

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

**MAGMATISMO PALEOPROTEROZOÍCO DO EXTREMO SUL
DO ESCUDO DAS GÜIANAS, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE
FIGUEIREDO (AM): GEOLOGIA, GEOQUÍMICA, E
GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO**

CRISTÓVÃO DA SILVA VALÉRIO

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

**MAGMATISMO PALEOPROTEROZÓICO DO EXTREMO SUL
DO ESCUDO DAS GÜIANAS, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE
FIGUEIREDO (AM): GEOLOGIA, GEOQUÍMICA, E
GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO**

Dissertação apresentada como requisito parcial para
obtenção do grau de Mestre em Geociências na área
de concentração de GEOLOGIA REGIONAL.

Autor: CRISTÓVÃO DA SILVA VALÉRIO

Orientador: Prof. Dr. VALMIR DA SILVA SOUZA (DEGEO/UFAM)

Co-Orientador: Prof. Dr. MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA (CG-UFPA)

CRISTÓVÃO DA SILVA VALÉRIO

**MAGMATISMO PALEOPROTEROZÓICO DO EXTREMO SUL
DO ESCUDO DAS GÜIANAS, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE
FIGUEIREDO (AM): GEOLOGIA, GEOQUÍMICA, E
GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO**

Aprovado em 18 de abril de 2006

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. JEAN-MICHEL LAFON
Centro de Geociências/Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. VALMIR DA SILVA SOUZA
Departamento de Geociências/Universidade Federal do Amazonas

Prof. Dra. RIELVA SOLIMAIRY CAMPELO DO NASCIMENTO
Departamento de Geociências/Universidade Federal do Amazonas

VALÉRIO, Cristóvão da Silva

MAGMATISMO PALEOPROTEROZÓICO DO EXTREMO SUL DO ESCUDO DAS GÜIANAS, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM): GEOLOGIA, GEOQUÍMICA, E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO.

Manaus, Universidade Federal do Amazonas, Departamento de Geociências, 2006. 112p.

Programa de Pós-graduação em Geociências, Mestrado em Geologia Regional

1 Geoquímica. 2 Geocronologia Pb-Pb. 3. Magmatismo tipo I e A. 4. Escudo das Güianas. 6 Município de Presidente Figueiredo. I Título. II SOUZA Valmir da Silva, orientador. III MACAMBIRA M.J.B., co-orientador.

CDU:

DEDICATÓRIA

*Dedicado aos meus pais e de
maneira muito especial à minha
mãe, Sr^a. Antonia da Silva Valério,
pelo apoio e paciência nos
momentos obscuros da minha
vida.*

AGRADECIMENTOS

Em reconhecimento às contribuições diretas e indiretas para realização deste trabalho, agradeço francamente a todos, em especial:

Ao projeto de cooperação DEGEO/UFAM-CG/UFPA (MCT/CNPq), processo nº. 620181/2004, pelo apoio financeiro e concessão de bolsa de estudo;

À Universidade Federal do Amazonas (UFAM) e ao Departamento de Geociências (DEGEO), através do Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGEO), pela ajuda financeira prestada à compra de passagens aéreas e hospedagem, e pelo apoio logístico nas etapas de campo e laboratorial;

Ao Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO), Centro de Geociências (CG), Universidade Federal do Pará (UFPA), pela disposição na fase de obtenção dos dados geocronológicos;

A pessoa do amigo e orientador deste trabalho, Valmir da Silva Souza, pelo estímulo, paciência e compreensão imprescindíveis à elaboração deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (CG/UFPA), pela orientação na fase de obtenção das informações geocronológicas;

Aos Prof. Dr. Albertino de Souza Carvalho (DEGEO/UFAM), Prof. Dr. Afonso César Rodriguez Nogueira (DEGEO/UFAM), Prof^a. Dra. Mônica E. Freitas (DEGEO/UFAM), pela ajuda, críticas e discussões na etapa de campo;

Ao técnico-analítico Dr. Marco Antonio Galarza (PARÁ-ISO), por toda receptividade durante a minha estadia em Belém e sugestões na fase de obtenção das informações isotópicas Pb-Pb;

Ao geólogo Mário Sérgio G. Faria da CPRM-AM, pela ajuda e discussões na etapa de campo;

Ao geólogo Msc. Marcelo Esteves de Almeida da CPRM-AM, pelas interessantes discussões na etapa de redação deste trabalho;

Aos técnicos de laboratório Antônio Marcos Gonçalves e José Galco Castro, pelo ajuda nas fases de tratamento de amostras e confecção de lâminas delgadas;

Ao colega Raimundo Heberton (geologia/DEGEO/UFAM), pela ajuda na etapa de campo;

Às auxiliares técnicas Natalia Fonseca e Suellen Oliveira do PARÁ-ISO, pela realização da fase de separação de minerais para as análises isotópicas Pb;

À Suelen Marques do curso de geologia/DEGEO/UFAM, pela paciência, sinceridade, amizade, companheirismo e pelos momentos de descontração vividos durante a elaboração deste trabalho;

Aos amigos dos cursos de graduação e pós-graduação (DEGEO/UFAM) Andrew Müller, Eisner Cunha, Aroldo Aragão e Sancelver Peixoto, pela presença nos momentos de descontração e ebridade por mim vividos;

Aos meus pais, Sra. Antonia da Silva Valério e Sr. Francisco Ferreira Valério, pelo incentivo e apoio em absoluto, ao longo de toda minha vida.

EPÍGRAFE

*O encanto do conhecimento
seria diminuto se, para atingi-lo,
não houvesse tanto pudor.*

Friedrich Nietzsche

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Páginas

- Figura 1.1.** Mapa de localização geográfica e as principais vias e hidrovias de acesso à área de estudo. 14
- Figura 1.2.** Modelo Digital de Terreno (MDT) gerado a partir das bandas 2, 4 e 7 de imagens pancromáticas LANDSAT 5/TM, adquiridas em 1999 (NASA). 16
- Figura 1.3.** Evolução das principais propostas fixistas (A e B) e mobilistas (C e D) de compartimentação tectônica para o Cráton Amazônico, em detalhe a área de estudo. (A) Divisão em províncias e subprovíncias estruturais (modificado de Almeida et al. 1977, modificado). (B) Divisão em blocos ou paleoplacas (Hasui et al. 1984, modificado). (C) Distribuição das províncias geocronológicas e as principais unidades geológicas (Tassinari & Macambira 1999, modificado). (D) Mapa mostrando a distribuição das províncias geocronológicas (Santos et al. 2000, modificado). 20
- Figura 1.4.** Propostas litoestratigráficas realizadas nas porções centro-oeste e sudoeste (Araújo Neto e Moreira 1976), leste e nordeste (Veiga Jr. et al. 1979) e leste (Costi et al. 1984) do município de Presidente Figueiredo. A proposta de Monteiro et al. (1998) é uma compilação e revisão, à luz do conhecimento do projeto Caracarái, de trabalhos anteriores. 24
- Figura 1.5.** Mapa geológico simplificado do município de Presidente Figueiredo. Em detalhe, a localização da área de estudo (CPRM 2002, modificado). 25

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

- Figura 2.1.** Mapa geológico-estrutural e seções geológicas A-B e C-D da área de estudo, mostrando também a distribuição dos afloramentos, pontos de controle e diagrama de roseta direcional. 31
- Figura 2.2.** Aspectos texturais e composição modal do biotita granito pórfiro Água Branca. (A) Aspecto textural e enclave máfico. (B) Fenocristais de feldspato zonado em matriz fanerítica média exibindo foliação ígnea. (C) Variação textural para biotita granito equigranular. (D) Distribuição composicional modal monzo a sienogranítica (Streckeisen 1976). 32
- Figura 2.3.** Aspectos microtexturais do biotita granito pórfiro Água Branca. A, B, C, D e E mostram cristais de oligoclásio com zonamento oscilatório, epidoto hidrotermal. C destaca a titanita euédrica e D o microclínio pertítico. G e H ressaltam os intercrescimentos granofíricos do biotita sienogranito Água Branca. 33
- Figura 2.4.** Aspecto mesoscópico, composição modal e microtexturas do biotita granito milonítico Água Branca. (A) Arranjo mesotextural, exibindo foliação milonítica e bandamento incipiente (B) Composição modal monzogranítica (Streckeisen 1976). (C,D,E e F) Microtexturas protomilonítica à milonítica. 35
- Figura 2.5.** Aspecto macroscópico, composição modal e microtexturas do biotita±hornblenda granito milonítico Água Branca. (A) Aspectos de afloramento, em detalhe diques de riolito NE-SW. (B) Distribuição composicional QAP monzogranítica. (C) Textura protomilonítica. (D e E) Cristais de quartzo fortemente deformado, ressaltando a textura protomilonítica localizada. (F) Arranjo textural hipidiomórfico granular preservado. 37
- Figura 2.6.** Aspectos de afloramento, mesotexturas e composição modal dos dioritos Água Branca. (A) Afloramento em lajedos no rio Pardo, (B) e (C) Aspectos mesoscópicos. (D) Composição modal quartzo diorítica e diorítica. 38
- Figura 2.7.** Aspectos microtexturais dos dioritos Água Branca. A, B, C e D mostram o arranjo textural sub-óptico do biotita quartzo diorito e E e F o arranjo sub-óptico a intergranular do diorito. 39
- Figura 2.8.** Diagramas de caracterização química da Suíte Intrusiva Água Branca. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (C) Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO₂ versus K₂O (Le Maitre et al. 1989). 42
- Figura 2.9.** Padrões de distribuição dos ETR e multielementar da Suíte Intrusiva Água Branca. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992). 42
- Figura 2.10.** Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do diorito da Suíte Intrusiva Água Branca. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992). 44
- Figura 2.11.** Aspecto mesoscópico e microtexturas do riolito Iricoumé. (A) Aspecto mesotextural, destacando os fenocristais de feldspato. (B) Matriz microcristalina fina. (C) Fenocristal de feldspato zonado. (D) Fenocristal de microclínio pertítico com as bordas digeridas. 45
- Figura 2.12.** Aspectos macro e microtextural do andesito Iricoumé, destacando em (A,B,C,D,E) as feições de cavidades formadas por alívio de gases e em (F) aglomerados de cristais de feldspato (textura glomeroporfírico). 47
- Figura 2.13.** Aspectos macro e microtexturais dos tufo ignimbríticos Iricoumé. (A) Acamamento plano-paralelo. (B) Acamamento multigradacional plano-paralelo. (C) e (D) Microtextura do lapilli tufo. (E) e (F) Textura fragmentária microlítica do bomba-lapilli tufo. (G) e (H) Detalhe do aspecto bandado do tufo fracamente soldado, em detalhe feições semelhantes às de sombra de alívio de pressão assimétrica. 48

Figura 2.14. Diagramas de classificação e caracterização química dos vulcanitos Iricoumé. (A) Diagrama de correlação entre SiO ₂ versus K ₂ O+Na ₂ O (Le Maitre et al. 1989) e Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (B) Diagrama de correlação entre SiO ₂ versus Zr/TiO ₂ (Winchester & Floyd 1977). (C) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (D) Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO ₂ versus K ₂ O (Le Maitre et al. 1989).	51
Figura 2.15. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar dos vulcanitos Iricoumé. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo McDonough et al. (1992).	52
Figura 2.16. Aspectos de campo, composição modal e microtexturas do biotita granito São Gabriel. (A) Xenólito de ignimbrito Iricoumé. (B) Composição modal sienogranítica. (C) e (D) Arranjo textural hipidiomórfico, ressaltando os microclínios fortemente pertíticos. (E) Biotita fortemente cloritizada. (F) Pertita com borda albítica. (G) e (H) Microclínio bordejando por oligoclásio (textura rapakivi).	54
Figura 2.17. Diagramas de caracterização química do biotita granito São Gabriel. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (C) Diagrama de correlação entre SiO ₂ versus K ₂ O, mostrando o teor de potássio (Le Maitre et al. 1989).	57
Figura 2.18. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do biotita granito São Gabriel. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).	57
Figura 2.19. Aspectos mesoscópico e composição modal K-feldspato granito Mapuera. (A) Contato entre o K-feldspato granito Mapuera e o biotita granito pórfiro Água Branca. (B) Textura Inequigranular média à grossa (C) Composição modal sienogranítica.	58
Figura 2.20. Aspectos microtexturais do K-feldspato granito Mapuera. (A) Textura hipidiomórfico granular. (B) Cristais de oligoclásio com os planos de geminação deslocados por microfalha. (C) Microclínio pertítico com inclusões de oligoclásio (D) Cristais de quartzo com forte extinção ondulante cortado por uma fratura preenchida por opacos e minerais hidrotermais.	59
Figura 2.21. Aspecto mesoscópico, composição modal e microtexturas do K-feldspato granito milonítico da Suíte Intrusiva Mapuera. (A) Arranjo mesotextural, exibindo foliação milonítica (B) Composição modal alcali-feldspática granítica. (C), (D), (E) e (F) Microtexturas protomilonítica à milonítica.	60
Figura 2.22. Diagramas de caracterização química das rochas da Suíte Intrusiva Mapuera. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (C) Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO ₂ versus K ₂ O (Le Maitre et al. 1989).	63
Figura 2.23. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar das rochas Suíte Intrusiva Mapuera. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de MacDonought et al. (1992).	63
Figura 2.24. Microtexturas do Anortosito Canoas. (A e B) textura panidiomórfica granular. (C) Textura cumulática, com contatos suturados entre as laboritoritas. (D) Cristal de olivina típica entre os laboritoritas.	65
Figura 2.25. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do anortosito Canoas. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).	67
Figura 2.26. Aspecto microtextural da matriz do diabásio, textura sub-ofítica.	68
Figura 2.27. Dique aplítico E-W de biotita microsienogranito em biotita±hornblenda granito Água Branca.	68
Figura 2.28. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do dique de riolito. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).	70
Figura 2.29. Aspectos de campo da Formação Prosperança. (A) Contato com o embasamento granítico (B) Acamamentos com estratificações plano-paralela e cruzada.	71
Figura 2.30. Aspectos de campo da Formação Nhamundá.	71
Figura 2.31. Aspectos de campo da das coberturas lateríticas, em detalhe horizonte ferruginoso colunar desenvolvida sobre da Formação Prosperança.	72
Tabela 2.1. Composição química das rochas da Suíte Intrusiva Água Branca.	41
Tabela 2.2. Composição química das vulcânicas e piroclásticas Iricoumé.	50
Tabela 2.3. Composição química do biotita granito São Gabriel.	55
Tabela 2.4. Composição química das rochas da Suíte Intrusiva Mapuera.	62
Tabela 2.5. Composição química do anortosito Canoas e do dique de riolito.	66

CAPÍTULO 3 - GEOGRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO

Figura 3.1. Diagrama Idade x etapa de evaporação, mostrando ainda a idade e os aspectos morfológicos de dos cristais de zircão empregado no cálculo da idade média ponderada do biotita±hornblenda granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca.	74
Figura 3.2. Diagrama Idade x etapa de evaporação, mostrando ainda a valores de idade (Ma) e os aspectos morfológicos de cada cristal de zircão empregado no cálculo da idade média ponderada do biotita granito pórfiro da Suíte Intrusiva Água Branca.	76
Figura 3.3. Diagrama Idade x etapa de evaporação e aspectos morfológicos de alguns cristais de zircão empregados no cálculo da idade média ponderada do biotita granito milonítico Água Branca.	77
Figura 3.4. Diagrama Idade x etapa de evaporação e aspectos morfológicos dos cristais de zircão empregados no cálculo da idade média ponderada do biotita granito rapakivi do batólito São Gabriel.	78

Figura 3.5. Diagrama Idade x etapa de evaporação e aspectos morfológicos de cristais de zircão empregados no cálculo da idade média ponderada do riolito epizonal do Grupo Iricoumé.	81
Tabela 3.1. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita±hornblenda granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca.	74
Tabela 3.2. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita granito pórfiro da Suíte Intrusiva Água Branca.	76
Tabela 3.3. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca. A cor amarela destaca cristais herdados no biotita granito milonítico.	77
Tabela 3.4. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita granito rapakivi do batólito São Gabriel.	78
Tabela 3.5. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do riolito epizonal do Grupo Iricoumé.	80

CAPÍTULO 4 - DISCUSSÕES

Figura 4.1. Diagramas discriminantes de correlação Nb x Y, Ta x Yb, Y+Nb x Rb e Yb+Ta x Rb, entre os ambientes tectônicos arco vulcânico, cadeia oceânica, intraplaca, sin- e pós-colisionais (Pearce et al. 1984, Pearce 1996) para as rochas da região de estudo.	84
Figura 4.2. Padrões de distribuição multielementar comparativos entre granitóides das suítes Água Branca e Mapuera, batólito São Gabriel, Grupo Iricoumé e os granitos sin- e pós-colisionais de Pearce et al. (1984). Valores normalizados conforme o padrão ORG de Pearce et al. (1984).	84
Figura 4.3. Diagrama multielementar comparativo entre as médias dos granitos tardi- e pós-orogênicos de Rogers & Greenberg (1990) e os litotipos investigados na área de estudo, valores normalizados conforme o manto primitivo de McDonough et al. (1992).	85
Figura 4.4. (A) Diagrama de correlação Nb x Ta, mostrando os ambientes tectônicos (Harris et al. 1986). (B) Diagrama de correlação Nb x Rb/Zr, relacionando o grau de maturidade para as rochas da região estudada (Brown et al. 1984).	86
Figura 4.5. Diagramas discriminantes do tipo de granitóide para rochas da região (Whalen et al. 1987). Os diagramas que correlacionam 1000.Ga/Al versus Na ₂ O+K ₂ O, Na ₂ O+K ₂ O/CaO, Zr e Zn discriminam os granitos tipo-A dos tipos -I, -S e -M, enquanto que os diagrama que correlacionam Zr+Nb+Ce+Y versus Na ₂ O+K ₂ O/CaO discriminam granitos tipo-A dos granitos tipo-I fracionado e granitos dos tipos -I, -S e -M não fracionados. Símbolos como no primeiro diagrama.	87
Figura 4.6. Diagramas multielementares comparativos entre as médias dos granitos tipos -I e -A de Chappell & White (1992) e os litotipos caracterizados na área de estudo, valores normalizados conforme o manto primitivo de McDonough et al. (1992).	88
Figura 4.7. Diagrama multielementar comparativo entre as médias dos granitos tipo-I de Chappell & White (1992) e os litotipos caracterizados na área de estudo, valores normalizados conforme o manto primitivo de McDonough et al. (1992).	88
Figura 4.8. Diagrama de discriminação tectono-química entre granitos tipo-A e granitos tipos-I e -S (Eby 1992).	88
Figura 4.9. Diagramas discriminantes entre granitos tipo-I normais e os tipo-I problemáticos e tipo-A, que correlacionam SiO ₂ x Zr e SiO ₂ x Ce (King et al. 1997).	89
Figura 4.10. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre a unidade Água Branca na região de estudo e as suítes Água Branca (região de Roraima), Tropas, Parauari e o Granito São Jorge Jovem (Província Aurífera do Tapajós), mostrando ainda as respectivas idades Pb-Pb em zircão ou U-Pb SHRIMP. Valores normalizados segundos os padrões dos condritos de Boynton (1984) e manto primordial de McDonough et al. (1992).	91
Figura 4.11. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre o Grupo Iricoumé, as suítes intrusivas Água Branca e Mapuera, e o batólito São Gabriel. Valores normalizados segundos os padrões dos condritos de Boynton (1984), para os ETR, e do manto primordial de McDonough et al. (1992), para os multielementos.	93
Figura 4.12. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre o Grupo Iricoumé e a Formação Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós. Valores normalizados segundos os padrões dos condritos de Boynton (1984) e do manto primordial de McDonough et al. (1992).	94
Figura 4.13. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre a Suíte Intrusiva Mapuera na região estudada e as suítes Mapuera (Pinheiro et al. 2002) e Maloquinha (Lamarão et al. 2002, Vasquez et al. 2002). Valores normalizados segundos os padrões dos condritos de Boynton (1984) e do manto primordial de McDonough et al. (1992).	96
Figura 4.14. Sinopse das informações geocronológicas e litogeoquímicas das rochas da região de estudo.	99
Figura 4.15. Evolução geotectônica proposta para a borda norte da bacia do Amazonas, porção leste da Província Ventuari-Tapajós.	101

