	5
Tipo	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb	MgHrb
Al ^T	1,043	1,173	1,252	1,247	1,430	1,210	1,475	1,231	1,211	1,413
Schmidt (1992)	1,955	2,572	2,950	2,950	3,796	2,752	4,010	2,849	2,756	3,715

Legenda: PEA – Pedreira Javel

4.5.2 Geotermometria

Para a obtenção da temperatura foi considerado o grau de saturação de Zr na rocha, partindo do princípio que o coeficiente de partição do Zr cristal/líquido é função da temperatura. Tal princípio foi definido com base em experimentos (Watson & Herrison 1984), a partir do comportamento da saturação em zircão em líquidos anatóxicos em função da temperatura de rochas félsicas ácidas a intermediárias. Com isso, Watson (1987) estabelece uma equação para o cálculo da temperatura do zircão com base na saturação de Zr na rocha:

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

Zr é a concentração de Zr (ppm) na rocha.

Tabela 4.5: Valores de temperatura para os monzogranitos, segundo o método de Watson (1987).

Monzogranitos		
Amostra	Zr (ppm)	T° C
PEA-04	116.30	765.327
PEK-03A	140.80	781.554
PEK-07	147.90	785.812
PMA-07	138.70	780.260
PMA-09	166.50	796.208
PMAA-02	129.00	774.062
PSTK-26	160.10	792.746
PI-09B	145.70	784.511
PFK-09	75.20	730.122
PFK-10	185.40	805.822

Legenda: PEA, PEK – Pedreira Javel; PI, PMAA, PSTK – Pedreira Manaus; PMA – Pedreira da Mercês.

As temperaturas obtidas pelo Zr para os monzogranitos variam de 730 a 805° C. A ausência nessa unidade de parâmetros minerais utilizada como parâmetros para outros geotermômetros encontrados na literatura, além de não se ajeitarem as restrições estabelecidas, impossibilitou um parâmetro de comparação com outras possíveis temperaturas.

Capítulo 5

DADOS LITOGEOQUÍMICOS

A litogeoquímica foi utilizada visando à caracterização química dos monzogranitos, dioritos e quartzo dioritos. Nesta abordagem os objetivos principais foram o de definir a natureza química dos magmatismos envolvidos, buscando entender, quando possível, os processos petrogenéticos, prováveis fontes e paleoambientes de geração. Para tanto, foram selecionadas 22 amostras para análise, sendo 11 representativas dos monzogranitos, 11 dos dioritos e quartzo dioritos. Os dados composicionais obtidos encontram-se expressos nas Tabelas 5.1 e 5.2.

Do ponto de vista da “integridade química” as amostras dos diques de dioritos e quartzo dioritos apresentam indícios de alteração mais acentuados que as dos monzogranitos. Esta alteração está associada ao processo hidrotermal, responsável pela modificação parcial de sua mineralogia original. O elevado grau de alteração mineralógica certamente influencia na composição química dos diques de dioritos e quartzo dioritos. Os altos valores de “perda ao fogo” medidos (em geral acima de 1,5%, sendo maior que 3% em uma das amostras estudadas; vide Tabela 5.2) podem ser usados como indicação do grau de alteração, sendo que os valores mais elevados seriam obtidos nas amostras mais alteradas, reduzindo a proporção real dos óxidos e inviabilizando a definição precisa da assinatura e filiação geoquímica desses magmas. Devido ao acervo relativamente pequeno não foi possível excluir totalmente amostras com valores elevados de “perda ao fogo” (> 2%).

Considerando os elevados valores de “perda ao fogo”(LOI) medidos, as análises de elementos maiores (óxidos) foram recalculadas para uma base livre de voláteis (segundo parâmetros de Irvine e Baragar 1971), totalizando 100%. Os valores recalculados são também apresentados na tabela 5.2, sendo estes os dados analíticos plotados nos diagramas e discutidos nos itens a seguir. Mesmo utilizando de tal recurso, torna-se necessário cautela, sobretudo na interpretação de alguns diagramas envolvendo elementos maiores e elementos traços de maior mobilidade, como por exemplo, o K e Rb.

5.1 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

Com o intuito de comparar a classificação obtida pelos dados petrográficos, com a definida por parâmetros químicos das rochas estudadas, utilizou-se diagramas de classificação que usam como índice de diferenciação razões de óxidos (Maitre *et al.* 1989) e cátions de elementos maiores (De La Roche *et al.* 1981).

Tabela 5.1 - Dados litogeoquímicos dos Monzogranitos

Rocha	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	Mgr	
Sigla	PFK	PMAA	PMA	PSTK	PFK	PMA	PFK	PI	PEK	PEA	PEK	
Amostra	10	02	07	26	09	09	16B	09B	03A	04	07	
% em Peso	SiO ₂	74,97	75,75	76,43	76,49	76,69	76,76	76,82	76,92	76,96	77,09	77,14
	TiO ₂	0,26	0,15	0,15	0,16	0,10	0,15	0,12	0,17	0,13	0,13	0,15
	Al ₂ O ₃	12,64	12,45	12,20	12,51	12,57	12,14	12,58	12,51	12,34	12,13	12,35
	Fe ₂ O ₃	1,85	1,35	1,53	0,99	0,89	1,45	0,80	0,80	0,85	0,99	0,94
	MnO	0,11	0,04	0,06	0,07	0,03	0,05	0,06	0,07	0,04	0,08	0,05
	MgO	0,34	0,12	0,14	0,12	0,10	0,12	0,08	0,12	0,10	0,08	0,11
	CaO	0,58	0,53	0,41	0,39	0,38	0,37	0,42	0,39	0,45	0,43	0,48
	Na ₂ O	3,27	3,34	3,11	3,19	3,43	3,11	3,65	3,19	3,63	3,31	3,74
	K ₂ O	5,24	5,66	5,25	5,44	5,23	5,33	5	5,44	4,68	5	4,76
	P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
	LOI	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3	0,6	0,7	0,2
	Total	98,88	99,91	99,90	99,88	99,94	99,90	99,94	99,93	99,81	99,96	99,93
	ppm	Ni	0,3	18,1	16,8	0,3	0,2	18,6	0,3	0,6	0,6	11
Sn		2	3	0,5	1	2	0,5	2	2	2	2	3
W		0,6	20,4	17,1	2,6	1,2	21,8	1,0	1,0	875,8	17,1	875,8
Rb		265,1	293,1	237,5	249,9	265,9	246,4	229,2	277,6	200,6	267,6	208,4
Cs		2	1,2	0,9	1,3	2,5	1,3	1,4	1,2	0,4	0,7	0,4
Ba		83	209	208	149	56	193	43	133	87	93	132
Sr		32,8	26,4	29,7	26,5	23,6	31	13,6	26,8	14,2	19,9	21,8
Ga		15,9	18,9	18,6	20,7	16,6	18,3	16,0	18,9	18,1	17,7	18,1
Ta		2,4	2,5	0,5	1	2,8	0,4	1,5	1,3	0,8	1,7	0,8
Nb		35,2	33	13,4	20,9	31,7	10,1	20,7	24,9	18,1	24	19
Hf		6,5	5,4	4,7	6,7	3,8	5,8	3,4	6,2	6	4,9	6
Zr		185,4	129	138,7	160,1	75,2	166,5	79,9	145,7	140,8	116,3	147,9
Y		39,1	22,6	6,5	23,9	20,4	7	16,6	12,1	8,5	8,7	8,5
Th		27,7	36,1	19,9	27,9	37,3	22,5	23,8	23,7	31,2	26,6	31,2
U		9,1	13,3	1,7	6,5	14,7	1,6	7,5	8,7	7,6	9,3	7,6
Co		0,9	1,7	1,8	0,9	0,4	1,8	0,4	0,5	97,5	1,2	0,5
Zn		63	50	76	85	40	386	148	49	30	88	29
ppm	La	70,3	49,3	36	42,3	33,9	38,5	30,8	36,1	40,5	36,5	40,5
	Ce	141,5	94,5	63,2	80	64,9	66,9	56,6	67,9	66,9	61,9	73
	Pr	13,84	8,96	5,77	7,52	6,08	5,94	5,10	6,49	5,73	5,2	6,60
	Nd	40,9	27,9	17,7	24,1	16,9	17,7	13,2	19,8	16,6	14,4	19,9
	Sm	6,07	4,38	2,43	3,63	2,79	2,44	1,97	3,24	2,03	1,58	2,71
	Eu	0,39	0,52	0,47	0,40	0,25	0,46	0,18	0,44	0,34	0,28	0,41
	Gd	4,19	3,01	1,70	2,60	2,29	1,75	1,56	2,52	1,42	1,23	1,79
	Tb	0,81	0,51	0,23	0,46	0,48	0,22	0,29	0,38	0,23	0,17	0,28
	Dy	4,86	3	1,06	2,83	2,94	1,05	1,86	1,87	1,30	0,98	1,46
	Ho	1,10	0,65	0,20	0,68	0,68	0,21	0,44	0,36	0,26	0,26	0,30
	Er	3,90	2,29	0,65	2,37	2,58	0,65	1,71	1,04	0,96	1,12	1,03
	Tm	0,67	0,41	0,10	0,42	0,43	0,10	0,29	0,18	0,16	0,22	0,16
	Yb	4,57	3,16	0,79	2,98	2,94	0,93	2,14	1,26	1,24	1,87	1,18
	Lu	0,72	0,55	0,15	0,50	0,47	0,18	0,35	0,21	0,23	0,36	0,21
ETR total	293,8	199,1	130,5	170,8	137,6	137,0	116,5	141,8	137,9	126,1	149,5	
(La/Sm)_N	7,29	7,08	9,32	7,33	7,64	9,93	9,83	7,01	12,55	14,53	9,40	
(Gd/Yb)_N	0,74	0,77	1,74	0,70	0,63	1,52	0,59	1,61	0,92	0,53	1,22	
(La/Yb)_N	10,37	10,52	30,72	9,57	7,77	27,91	9,70	19,32	22,02	13,16	23,14	
Eu/Eu*	23,65	17,04	9,51	14,33	11,57	9,63	8,06	13,17	7,95	6,43	10,40	

Legenda: PFK, (Pedreira Figueiredo); PMAA, PSTK, PI (Pedreira Manaus); PEA e PEK (Pedreira Javel); Mgr - Monzogranito; Eu/Eu* = (Eu)_n/[(Sm)_n+(Gd)_n/2]; LOI - perda ao fogo.

O primeiro diagrama a ser comparado é o proposto por Le Maitre *et al.* (1989; *Figura 5.1 A*), o qual apesar das divisões de seus campos serem concebidos para rochas vulcânicas, apresenta-se de grande utilidade prática para uma simples classificação de rochas plutônicas. Neste diagrama os monzogranitos confirmam exclusivamente a classificação de granitos.

Os dioritos e quartzo dioritos apresentam algumas diferenças em relação aos dados modais. O grupo mais enriquecido em anfibólio confirma sua composição diorítica, com apenas a amostra PEA-03B se posicionando no limite com o campo do tonalito, devido sua maior porcentagem de quartzo.

No grupo mais enriquecido em biotita, as amostras PEA-02A, PEA-02B, PEK-01 e PFK-11, por apresentarem porcentagem de SiO₂ menor que 53%, se deslocam para o campo dos gabros. Neste mesmo grupo, as amostras PEA-01A, PEK-04 e PMA-06B tendem-se a deslocar para o campo dos sienodioritos. Nessas amostras dados petrográficos, revelam uma maior alteração por fluidos tardios enriquecido em K responsável pela formação de biotita como produto de alteração de anfibólios.

Quando comparado com o diagrama multicatiônico de De La Roche *et al.* (1981; *Figura 5.1 B*) o qual é melhor aplicado para rochas plutônicas. Os monzogranitos confirmam sua composição granítica, porém por se tratarem de rochas fortemente fracionadas, e por apresentarem baixos valores de CaO e MgO, as amostras se deslocam para o campo dos álcali-feldspato granitos. Também se observa que eles tendem a se alinharem no final do *trend* dos granitos tipo A proposto por Whalen *et al.* (1987).