Este trabalho apresenta o arranjo geológico de uma área de cerca de 560km², localizada na porção sudoeste deste município, onde são caracterizadas a disposição areal, relações de contato, variações petrográficas e geoquímicas e a geocronologia Pb-Pb dos principais litotipos identificados nessa região, permitindo assim arquitetar comentários sobre as possíveis fontes e idades dessas rochas e propor um modelo geodinâmico para a porção norte da Província Ventuari-Tapajós. Os métodos de trabalho foram divididos em três etapas: (1) revisão bibliográfica e interpretação dos produtos de sensores remotos LANDSAT 5/TM, JERS, MDT e SAR/SIPAM; (2) mapeamento geológico e coleta de amostras; e (3) preparação das amostras para análises petrográficas, geoquímicas em rocha total e a geocronologia Pb-Pb em zircão. A área estudada é representada por monzogranitos a dioritos da Suíte intrusiva Água Branca, vulcanitos do Grupo Iricoumé, álcali-granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, biotita granito do batólito São Gabriel e sedimentos proterozóicos da Formação Prosperança. Completam esse quadro, o Anortosito 'Canoas', diques máficos e félsicos, além de coberturas lateríticas do Cenozóico. As avaliações petrográficas, geoquímicas e a geocronologia Pb-Pb em zircão permitiram individualizar dois grupos de rochas formados em diferentes eventos magmáticos delimitados há ~1,89Ga. O primeiro grupo, constituído por rochas da Suíte intrusiva Água Branca, exibe características metaluminosa à fracamente peraluminosa, subalcalina (calcicalalina), tipo-I de médio a alto-K, conteúdos comparativamente altos em Ba, Sr e Rb/Zr e moderado a forte fracionamento dos ETR leves em relação aos ETR pesados. As idades Pb-Pb de 1898±3, 1895±3 e 1890±2Ma foram interpretadas como idades de cristalização, enquanto, que o valor médio de 1936±6Ma foi considerado como a idade de cristais de zircão da rocha encaixante e a idade 2002±14Ma, interpretada como idade de cristalização de um único cristal de zircão oriundo de uma rocha fonte tardi-transamazônica. As rochas pós-colisionais a intraplaca do Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera e do batólito São Gabriel revelam características fracamente peraluminosa, subalcalina à alcalina, tipo-A de alto-K à ultra-K, mostram um enriquecimento em K, Nb, Rb, Ta, Zr, Y e K/Rb e moderado a fraco fracionamento dos ETR leves em relação aos ETR pesados. A idade de 1883±4Ma do Grupo Iricoumé foi caracterizada como a idade de cristalização, enquanto, a idade de 1889±2Ma do batólito São Gabriel foi interpretada como a idade de mínima de cristalização. As distintas séries magmáticas, acompanhadas de processos de reativação intracratônicos, sugerem que o modelo tectônico da borda norte da bacia do Amazonas, Província Ventuari-Tapajós, está relacionado à subducção da paleoplaca oceânica sob a Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004), envolvendo os processos finais de colagem e construção da Província Ventuari-Tapajós, associados ao magmatismo Água Branca, seguido do relaxamento da crosta continental, soerguimento pós-colisional e tensão regional com componente transtensional que resultou no vulcanismo Iricoumé, alojamento do batólito São Gabriel e na granitogênese ultra-K Mapuera. As unidades Água Branca, Iricoumé e Mapuera podem ser correlacionadas, respectivamente, à Suíte Intrusiva Parauari, Formação Moraes Almeida (Grupo Iriri) e à Suíte Intrusiva Maloquinha. Apesar da pequena extensão areal, a área estudada mostra interessante diversidade petrográfica e geoquímica, por se tratar de uma zona de amalgamento crustal convergente e pela relativa similaridade com a Província Aurífera Tapajós.

Palavras-chave: Magmatismos tipos I e A, Geocronologia Pb-Pb em zircão, Paleoproterozóico, Município de Presidente Figueiredo, Província Ventuari-Tapajós.

ABSTRACT

This work presents the geological arrangement of an area of ~560km², located at the southwestern this district, where aerial disposition, contact relationships, petrographic and geochemistry variations and the Pb-Pb zircon geochronology are characterized, allowing to comment about the possible sources and ages of those rocks, beyond to propose a geodynamic model for northern Ventuari-Tapajós Province. This study was developed in three stages: (1) bibliographical revision and interpretation of the remote sensing products LANDSAT 5/TM, JERS, DTM, and SAR/SIPAM; (2) geological mapping and sampling; and (3) preparation of the samples for petrographic analyses, whole-rock geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology. The studied area is represented from monzogranites to diorites of the Água Branca Intrusive Suite, vulcanites of the Iricoumé Group, alkali-granites of the Mapuera Intrusive Suite, biotite granite (rapakivi) of the São Gabriel batholite and Neoproterozoic sediments of the Prosperança Formation. Assemble that geological setting, the 'Canoas' Anorthosite, mafic and felsic dikes, beyond cenozoic laterithic coverings. The geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology evaluation individualized two rock groups formed in different magmatic events delimited by ca. 1.89 B.y. ago, in which were generated high-K calc-alkaline biotite (hornblende) granites of the Água Branca Intrusive Suite (1898±3, 1895±3 e 1890±2Ma) and post-collisional to within-plate rhyolites, andesites, ignimbrites, K-feldspar granites and rapakivi biotite granites grouped, respectively, in the Iricoumé Group (1883±4Ma), Mapuera Intrusive Suite and São Gabriel batholite (1889±2Ma). I-type Água Branca granitoids revealed weakly peraluminous to metaluminous characteristics, high content in Ba, Sr and Rb/Zr, from LREE to HREE moderately fractionated, sin-collisional tectonic setting. The value of 1936±6Ma was considered as the contamination age from host-rock zircon crystals and 2002±14Ma age, in single-zircon crystal, was interpreted as inherited Pb-component originating from the late-transamazonian source. Post-collisional to within-plate studied rocks demonstrated weakly peraluminous, sub-alkaline, high- to ultra-K characteristics, high levels of Nb, Rb, Ta, Zr, Y e K/Rb and LREE weakly to moderately fractionated in relation to HREE. Different magmatic series and intracratonic reactivation suggest a tectonic model for the northern Ventuari-Tapajós Province is subduction-related paleoplate oceanic in the Amazonian proto-craton. This model brings about the collage and construction final processes of the Ventuari-Tapajós Province. After, processes of continental crust relaxation, post-collisional uplift and associated-caldron-collapse regional tension has occurred (i.e. vulcanites and granitoids of the Iricoumé-São Gabriel magmatism, and Mapuera ultra-K granitegenesis). The granitoids and vulcanites of the study area are compared in this work to the Tapajós Gold Province rocks, in the southern of the Ventuari-Tapajós Province, based on geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology data. Therefore, Água Branca, Iricoumé and Mapuera units are correlated respectively to Parauari Intrusive Suite, Moraes Almeida Formation (Iri Group) and Maloquinha Intrusive Suite.

Keywords: I- and A-type magmatisms, Pb-Pb zircon geochronology, Paleoproterozoic, Presidente Figueiredo district, Ventuari-Tapajós Province.

SUMÁRIO

	Páginas
DEDICATÓRIA	03
AGRADECIMENTOS	04
EPIGRAFE	05
LISTA DE FIGURAS E TABELAS	06
SUMÁRIO	09
ABSTRACT	10
SUMÁRIO	11

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO	13
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	13
1.3 MÉTODOS DE TRABALHO	14
1.4 CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL	18
1.4.1 Províncias Estruturais	19
1.4.2 Blocos Crustais	19
1.4.3 Províncias Geocronológicas	21
1.5 SÍNTESE DO CONTEXTO GEOLÓGICO DO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO	22

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

2.1 INTRODUÇÃO	30
2.2 SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA	30
2.2.1 Biotita granito pórfiro	30
2.2.2 Biotita granito milonítico	34
2.2.3 Biotita±hornblenda granito milonítico	36
2.2.4 Biotita quartzo diorito	37
2.2.5 Diorito	40
2.2.6 Caracterização geoquímica	40
2.3 GRUPO IRICOUMÉ	44
2.3.1 Riolito	44
2.3.2 Andesito	46
2.3.3 Tufos ignimbríticos	46
2.3.4 Caracterização geoquímica	49
2.4 BATÓLITO SÃO GABRIEL	53
2.4.1 Caracterização geoquímica	56
2.5 SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA	56
2.5.1 K-feldspato granito	56
2.5.2 K-feldspato granito milonítico	59
2.5.3 Caracterização geoquímica	61
2.6 ANORTOSITO CANOAS	64
2.7 DIQUES MÁFICOS E FÉLSICOS	67
2.7.1 Olivina microgabro	67
2.7.2 Diabásio	68
2.7.3 Biotita microsienogranito	68
2.7.4 Riolito	69
2.8 FORMAÇÃO PROSPERANÇA	70
2.9 FORMAÇÃO NHAMUNDÁ	71
2.10 COBERTURAS LATERÍTICAS	71

CAPÍTULO 3 - GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO

3.1 INTRODUÇÃO	73
3.2 BIOTITA±HORNBLENDA GRANITO MILONÍTICO	73
3.3 BIOTITA GRANITO PÓRFIRO	75
3.4 BIOTITA GRANITO MILONÍTICO	79
3.5 BIOTITA GRANITO (RAPAKIVI)	79
3.6 RIOLITO EPIZONAL	80

CAPÍTULO 4 - DISCUSSÕES

4.1 INTRODUÇÃO	82
4.2 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS	82
4.3 TIPOLOGIA DE GRANITÓIDES	85
4.4 COMPARAÇÕES ENTRE A SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA E AS UNIDADES TIPO-I DA PROVÍNCIA VENTUARI TAPAJÓS	90
4.5 O VULCANO-PLUTONISMO IRICOURÉ-SÃO GABRIEL E O MAGMATISMO UATUMÃ	92
4.6 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA PROPOSTA	97

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES	102
--------------------------------------	------------

REFERÊNCIAS	104
--------------------------	------------

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O município de Presidente Figueiredo abrange parte da borda norte da bacia sedimentar do Amazonas, região limítrofe entre os sedimentos paleozóicos e as rochas graníticas e vulcânicas que constituem o embasamento Proterozóico. Essa região ainda é pouco conhecida do ponto de vista geológico, principalmente, devido às dificuldades de acesso e da vasta e densa cobertura florestal. Contudo, a partir da década de 1990, resultado da pavimentação da rodovia federal BR-174, a região tornou-se palco de intensa ocupação humana, favorecendo a ampliação e instalação de novos núcleos populacionais, além do aumento e criação de novas vicinais, as quais permitiram expor diferentes rochas graníticas e vulcânicas até então não cartografadas. Desse modo, a porção sudoeste do município Presidente Figueiredo também passou a fazer parte dos trabalhos de campo realizados pelo Departamento de Geociências (DEGEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM), tanto em nível de graduação como de pós-graduação.

Este trabalho apresenta o arranjo geológico-estrutural de uma área de 560km², na qual são caracterizadas a disposição areal, relações de contato, variações petrográficas e geoquímicas e a geocronologia Pb-Pb em zircão dos principais litotipos identificados, permitindo assim arquitetar comentários sobre as possíveis fontes e idades dessas rochas e propor um modelo geodinâmico para a porção norte da Província Ventuari-Tapajós.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no alto curso do rio Pardo, região sudoeste do município de Presidente Figueiredo, nordeste do estado do Amazonas, distante cerca de 130km ao norte da cidade de Manaus e 150km ao sul da mina de estanho do Pitinga. É limitada pelos meridianos 60°04'36''W e 60°25'24''W e pelos paralelos 1°45'00''S e 1°54'48''S (Figura 1.1).

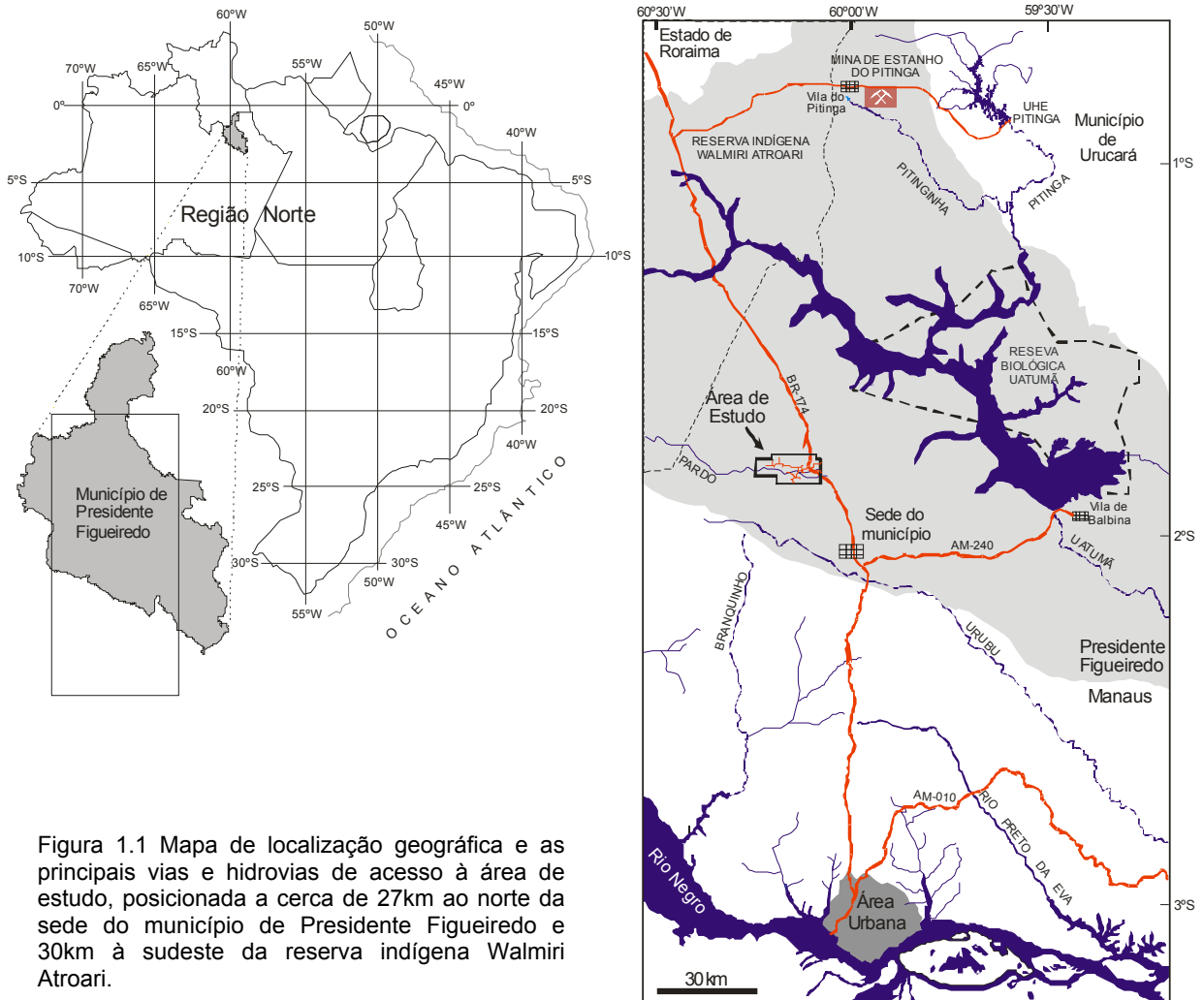


Figura 1.1 Mapa de localização geográfica e as principais vias e hidroviás de acesso à área de estudo, posicionada a cerca de 27km ao norte da sede do município de Presidente Figueiredo e 30km à sudeste da reserva indígena Walmiri Atrorari.

A principal via de acesso à região é a rodovia federal BR-174 (Manaus - Boa Vista), interligada aos ramais Castanhal, Canastra e Canoas, que subsequente acesse os ramais Terra Preta, Novo Paraíso, Gusmão, Urubu, Urubu II e Mateiro. O rio Pardo, os igarapés Canastra e Canoas e algumas trilhas e picadas também são utilizados como acesso às exposições de rochas.

1.3 MÉTODOS DE TRABALHO

Este trabalho foi desenvolvido segundo as etapas pré-campo, campo e laboratorial.

A etapa de pré-campo constou do levantamento das informações bibliográficas relevantes à geologia da região, e da interpretação dos produtos de sensores remotos LANDSAT 5/TM, JERS, Modelos Digitais de Terreno (MDT) e SAR/SIPAM, a qual foi

desenvolvida junto ao Laboratório de Sensoriamento Remoto (LSR) da UFAM. Esses produtos de sensores remotos auxiliaram na elaboração de mapas-base preliminares, os quais ressaltaram as características geomorfológicas e geológicas imagem-interpretadas da área estuda (Figura 1.2).

A etapa de campo consistiu do mapeamento geológico realizado em duas fases com duração de cerca de 20 dias cada uma. Nessa etapa, foi realizada a caracterização da disposição areal das diferentes rochas identificadas, bem como suas relações de contato, variações texturais e aspectos estruturais, juntamente à coleta sistemática de amostras para tratamento e análises laboratoriais.