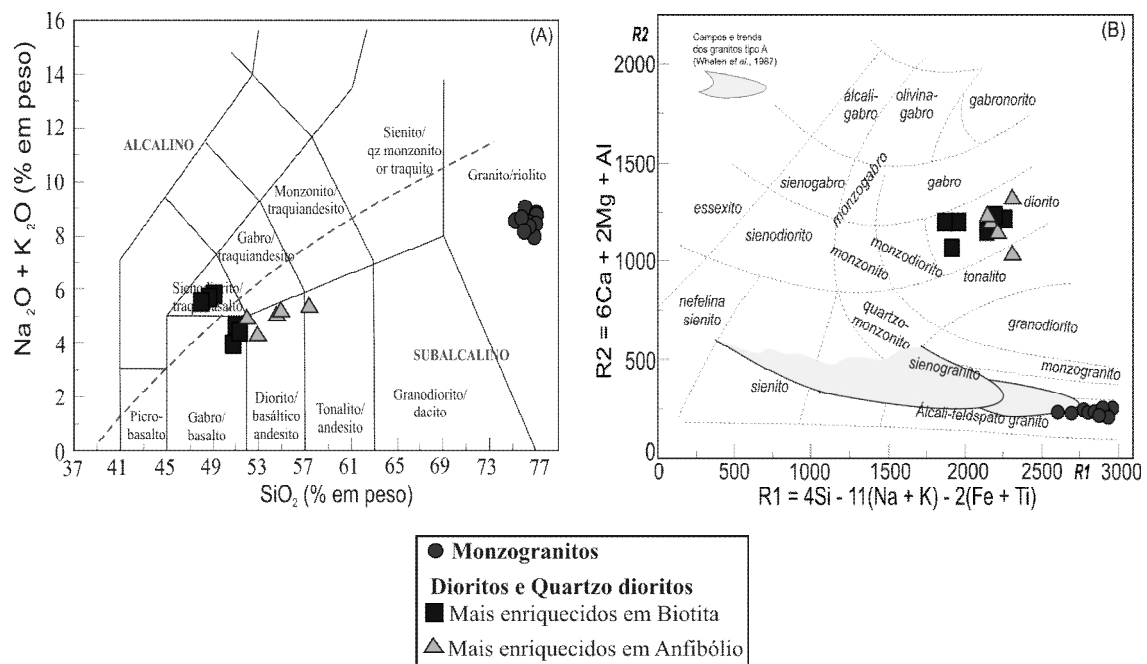


Figura 5.1: Diagramas de classificação química **(A)** K₂O + Na₂O vs. SiO₂ (Le Maitre *et al.* 1989). **(B)** Multicatiônico R1 vs. R2 de De La Roche *et al.* (1981).

5.2 SATURAÇÃO EM ALUMINA

Quando investigado o índice de saturação em alumina, também conhecido como o índice de Shand, considerando a relação entre as razões moleculares $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2)$ (Figura 5.2) os monzogranitos revelam um caráter predominantemente peraluminoso com uma amostra na interface com as rochas metaluminosa, apresentando razão A/CNK vs A/NK 1,31 a 1,44. O caráter aluminoso destas rochas é dado mais pelos baixos valores de CaO (entre 0,25 a 0,58 – Tabela 5.1), o que aparentemente, conferem a essas rochas um relativo enriquecimento em Al_2O_3 .

Os dioritos e quartzo dioritos apresentam um caráter metaluminoso, com razão A/CNK vs A/NK variando de 0,99 a 1,52.

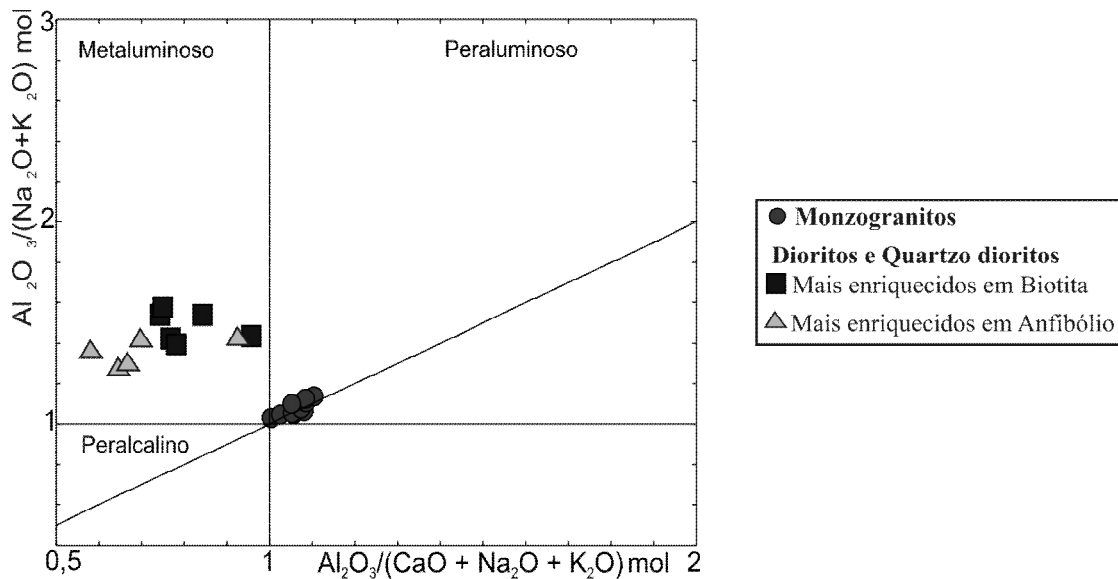


Figura 5.2: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mol vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ mol (índice de Shand, 1927 in Maniar & Piccoli, 1989);

5.3 CARACTERIZAÇÃO DE SÉRIES MAGMÁTICAS

A fim de se classificar os monzogranitos no contexto de séries magmáticas, buscou-se na literatura, diagramas cujos parâmetros utilizados melhor se adequavam os altos teores de sílica dessas rochas. Dentre os encontrados, resultado satisfatório só foi obtido no diagrama proposto por Wright (1969. Figura 5.3), aplicado para rochas extremamente evoluídas, no qual foram utilizados parâmetros $(Al_2O_3+CaO-2Na_2O)/(Al_2O_3+CaO-2Na_2O)$ vs SiO_2 . Por se tratarem de rochas com $SiO_2 > 50\%$ e a razão K_2O/Na_2O entre 1 e 2,5%. Neste diagrama os monzogranitos mostram claramente afinidades alcalinas.

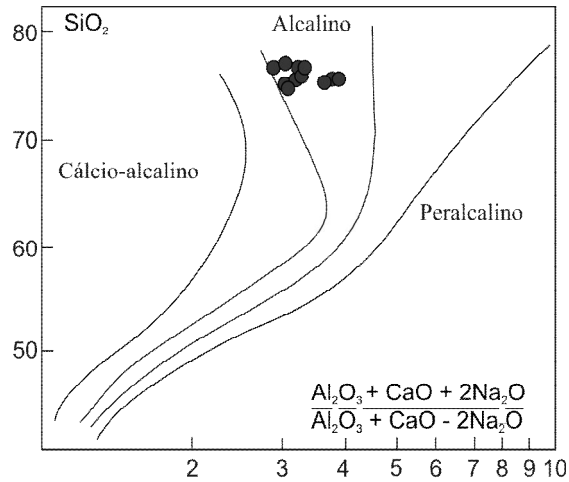


Figura 5.3: Diferenciação de séries magmáticas para os monzogranitos. Diagrama de alcalinidade vs sílica, segundo Wright (1969).

Dall’Agnol e Oliveira (2007) propuseram a utilização da correlação dos parâmetros $\text{CaO}/(\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ vs. $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$, para distinguir granitos tipo A aluminosos extremamente evoluídos ($\text{SiO}_2 > 60\%$) de rochas cálcio-alcalinas, e a razão $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. Al_2O_3 , para avaliar o caráter de oxidação de rochas magmáticas aluminosas, buscando distinguir claramente granitos do tipo-A oxidados e reduzidos. Com base nestes parâmetros os monzogranitos possuem comportamento, dominante similar ao dos granitos tipo A (Figura 5.4 A), gerados em ambientes oxidados (Figura 5.4 B). A exceção da amostra PSTK-26 que, devido a sua razão de $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})$ menor que 0,8, não se posiciona em nenhum dos campos discriminantes estabelecidos.

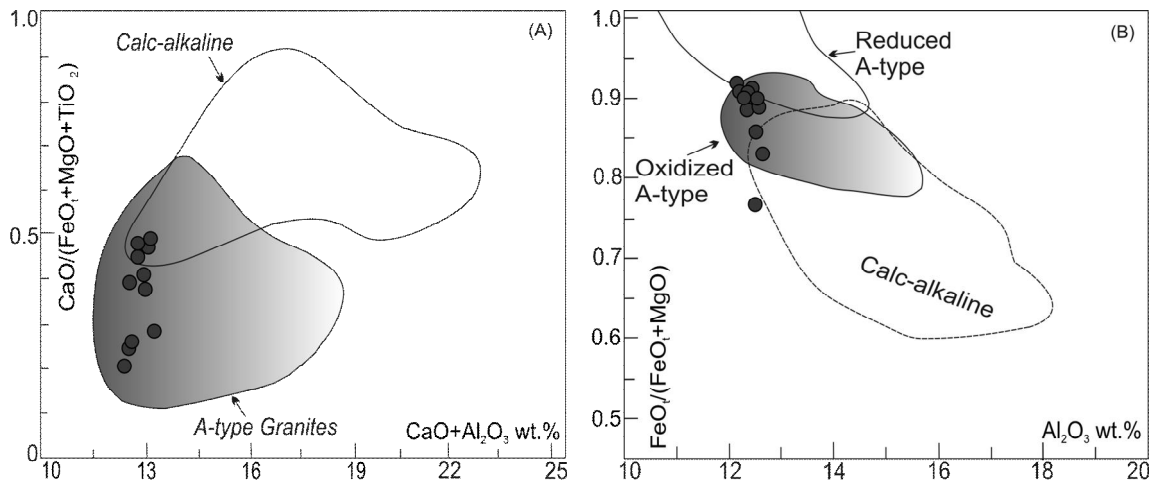


Figura 5.4: Diagramas de classificação para rochas graníticas do tipo-A, segundo Dall’Agnol e Oliveira (2007). (A) campos composicionais representativos calcio-alcalinos e granitos tipo-A; (B) campos discriminantes entre granitos tipo A reduzidos e oxidados.

As características de granitos tipo A são confirmados quando utilizados diferentes diagramas discriminantes propostos por Whalen et al. (1987; *Figura 5.5 A*) e Eby (1990; *Figura 5.5 B*), onde os monzogranitos estudados plotam predominantemente no campo de granitos tipo A.

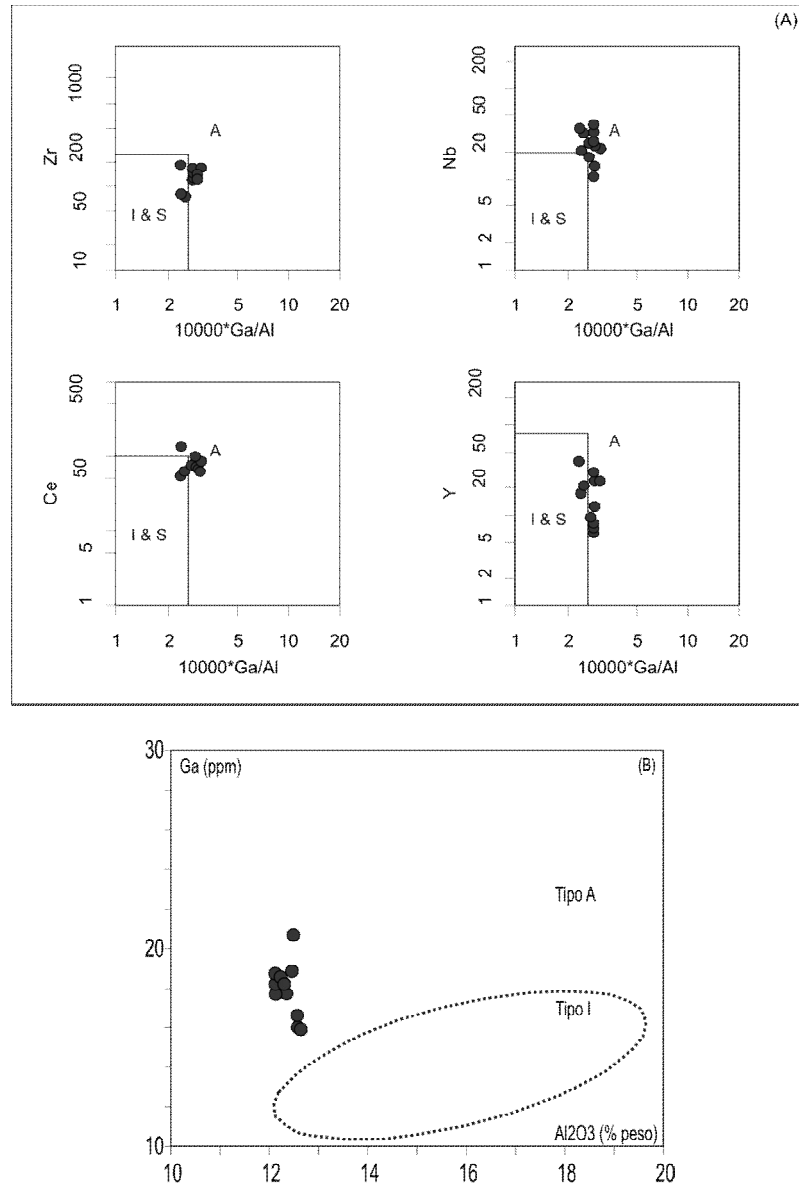


Figura 5.5: Diagramas discriminantes de tipologia de granitos **(A)** Whalen et al. (1987), separando os campos dos granitos A, I e S e **(B)** Eby (1990) Ga vs Al_2O_3 , separando os campos dos granitos A e I.

Para a classificação dos dioritos e quartzo dioritos no contexto de séries magmáticas utilizou-se o diagrama de Lameyre (1987), o qual utiliza a razão SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (*Figura 5.6 A*) e o AFM (Irvine & Baragar, 1971; *Figura 5.6 B*), os quais definem para as rochas estudadas uma filiação magmática com a série cálcio alcalina.

No diagrama de Peccerillo & Taylor (1976, modificado de Rickwood, 1998; *Figura 5.6 C*) as amostras se posicionam entre os campos cálcio-alcalino e cálcio-alcalino de médio a alto K, e

as mesmas amostras que se apresentam enriquecidas em K_2O , devido a interações com fluidos tardios, como já foi dito anteriormente, distribuem-se no campo shoshonítico.

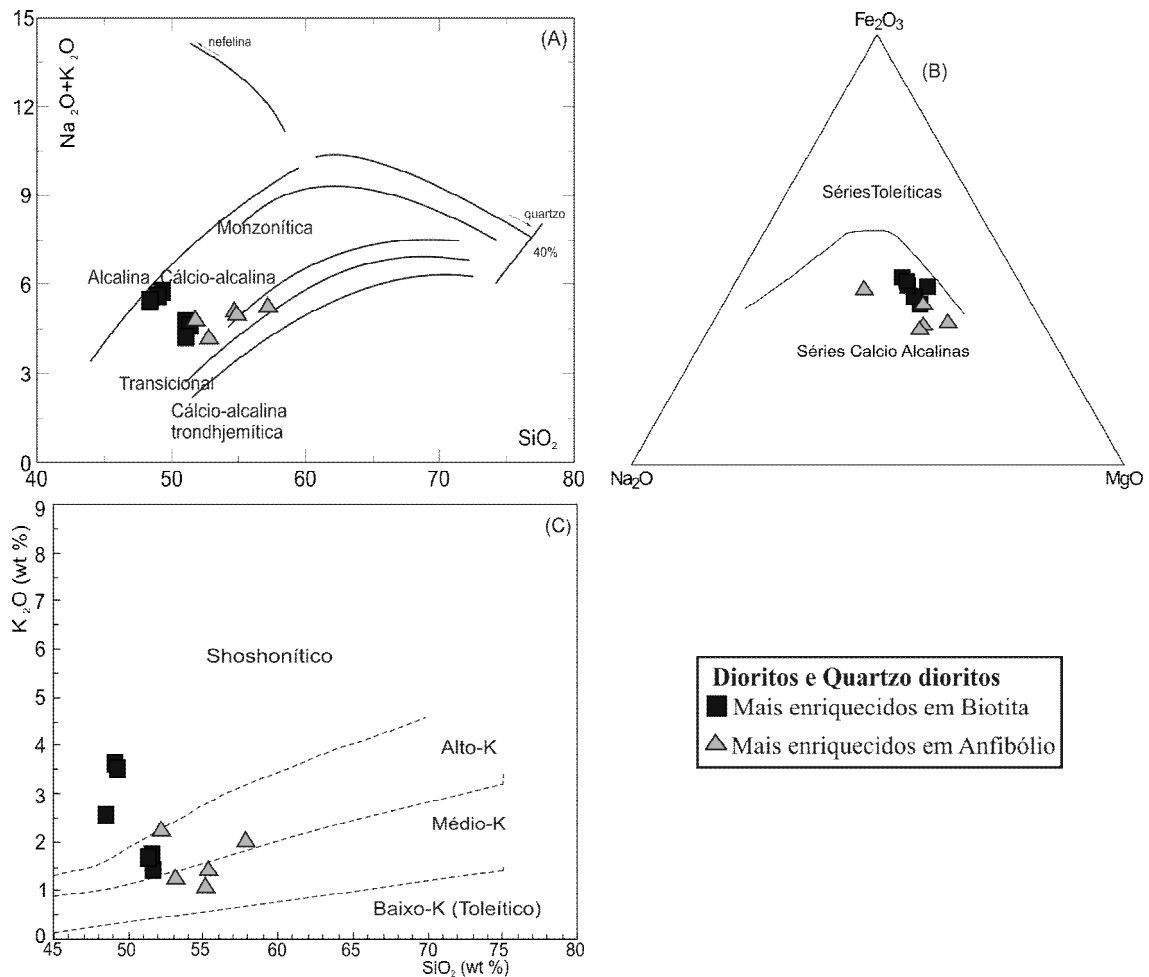


Figura 5.6: Diferenciação de séries magmáticas para os dioritos e quartzodioritos

5.4 GEOQUÍMICA MULTIELMENTAR

Diagramas binários de variação são usados para avaliar diferenças entre rochas e para identificar *trends* magmáticos, refletindo o curso da evolução química de rochas comagmáticas como fonte ou processos.

Com base nas análises químicas dos monzogranitos foram construídos diagramas do tipo Harker para os elementos maiores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , CaO , Na_2O e K_2O) e alguns traços (Ba, Rb, Sr, Y, La e Ce), a fim de visualizar o comportamento desses elementos durante a evolução do magma (Figura 5.7). A porcentagem de SiO_2 nos monzogranitos estudados varia de 74,97% a 77,14% (ver Tabela 5.1) e foi utilizado como índice de diferenciação na construção dos diagramas do tipo Harker.

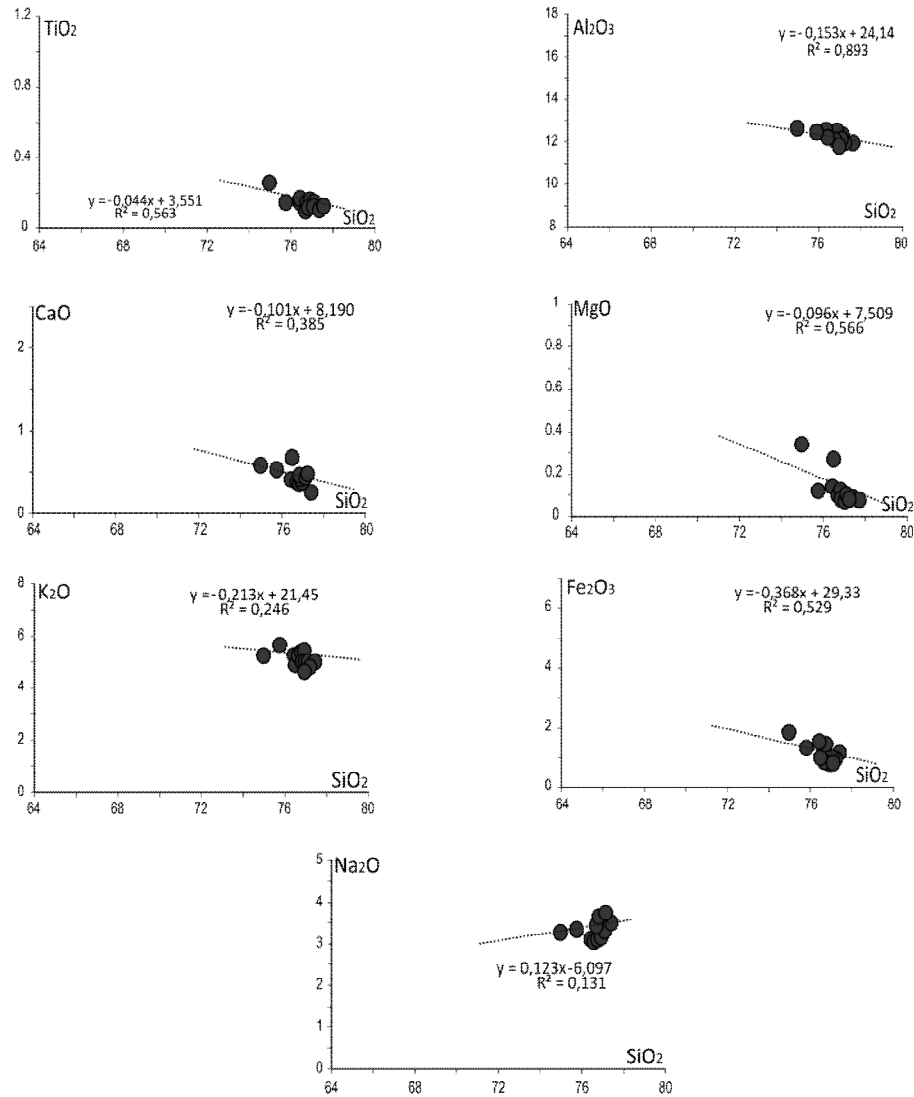


Figura 5.7: Diagramas de variação do tipo Harker entre elementos maiores e SiO₂, ilustrando o comportamento químico dos monzogranitos.

Devido aos intervalos de variação de 9 das 11 amostras está no intervalo de 74,97 a 77,41% (Tabela 5.1), tendendo a se agruparem nos diagramas, fato esse que dificulta a caracterização de *trends*. Porém, utilizando-se de pacotes estatísticos do programa Excel, linhas de tendência foram geradas a fim de auxiliar na identificação desses *trends*. Fazendo uso desse artifício, observa-se nos diagramas para elementos maiores (Figura 5.7) que os óxidos de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O, MgO, CaO e K₂O apresentam correlações negativas lineares, definindo um comportamento compatível. O Na₂O exibe correlação positiva, definindo um comportamento incompatível.

Nos diagramas para elementos traços (Figura 5.8) observam-se *trends* apresentando correlações negativas para Rb, Sr, Y, La, Ce e Ba. Tal comportamento sugere o envolvimento desses elementos na cristalização de plagioclásio, biotita e óxidos de Fe-Ti; enquanto o feldspato,

sobretudo o plagioclásio, constitui a principal fase mineral que cristaliza durante a evolução do magma.