A etapa laboratorial, a qual exigiu maior carga de trabalho, consistiu da caracterização petrográfica dos litotipos identificados na etapa de campo, seguida da seleção e preparação de amostras para análises química e geocronológica.

A análise petrográfica foi realizada no laboratório de microscopia do Departamento de Geociências (DEGEO) da Universidade Federal do Amazonas. A caracterização petrográfica em nível mesoscópico foi realizada em 65 amostras, dentre as quais foram selecionadas as 50 mais representativas para confecção de lâminas delgadas e descrição microscópica. A classificação das rochas graníticas foi baseada em parâmetros modais pela contagem de aproximadamente 1.500 pontos em cada lâmina selecionada.

As análises químicas foram realizadas no laboratório analítico ACME LTDA, em Vancouver, Canadá. Os elementos maiores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES), e os traços Ba, Rb, Cs, Ga, Hf, Nb, Y, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Sc, Pb, Zn, Ni juntamente com os elementos terras raras (ETR) La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu foram determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry* (ICP-AMS).

As informações geocronológicas foram obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação de monocristais de zircão em duplo filamento (Köber 1987), realizado no Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO), Centro de Geociências (CG), Universidade Federal do Pará

(UFPA). Esse método consiste na separação e seleção de cristais de zircão, análise desses cristais no espectrômetro FINNIGAN MAT 262 e tratamento dos dados isotópicos obtidos.

A separação dos cristais de zircão, após a trituração, bateamento e peneiramento, foi realizada na fração 0,18 a 0,075mm, pelo processo de elutriação em água corrente, acompanhado da limpeza de óxidos de ferro na superfície dos cristais, realizada pela lixiviação em uma solução de HNO₃ (50%) aquecida a 50°C, seguida pela separação de minerais ferromagnéticos, e cristais de zircão rico em ferro e/ou urânio, no separador magnético *Isodynamic Frantz* e imersão em um líquido pesado (bromofórmio) de densidade = 2,85. Os cristais de zircão foram selecionados sob lupa binocular, conforme aspectos morfológicos e feições internas (inclusões) e posteriormente colocados em um filamento de rênio em formato de ‘canoa’.

A técnica analítica utiliza um filamento de evaporação com o zircão posicionado em frente a um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente nas etapas de 1450°C, 1500°C e 1550°C, com duração de cinco minutos cada etapa. Nessas etapas, ocorre a liberação do Pb do retículo cristalino do zircão, o qual se deposita no filamento de ionização. Em seguida, o filamento de evaporação é desligado e o de ionização, mantido em temperatura ambiente, é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C, dando início a ionização do Pb depositado.

As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb foram medidas em baixa intensidade de sinal, com monocoletor (um contador de íons), em cinco varreduras das massas 206, 207, 208, 206, 207 e 204. Cada conjunto de cinco varreduras define um bloco obtido no contador de íons que fornece 18 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Em seguida, a partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos definiu-se uma idade para cada etapa de evaporação. A cada uma destas etapas são obtidos cinco blocos de dados, cuja média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ desses blocos define uma idade correspondente para cada etapa. Esses dados são representados em um diagrama Idade (Ma) versus Etapas de Evaporação, onde se observou que cada etapa de evaporação forneceu um platô de idade. As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação apresentaram diferentes valores, os quais

normalmente aumentaram no sentido das etapas de mais alta temperatura, considerando-se apenas as idades obtidas em temperaturas mais altas, pois nesse caso, o Pb analisado é proveniente das porções mais retentivas do cristal de zircão e, portanto, mais representativas da idade de cristalização do mineral. Os resultados são apresentados com 2σ de desvio padrão e as correções do Pb comum foram realizadas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Os dados obtidos foram tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos por Gaudette et al. (1998). Entre eles destacam-se:

- Os blocos com razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 são desprezados, o que torna mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial;
- São eliminados blocos com desvios superiores a 2σ , em relação à média das idades dos cristais de zircão;
- Há uma eliminação subjetiva que despreza blocos, etapas de evaporação e/ou cristais que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria das análises.

1.4 CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A região Amazônica é contextualizada no quadro geológico da mais vasta e completa área cratônica originada do supercontinente Rodínia (Brito Neves & Almeida 2003). Essa região, designada por Almeida et al. (1977) como Cráton Amazônico, é definida como uma porção continental estável da placa Sul-americana, rodeada pelos orogênos Andino, Caribenho e Brasileiro, os quais não afetam esta região de certa estabilidade estável. O Cráton Amazônico possui ainda um dos mais completos registros Arqueano-Proterozóico conhecidos, resultado da singular preservação de sua evolução crustal, embasamento e coberturas vulcanossedimentares (Almeida et al. 2000, Brito Neves & Almeida 2003). Essa peculiaridade, acompanhada do grande potencial geoeconômico, tornou o Cráton

Amazônico alvo de vários estudos, que propuseram compartimentá-lo em províncias e subprovíncias estruturais, blocos crustais e províncias geocronológicas.

1.4.1 PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS. A primeira proposta de compartimentação geotectônica apresentada por Almeida et al. (1977), foi posteriormente discutida por Almeida (1978), Almeida et al. (1981), Amaral (1984), Montalvão & Bezerra (1980), Schobbenhaus & Campos (1984). Essa proposta dividiu o território brasileiro e a até então conhecida Plataforma Amazônica em províncias e subprovíncias estruturais, com base na litologia, estratigrafia, geologia estrutural e geologia isotópica Rb-Sr e K-Ar. A porção norte no Cráton Amazônico é composta por um embasamento de rochas graníticas e metamórficas, geograficamente denominado de Escudo das Guianas, que no território brasileiro passa a ser chamada de Província Estrutural Rio Branco, subdividida nas subprovíncias Amapá, Roraima e Rio Negro. Ao sul, os terrenos Pré-cambrianos constituem parte do Escudo Brasil Central, denominado de Província Estrutural Tapajós, que foi subdividida nas províncias Carajás, Xingú e Madeira (Figura 1.3A). Essas duas mega-unidades possuem rochas Arqueano-proterozóicas fortemente deformadas, as quais formam o embasamento da vasta cobertura sedimentar Amazônica, denominada por Lima (1994, 1999) de Província Estrutural Amazonas-Solimões e subdividida nas subprovíncias Amazônia Oriental, Amazônia Central, Amazônia Centro-Occidental, Amazônia Occidental, Guiana Central e Guiana Occidental. Dentro de tal contexto geotectônico, a área de pesquisa desta dissertação está localizada no extremo sul da Subprovíncia Roraima da Província Estrutural Rio Branco, no limite com a Província Amazonas-Solimões (Figura 1.3A).

1.4.2 BLOCOS CRUSTAIS. A proposta elaborada por Hasui et al. (1984), revisada por Hasui & Haralyi (1985), Hasui (1993), Costa & Hasui (1997), é sustentada por informações geofísicas e geológicas. Tal proposição define o Cráton Amazônico como um mosaico formado por doze blocos crustais ou paleoplacas, cujas bordas são limitadas por cinturões de cavalgamentos e zonas de cisalhamento, no entanto, o limite entre estes blocos crustais

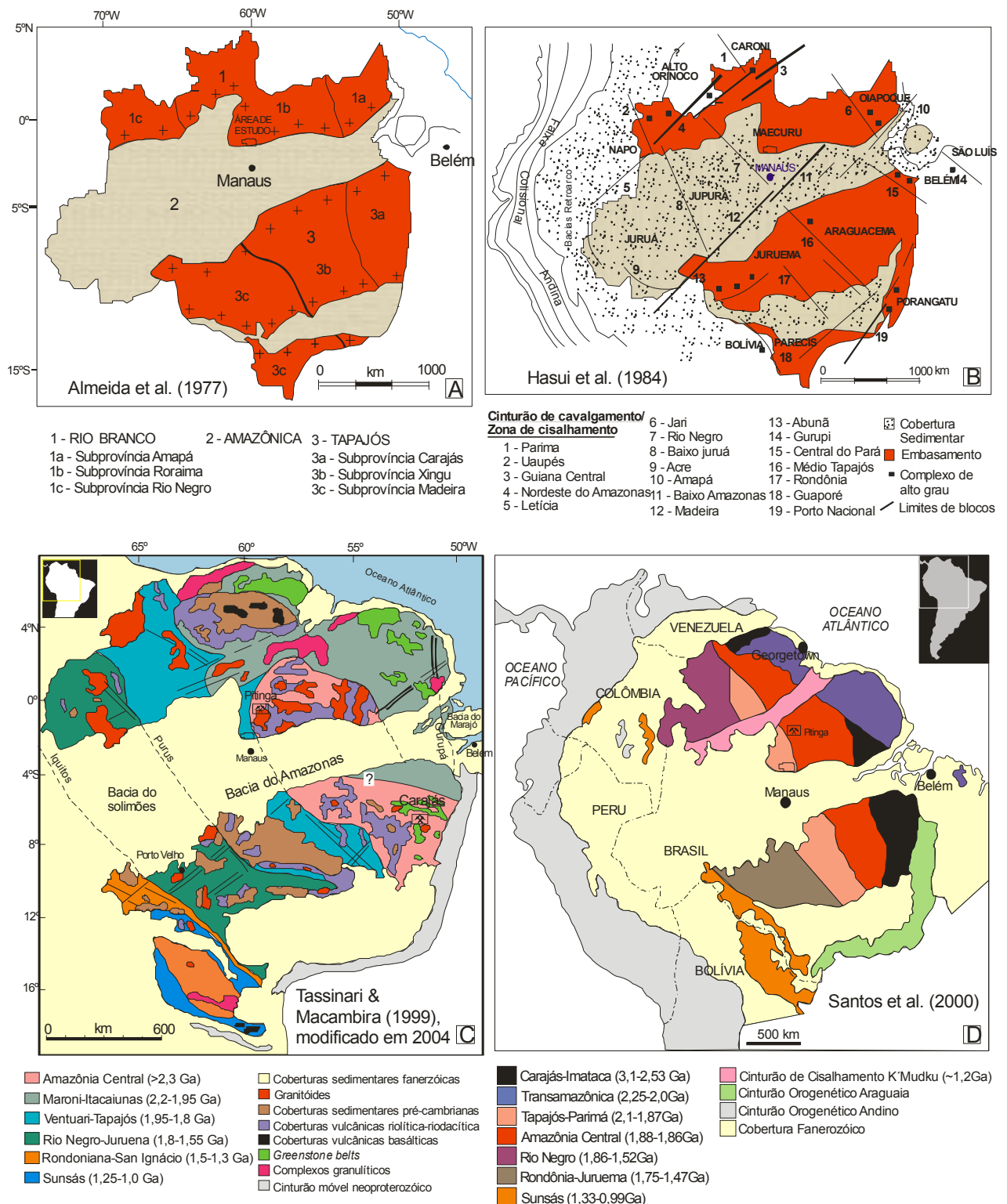


Figura 1.3. Evolução das principais propostas fixistas (A e B) e mobilistas (C e D) de compartimentação tectônica para o Cráton Amazônico. (A) Divisão em províncias e subprovíncias estruturais (modificado de Almeida et al. 1977, modificado). (B) Divisão em blocos ou paleoplaças (Hasui et al. 1984, modificado). (C) Distribuição das províncias geocronológicas e as principais unidades geológicas (Tassinari & Macambira 1999, modificado por Tassinari & Macambira 2004). (D) Mapa mostrando a distribuição das províncias geocronológicas (Santos et al. 2000). Em detalhe (□) a área de estudo.

nunca foi claramente individualizado (Figura 1.3B). A área de estudo está posicionada no bloco Maecuru, limitado, respectivamente, a sudoeste e sudeste pelas zonas de cisalhamento Rio Negro e Baixo Amazonas (Figura 1.3B).

1.4.3 PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS. Com base nos estudos isotópicos Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb e U-Pb, acompanhados de suportes geológicos, geofísicos e geoestruturais, Cordani et al. (1979) elaboraram a terceira proposta de compartimentação tectônica para o cráton Amazônico, a qual foi posteriormente revisada por Gibbs & Barros (1983), Litherland et al. (1986, 1989), Teixeira et al. (1989), Gaudette et al. (1996), Tassinari & Macambira (1999), Tassinari et al. (2000) e Tassinari & Macambira (2004). Essa proposta evidenciou importante adição de material juvenil durante o Arqueano-Proterozóico, retrabalhamento da crosta mais antiga, e enfatizou os limites geográficos e as principais unidades geológicas das províncias geocronológicas intituladas Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga) que constituem os antigos cinturões móveis, contornando um núcleo arqueano representado pela Província Amazônia Central (>2,3 Ga), (Figura 1.3C).

A evolução crustal demonstra que as províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena e parte das províncias Maroni-Itacaiunas e Rondoniana-San Ignácio parecem ter evoluído a partir da adição de material mantélico, enquanto a província Sunsás e a outra parte das províncias Rondoniana-San Ignácio e Maroni-Itacaiunas podem estar associadas à reciclagem da crosta continental mais antiga. Assim, estima-se que cerca de 30% da crosta continental do Cráton Amazônico foi derivada do manto, durante o Arqueano, e cerca de 70% no Proterozóico (Cordani et al. 1979, Teixeira et al. 1989, Tassinari & Macambira 1999). Segundo Tassinari et al. (2000) e Tassinari & Macambira (2004), a província Maroni-Itacaiunas representa o primeiro evento de sucessivos arcos-magmáticos que foram acrescidos ao protocráton formado pela província Amazônia Central, por meio de processos colisionais subductantes no intervalo de 2,2 a 1,95 Ga.

Por outro lado, Santos et al. (2000), com base nos dados isotópicos Sm-Nd, Rb-Sr e K-Ar somados a novas informações Sm-Nd e U-Pb convencional e SHRIMP, conceberam a re-interpretação na distribuição e evolução das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, alegando limitações para a geologia isotópica Rb-Sr em terrenos polideformados, polimetamorfizados e de alto grau metamórfico, bem como idades incompativelmente mais jovens apresentadas no modelo de subdivisão em blocos crustais. Segundo esses autores, as províncias seriam geradas por acreção crustal relacionada a processos orogenéticos (Carajás-Imataca, Transamazônica, Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena) e por reciclagem da crosta continental (Amazônia Central, Rio Negro e Sunsás), (Figura 1.3D).

Dentro de tais compartimentações tectônicas, a área de estudo está localizada próximo à porção centro-oeste da Província Amazônia Central, na porção centro-norte da Província Ventuari-Tapajós (Figura 1.3), onde ocorrem granito-gnaisses de composição granodiorítica a quartzo diorítica, gabros e anfibolitos desenvolvidos dentro do domínio Ventuari e apresentam idades U-Pb em zircão entre 1,85 a 1,83 Ga. Ao sul dessa província, ocorre uma assembléia litológica similar, predominando granodioritos calcialcalinos e gnaisses de composição tonalítica, além de metamorfismo fácies anfibolito, de idades U-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total variando entre 2,0 a 1,85 Ga (Gaudette et al. 1996, Iwanuch 1999, Tassinari & Macambira 1999).

1.5 SÍNTESE DO CONTEXTO GEOLÓGICO DO MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO

Os primeiros trabalhos em nível de reconhecimento geológico no município de Presidente Figueiredo foram realizados ao longo dos rios Jatapu, Santo Antônio do Abonari, Pitinga, Urubu e Uatumã, nos quais foram registradas exposições de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias integrantes do embasamento cristalino da bacia do Amazonas (Rodrigues 1875, Albuquerque 1922, Ramgrab 1968). Nas décadas de 1970 e 1980, impulsionados pela crescente procura por bens minerais e pela posterior descoberta

do depósito de estanho do Pitinga, a região foi alvo de novos projetos de reconhecimento geológico e prospecção geoquímica, nos quais foram apresentadas diferentes propostas litoestratigráficas (Figura 1.4), de acordo com suas abrangências no âmbito do município de Presidente Figueiredo (Santos et al. 1974, Souza 1974, Araújo Neto & Moreira 1976, Veiga Jr. et al. 1979, Costi et al. 1984, Monteiro et al. 1998). A partir da compilação e revisão desses trabalhos, à luz do conhecimento dos projetos Roraima Central e Caracaraí (CPRM 1999 e 2000), CPRM (2002) elaboraram a mais recente coluna estratigráfica para o município de Presidente Figueiredo, mostrando três intervalos geocronológicos distintos, formados por unidades predominantemente ígneas e metamórficas de idade Proterozóica que constituem o embasamento de sedimentos neoproterozóicos da Formação Prosperança e sedimentos fanerozóicos da bacia do Amazonas (Figura 1.5).

As unidades proterozóicas abrangem a maior parte do município de Presidente Figueiredo e são representadas pelo Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Água Branca, Suíte Metamórfico Jauaperi, Suíte Intrusiva Mapuera (Granitos Abonari, São Gabriel, e Suíte Madeira), Formação Seringa e Formação Prosperança.

O Grupo Iricoumé, definido por Oliveira et al. (1975) como Formação Iricoumé e posteriormente elevado à categoria de grupo (Veiga Jr. et al. 1979), é representado por rochas vulcânicas, piroclásticas e termos subvulcânicos subordinados de composição intermediária a ácida, datadas por Pb-Pb evaporação de zircão em 1888 ± 3 Ma (mina de estanho do Pitinga, Costi et al. 2000), 1893 ± 2 Ma (sul do estado de Roraima, Macambira et al. 2003) e 1883 ± 4 Ma (sudoeste do município de Presidente Figueiredo, estado do Amazonas, Valério et al. 2005) e por U-Pb SHRIMP em 1896 ± 7 Ma (BR-174 - AM, Santos et al. 2002).