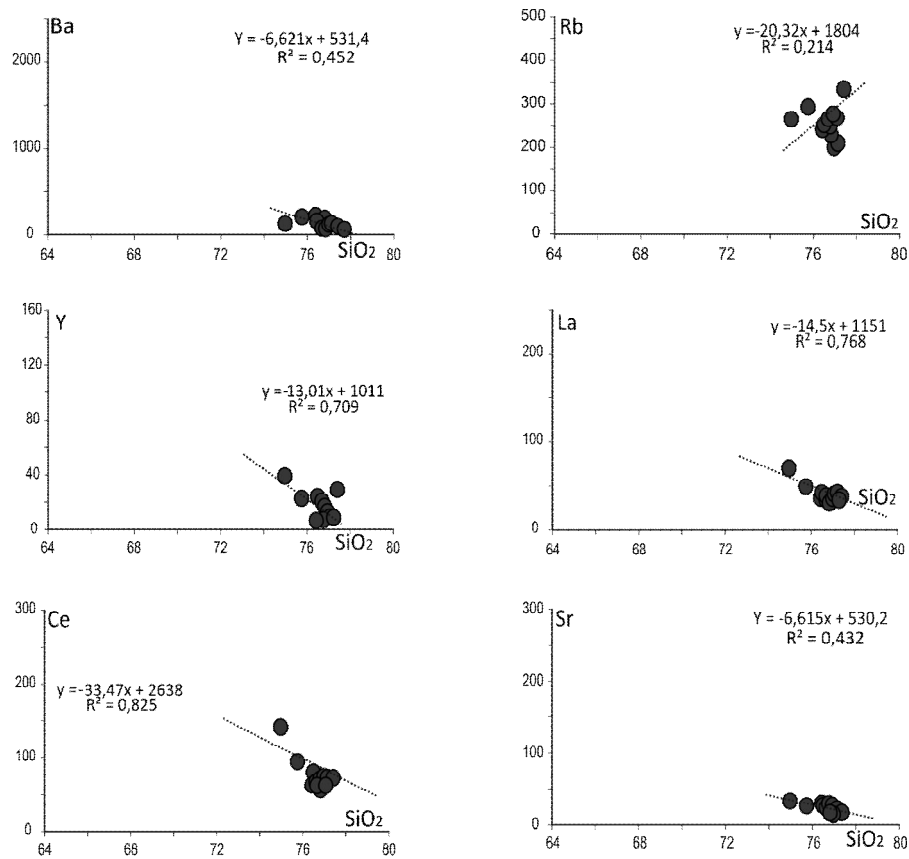


Figura 5.8: Diagramas de variação do tipo Harker entre elementos traços e SiO₂, ilustrando o comportamento químico dos monzogranitos. Legenda apresentada na figura anterior.

O comportamento conjunto de alguns elementos maiores, traços e terras raras, usualmente elementos incompatíveis tipos LILE, como por exemplo, K, Rb, Sr, Ba e ETRL e HFSE (Ti, Y, Zr, Hf e Nb), pode ser analisado a partir de diagramas multielementares do tipo *spidergrams*, os quais dão boa ideia sobre as fases minerais envolvidas durante a evolução do magma.

No diagrama de elementos terras raras (ETR), normalizados pelos valores condríticos, segundo Boynton (1984; *Figura 5.9 A*), os monzogranitos exibem padrões marcados por um enriquecimento em relação ao condrito, com padrão de distribuição mostrando um maior fracionamento em ETRL (La/Sm_N = 2,31 a 6,12) em relação aos ETRP (Gd/Yb_N = 0,91 a 2,17), além da presença da anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,25 a 0,67).

O enriquecimento em ETRL pode ser um reflexo da presença de titanita e apatita na rocha, pois tais minerais tendem a concentrar elementos terras raras leves em sua composição. O relativo enriquecimento em ETRP, apresentado por algumas amostras, provavelmente está relacionado à presença da granada.

O espectro multielementar dos monzogranitos, com os valores normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982; *Figura 5.9 B*), também se caracteriza por um enriquecimento geral em relação ao condrito. Possuem as anomalias negativas mais acentuadas para Ba, Sr, P e Ti, refletindo o maior fracionamento de feldspato, biotita, apatita e titanita. A presença dessas anomalias negativas, juntamente com as anomalias positivas de Th, La, Ce, Nd, Tb e Y (HFSE), definem padrões similares aos dos demais granitos tipo A da literatura, como por exemplo os apresentados por Bonin (2007).

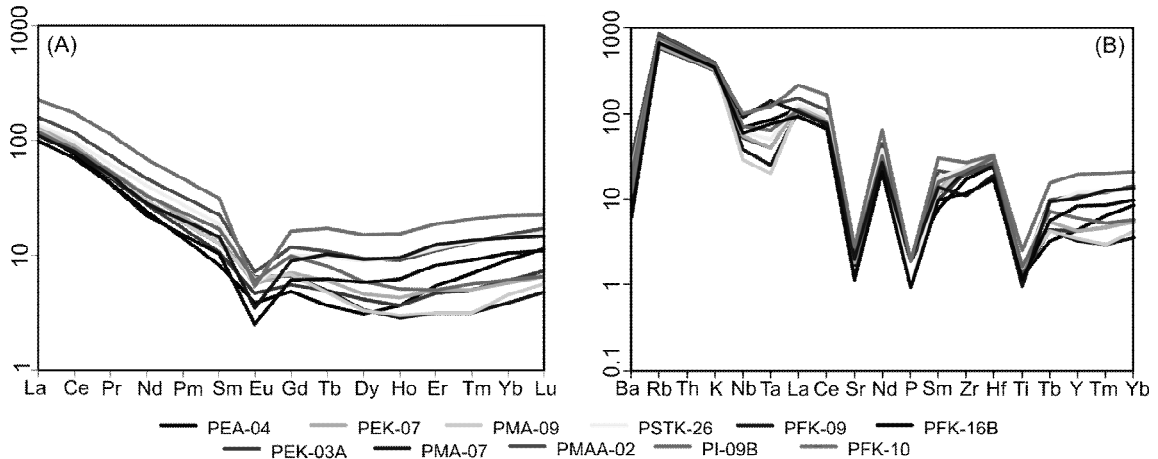


Figura 5.9: Padrões dos monzogranitos nos diagramas de classificação multielementar: **(A)** de elementos terras raras normalizados ao condrito (Boynton, 1984); **(B)** multielementar normalizados ao manto primitivo (Thompson *et al.*, 1982).

Nos dioritos e quartzo dioritos, MgO varia entre 4,35 a 10,66% para os mais enriquecidos em anfibólio, e entre 6,78 a 9,92% para os mais enriquecidos em biotita. Para visualizar melhor as diferenças, ou possíveis correlações, entre esses dois grupos, foram construídos diagramas do tipo Harker, utilizando o magnésio como índice de diferenciação para elementos maiores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , CaO , Na_2O , P_2O_5 e K_2O) (*Figura 5.10*) e traços (Ba, Rb, Sr, La, Zr, Ni e Ce) (*Figura 5.11*).

Os dioritos e quartzo dioritos tendem a se alinharem, formando *trends* que demonstram um comportamento incompatível para TiO_2 , Al_2O_3 , SiO_2 , e P_2O_5 (*Figura 5.10*). Quando considerado o diagrama de K_2O (*Figura 5.10*) há uma dispersão maior das amostras, podendo sugerir a existência de mais de um trend. Entretanto isso ocorre com as amostras que mostram uma maior grau de alteração hidrotermal, mostrando que os fluidos tardios são enriquecidos em K e Rb. Eliminando estas amostras também se observa um comportamento incompatível para o K_2O . Considerando os elementos traços também se observa um comportamento incompatível para o Zr, Rb, Nb, Ce e La (*Figura 5.11*), indicando o aumento da sua concentração em líquidos cada vez mais evoluídos. Isto denota que os mesmos não estiveram, por exemplo, envolvidos em cristalização de fases tais como titanita, apatita e zircão. Em contraste, ocorre a diminuição nas concentrações de Fe_2O_3 e CaO (*Figura 5.10*) ao longo do processo de diferenciação, o que indica

um comportamento compatível, sugerindo seu envolvimento na cristalização de minerais durante o processo evolutivo como minerais opacos e anfibólio.

Analisando os trends definidos pelos dioritos e quartzo-dioritos, eliminado as amostras mais alteradas por fluídos, se observa um alinhamento entre elas o que sugere que podem ser derivadas de um único magma progenitor, tendo sido alterado por fluidos hidrotermais tardios ricos em K.

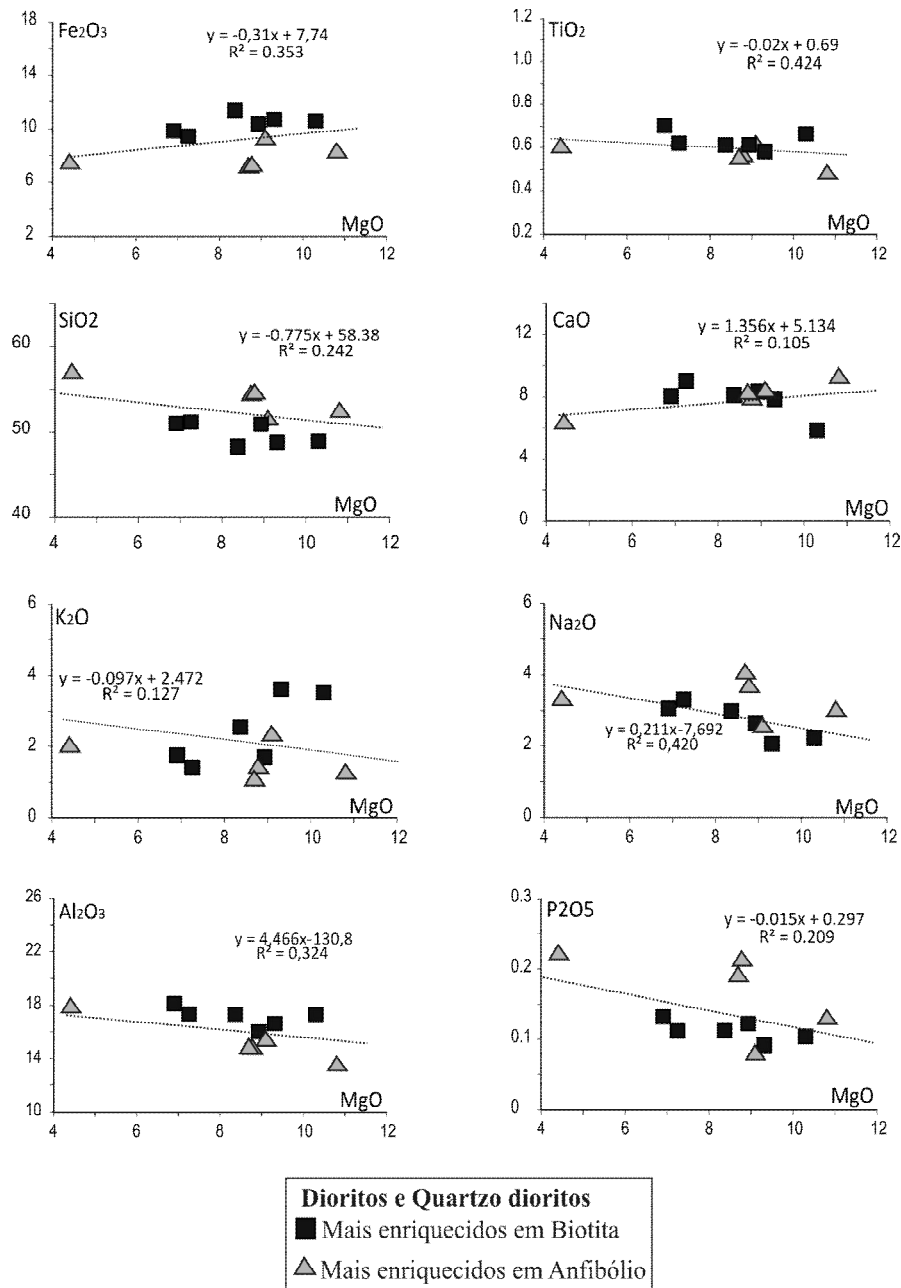


Figura 5.10: Diagramas de variação entre elementos maiores e MgO (Harker), ilustrando o comportamento químico dos dioritos e quartzo dioritos.