O termo suíte intrusiva foi incorporado à unidade Água Branca por Oliveira et al. (1996), anteriormente designada de Granodiorito Água Branca (Araújo Neto & Moreira 1976, Monteiro et al. 1998) e Adamelito Água Branca (Veiga Jr. et al. 1979). Essa unidade é representada por uma série granítica expandida, que varia dos predominantes monzogranitos e granodioritos porfiríticos até dioritos. São metaluminosos com termos

Araújo Neto & Moreira (1976)				Veiga Jr. et al. (1979)				Costi et al. (1984)				Monteiro et al. (1998)			
EON/ERA/ PERÍODO	ÉPOCA/ IDADE (Ma)	UNIDADE		ERA	PERÍODO	ÉPOCA/ IDADE (Ma)	UNIDADE	ERA/ PERÍODO	ÉPOCA/ IDADE (Ma)	UNIDADE		EON/ ERA	ÉPOCA/ IDADE (Ma)	UNIDADE	LITOLOGIA
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	Holoceno	DEPÓSITOS ALUVIÕES	CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	ALUVIÕES HOLOCÊNICOS	CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	PLEISTOCENO/ HOLOCENO	DEPÓSITOS RECENTES E SUB-RECENTES	CENOZÓICA	Quaternário	DEPÓSITOS COLÚVIO -ALUVIONARES	Sedimentos argilosos, areno-angilosos, arenosos e conglomeráticos recentes
		Pleistoceno	COBERTURAS LATERÍTICAS			PLEISTOCENO	ALUVIÕES PLEISTOCÊNICOS						Quaternário /terciário	COBERTURAS LATERÍTICAS	Material desenvolvido a partir da Fm. Alter do Chão e rochas graníticas
PALEOZÓICA	Mesozóico	Mesozóico	VULCANISMO BÁSICO	MESOZÓICA	TERCIÁRIO		COBERTURAS LATERÍTICAS	NEO PROTEROZÓICA	1200-570	FORMAÇÃO SERINGA	MESOZÓICA	Cretáceo	GRUPO JAVARI	FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO	Arenito feldspáticos, caulínicos e conglomerados
		Siluriano	FORMAÇÃO NHAMUNDÁ												
NEO PROTEROZÓICA	Cambriano		FORMAÇÃO PROSPERANÇA	NEO PROTEROZÓICA	?	110-220	SUÍTE BÁSICA PENATECAUA	MESO PROTEROZÓICA	1800-1200	SUÍTE INTRUSIVA ABONARI	PALEOZÓICA	Devoniano	GRUPO TROMPETAS	FORMAÇÃO MANACAPURU	Folhelhos negros e piritosos
		1200-1100	MAGMATISMO BÁSICO			1200-850	FORMAÇÃO SERINGA							Siluriano	GRUPO TROMPETAS
MESO PROTEROZÓICA	1600-1500		CATACLASITOS K'MUDKU	MESO PROTEROZÓICA		1200	CATACLASITOS K'MUDKU	PALEO PROTEROZÓICA	1900-2600	SUÍTE INTRUSIVA ABONARI	NEO PROTEROZÓICA	Siluriano	GRUPO TROMPETAS	FORMAÇÃO NHAMUNDÁ	Diamigtitos pelíticos arenosos e quartzo-arenitos finos
			GRANITO ABONARI			1600-1500	SUÍTE INTRUSIVA ABONARI							440-1000	GRUPO PURUS
MESO PROTEROZÓICA	1900-1800	GRUPO UATUMÁ	Granitos	MESO PROTEROZÓICA		1700-1600	FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS	MESO PROTEROZÓICA	1800-1200	SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA	PALEO PROTEROZÓICA	1000-1600	GRUPO UATUMÁ	FORMAÇÃO SERINGA	Derrames e diques associados a rochas básicas
			Piroclásticas				FORMAÇÃO URUPI							SUÍTE INTRUSIVA ABONARI	Hastingsita granito, biotita granito
			Vulcânicas												
			Subvulcânicas				SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA							ADAMELITO ÁGUA BRANCA	PALEO PROTEROZÓICA
GRANITO SÃO GABRIEL	GRANODIORITO ÁGUA BRANCA	COMPLEXO GÜIANENSE	ARQUEANO	>2500	COMPLEXO METAMÓRFICO ANAUÁ	GRANODIORITO ÁGUA BRANCA		Granodiorito isótropo de granulação grossa, leucocrático e inequigranular com fenocristais de K-feldspato							
GRANODIORITO ÁGUA BRANCA							GRUPO ANAUÁ		ADAMELITO ÁGUA BRANCA	COMPLEXO GÜIANENSE	ARQUEANO	>2600	COMPLEXO METAMÓRFICO ANAUÁ	Granitos, hornblenda-biotita granodiorito, biotita-hornblenda gnaisses, biotita gnaisses, gnaisses, gnaisses granodioríticos, migmatitos, charnockitos, microcharnockitos, dioritos	

Figura 1.4. Propostas litoestratigráficas apresentadas nas porções centro-oeste e sudoeste (Araújo Neto & Moreira 1976), leste e nordeste (Veiga Jr. et al. 1979) e leste (Costi et al. 1984) do município de Presidente Figueiredo. A proposta de Monteiro et al. (1998) é uma compilação revisada elaborada a partir do projeto Caracará e trabalhos anteriores.

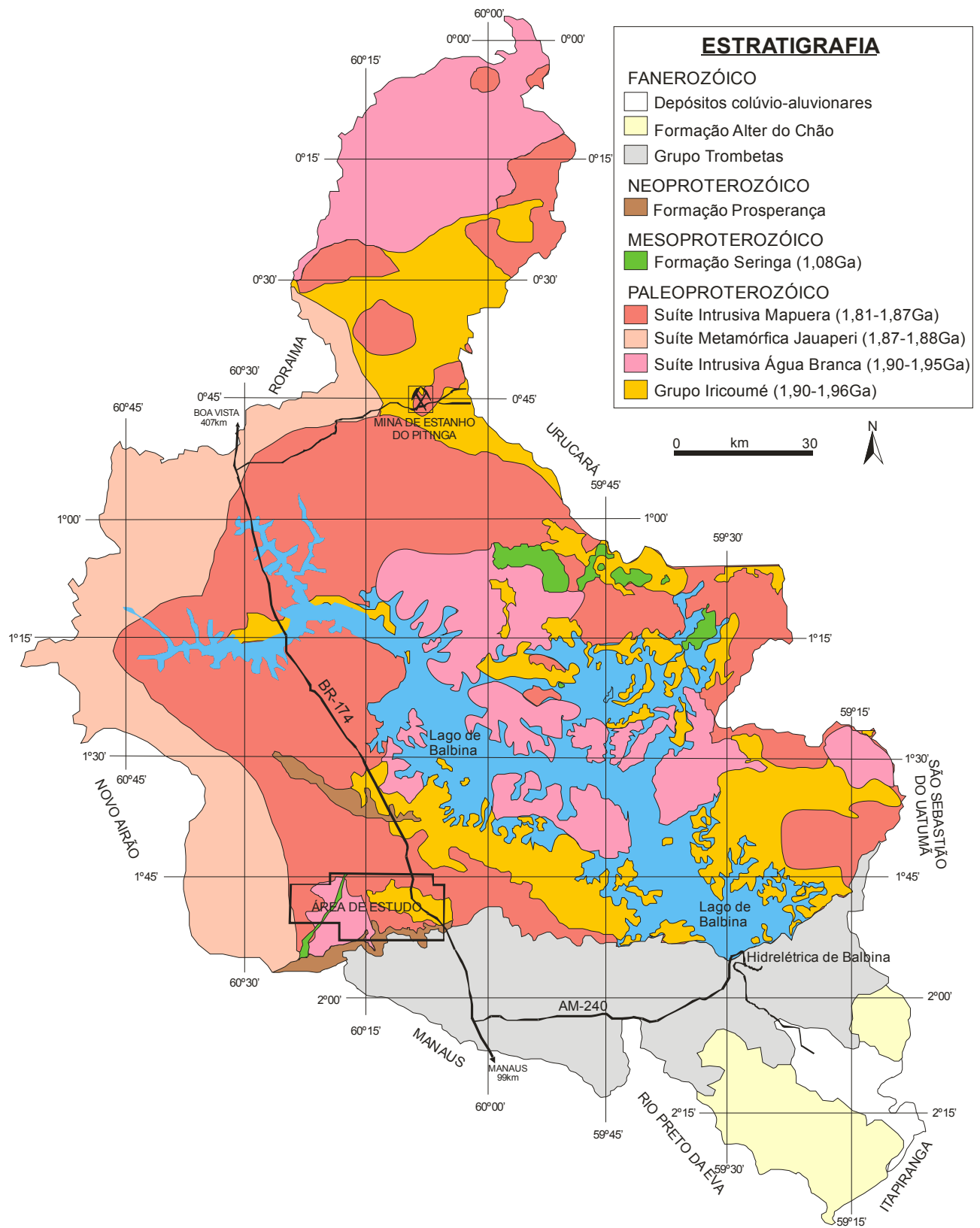


Figura 1.5. Mapa geológico simplificado do município de Presidente Figueiredo. Em detalhe, a localização da área de estudo (CPRM 2002, modificado).

levemente peraluminosos, calcialcalinos de arco vulcânico, datados por Pb-Pb evaporação em cerca de 1,89Ga (Almeida et al. 2002) e por U-Pb SHRIMP em 1891 ± 7 Ma (Santos, in Reis et al. 2003).

A CPRM (2002) utilizou a designação Suíte Metamórfica Jauaperi para agrupar rochas graníticas e máficas metamorizadas no fácies xisto verde a anfibolito superior (Reis et al. 2003). Os gnaisses, (*augen*) gnaisses, migmatitos, metagranitos, além de diques de anfibolitos e bolsões de charnockitos foram anteriormente agrupados no Grupo Anauá (Ramgrab & Damião 1970, Araújo Neto & Moreira 1976), Associação Anauá-Kuyuwini (Braun & Ramgrab 1972), Associação Anauá (Bonfim et al. 1974), Grupo Moura (Santos et al. 1974) e Complexo Metamórfico Anauá (CPRM 1998 e 2000, e Monteiro 1998). Santos et al. (2002a) obtiveram cinco valores U-Pb SHRIMP para gnaisses e metagranitos da BR-174, cujas idades oscilam entre 1867 ± 15 e 1880 ± 3 Ma e uma idade U-Pb de 1873 ± 6 Ma SHRIMP para o charnockito Jaburu (Santos et al. 2001a).

A designação Mapuera foi adotada primeiramente pela Geomineração (1972) para descrever granitóides ao longo do rio Mapuera no estado do Pará, os quais foram agrupados por Veiga Jr. et al. (1979) em uma suíte intrusiva de mesma designação e posteriormente dividida em duas subunidades distintas por Jorge João et al. (1984). Essa unidade é composta por corpos granitóides anorogênicos de composições monzogranítica à sienogranítica (CPRM 2000) álcali-feldspato granítica (Milliotti et al. 2004), cuja idade U-Pb SHRIMP de 1872 ± 24 Ma (Santos, in Reis et al. 2003) é similar a dos monzogranitos e álcali-feldspato granitos, sienitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos do Granito Abonari (1871 ± 6 Ma, Santos et al. 2002a). Enquanto, a idade Pb-Pb em zircão de aproximadamente 1,81Ga (Costi et al. 2000), para plútons mineralizados em estanho da Suíte Madeira (Costi et al. 2000), região da mina de estanho do Pitinga, é semelhante à idade Pb-Pb obtida por Santos et al. (1997), para o Granito Moderna (de 1814 ± 27 Ma), no estado de Roraima. As últimas revisões litoestratigráficas não abordam um importante corpo batolítico ao sudoeste do município de Presidente Figueiredo. Designado por Araújo Neto & Moreira (1976) de

Granito São Gabriel, esse batólito é constituído por biotita granitos e restritos granodioritos, datados pelo método Rb-Sr rocha total em 1618 ± 55 Ma e 1731 ± 16 Ma.

Na região são conhecidos registros de eventos magmáticos básicos do Proterozóico e Mesozóico. O primeiro evento foi descrito por Araújo Neto & Moreira (1976) como diques básicos alcalinos representados por diabásios e olivina gabros com idade K-Ar entre 1,0 a 1,1 Ga, intrusivos em rochas arqueanas e proterozóicas e que foram posteriormente agrupado por Veiga Jr. et al. (1979) na Formação Seringa, a qual relaciona-se à uma fase extensional que culminou na formação de bacias, e.g. Formação Prosperança (Reis et al. 2003). O segundo evento, Santos et al. (1974) registraram diques de diabásio mesozóicos intrusivos na Formação Prosperança, agrupados por Veiga Jr. et al. (1979) na Suíte Básica Penatecaua. Esse evento foi mais bem caracterizado na bacia do Solimões, como diques e soleiras de olivina diabásio de idade Neotriássica, natureza toleítica à subalcalina e composição basáltica a andesítica basáltica (Alves et al. 2002).

Santos et al. (1982) e Cunha et al. (1994) consideraram a Formação Prosperança (Grupo Purus) como de idade neoproterozóica e a interpretaram como depósitos de ambiente alúvio-flúvio-lacustre. Segundo Nogueira (1999), essa unidade ocorre na região em grábens orientados segundo a direção WNW-ESE e NE-SW, instalados sobre rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé, além de estarem sobrepostas, em discordância angular, por rochas terrígenas da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) e terrígenas e carbonáticas da Formação Acari (Proterozóico), encontrada apenas em subsuperfície. Nogueira (1999) também menciona a relação dessa unidade com um ambiente costeiro restrito associado a depósitos de planície fluvial, desembocadura de baía, baía interdistributária e *shoreface* com tempestitos.

Afloram no município de Presidente Figueiredo rochas de idade Paleozóica representadas pelas formações Nhamundá, Pitinga, Manacapuru (Grupo Trombetas) e Alter do Chão (Grupo Javari), além de crostas lateríticas cenozóicas.

A designação Nhamundá foi proposta por Breibach (1957), formalizada como membro por Lange (1967) e posteriormente elevada por Caputo (1984) à formação

pertencente ao Grupo Trombetas. Essa unidade, datada do Siluriano Inferior, é constituída por arenitos com interações de folhelhos siltosos formados em um ambiente *shoreface* por transgressão generalizada. Os arenitos apresentam-se deformados, relacionados aos processos glaciais. Os únicos registros fósseis conhecidos são icnofósseis (*Skolithos*), encontrados nas porções média e superior desta formação. É a unidade mais expressiva na região de Presidente Figueiredo, onde é formada por quartzo-arenitos finos, diamictitos e folhelhos, com estratificações cruzada tabular e plano-paralela.

A Formação Pitinga é composta por folhelhos, subordinadamente siltitos e arenito muito fino e silexites, por vezes bioturbados e com estrutura mosqueada. A Formação Pitinga também apresenta camadas sideríticas da Formação Manacapuru (Cunha et al. 1994).

A Formação Manacapuru foi agrupada inicialmente como membro da então formação Trombetas (Caputo et al. 1972) e elevada à formação do Grupo Trombetas com base em uma sequência de arenitos com estratificação cruzada Caputo (1984). Tal unidade tem origem regressiva com predominância de depósitos fluviais, deltáicos e *shoreface* de baixa energia (Grahn & Paris 1992).

A Formação Alter do Chão representada o quarto ciclo deposicional da Bacia do Amazonas, (Cretáceo-Terciário), resultado da Orogenia Andina (Cunha et al. 1994). As primeiras referências aos arenitos imaturos aflorantes na região do baixo Amazonas devem-se a Katzer (1898, In Souza 1974). Albuquerque (1922) denominou de “Arenito Manaus” os corpos de arenitos silicificados e ferruginosos aflorantes na cidade de Manaus, porém Caputo et al (1971 e 1972) destaca que devido à forma lenticular desses corpos não é possível mapeá-los formalmente como Formação. Vieira (1999), em trabalhos realizados na Praia da Ponta Negra, zona oeste da cidade de Manaus, identificou nove fácies sedimentares que caracterizam o sistema deposicional tipo entrelaçado (*braided*).

Horbe et al. (1999, 2001) descreveram coberturas lateríticas desenvolvidas em rochas sedimentares das Formações Prosperança, Nhamundá e Alter do Chão na região de Presidente Figueiredo e sugeriram uma evolução desde o final do Neocretáceo ao

Pleistoceno em rochas da Formação Nhamundá, onde foram reconhecidos três perfis lateríticos geralmente capeados por solos formados por intemperismo tropical polifásico que podem ser relacionados a dois episódios de bauxitização.

GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

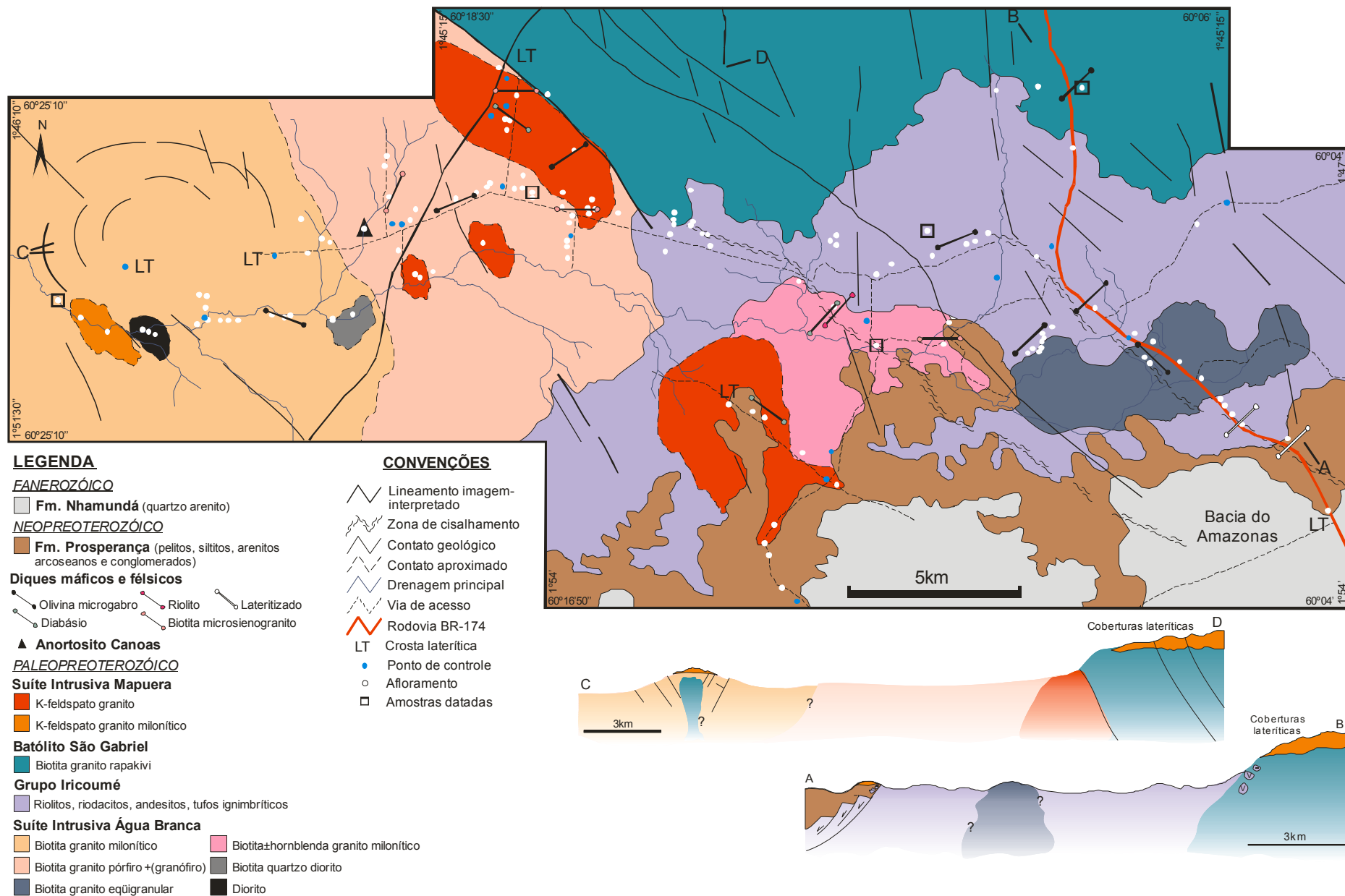
2.1 INTRODUÇÃO

O contexto geológico da área estudada é representado por diferentes granitóides e termos miloníticos das suítes intrusivas Água Branca e Mapuera, rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iricoumé, biotita granito do batólito São Gabriel e sedimentos proterozóicos da Formação Prosperança. Completam esse quadro, o Anortosito Canoas, diques máficos e félsicos, além de sedimentos paleozóicos da Formação Nhamundá e coberturas lateríticas do Cenozóico. A região mostra-se segmentada por lineamentos NW-SE com fortes inflexões para N e por extensas zonas de cisalhamento (Figura 2.1).

2.2 SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA

Essa unidade ocupa cerca de 40% da área de estudo e ocorre desde a porção oeste até o centro-leste, compondo uma área de aproximadamente 210km², cortada em toda sua extensão por falhas NW-SE que controlam alguns trechos do rio Pardo. Por outro lado, no extremo oeste dessa mesma unidade, outro sistema de falhas apresenta-se arranjado de forma circular a subcircular (Figura 2.1). A Suíte Intrusiva Água Branca é constituída pelos tipos petrográficos biotita granito porfirítico, biotita granito milonítico, biotita±hornblenda granito milonítico, biotita quartzo diorito e diorito.

2.2.1 BIOTITA GRANITO PÓRFIRO. Esse tipo petrográfico predomina entre os granitóides Água Branca. Aflora sob a forma de blocos, principalmente à margem direita do rio Pardo, nos ramais Canoas, Terra Preta, Novo Paraíso, Gusmão. Apresenta estruturas ígneas bem preservadas, raras feições de fluxo magmático, marcantes enclaves máficos e microdioríticos subarredondados (Figuras 2.2A,B), e muitas vezes mostra-se cortado por diques aplíticos e máficos. Exibe cor cinza médio à clara, arranjo textural porfirítico com



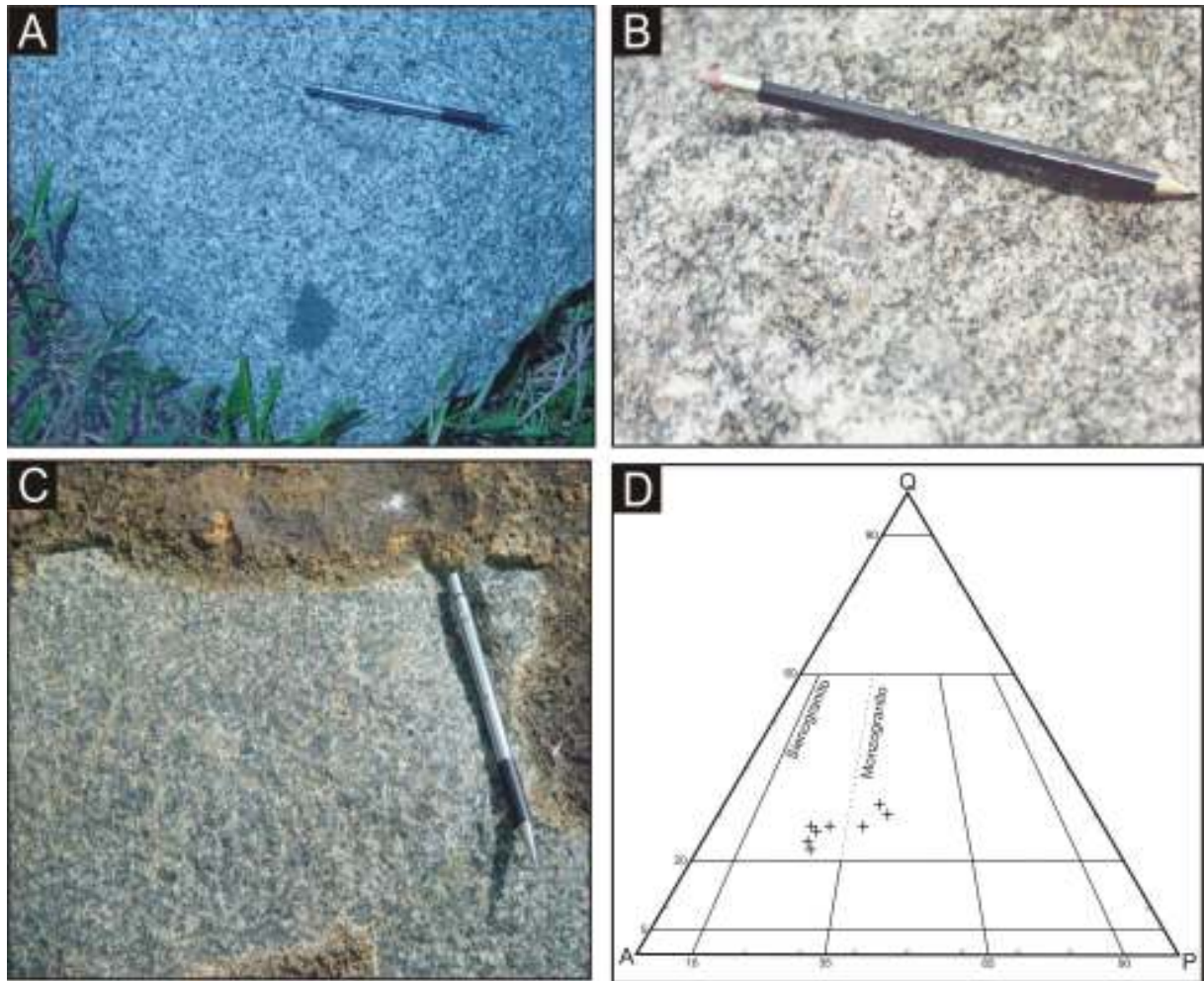


Figura 2.2. Aspectos texturais e composição modal do biotita granito pórfiro Água Branca. (A) Aspecto textural e enclave máfico. (B) Fenocristais de feldspato zonado em matriz fanerítica média exibindo foliação ígnea. (C) Variação textural para biotita granito equigranular. (D) Distribuição composicional modal monzo a sienogranítica (Streckeisen 1976).

fenocristais de feldspatos zonados de até 5cm de comprimento, imersos em matriz de granulação média à grossa composta por microclínio, oligoclásio, quartzo e biotita (Figuras 2.3A,B).

Os fenocristais são principalmente de microclínio e oligoclásio. Os fenocristais de microclínio são subédricos, pertíticos, às vezes orientados, bastante sericitizados, exibindo geminações simples e polissintética cruzada, às vezes orientado e bastante sericitizado, com inclusões de biotita. Os fenocristais de oligoclásio são euedrais e normalmente exibem zonamento oscilatório (Figuras 2.3A,B,C,D,E). A matriz é formada por cristais anedrais a subedrais de quartzo, microclínio e oligoclásio. O quartzo mostra fraca extinção ondulante, pouco fraturado, bordas suturadas e às vezes ocorre sob a forma de agregados.

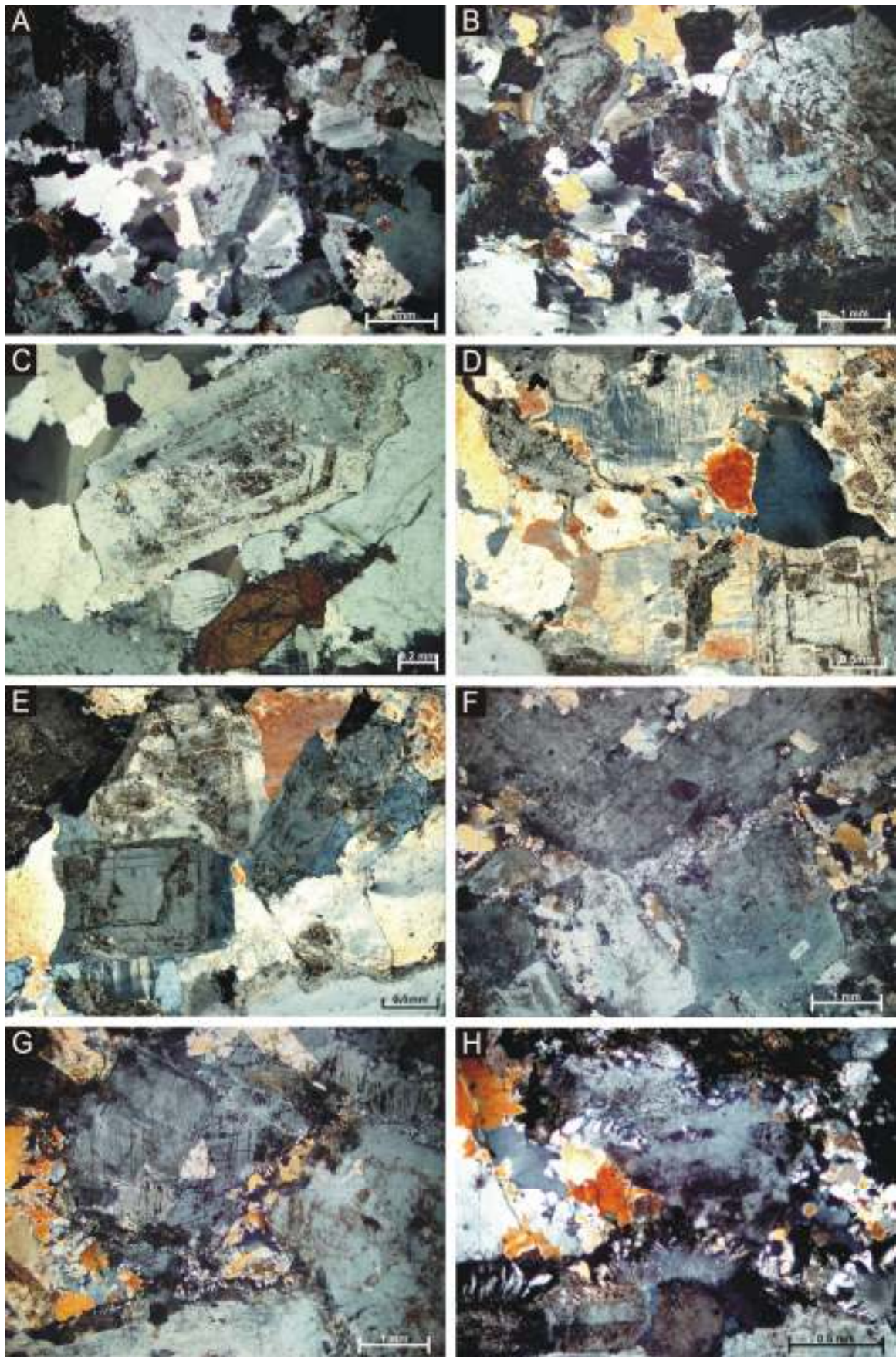


Figura 2.3. Aspectos microtexturais do biotita granito pórfiro Água Branca. A, B, C, D e E mostram cristais de oligoclásio com zonamento múltiplo oscilatório. C destaca a titanita euédrica e D o microclínio pertítico. G e H ressaltam os intercrescimentos granofíricos do biotita sienogranito Água Branca.

A paragênese mineral do biotita granito pórfiro é representada por microclínio (38-42%), quartzo (30-34%), oligoclásio (An_{19-26} , 22-26%), biotita (6-8%), além de cristais de titanita-euedral (1-3%), zircão, apatita, minerais opacos como acessórios e minerais da série do epidoto e clorita hidrotermais. Essa composição, em diagrama modal QAP posiciona esse tipo nos campos dos monzo e sienogranito (Figura 2.2F).

O biotita granito pórfiro apresenta franca variação para um tipo equigranular, que ocorre de modo disseminado em meio ao fácies porfirítico e em toda porção leste da unidade.

Um tipo petrográfico (granófiro), comumente associado ao granito pórfiro, exibe marcantes intercrescimentos granofíricos vermiculares e/ou em chama (Figuras 2.3G,H), que, segundo Hibbard (1979, 1987) e Hughes (1982), são originados pela cristalização simultânea do quartzo e K-feldspato a partir de misturas eutéticas ricas em voláteis, principalmente em áreas de baixa pressão, em condições epizonais e comumente associadas ao tardi/pós-magmatismo. Fenn (1986) declarou que a textura granofírica é resultado do resfriamento prematuro relacionado a processos cinéticos na borda dos cristais de feldspato. Enquanto Simpson (1985), Paterson *et al.* (1989), entre outros, admitem que este tipo de arranjo textural possa ser produzido em granitóides deformados no estado sólido em lugar da presença de fundidos.

2.2.2 BIOTITA GRANITO MILONÍTICO. Esse tipo petrográfico, que ocorre em toda porção oeste da região. Aflora sob a forma de lajedos às margens do rio Pardo e blocos em pequenos ramais e picadas em meio a densa floresta. Apresenta cor rosa acinzentada, proeminente foliação milonítica NW-SE/vertical e bandamento incipiente (Figura 2.4A), além de fraturas NE-SW e NW-SE.

O biotita granito milonítico demonstra arranjo textural protomilonítico a milonítico, ressaltado pelos porfiroclastos rodeados por uma matriz quartzo-feldspática granoblástica (Figuras 2.4C,D,E,F), marcando as diferenças no tamanho dos grãos, resultado a recrystalização gerada pela deformação. A constituição modal é representada por quartzo

(33-37%), oligoclásio (An_{17-24} , 23-27%), microclínio (22-26%) e biotita (8-9%), tendo como acessórios zircão, apatita e minerais opacos, além da clorita e epidoto como representantes da fase hidrotermal. Essa fácies é posicionada no campo dos monzogranitos (Figura 2.4B).

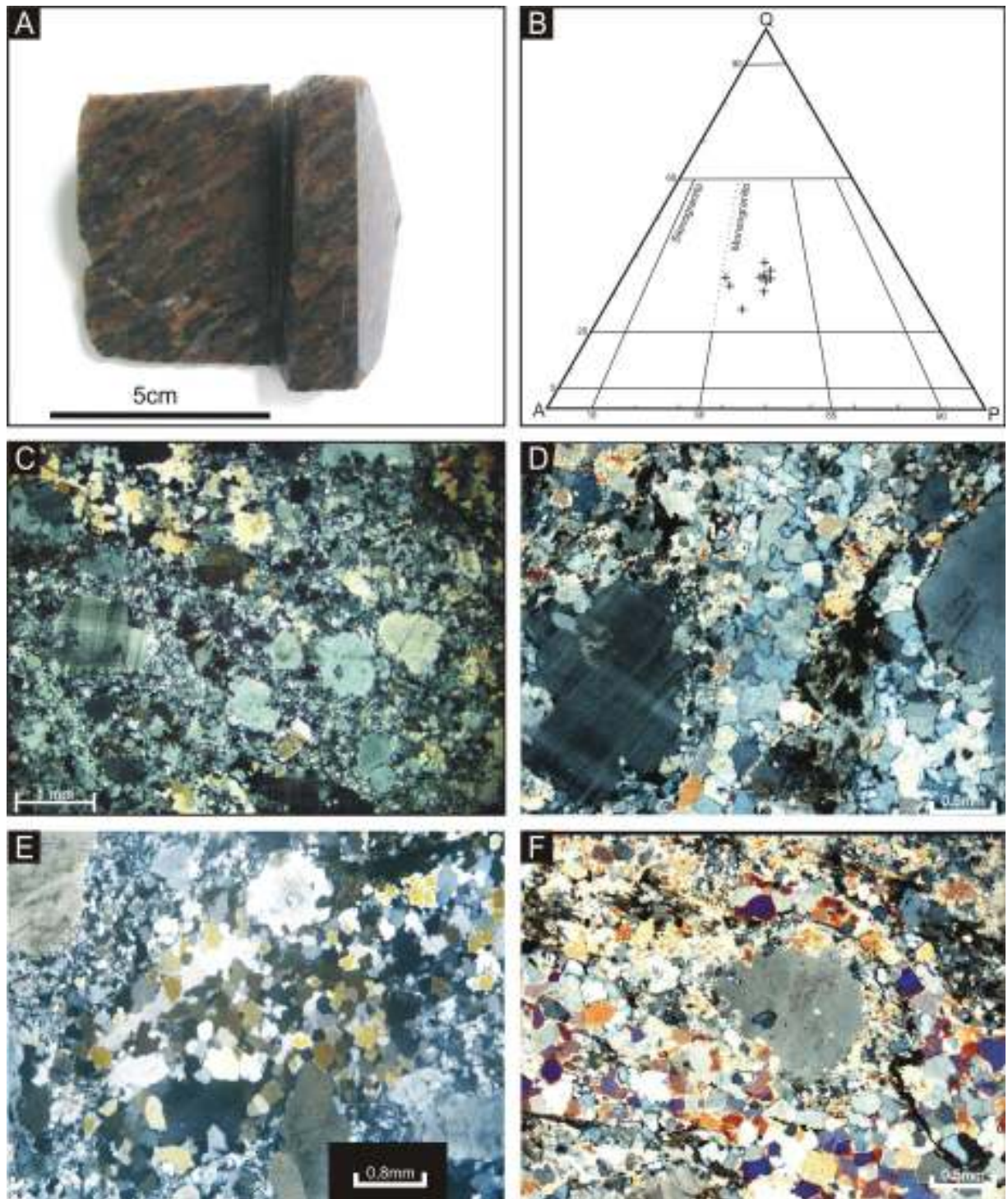


Figura 2.4. Aspecto mesoscópico, composição modal e microtexturas do biotita granito milonítico Água Branca. (A) Arranjo mesotextural, exibindo foliação milonítica e bandamento incipiente (B) Composição modal monzogranítica (Streckeisen 1976). (C,D,E e F) Microtexturas protomilonítica à milonítica.

Os porfiroclastos de quartzo mostram forte extinção ondulante e ocorrem sob a forma de cristais anedrais com bordas suturadas. O microclínio pertítico é pouco sericitizado, localmente mostra-se estirado, com os planos de geminação (polissintética cruzada) deslocados e bordas suturadas. O oligoclásio ocorre como cristais euédricos a subédricos, bastante sericitizado, geminados segundo a lei da albita, zonados e epidotizados. A biotita apresenta forte cloritização e estiramento e normalmente ocorre associada aos minerais opacos e acessórios (Figuras 2.4C,D,E,F).