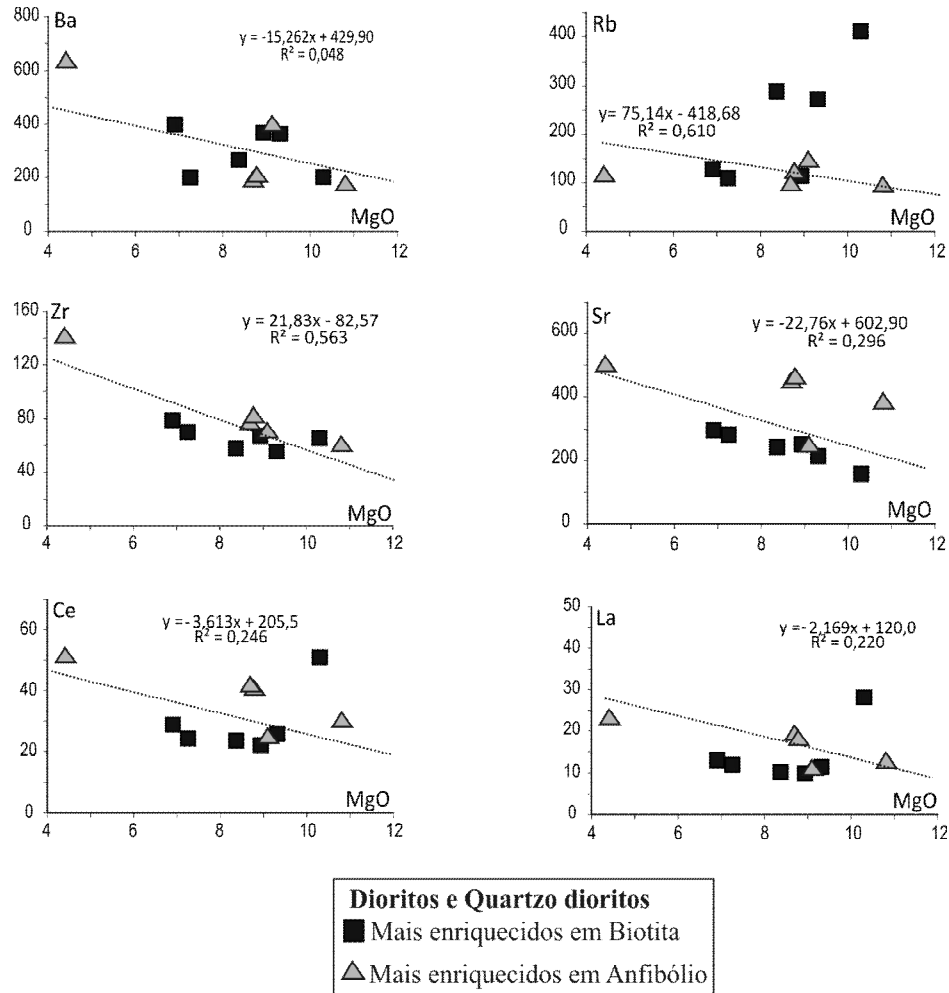


Figura 5.11: Diagramas de variação entre elementos traços e MgO (Harker), ilustrando o comportamento químico dos dioritos e quartz dioritos.

Comparando o comportamento dessas rochas nos diagramas de elementos terras raras (ETR), normalizados pelos valores condríticos segundo Boynton (1984; *Figura 5.12 A*), os padrões são similares, mas como apresentam pequenas diferenças serão descritos separadamente. Os dioritos e quartz dioritos mais enriquecidos em biotita (*Figura 5.12 A*) apresentam conteúdos levemente mais baixos de ETR_{total} (62,1 a 117,0) e moderado grau de enriquecimento dos ETRL com relação aos pesados, razões La_N/Yb_N entre 3,15 a 7,58. O espectro geral mostra ainda uma sutil anomalia de európio (Eu/Eu^*) entre 0,72 a 0,92, um moderado fracionamento dos ETRL, com razões La_N/Sm_N entre 2,31 a 6,12 e um padrão relativamente horizontalizado dos ETRP. O comportamento do ETR para os dioritos e quartz dioritos mais enriquecidos em anfibólio (*Figura 5.12 A*) apresentam conteúdos mais alto de ETR_{total} (72,8 a 123,3), somatório de ETRL mais elevado, com razão La_N/Sm_N entre 2,79 a 3,29, e ausência de anomalias de európio (Eu/Eu^* entre 0,90 a 0,91).

O relativo enriquecimento em TRL em relação aos ETRP, observado em ambos os grupo, pode ser interpretado como uma resposta à presença de apatita nas rochas.

Comparando o espectro multielementar com os valores normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982; *Figura 5.12 B*), também é caracterizado um enriquecimento em relação ao condrito. Anomalias positivas para Rb e K, são mais expressivas para o grupo enriquecido em biotita (*Figura 5.12 B*), em resposta há uma maior alteração hidrotermal, conforme já discutido anteriormente. As anomalias negativas de Ba, Ti e P indica a cristalização de biotita (flogopita), óxidos de Fe-Ti, titanita e apatita.

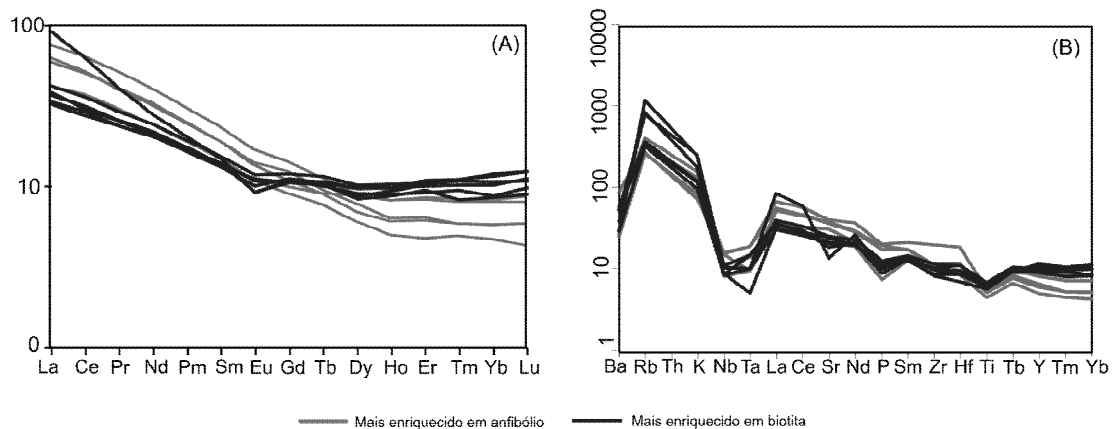


Figura 5.12: Padrões dos dioritos e quartz dioritos nos diagramas terras raras normalizados ao condrito (Boynnton, 1984). **(A)** Grupo mais enriquecido em biotita e **(B)** Grupo mais enriquecido em anfibólio.

5.5 AMBIENTE GEODINÂMICO

Com base em estudos de basaltos modernos produzidos em diferentes ambientes, Pearce & Cann (1971) tiveram a ideia de atribuir assinaturas químicas aos diferentes ambientes tectônicos. Com isso elaboraram diagramas, denominados discriminantes tectono-magmáticos ou de variação geoquímica, com a utilização de espectros multielementares. Porém nem todos os elementos utilizados possuem baixa mobilidade geoquímica, o que compromete um pouco a sua interpretação e deve ser levado em consideração para a escolha do diagrama a ser aplicado. Os diagramas de melhor aplicabilidade são aqueles que utilizam elementos incompatíveis com alta carga (HFSE) como Ti, Zr, Y, Nb e P, pois apresentam se relativamente imóveis mesmo em fluidos aquosos.

Com base nestes parâmetros e na tentativa de inferir o ambiente tectônico para os monzogranitos estudados, foi utilizado o diagrama discriminante proposto por Perce *et al* (1984; *Figura 5.13 A e B*). Neste diagrama os monzogranitos ocorrem nos campos arco vulcânico, intra-placa do tipo A2 (de acordo coma a proposta de Eby, 1992) e sin colisional.

O posicionamento de algumas amostras nas interseções dos campos dos granitos de arco magmático, granitos sin-colisionais e granitos intraplaca, segundo Pearce (1996) indica um

comportamento ambíguo, característico de ambientes pós-colisionais, tendo em vista que a grande variedade de fontes para esses granitóides faz com que seu domínio composicional gere uma superposição aos demais domínios do diagrama Rb vs (Y+Nb). Pearce *et al* (1984) também ressalta que rochas evoluídas de séries WPG podem incidir no campo VAG caso haja fracionamento de fases ricas em Y + Nb no decorrer de sua diferenciação. Tais constatações levaram Landenberger & Collins (1996) e Forster *et al.* (1997) a argumentarem que os diagramas discriminantes que utilizam elementos-traços de Perce *et al.* (1984), refletem muito mais as características da fonte do que identificam ambientes tectônicos.

No diagrama de Thiéblemont e Tégyev (1994; *Figura 5.13 C*) para rochas ácidas (>50% SiO₂), que correlaciona o conteúdo de Zr com a razão Nb/Zr normalizada para o manto primordial (Nb = 0,6175 e Zr = 9,714 ppm), os monzogranitos apresentam comportamento geoquímico similar ao de rochas cálcio-alcálicas, alcalinas e tipo A2 (Eby 1990, 1992), geradas em ambiente de colisão (*Figura 5.13 C*). As características de granitos do tipo A2 para os monzogranitos estudados são claramente demonstradas no diagrama ternário Ce-Zr e Th (*Figura 5.13 D*), o que de acordo com Eby (1992) sugere gênese a partir de crosta espessada via colisão continente-continente ou a partir de magmatismo de arco de ilhas.

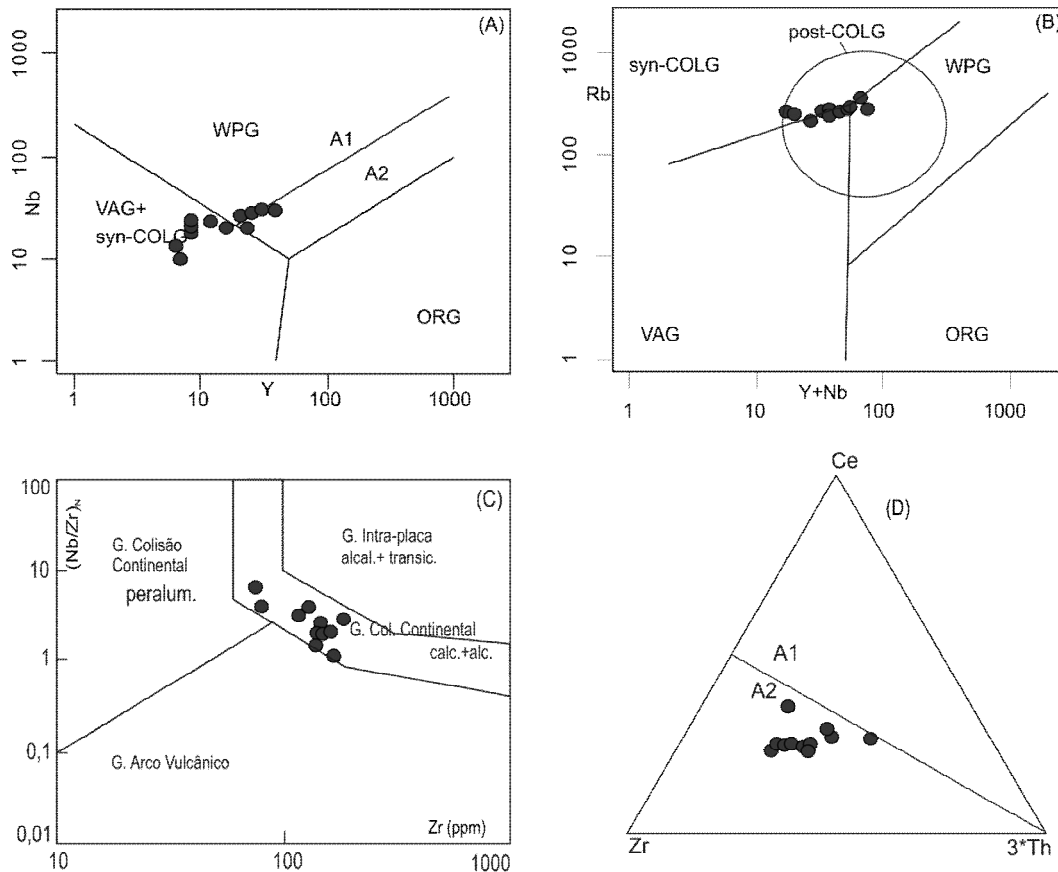


Figura 5.13: Diagrama discriminante de ambientes. (A) Nb vs Y e (B) Rb vs Y+Nb de Perce *et al* 1984. (C) (Nb/Zr)_n vs. Zr de Thiéblemont and Tegyev, 1994. (D) subdivisão dos granitóides na sua relação com fontes, segundo Eby *et al.* (1992): A1, granitos manto-derivados e A2, granitos crustais.