2.2.3 BIOTITA±HORNBLENDA GRANITO MILONÍTICO. Esse tipo petrográfico ocorre na porção central da área, próximo às margens do rio Pardo, no sítio Boa Esperança, comunidade do Canoas e ao longo dos ramais Canoas e Urubuí II, onde aflora sob a forma de lajedos e blocos que sustentam pequenos morros, contendo também diques félsicos (Figura 2.5A) deslocados por um sistema de cisalhamento rúptil-dúctil transcorrente. Esse fácies exibe cor vermelha e arranjo textural inequigranular marcado pela distribuição dos seus constituintes minerais orientada segundo o milonítico (Figura 2.5C), com variações locais para texturas protomilonítica (Figuras 2.5D,E) e hipidiomórfica granular (Figura 2.5F), no qual o quartzo mostra forte extinção ondulante e estiramento, cristais poligonais agregados com bordas suturadas, contornado os feldspatos, além de inclusões de titanita.

O biotita±hornblenda granito milonítico é constituído por microclínio pertítico (38-42%), quartzo (33-37%), oligoclásio (An_{17-24} , 18-22%), hornblenda (3-5%) e biotita (3-5%), tendo como minerais acessórios a titanita, zircão, apatita e minerais opacos, além de epidoto e clorita hidrotermais. Essa proporção mineral baseada na análise modal QAP posiciona esse fácies dentro do campo dos monzogranitos com leve tendência ao campo dos sienogranitos (Figura 2.5B).

O microclínio pertítico mostra-se pouco sericitizado e argilizado com poucos cristais estirados, com planos de geminação deslocados. O oligoclásio ocorre como cristais euédricos tipicamente geminados, bastante sericitizados, zonados e com forte

desenvolvimento de epidoto da fase hidrotermal. A biotita apresenta moderada cloritização e é normalmente associada à hornblenda, minerais opacos, acessórios.

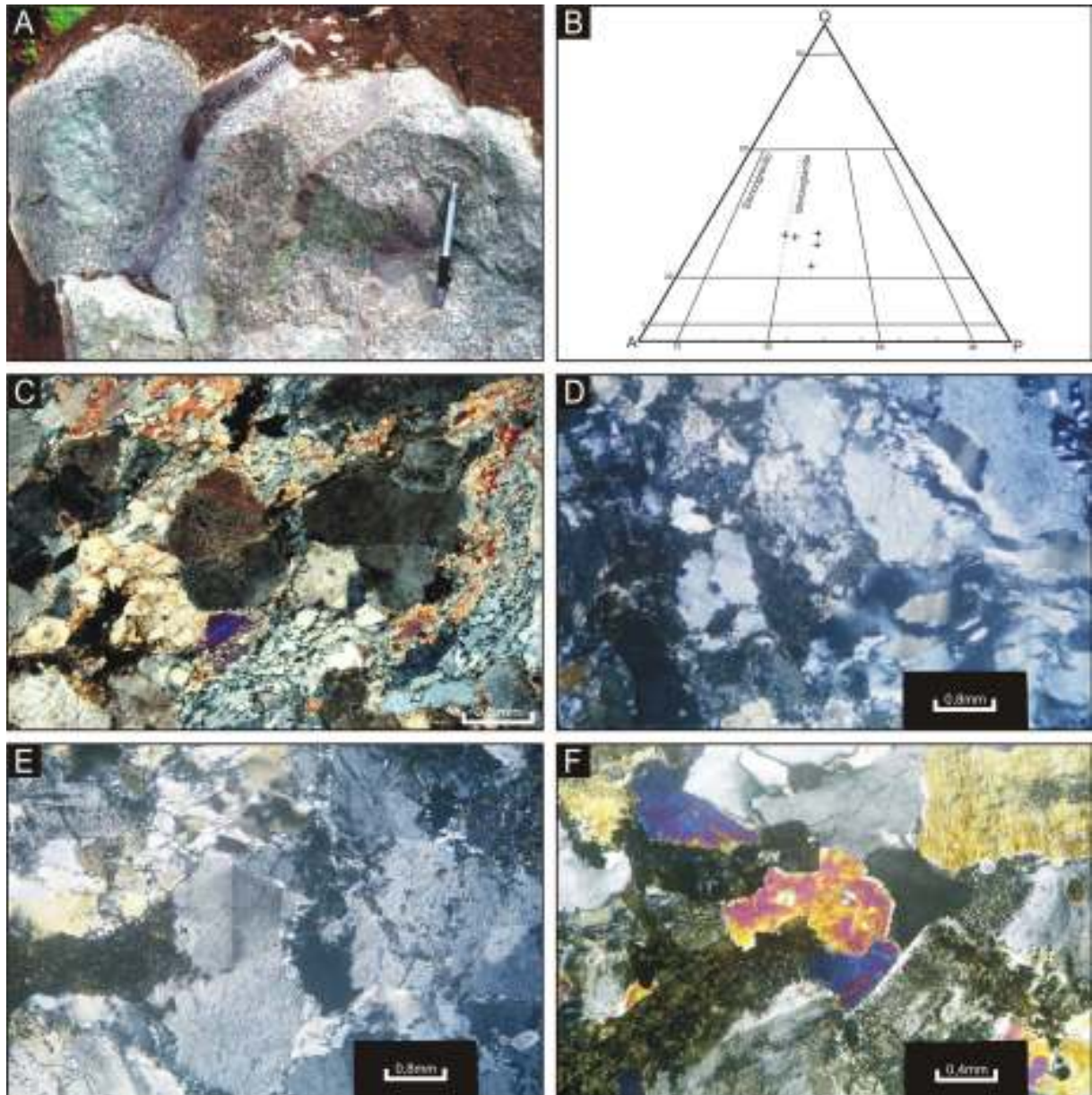


Figura 2.5. Aspecto macroscópico, composição modal e microtexturas do biotita±hornblenda granito milonítico Água Branca. (A) Aspectos de afloramento, em detalhe diques de riolito NE-SW. (B) Distribuição composicional QAPF monzogranítica. (C) Textura protomilonítica. (D e E) Cristais de quartzo fortemente deformado, ressaltando a textura protomilonítica localizada. (F) Arranjo textural hipidiomórfico granular preservado.

2.2.4 BIOTITA QUARTZO DIORITO. Esse litotipo ocorre na porção oeste da área, em contato com o biotita granito milonítico e aflora às margens e no leito do rio Pardo, sob a forma de lajedos e blocos (Figura 2.6A). Apresenta cor cinza média à escura, fracamente fraturado, textura inequigranular grossa à média (Figura 2.6B).

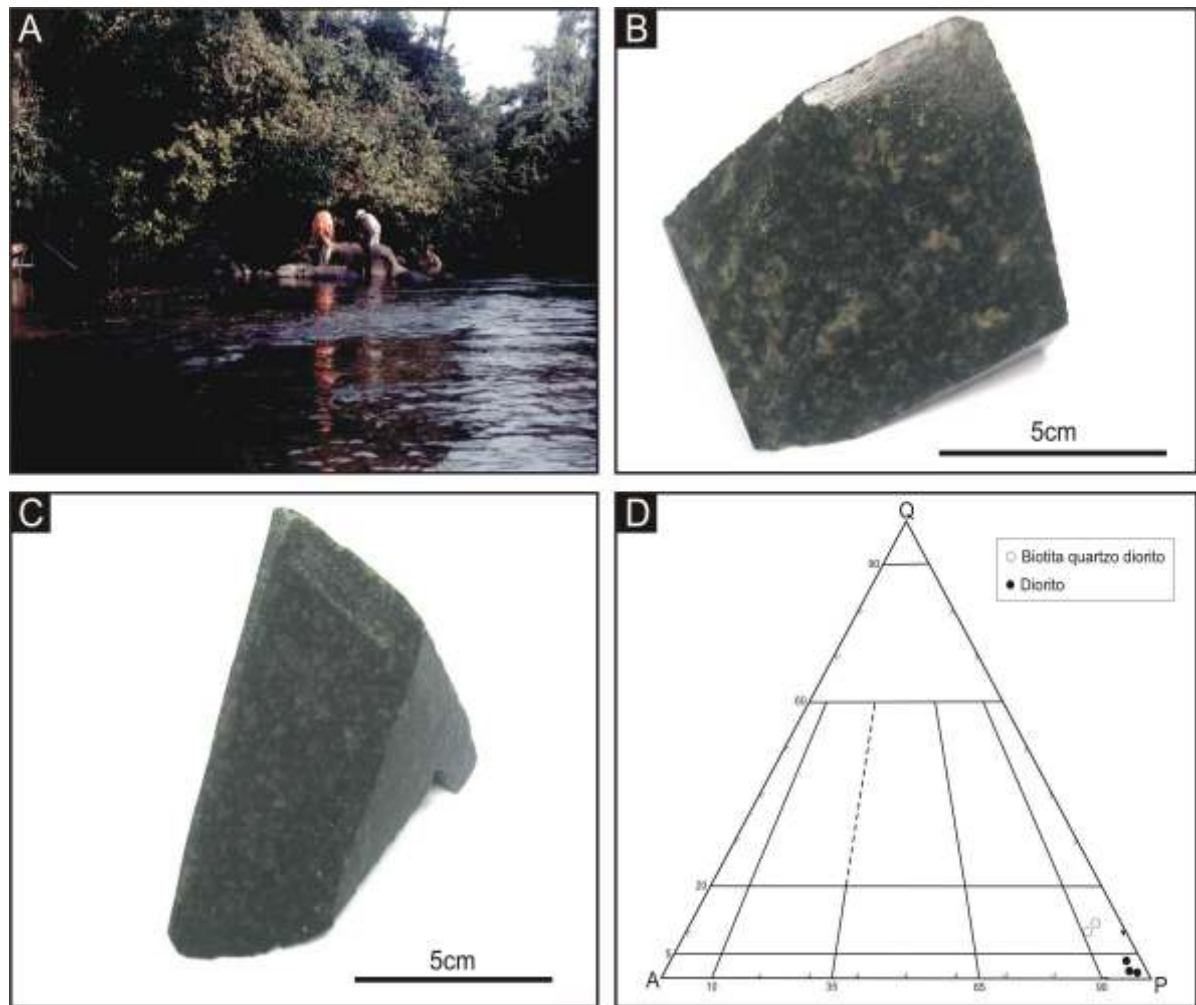


Figura 2.6. Aspectos de afloramento, mesotexturas e composição modal dos dioritos Água Branca. (A) Afloramento em lajedos ao longo do rio Pardo, (B) e (C) Aspectos mesoscópicos. (D) Composição modal quartzo diorítica (○) e diorítica (●).

O biotita quartzo diorito exibe um arranjo textural sub-órfico, caracterizada por cristais de oligoclásio eudrais a subedrais entrelaçados (Figuras 2.7A,B,C,D). Mostra-se moderadamente argilizado e com geminação orientada segundo a lei da albita e albita-periclina, cujos planos de geminação foram ocasionalmente contorcidos.

É constituído por uma paragênese mineral composta por oligoclásio (An_{14-26} , 39-43%), anfibólio (23-27%), biotita (10-14%), quartzo (8-12%), microclínio (2-4%), augita (2-3%) e os minerais acessórios apatita e opacos, além da clorita e epidoto como representantes hidrotermais desse fácies, que é posicionado no campo dos quartzo diorito (Figura 2.21D).

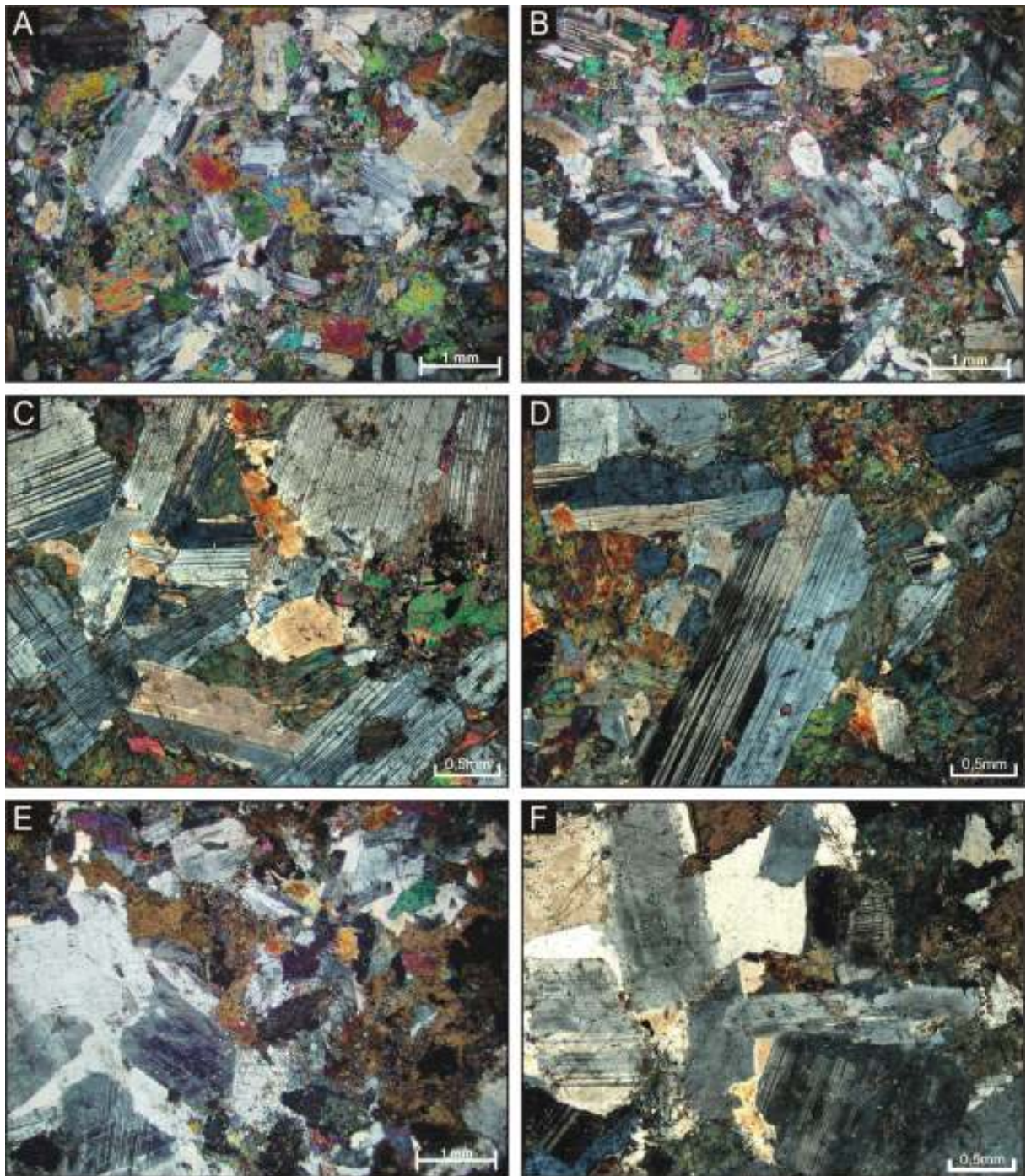


Figura 2.7. Aspectos microtexturais dos dioritos Água Branca. A, B, C e D mostram o arranjo textural sub-ófico do biotita quartzo diorito e E e F o arranjo sub-ófico a intergranular do diorito.

O microclínio é subédrico, exibindo geminação polissintética cruzada, moderada sericitizado. O quartzo ocorre sob a forma de cristais anedrais distribuídos intersticialmente junto à trama feldspática, além de mostrar poucas fraturas, extinção fortemente ondulante e bordas suturadas. Os cristais de biotita mostram-se bastante cloritizados e ocorrem distribuídos de modo intersticial associados aos opacos. Os anfibólios são moderadamente

cloritizados e ocorrem sob a forma de cristais tabulares alongados, às vezes originados por substituição.

2.2.5 DIORITO. Esse tipo petrográfico ocorre na porção oeste da área, próximo ao contato do biotita granito milonítico e biotita granito pórfiro, aflorando sob a forma de lajedos e blocos, às margens do rio Pardo (Figura 2.6A). Apresenta cor cinza escura, pouco fraturado, textura inequigranular grossa à porfirítica (Figura 2.6C).

O diorito exibe textura sub-ófito a intergranular (Figura 2.7E,F). É constituído por oligoclásio (An_{17-24} , 44-48%), anfibólio (44-48%), microclínio (3-5%), quartzo (2-4%), augita (2-3%) e biotita (0,5-1%), tendo como minerais acessórios, a apatita e opacos, além do epidoto e clorita como representantes da fase hidrotermal. Essa proporção mineral posiciona esse fácies no campo dos dioritos (Figuras 2.6D).

Os cristais de oligoclásio são euedrais a subedrais encontram-se entrelaçados, moderadamente argilizados e com geminação polissintética simples, orientada segundo a lei da albita. O microclínio é subédrico à anédrico, apresenta geminação polissintética cruzada, bastante argilizado. O quartzo é anédricos, pouco fraturado, extinção ondulante e distribuído de modo intersticial junto aos cristais de oligoclásio. Os cristais de biotita mostram-se bastante cloritizados e ocorrem distribuídos de modo intersticial associados aos opacos. O anfibólio ocorre sob a forma de cristais primários tabulares alongados e oriundos da uralitização da augita.

2.2.6 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA. Os tipos petrográficos biotita granito, biotita granito milonítico e biotita±hornblenda granito milonítico integram um conjunto de rochas de comportamento geoquímico análogo, que apresenta valores de $SiO_2 = 65,1$ a $72,6\%$, $Al_2O_3 = 14,1$ a $16,8\%$, $CaO = 1,3$ a $2,9\%$, $K_2O/Na_2O = 0,73$ a $1,0$, $Mg\# = 26$ a 45 e TiO_2 , MnO e $P_2O_5 < 0,4$ (Tabela 2.1). Esses valores revelam um índice de saturação em alumina (ISA) meta a peraluminoso, com valores entre $0,94$ a $1,06$ (Figura 2.8A) e uma assinatura francamente subalcalina de alto potássio (Figuras 2.8B,C).

Tabela 2.1. Composição química das rochas da Suíte Intrusiva Água Branca.