Na tentativa de inferir o possível ambiente tectônico para os dioritos e quartzo dioritos estudados foram utilizados dois diagramas discriminantes usuais de Pearce & Cann (1973). Um deles é o ternário Zr – Ti/100 – Sr/2 (Figura 5.14 A) e o outro correlaciona o conteúdo de Zr com o de Ti (Figura 5.14 B), nos quais os dioritos e quartzo dioritos ocorrem nos campos dos basaltos cálcio – alcalino e/ou de arcos magmáticos. Uma conceituação pouco precisa, apenas indicando uma assinatura de subducção, a qual também é indicada com a acentuada depleção em Nb e Ta nos diagramas multielementares, fato comum em magmas gerados em zonas de subducção.

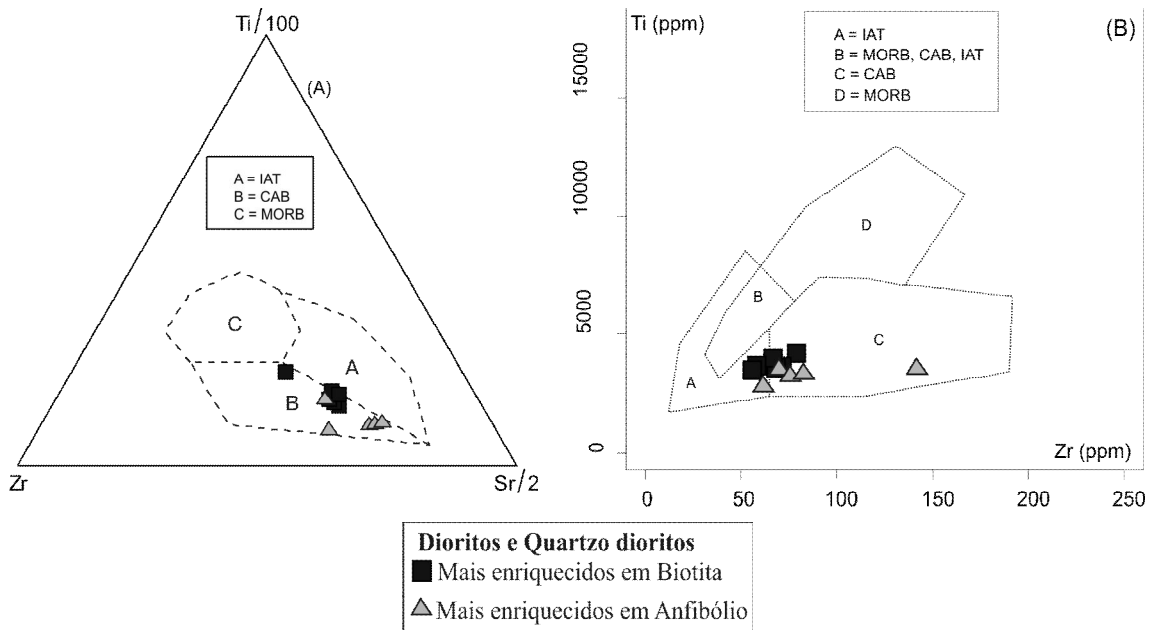


Figura 5.14: Diagrama discriminante de ambientes de Pearce & Cann (1973) para os dioritos e quartzo dioritos estudados. **(A)** Zr – Ti/100 – Sr/2 e **(B)** Zr vs Ti.

Capítulo 6

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A abordagem geoquímica para os monzogranitos permitiu caracterizá-los como uma associação de caráter peraluminoso, com afinidade alcalina, SiO₂ entre 74,97% a 77,14%, e baixas razões Na₂O/K₂O (0,58 a 0,79), baixo #MgO [MgO/(MgO+FeO)] = 0,13 a 0,35 e altas razões Rb/Sr (7,95 a 23,70).

Como os monzogranitos estudados vêm gerando polêmica, sobretudo quanto ao seu posicionamento na coluna litoestratigráfica, foi feita uma comparação química destas rochas com as rochas alcalinas do Domínio Uaimiri, no caso o Granito São Gabriel e o granito abonari, estudados por Valério (2006) e Lombello (2011), respectivamente, ambos da Suíte Intrusiva Mapuera. O Granito São Gabriel mostra SiO₂ entre 71,39% a 74,03%, Na₂O/K₂O entre 0,59 a 0,97; Rb/Sr entre 0,20 a 0,28; #MgO entre 0,20 a 0,28. O Granito Abonari apresenta SiO₂ entre 65,9% a 76,2%, Na₂O/K₂O entre 0,54 a 0,85; Rb/Sr entre 0,57 a 13,95; #MgO entre 0,23 e 0,17.

A similaridade geoquímica entre as rochas são visualizadas nos diagramas da Figura 6.1, onde é visto a afinidade alcalina destas rochas (*Figura 6.1 A*), a tipologia de granitos tipo A (*Figura 6.1 B*), com comportamento geoquímico similar ao de rochas alcalinas tipo A2 (Eby 1990, 1992), geradas em ambiente de colisão (*Figura 6.1 C*). Além disso, identificam-se semelhanças no comportamento dos padrões de ETR (*Figura 6.1 D e E*) e elementos traços (*Figura 6.1 F e G*), principalmente em relação ao Granito São Gabriel (*Figura 6.1 D e F*). De acordo com estas características geoquímicas, é possível correlacionar os monzogranitos com rochas da Suíte Intrusiva Mapuera, possivelmente uma fácies mais hipoabissal do Granito São Gabriel.

Devido ao caráter extremamente evoluído dos monzogranitos e ao curto intervalo de variação de sílica, torna-se difícil inferir processos petrogenéticos envolvido na gênese destas rochas. Entretanto, tratam-se claramente de rochas com afinidades com magmatismo granítico tipo A, os quais de acordo com Collins *et al.* (1982), ocorrem comumente nos estágios tardios de orogêneses colisionais, nos eventos extensionais associados a espessamento crustal. Contudo, a relação entre o tipo de colisão (continente-continente ou continente-oceano) e a natureza dos fundidos produzidos não está suficientemente entendida. Plutonismo pós-colisional ocorre desde poucos milhões até cerca de 100 Ma, após o pico de pressão do evento metamórfico regional (Windley 1993), e exibe composição química variável.

A revisão dos modelos petrogenéticos (Whalen *et al.*, 1987; Eby, 1990; Creaser *et al.*, 1991) usualmente empregados para explicar a origem dos magmas formadores dos granitos tipo A, mostra que não existem modelos que expliquem satisfatoriamente o amplo intervalo de características geoquímicas que definem este tipo de rocha, que ocorrem como resultado de diversos processos petrogenéticos e diferentes fontes.

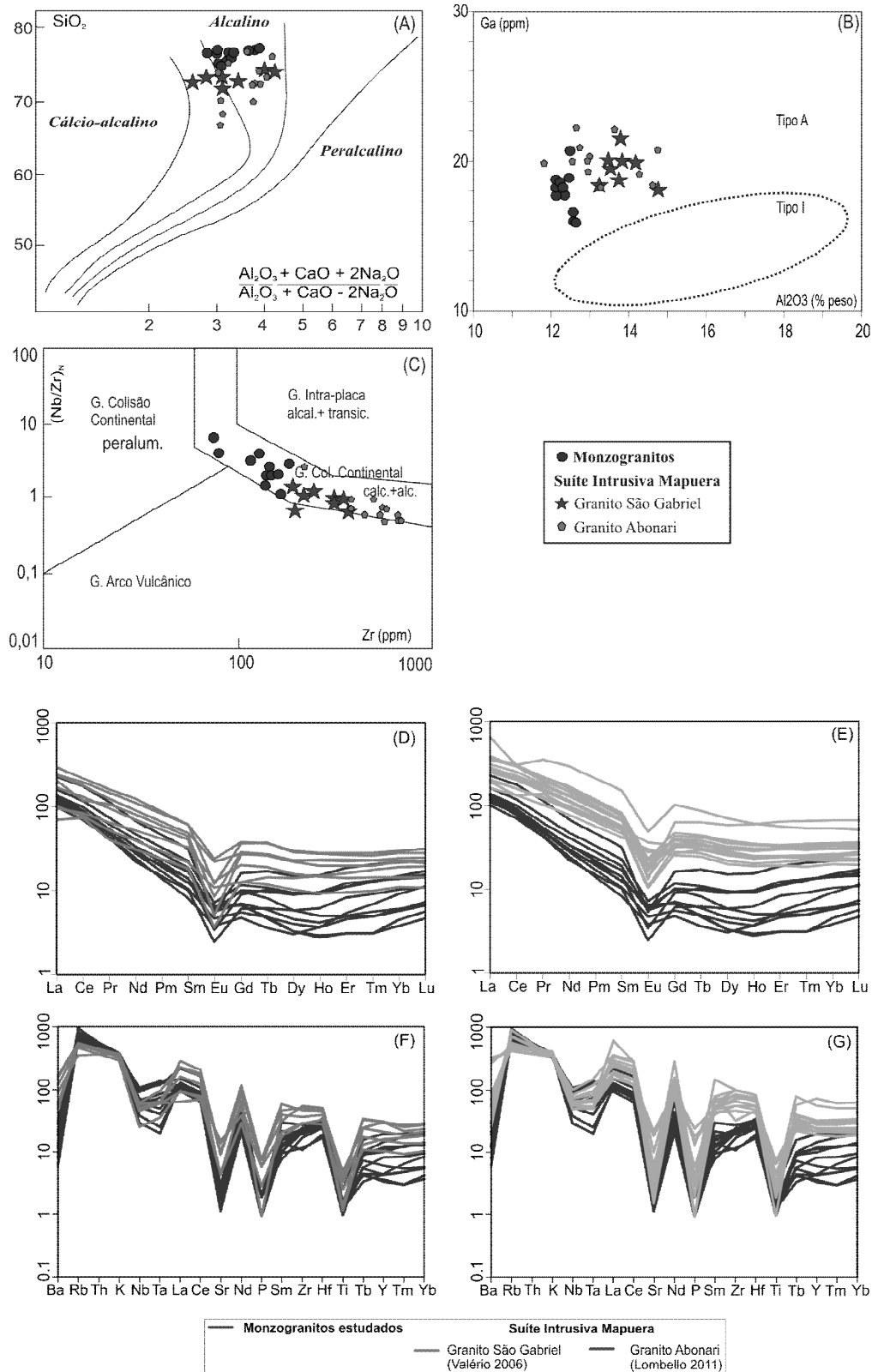


Figura 6.1: Comparação geoquímica e classificação multielementar comparativos dos padrões dos monzogranitos estudados com as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera – Granito São Gabriel (Valério 2006) e Granito Abonari (Lombello 2011). Mostrando **(A)** caráter alcalino das rochas (Wright 1960); **(B)** Tipologia de Granitos Eby (1990); **(C)** Contexto geotectônico de colisão continental (Thiéblemont & Tegyeve, 1994). **(D e E)** ETR normalizados ao condrito (Boyton, 1984) e **(E e F)** multielementar normalizados ao manto primitivo (Thompson *et al.*, 1982).

Granitos tipo A constituem considerável volume de rochas no Cráton Amazônico. Atualmente, os modelos genéticos mais aceitos e discutidos na literatura para essas rochas envolvem a fusão parcial de fontes crustais quartzo-feldspáticas (Dall'Agnol *et al.*, 2005).

Os monzogranitos estudados apresentam um relativo enriquecimento dos ETRL o que é característico de rochas crustais, devido à incorporação preferencial dos ETR, de maiores raios iônicos, na fração líquida em sistemas silicáticos cristal/líquido (Buma *et al.*, 1971, apud Figueiredo 1985). As razões Th/Ta acima de 4,8 indica uma fonte predominantemente de crosta continental superior (Taylor & McLennan, 1985; *Figura 6.2*) para formação dos monzogranitos estudados (estudos isotópicos detalhados são necessários para a identificação dessa fonte).

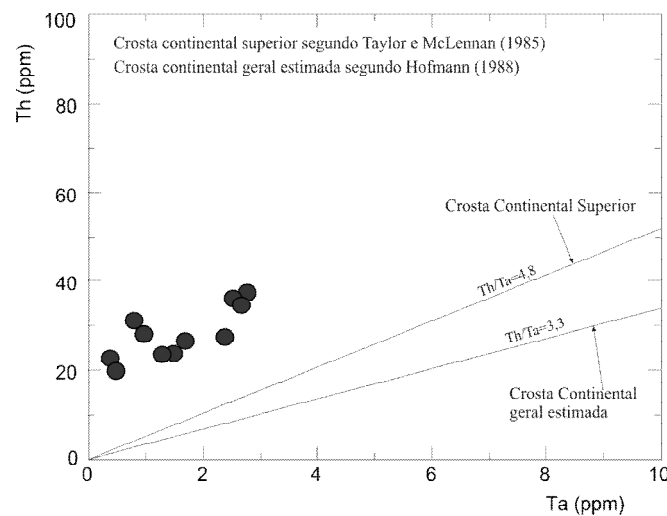


Figura 6.2: Diagrama Th vs. Ta mostrando a distribuição dos monzogranitos estudados. Razões Th/Ta para o manto primitivo e crosta continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para a crosta continental superior com base em Taylor & McLennan (1985).

Os dioritos e quartzo dioritos estudados se apresentam quimicamente caracterizados por um caráter metaluminoso, cálcio-alcálico de alto K, com SiO₂ entre 47,16% a 56,19% mostram razões Na₂O/K₂O (4,33 a 5,68); #MgO [MgO/(MgO+FeO)] = 0,53 a 0,67 e razões Rb/Sr entre 0,22 a 1,19.

Nos dioritos e quartzo dioritos, observando o comportamento das amostras analisadas nos diagramas do tipo Harker (apresentado nos dados de litogeoquímica) e nos diagramas de variação que correlacionam elemento compatível vs incompatível como, por exemplo Ni vs Ba e Ni vs Zr (*Figura 6.3 A e B*), é possível inferir quanto a processos responsáveis pela diferenciação magmática. Segundo Caskie (1984) e Cocherie (1986) a atuação de cada processo magmático pode ser avaliada mediante diagramas binários de variação de elementos ou razões de elementos gerando trends com configurações específicas, que representam um determinado mecanismo de diferenciação. Nos diagramas supracitados são observados trends lineares, sem

gap composicional o que sugere o processo de cristalização fracionada como dominante na gênese dessas rochas.

No diagrama que correlaciona a razão Rb/Sr vs Sr (Markl e Höhndorf, 2003; *Figura 6.3 C*), excluindo as amostras que apresentam um maior grau de alteração hidrotermal, é confirmado que o processo de cristalização fracionada foi dominante na gênese dos dioritos e quartzo dioritos. Adicionalmente, a ocorrência de zoneamento do plagioclásio, com composições mais cálcicas no núcleo e mais sódicas na borda, identificadas na química mineral, fortalece essa hipótese.

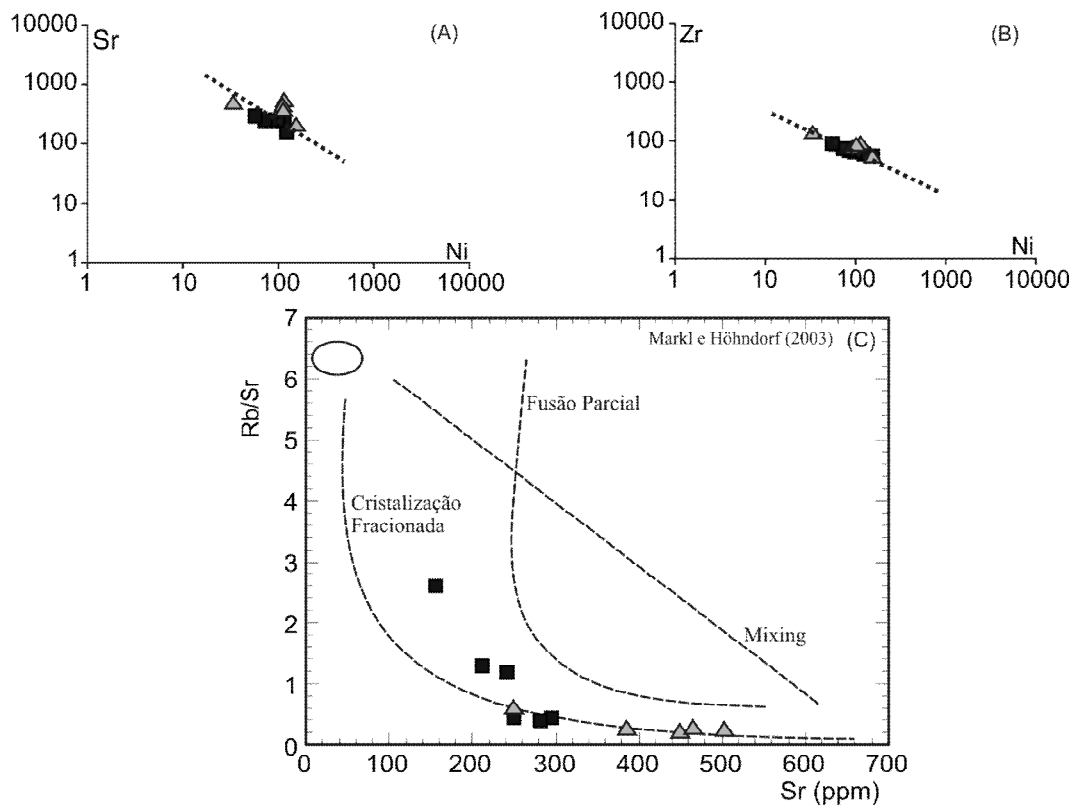


Figura 6.3: Diagramas de variação **(A)** Ni vs Sr, **(B)** Ni vs Zr e **(C)** Rb/Sr vs. Sr (Markl e Hohndorf, 2003), ilustrando o comportamento químico dioritos e quartzo dioritos e os possíveis processos de diferenciação magmática atuantes. Os *trends* apresentados são compatíveis com evolução magmática a partir de cristalização fracionada.

Partindo de um processo de cristalização fracionada e considerando os diagramas de Harker, ETR e multielementar alguns comentários podem ser feitos a cerca das fases fracionadas. O fracionamento de minerais opacos, plagioclásio e anfibólio é observado através da diminuição nas concentrações de Fe₂O₃ e CaO com o progresso da diferenciação, ou seja com o decréscimo de MgO (*Figura 5.10*).

A sutil anomalia de Eu (diagrama de ETR) observada nos dioritos e quartzo dioritos mais enriquecidos em biotita, bem como a ausência dessa anomalia no grupo mais enriquecido em anfibólio, é possível sugerir que os plagioclásios não foram fases precocemente fracionadas

durante a evolução magmática ou houve um fracionamento conjunto de plagioclásio e anfibólio, pois o fracionamento de anfibólio tende a gerar uma anomalia positiva de Eu, mascarando assim uma possível anomalia negativa de Eu proveniente do fracionamento do plagioclásio.

O enriquecimento em ETRL pode ser um reflexo da presença de titanita na rocha, ou ainda ao fracionamento de fases minerais ricas em ETRP como o anfibólio, que tem seu fracionamento corroborado devido ao decréscimo de Fe_2O_3 e CaO apresentado nos diagramas de Harker.

Na região estudada a ocorrência de rochas máficas são representadas pela Formação Quarenta Ilhas, a qual apresenta afinidades toleíticas, idade em torno de 1,78 Ga e ocorrem sob a forma de corpos subvulcânicos, intrusivos nas rochas sedimentares da Formação Urupi, bem como pela formação Seringa composta por basaltos e gabros alcalinos e idades em torno de 1,2 Ga. (Veiga Jr. *et al.* 1979). Devido as afinidades químicas nenhuma destas unidade podem ser correlacionadas aos dioritos e quartzo dioritos estudados pois estes apresentam afinidades cálcio alcalinas.

Valério (2006) relata a ocorrência de corpos dioritos com afinidades cálcio alcalinas associados à Suíte Intrusiva Água Branca, que apresenta idade de cristalização de 1,9 Ga segundo o referido autor. Porém os dioritos e quartzo dioritos ocorrem associados, e por vezes apresentam feições que sugerem coexistência temporal com os monzogranitos relacionados neste trabalho a Suíte Intrusiva Mapuera, com idade de cristalização de 1,88 Ga (Valério *et al.* 2006). Também é registrada a atuação de processos hidrotermais a que alteraram, em parte, as características originais dos dioritos e quartzo dioritos. Logo se trata de uma unidade complexa que necessita de um estudo mais detalhado, principalmente em termos de estudos geoquímicos envolvendo balanço de massa e incluir dados isotópicos.

A ocorrência de um evento deformacional posterior é registrado pelo retrabalhamento por zonas de cisalhamento com direções NE-SW nos monzogranitos e nos dioritos e quartzo dioritos, bem como pelos aspectos microtexturais destas rochas. Tal evento também é responsável pela percolação de fluidos e alteração hidrotermal que é bem mais evidente nos dioritos e quartzo dioritos.

Estimativa de variação da temperatura desse evento é sugerida com base em microtextura como lamelas de deformação em cristais de quartzo e feldspatos, recristalização por migração de limites de grãos, formação de subgrãos e formação de tabuleiro de chadrez (Kruhl, 1996; Passchier & Trow 1996; Buttener & Kruhl, 1996) que indicam temperatura de até 600° C. Na literatura é discutida a atuação de um evento mais recente, o K'Mudku, que pouco se conhece, não havendo consenso sobre sua idade, temperatura e estruturação. Segundo Santos *et al.* (2006) esse evento teria ocorrido entre 1147 a 1468 Ma, como reflexo intracontinental das colisões Sunsás na margem ocidental do cráton durante o Mesoproterozóico.

Pela complexidade da região estudada, bem como as incertezas ainda presentes, torna-se necessário uma maior cobertura de mapeamento geológico, além de análises isotópicas e geocronológicas para fontes e idades das litologias estudadas, bem como dos possíveis eventos deformacionais para a região.

Capítulo 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA M. E. 2006. Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitoides paleoproterozoicos do sudeste de Roraima, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Para, 227p.
- ALMEIDA, M.E., MACAMBIRA M.J.B., FARIA M.S.G. 2002. A Granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, *Anais*, 434.
- ARAÚJO NETO H. DE, MOREIRA H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. Relatório Final. *In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito (s. ident.)*, 2v. Araújo Neto H. de, Moreira H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. Relatório Final. *In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Convênio DNPM/CPRM, Relatório (s. ident.)*, 2v.
- BLUNDY, J.D. & HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.* **104**:208-224.
- BONIM, B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**: 1-29.
- 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.
- BRASILINO, R.G. 2003. Estudo petrológico e estrutural dos plútons graníticos cálcio-alcalinos de alto potássio de concepção das ceroulas, caldeirão encantado, murici e boqueirão, terreno alto pajéú, Pernambuco, NE do Brasil. Tese de Doutorado.
- BUTTERNER & KRÜHL J.H. 1997. The evolution of a late - Variscan high-T/low-P region: the southeastern margin of Bohemian massif. *Geologische Rundschau*, **86**, 21-38.
- CAPUTO, M. V., RODRIGUES R., VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. *In: SBG, Congr. Brasil. Geol.*, 26º, Belém, *Anais*. **3**:35-46.
- CASKIE D.R.M. 1984. Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace-element data. *Chemical Geology*, **42**:325-341.
- COCHERIE A. 1986. Systematic use of trace elements distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**:2517-2522.
- COELHO, C.V.P. 2007. Química mineral de micas do maciço granítico Serra Branca, Goiás: processo de alteração hidrotermal como modificadores do reequilíbrio cristal-químico.
- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J., CHAPPELL, B.W., 1982. Nature and of A-type Granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**, 189-200.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. *Evolução geológica da Amazônia. In Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINESP/SBG. Núcleo Norte. p. 15-90.
- COSTI H. T., DALL'AGNOL R., MOURA C. A. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **42**:832-849.
- CPRM 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília, CD- ROM.
- CPRM 2002. Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapa na escala 1:1.750.000. *In: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Máisa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos, João Orestes Schneider Santos (ed.)*, Brasília: 1 CD-Rom.
- CPRM 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (ed.). 692 p. de Manaus. Capítulo 3 - 3.8.