Litotipo	Biotita granito pórfiro										Biotita granito equigranular	Biotita granito milonítico	Biotita+hornblenda granito milonítico	Diorito
Amostra	C0504A	C2104A	C2104B	C5004A	C5004B	C6504	C0404A	C5104A	C5104B	REC5104B	C1804A	C6304	C3504	C2804
SiO ₂ (%)	72,59	68,63	68,91	70,43	70,46	66,92	71,2	66,91	66,91	67,28	66,9	65,13	72,33	54,15
TiO ₂	0,2	0,34	0,34	0,28	0,29	0,45	0,21	0,32	0,34	0,34	0,39	0,41	0,23	0,8
Al ₂ O ₃	14,13	15,4	15,18	14,98	14,97	15,82	14,97	16,5	16,48	16,04	16,76	15,83	14,7	16,88
Fe ₂ O ₃	1,73	2,85	2,84	2,26	2,25	3,48	1,78	2,92	2,91	3,05	3,04	3,95	2,06	10,42
MnO	0,03	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,16
MgO	0,31	1,09	1,13	0,84	0,82	1,35	0,43	1,19	1,18	1,28	1	1,74	0,5	4,06
CaO	1,3	2,65	2,66	2,24	2,21	2,95	1,86	2,52	2,58	2,62	2,78	3,51	1,62	7,6
Na ₂ O	3,74	4,04	3,96	4,04	4	3,97	4,11	4,72	4,68	4,48	4,66	3,74	4,03	3,37
K ₂ O	4,68	3,84	3,73	4,06	4,02	3,79	4,12	3,75	3,63	3,81	3,43	4	4,02	1,55
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,12	0,09	0,09	0,16	0,08	0,12	0,14	0,13	0,14	0,16	0,08	0,27
PF	1	0,8	0,9	0,6	0,7	0,7	0,9	0,8	0,9	0,7	0,6	1,3	0,2	0,6
Total	99,81	99,81	99,84	99,98	99,85	99,65	99,72	99,82	99,82	99,82	99,76	99,85	99,84	99,87
Mo (ppm)	0,1	0,2	0,4	0,3	0,2	0,4	0,1	1,2	1,2	1,3	0,2	0,5	0,2	0,3
Cu	12,3	5,7	6,2	7,8	7,5	18	8,2	4,3	5,2	5	14	4,5	11,9	26,1
Pb	12,8	5,1	4,4	10,1	8,8	5,1	4,6	5,6	5,7	5,5	2,6	5,4	2,1	1
Zn	33	40	48	41	40	57	33	48	51	51	56	28	47	54
Ni	0,8	9,7	10,7	7,8	7,4	12,7	1,5	8,5	8,3	8,7	4,9	11,4	2,1	19,6
Sc	3	4	5	3	3	5	3	4	5	5	5	7	3	22
Ba	1245,9	1090,9	888,8	915,5	959,6	1255,1	984,6	1034,6	1023,9	1013,9	1295,9	940,3	1199,1	716,4
Be	3	1	2	2	3	2	2	2	2	2	1	-	-	-
Co	1,7	7,5	7,2	6,1	6	8,8	2,9	7,1	6,9	7,5	6,7	2,8	3,2	34,8
Cs	2,4	2,7	2,8	3,4	1,9	2,3	2,5	5,4	4,1	4,2	1,9	1,2	0,7	1,2
Ga	18,2	18,3	18,8	18,6	19,8	19,1	19,4	19,2	18,2	18,1	19,9	19,2	16,5	21,5
Hf	5,3	4,4	3,9	4,1	4,5	4,4	4,2	3,9	3,9	3,9	4,8	4,1	4,5	1,5
Nb	13,9	8,7	9,2	9,3	10,1	9,9	11,2	7	8,1	7,6	8,7	7,2	6,1	4,2
Rb	171,6	121,4	132,1	143,3	147,1	123,7	152,7	150,1	139,6	140,1	94,4	142,5	88,8	56,4
Sr	295,3	633,7	632,8	448,5	469,3	649	493,1	625,5	608,1	594,9	672,9	657,6	419,6	615,5
Ta	1	0,7	0,8	1	1,1	0,8	1,1	0,5	0,7	0,7	0,8	0,6	0,3	0,2
Th	12	6,7	19,4	23,1	20,9	14,5	14	8,8	12,1	8,3	10,7	15,4	10,2	1,9
U	3,9	2,5	3,4	11,2	10,8	4,5	3,9	3,1	4,2	2,7	2,8	4,9	1,1	0,6
V	13	42	43	34	34	55	23	41	40	41	44	72	17	226
W	0,6	0,3	0,2	0,5	0,6	0,3	0,2	1	0,7	1	0,2	0,6	0,1	0,3
Zr	181,9	152,4	143,6	125	140,5	148,3	140,5	150,8	141,3	132	179,5	140,2	160,8	49,7
Y	21,1	12,9	14,9	16,3	17,7	21,8	15,2	14,8	17,4	15,5	18,7	17,5	15,5	21,5
La (ppm)	42,5	16,1	36,3	40,4	44,1	44,2	29,8	36,2	35,8	40	34,8	35,4	33,9	23,3
Ce	83,2	82,3	73,2	75,2	81,7	90,5	59,9	68,5	71,7	75,3	72,1	72	67,5	49
Pr	8,51	7,71	7,64	7,35	7,92	9,63	6,23	7	7,79	7,63	7,79	7,79	6,97	5,57
Nd	29,8	25,6	27,7	25,4	27,7	36,5	22,8	25,5	29,5	27,1	29,1	29,5	24,6	22,4
Sm	4,9	3,8	4,3	3,7	3,9	5,6	3,7	3,9	4,6	4	4,8	4,3	3,9	4,4
Eu	0,8	0,83	0,88	0,84	0,78	1,15	0,73	0,93	0,99	0,9	1,11	0,95	0,76	1,95
Gd	3,43	2,46	3,04	2,69	2,97	3,86	2,42	2,7	3,19	2,69	3,29	2,9	2,87	4,06
Tb	0,62	0,35	0,42	0,42	0,45	0,65	0,41	0,45	0,49	0,43	0,54	0,48	0,45	0,63
Dy	3,3	1,94	2,4	2,22	2,28	3,2	2,25	2,15	2,72	2,27	2,83	2,52	2,64	3,58
Ho	0,7	0,39	0,47	0,48	0,52	0,64	0,47	0,46	0,52	0,47	0,59	0,51	0,49	0,73
Er	2,02	1,16	1,31	1,38	1,48	1,84	1,39	1,34	1,57	1,41	1,6	1,48	1,38	2,06
Tm	0,33	0,2	0,22	0,24	0,27	0,29	0,23	0,2	0,23	0,23	0,25	0,25	0,21	0,29
Yb	2,24	1,34	1,54	1,55	1,79	1,76	1,6	1,44	1,71	1,55	1,7	1,67	1,35	1,96
Lu	0,36	0,23	0,25	0,28	0,28	0,29	0,3	0,22	0,26	0,23	0,29	0,27	0,2	0,29
ISA	1,04	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	1,03	1,01	1,01	0,99	1,02	1,06	0,94	0,80
K ₂ O/Na ₂ O	1,25	0,95	0,94	1,00	1,01	0,95	1,00	0,79	0,78	0,85	0,74	1,07	1,00	0,46
Ga/Al	2,43	2,24	2,34	2,35	2,50	2,28	2,45	2,20	2,09	2,13	2,24	2,29	2,12	2,41
Eu/Eu*	0,60	0,83	0,74	0,81	0,70	0,76	0,75	0,88	0,79	0,84	0,85	0,69	0,82	1,41
[La/Sm] _N	5,46	7,63	5,31	6,87	7,11	4,96	5,07	5,84	4,90	6,29	4,56	5,47	5,18	3,33
[Gd/Yb] _N	1,24	1,48	1,59	1,40	1,34	1,77	1,22	1,51	1,51	1,40	1,56	1,72	1,40	1,67
[La/Yb] _N	12,79	23,19	15,89	17,57	16,61	16,93	12,56	16,95	14,11	17,40	13,80	16,93	14,29	8,01

- não detectado

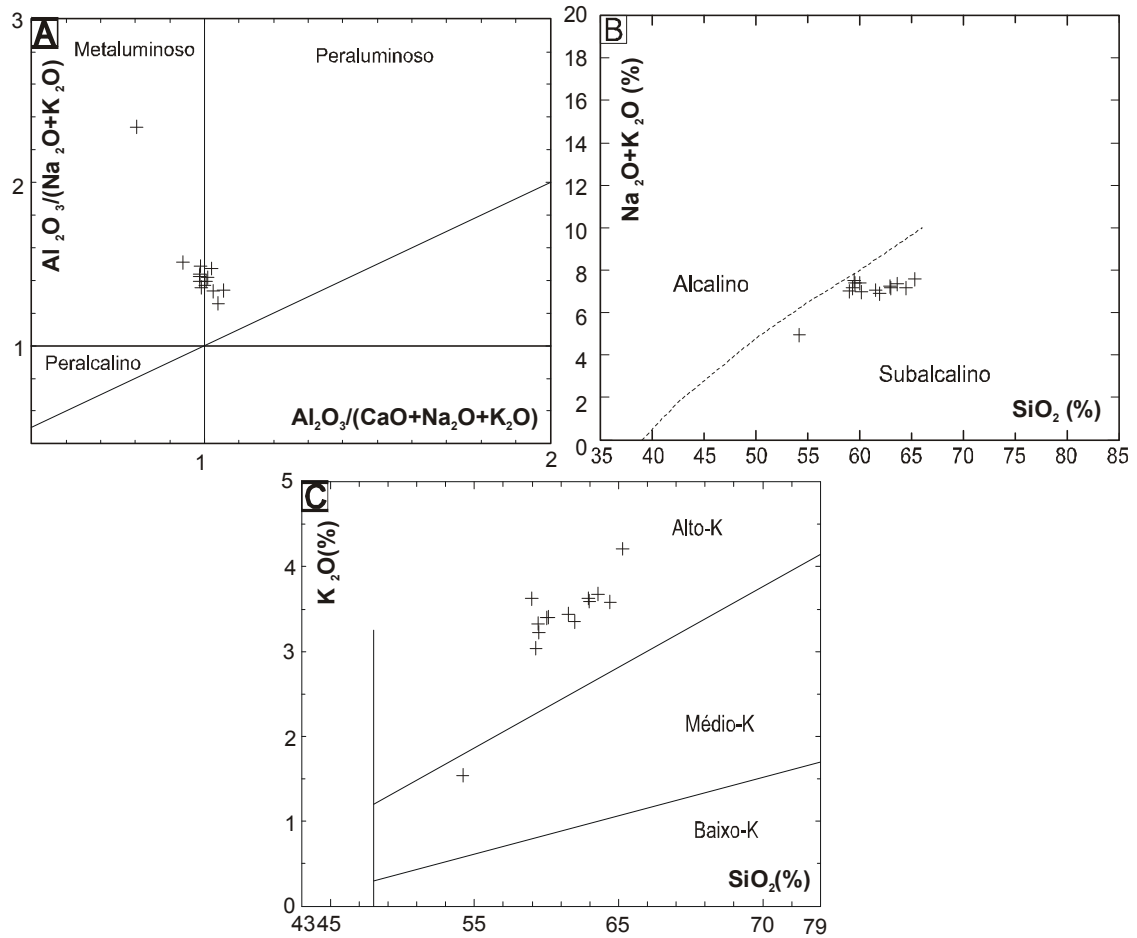


Figura 2.8. Diagramas de caracterização química da Suíte Intrusiva Água Branca. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (C) Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO_2 versus K_2O (Le Maitre et al. 1989).

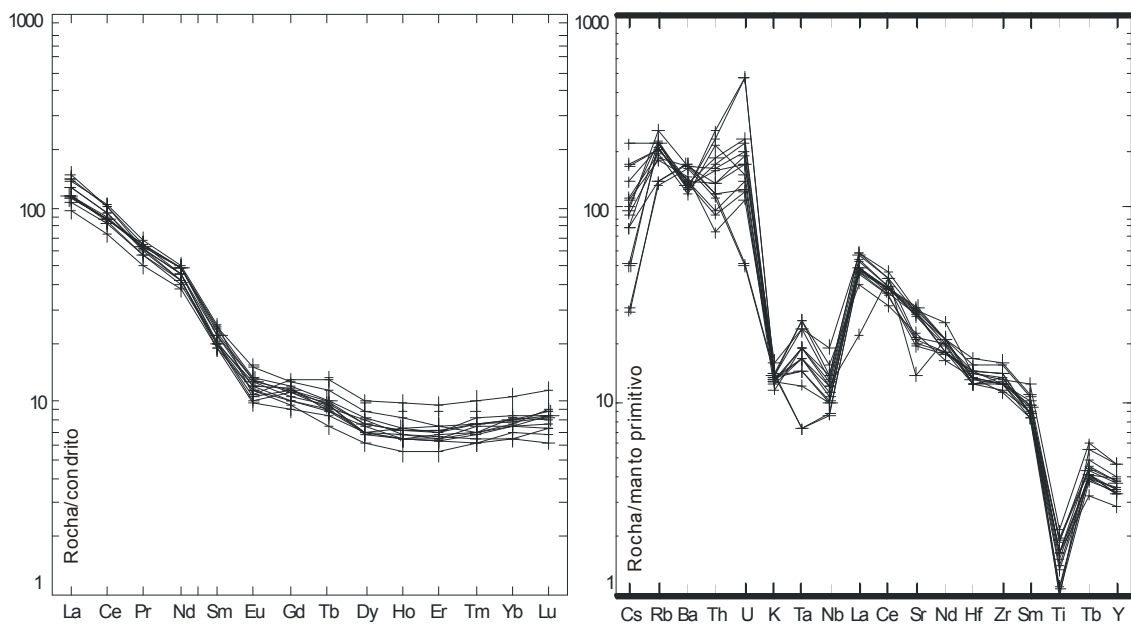


Figura 2.9. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar da Suíte Intrusiva Água Branca. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

Em relação aos elementos traços, esse conjunto de rochas revela enriquecimento em Ba e Sr e empobrecimento em Zn, Nb, Rb, Ta, Zr e Y e pequenas variações em Th = 9 a 23ppm e U = 1,1 a 11ppm. Em relação aos elementos terras raras (ETR), essas rochas mostram altos valores de La-Ce, cerca de 80-130 vezes maiores que os do condrito. O padrão de distribuição dos ETR exibe formato côncavo (Figura 2.9), com fraca anomalia negativa em Eu da ordem $[Eu/Eu^*]_N = 0,60-0,88$, moderado a forte enriquecimento dos ETR leves, de razão $[La/Sm]_N = 5,00-7,63$, em direção aos pesados, da ordem de $[Gd/Yb]_N = 1,22-1,77$, o que indica um padrão de fracionamento moderado a forte, da ordem de $[La/Yb]_N = 12,6-23,2$. O padrão de distribuição dos elementos compatíveis e incompatíveis, normalizados ao manto primitivo, revela anomalias positivas em Rb, U, Th e Ta e anomalias negativas em Cs, Ba, K, Nb e Ti, tendo como exceções as amostras C5104A, que não apresenta anomalia em Ta, C5004A/B com distinta anomalia positiva em U, C0504A com anomalias positivas em Nd, C2104A com anomalia positiva em K e Ce e C2104B com anomalias positivas em Th, além do biotita granito deformado que demonstra fraca anomalia positiva em U, depressões em Ta e Sr (Figura 2.10).

O diorito apresenta teores de $SiO_2 = 54,15\%$, $TiO_2 = 0,8\%$, $Al_2O_3 = 16,88\%$, $Fe_2O_{3total} = 10,42\%$ e $CaO = 7,6\%$. Em relação ao diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971), esse tipo petrográfico é posicionado no campo das rochas calcialcalinas com forte tendência às toleíticas, moderadamente subalcalina de médio potássio (Figura 2.8), altos valores em Ba = 716ppm e Sr = 615ppm e baixos valores em Zn = 54ppm, Rb = 56ppm, Nb = 4,2ppm, Zr = 50 e Y = 21ppm. Em relação aos ETR, o diorito manifesta baixos valores de La+Ce, em torno de 17 vezes maiores que os do condrito de Boynton (1984) e valores de Yb+Lu menores que os dos condritos. O padrão de distribuição dos ETR exibe formato convexo com fraca anomalia positiva em Eu, da ordem $[Eu/Eu^*]_N = 1,4$, moderado enriquecimento dos ETR leves, de razão $[La/Sm]_N = 3,3$, em relação aos pesados, da ordem de $[Gd/Yb]_N = 1,7$, o que indica um moderado a fraco fracionamento, da ordem de $[La/Yb]_N = 8$. Em um diagrama multielementar, esse fácies demonstra picos em Ba, K, Sm e Tb, e depressões em Cs, Th, Ta, Ce, Zr, Ti e Y (Figura 2.10).

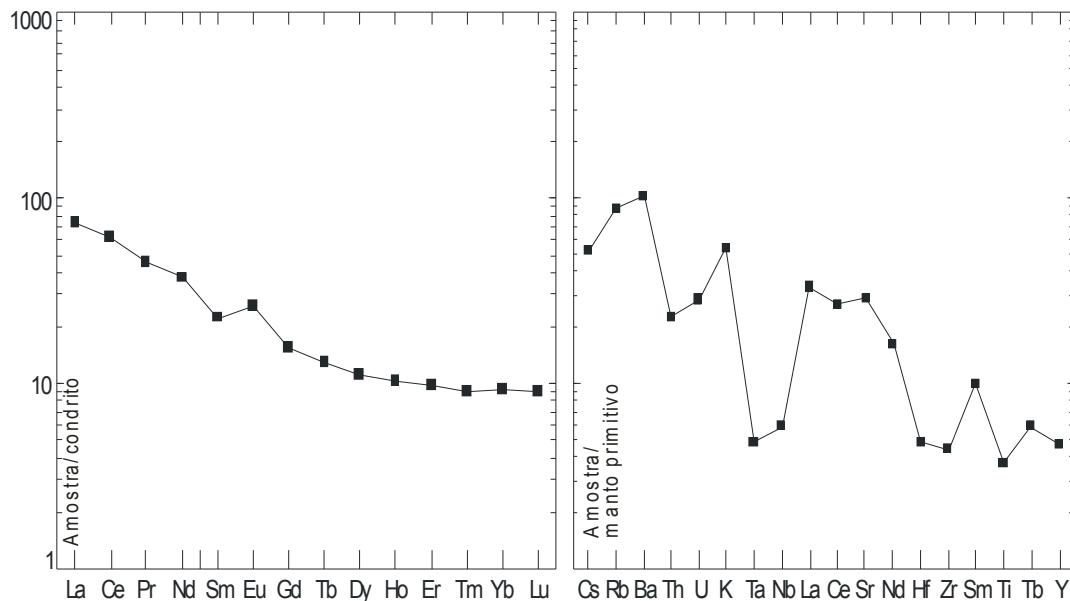


Figura 2.10. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do diorito da Suíte Intrusiva Água Branca. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

2.3 GRUPO IRICOUÉMÉ

Essa unidade ocorre nas porções leste e centro-leste, ocupando cerca de 170km², equivalente a 33% da área estudada. É constituída por rochas vulcânicas e piroclásticas representadas por riolito epizonal e andesito intercalados a depósitos de fluxo piroclástico (tufos ignimbríticos). Essas rochas foram amplamente afetadas por um sistema de fraturas e falhas NW-SE e NE-SW, normalmente preenchidas por quartzo, epidoto, clorita e sulfetos, e que assinalam ainda uma relação temporal mais recente do sistema NW-SE. Neste trabalho foram descritas, localmente, zonas de cisalhamento orientadas segundo a direção N70°W/subvertical e N40°W/70°SW, onde são destacadas pelo relevo residual em forma de pináculos.