- CPRM 2006 Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica, Sistema de Informações Geográficas – SIG. Mapa na escala de 1:1000000. CD-Rom.
- CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C, FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do amazonas. *In: Boletim de Geociências, PETROBRAS*. 8(1):47-55.
- DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D.C. DE. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93, 215-233.
- 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; ZUSSMAN, J. 1978. Rocks forming minerals. Editora Longman. London 558p.
- DEER, W.A; HOWIE, R.A; ZUSSMAN, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Editors Longman. London, 2 Ed 696p.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRAND CLAUDE, P., MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210
- EB, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26,115-134.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 641-644.
- EL BOUSELY, A.M., EL SOKKARY, A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.* 16; 207-219.
- FARIA M. S. G. & LUZARDO, R. 2000. *Complexo Metamórfico Anauá*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Caracarái (RR), 1:500.000. Manaus, CPRM-AM, 3:57-82.
- FARIA M. S. G.; Almeida. M. E.; Santos, J. O. S.; Chemale Jr. F. 2003. Evolução geológica da região do alto Rio Anauá – Roraima. *In: SBG – Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz*, vol.8. Manaus, AM, CD-ROM.
- FERNÁNDEZ, A. & BARBARIN, B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction process and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves.
- FERRON J. M. T. M., BASTOS NETO, A. C., LIMA, E. F., NARDI, L. V. S., COSTI, H. T., PIROSAN, R., Prado, M. 2009. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Science*. Accepted paper. Doi: 10.1016/j.jsames.2009.05.001.
- FIGUEIREDO, M.C.H., 1985. Introdução à Geoquímica dos elementos terras raras. IG-USP, São Paulo.
- FORSTER, H. J., TISCHENDORF, G., TRUMBULL, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40, 261-293.
- HADDAD R.C., FARIA, M.S.G. DE 2000. Suíte Intrusiva Mapuera. *In: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Caracarái, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM Superintendência Regional.
- HAMMARSTRON, J.M & ZEN, E-AN., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer *Amer. Mineral.* 71: 1297-1313.
- HARKER, A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks. London, Methuen, 384 pp.
- HASUI Y.; Haralyi, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazonica: subsídios para o modelo geotectônico. *In: Anais do 2º Symposium Amazonico, DNPM/CNPq*, Manaus, p.129-141.
- HEY, M.H., 1954 A new review of the chorites: *Mineral Mag.* 30, 277-292.
- HOFMANN, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Plan. Sci Lett.*, 90:297-314.

- HOLLISTER, L. S.; GRISSON, G. ; PETERS, E.K. ;STOWELL, H.E. ; SISSON, V.B., 1987 Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende whit pressure of calkalic plutons. *Amer. Mineral.*, 72: 231-239.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- JOHNSON, M.C & RUTHERFORD, M.J. 1989 Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology.*, 17: 837-841.
- KRUHL J.H. 1996. Prism – and basal – plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*. **14**, 581-589.
- LAMEYRE J. 1987. The role of granites in the evolution of the crust. Exemple of the french crustal segment. *In: SGM, ISGAM International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador. *Ext. Abst*, p.15-18.
- LANDENBERGER, B., COLLINS, W.J., 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *J. Petrol.* 37, 145-170.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclatura of amphiboles. *Amer. Mineral.*, 63:1023-1052
- LEAKE, B.E. 1997. Nomenclatura of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineral.*, 82: 1019-1037.
- LE MAITRE, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackell Sci. Publ., Oxford, 193p
- LENHARO S.L.R. 1998. Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. São Paulo, 290p.
- LIMA M.I.C. DE, MONTALVÃO R.M.G. DE, ISSLER R.S., OLIVEIRA A. DA S., BASEI M.A.S., ARAÚJO J.V.F., SILVA G.G. da 1974. Geologia da Folha NA/NB.22 - Macapá. *In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap.I - Geologia*. Rio de Janeiro, 1974.(Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- LOMBELLO, J.C. 2011. Petrogênese do magmatismo abonari, Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geofísica, petrografia, litogeoquímica e Geoquímica isotópica Sm-Nd e U-Pb.
- MACAMBIRA, M.J.B., ALMEIDA, M.E., SANTOS, L.J. 2003. Idade zircão de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima: Contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. *In: Boletim do II Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*. SBG/NO, Belém - PA. p.22.
- MALTA J.V., NASCIMENTO, R. S. C., SOUZA, A. G. H., TRINDADE, I. R., MILLIOTTI, C. A., 2008. Petrografia de rochas meta-ígneas na região de presidente figueiredo (am): o Complexo Jauaperi?. *In: SGB, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44º, Curitiba, Anais: 315.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol Soc. Am. Bull.* 101, 635-643.
- MELO A.F.F. DE, SANTOS A.J., CUNHA M.T.P., CAMPOS M.J., D'ANTONA R.J. DE G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, v. I-A e B. il.Naturais, 9).
- NOGUEIRA A.C.R., SOUZA V.S., SOARES, E.A.A. 1997 *Contribuição à tectônica cenozoica da região de Presidente Figueiredo, norte do Amazonas*. *In SBG, Simp. Nac. Estudos Tectônicos*, 6 Pirinópolis, Volume de Resumos, p.123-125
- NOGUEIRA, A.C.R & SOARES, E.A.A. 1996. Fácies sedimentares da Formação Prosperança, proterozóico Superior da Bacia do Amazonas, ao norte da cidade de Manaus – AM. *In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz.*, 5 Belém, *Atas*, p.214-216, *CD-Rom*.
- NOGUEIRA, A.C.R. 1999. Depósitos costeiros neoproterozóicos da Formação Prosperança, Município de Presidente Figueiredo, Estado do Amazonas. *In SBG-NO, Simp. Geol. Amaz.*, 6 Manaus, *Atas*, p.412-415.
- OLIVEIRA A. DA S., FERNANDES C.A.C., ISSLER R.S., MONTALVÃO R.M.G. DE, TEIXEIRA W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. *In: BRASIL, DNPM. Projeto*

- OLIVEIRA, M.J.R., ALMEIDA, M.E., LUZARDO, R., FARIA, M.S.G. DE 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Anais, 2: p. 213-216.
- 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*, Vol. II, No.3 , pp . 349 to 363.
- PEARCE, J.A & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25: 956-983.
- PEARCE, J.A HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25: 956-983.
- PEARCE, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19, v. 4.120-125.
- PECCERILLO, A., TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p 63-81, 1976.
- PRYER L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontário, Canada. *J. Struct. Geol.* **15**:21-36.
- RADAMBRASIL.Folha NA.21-Tumucumaque, e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, 1975. Cap. I - Geologia (Levantamento de Recursos).
- REIS N.J., FRAGA L.M., FARIA M.S.G. DE, ALMEIDA M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: *Geology Of France and Surrounding Areas – Special Guiana Shield*. No. 2-3-4, BRGM, p. 121-134.
- 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.
- SANTOS J.O.S., FARIA M.S.G. DE, HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J. 2002. Significant Presence of the Tapajós – Parima Orogenic Belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb zircon Geochronology. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa, PB, Anais: 336.
- SANTOS J.O.S., FARIA M.S.G. DE, HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. 2001. Oldest charnockite magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP Geochronology of the Jaburu Charnockite, Southern Roraima, Brazil. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém. Sessão Workshop II, 4 p.
- SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I.MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. 2000. A New understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488.
- SANTOS J.O.S., POTTER P.E., REIS N.J., HARTMANN L.A, FLETCHER I.R., MCNAUGHTON N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South América, based on U-Pb Geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 115 (3): 331-348.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., FARIA, M.S.G. DE, RIKER, S.R.L., SOUZA, M.M., ALMEIDA, M.E., MCNAUGHTON, N.J. 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-ROM.
- SHAND, S.J. 1927. *Eruptive Rocks*, D. Van Nostrand Company, New York, pp. 360.
- SOARES E.A.A., TRUCKENBRODT W., NOGUEIRA A.F.C. 1999. Contribuição ao paleoambiente e à paleogeografia da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) na Bacia do Amazonas, Região de Presidente Figueiredo – AM. In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, Bol. Resumos Expandidos: 435-437.
- SOUZA A.G.H., MILLIOTTI C.A., LUZARDO R. 2006. Aspectos petrográficos das rochas ácidas e diques básicos na pedreira do Getúlio, região de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.

- SOUZA V. S. & NOGUEIRA A.C.R. 2009. Seção geológica Manaus - Presidente Figueiredo (AM), borda sul da Bacia do Amazonas: um guia para excursão de campo. *Revista Brasileira de Geociências* volume **39** (1) 16-29.
- SPEER, F. S., 1993. The calculation of metamorphic phase equilibria I: geothermometry and geobarometry. Chapter 15. In: *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths*. Mineral. Soc. Amer. Monograph. 799p.
- SPEER, F.S., 1993. The calculation of metamorphic phase equilibria I: geothermometry and geobarometry. Chapter 15. In: *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature time paths*. Mineral. Soc. Amer. Monograph.
- STUSSI, L.M., CUNEY, M. 1996. Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Farrhan M. Abdel-Rahman: a comment. *Journ. Petrol.*, 37: 1025-1029.
- TASSINARI C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartoreli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. de (eds), *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.
- TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22 (3):174-182.
- TAYLOR, S.R & MCLENNAN, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. London, Blackwell Scientific Publications. 312p.
- THIÉBLEMONT, D. & TÉGYEY, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas cálcio-alkalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**:87-94.
- THOMPSON R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18, 49-107.
- VALÉRIO C.S., SOUZA V.S., MACAMBIRA M.J.B. 2009. The 1,90-1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 28:304-320.
- VALÉRIO C.S., SOUZA V.S., MACAMBIRA M.J.B., GALARZA M.A. 2006a. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão da Suíte Intrusiva Água Branca, Município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. *Rev. Bras. Geoc.*, 36(3)1-13.
- VALÉRIO C.S., SOUZA V.S., MACAMBIRA M.J.B., GALARZA M.A. 2006b. Aspectos geoquímicos e idade Pb-Pb da borda sudeste do batólito São Gabriel, Município de Presidente Figueiredo (AM), Escudo das Guianas: implicações tectônicas. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- VALÉRIO, C.S. 2006. Magmatismo paleoproterozóico do extremo sul do escudo das guianas, município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica, e geocronologia Pb-Pb em zircão.
- VALÉRIO C.S., SOUZA V.S., MACAMBIRA M.J.B., MILLIOTTI C.A., CARVALHO A.S. 2005. Geoquímica e Idade Pb-Pb de zircão no Grupo Iricoumé na região da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Vulc. Amb. Relac., 3, Belém, Anais: 47-52.
- VEIGA JR J. P., NUNES A. C. B., SOUZA E.C. de, SANTOS J.O.S., AMARAL J.E. DO, PESSOA M.R., CRUZ S.A. de S. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã; Relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 6v.
- VERNON, R.H. 1986. K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.* 23, 1-63.
- VIANA K.L.G., Trindade I.R., Nascimento R.S.C. 2010. Caracterização petrográfica e geoquímica de rochas meta-ígneas, domínio Uatumã-Anauá, Cráton Amazonas. In: SGB, Congresso Brasileiro de Geologia, 45º, Belém, CD-Rom.
- VYHNAL, C. R.; MSSWEEN, H. Y.JR; SPEER, J. A. - 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Mineral.* **76**: 176-188.
- WATSON, E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton Conference of The Origin of Granites. Univ. Edinburgh: 209-211.

- WHALEN J. B. CURRIE K.L. CHAPPELL B. W. 1987. A-type granitics: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib.Mineral. Petrol.*, **95**: 407-419.
- WINDLEY, B.F., 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society (London)* 150, 39-50.
- WRIGHT, J. B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite Genesis. *Geol. Magaz.*, **106**: 370-384.