2.3.1 RIOLITO EPIZONAL. Esse litotipo aflora sob a forma de blocos e lajedos principalmente na porção centro-leste da área. No limite sul, essas rochas ocorrem em contato com os sedimentos da formação Prosperança, marcando o limite entre o embasamento e os sedimentos. Tal contato é caracterizado por falhas arranjadas em um padrão lístrico com mergulho para sul (Figura 2.28A).

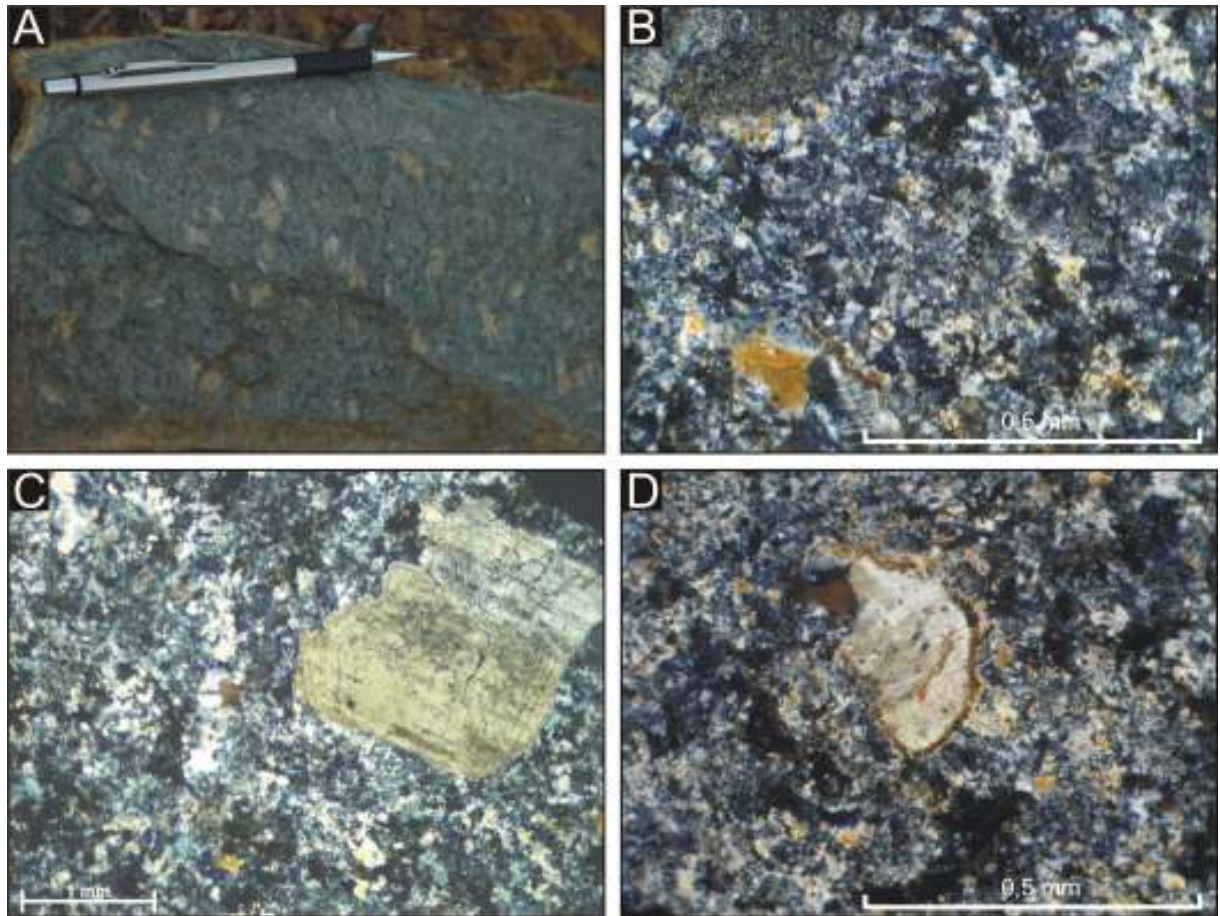


Figura 2.11. Aspecto mesoscópico e microtexturas do riolito Iricoumé. (A) Aspecto mesotextural, destacando os fenocristais de feldspato. (B) Matriz microcristalina fina. (C) Fenocristal de feldspato zonado. (D) Fenocristal de microclínio perítico com as bordas digeridas.

O riolito exhibe cor predominante cinza rosada, arranjo textural porfírico com cristais de feldspato de até 2cm imersos em uma matriz fina à média (Figura 2.11A). A textura microporfírica é ressaltada por fenocristais de quartzo, microclínio perítico e plagioclásio, além de micrólitos de biotita (Figuras 2.11B,C) em uma matriz de composição quartzo-feldspática e biotita, além dos minerais acessórios titanita, zircão, apatita e opacos, tendo como representante hidrotermal a clorita e o epidoto. Localmente apresenta intercrescimentos granofíricos, o que reflete a cristalização simultânea a partir de misturas eutéicas ricas em voláteis e em condições epizonais (Hibbard 1979).

O fenocristal de microclínio perítico é eudral, onde predominam cristais com geminação polissintética cruzada, bastantes argilizados e sericitizados. O microclínio perítico pode ocorrer ainda sob a forma de cristais anedrais resultado da dissolução de suas bordas (Figura 2.11D). O fenocristal de quartzo é anedral, fracamente fraturado e

apresenta moderada extinção ondulante, bordas corroídas e às vezes interpenetrado pela matriz, tornando a sua forma eudral original incompleta recorrente à corrosão irregular desses cristais.

2.3.2 ANDESITO. Esse tipo petrográfico aflora sob a forma de pequenos lajedos na porção central e em uma cachoeira no extremo norte desta unidade. Exibe cor cinza escura à média e arranjo textural porfirítico, ressaltado por fenocristais de plagioclásio (andesina, An_{32-35}) imersos em matriz de granulação fina a afanítica, contendo diversas cavidades relacionadas ao alívio de gases (Figura 2.12A).

Ao microscópio, esse litotipo apresenta os arranjos texturais amigdalóidal (Figuras 2.12B,C,D,E) e glomeroporfirítico (Figura 2.12F). As amídalas estão preenchidas por cristais de hornblenda cloritizada, quartzo, epidoto e clorita com as bordas normalmente formadas por cordões de cristais de quartzo.

O andesito é constituído por fenocristais de quartzo, andesina, piroxênio e anfibólio em uma matriz que exhibe arranjo traquítico microcristalino, levemente orientada segundo o fluxo magmático e constituída feldspatos, quartzo, hornblenda cloritizada, além de minerais opacos como acessórios e epidoto, clorita e carbonatos de retenção. O fenocristal quartzo é geralmente anedral ocorre sob a forma de cordões nas bordas e preenchendo parcialmente as amídalas. A andesina é eudral com geminação albita-carlsbad, onde se desenvolvem epidoto e carbonatos hidrotermais. O piroxênio é esparsos e ocorre comumente associado à andesina e aos opacos. O anfibólio ocorre preenchendo as amídalas sob a forma de ripas tabulares bastante cloritizada.

2.3.3 TUFOS IGNIMBRÍTICOS. Na área predominam depósitos de fluxo piroclástico, formando marcantes acamamentos plano-paralelos, às vezes com gradação granulométrica e que são representados por lapilli tufo, bomba-lapilli tufo e tufo (Figuras 2.13A,B).

O lapilli tufo apresenta de cor cinza escura e é constituído por cristaloclastos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio predominantemente subédricos fortemente fraturados,

fragmentados e exibe fracos indícios de alteração hidrotermal, fragmentos líticos disformes, púmices achatados, *shards* circulares a semicircular francamente fraturados, além de minerais opacos em matriz microcristalina a vitroclástica fracamente soldada e orientada conforme o fluxo piroclástico (Figura 2.13C,D).

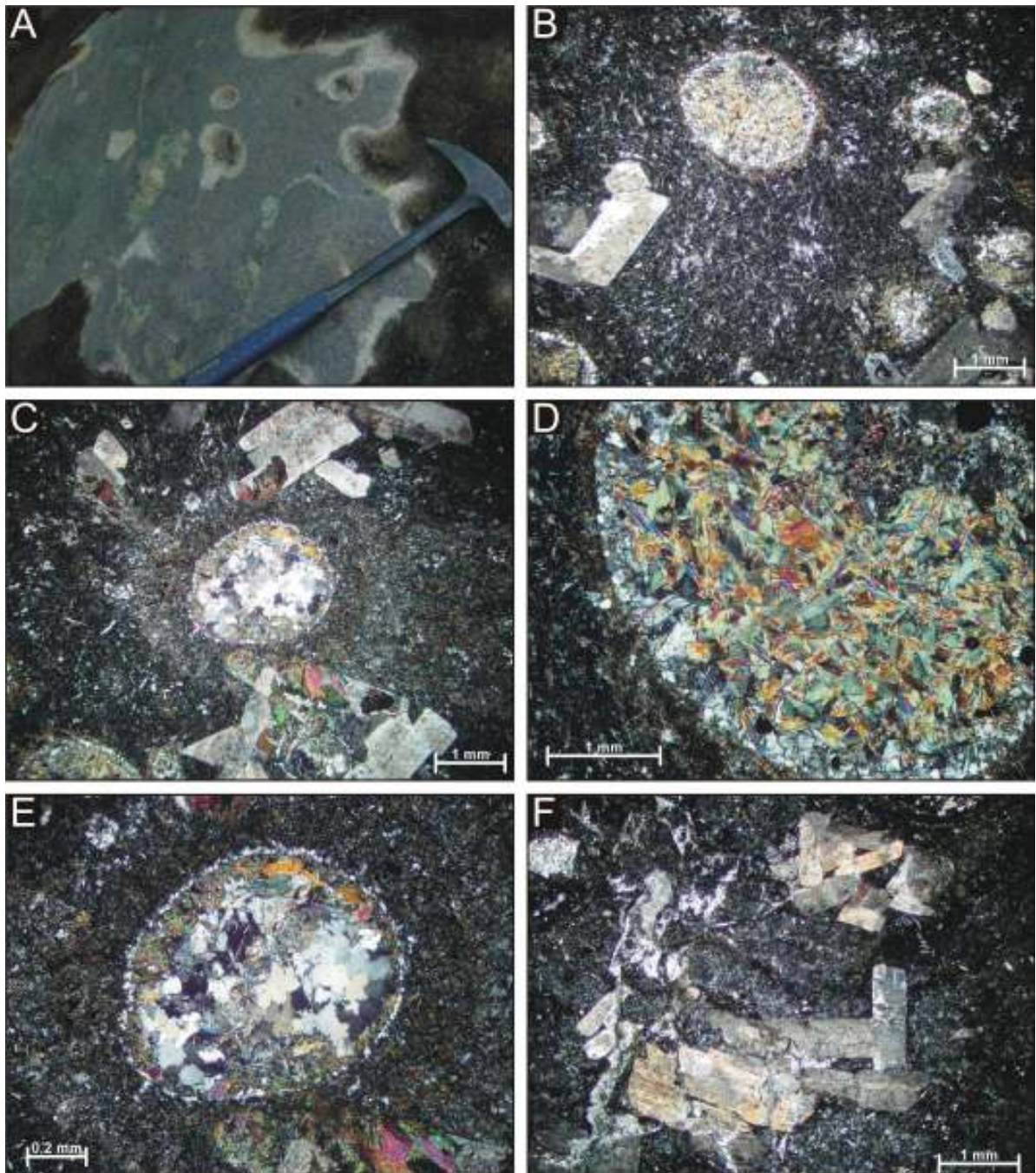


Figura 2.12. Aspectos macro e microtextural do andesito Iracoumé, destacando em (A,B,C,D,E) as feições de cavidades formadas por alívio de gases e em (F) aglomerados de cristais de feldspato (textura glomeroporfíritico).

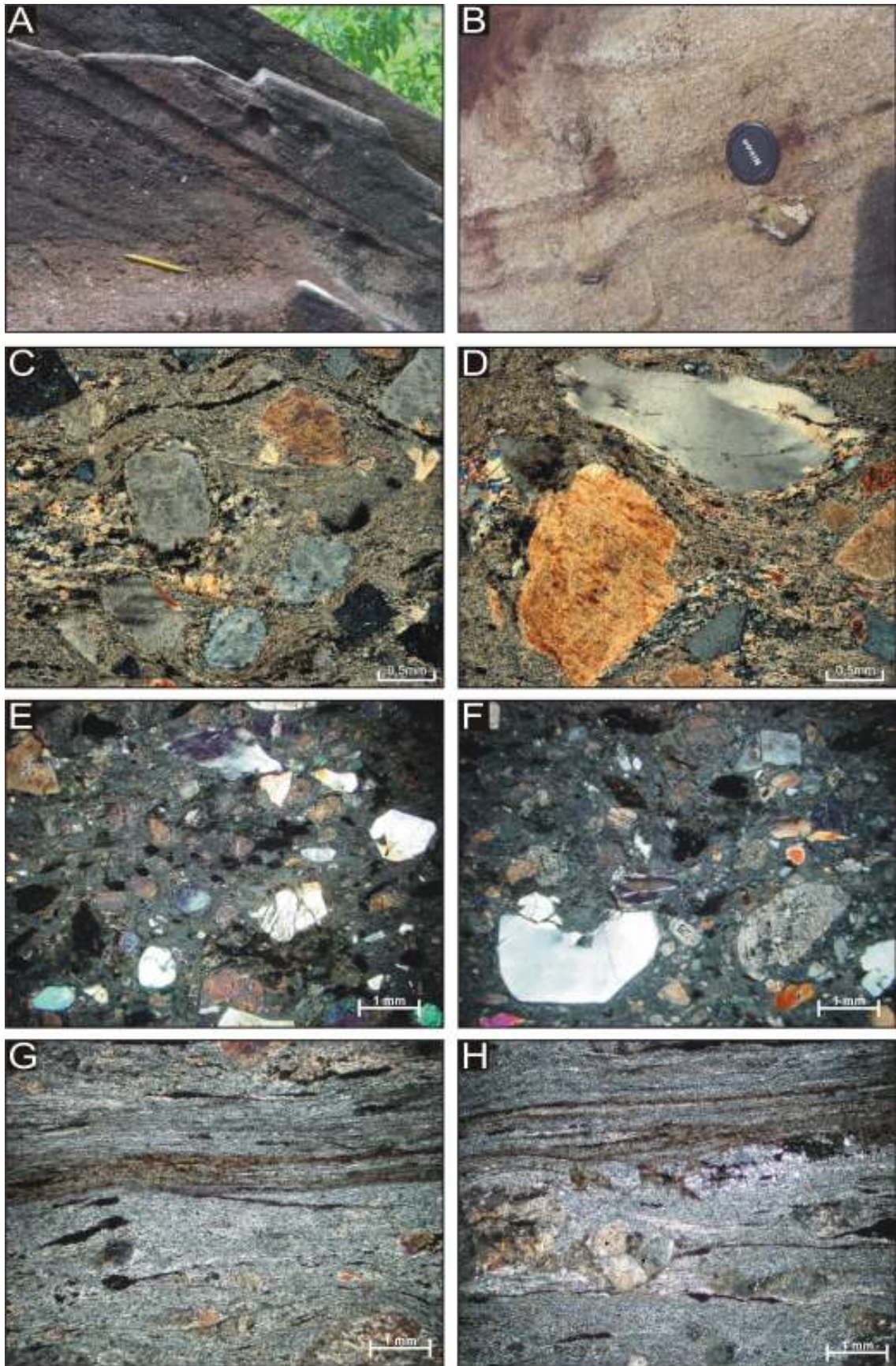


Figura 2.13. Aspectos macro e microtexturais dos tufo ignimbríticos Iricoumé. (A) Acamamento plano-paralelo. (B) Acamamento multigradacional plano-paralelo. (C) e (D) Microtextura do lapilli tufo. (E) e (F) Textura fragmentária microlítica do bomba-lapilli tufo. (G) e (H) Detalhe do aspecto bandado do tufo fracamente soldado, em detalhe feições semelhantes às de sombra de alívio de pressão assimétrica.

O tipo bomba-lapilli tufo apresenta textura fragmentária com matriz afanítica, acamamento com gradação granulométrica, presença de fragmentos vulcânicos ejetados (bombas) de até 20cm, além de cavidade (vesículas) geradas por alívio de gases, por vezes orientadas entre o limite de camadas. Esse tipo exibe ainda enxames de fraturas de pequeno porte truncando os acamamentos, as quais são formadas possivelmente por mudanças bruscas nas condições de temperatura.

Ao microscópio, o bomba-lapilli tufo exibe textura microlítica e uma trama mineral orientada segundo o fluxo piroclástico, representada por micrólitos e cristaloclastos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio e de biotita e minerais opacos, além de fragmentos de púmice em uma matriz microcristalina a vitroclástica. O quartzo pouco fraturado é subedral sob a forma disseminada e anedral quando exibe forte extinção ondulante e apresenta estiramento segundo o fluxo piroclástico. O K-feldspato euédrico mostra apresenta geminação polissintética cruzada e às vezes pertítico. O plagioclásio ocorre sob a forma de cristais geminados fragmentados (Figuras 2.13E,F).

O tufo exibe as cores cinza escura e vermelha, formando bandas alternadas. É constituído por fragmentos líticos, púmices alongados, achatados, retilíneos e predominantemente encurvados com as bordas rugosas, por vezes lisas em uma matriz microcristalina à vitroclástica de cinza vulcânica fortemente orientada e que exibe baixo grau de soldagem. Os fragmentos líticos são euédricos e muitas vezes quebrados.

2.3.4 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA. O Grupo Iricoumé é caracterizada na região por vulcanitos ácidos e um termo intermediário.

As rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas apresentam grande variação composicional, exibindo teores de $\text{SiO}_2 = 65,9$ a $73,7\%$, $\text{TiO}_2 = 0,2$ a $0,8\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,7$ a $14,2\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} = 1,3$ a $6,3\%$, $\text{CaO} = 0,49$ a $3,41\%$, razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,45$ a $0,9$ e MgO , MnO e $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,9$ (Tabela 2.2). Em diagramas de correlação SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e Zr/TiO_2 , os termos ácidos manifestam composições riolítica e dacítica, caráter subalcalino (Figuras 2.14A,B), índice de saturação em alumina metaluminoso e peraluminoso, ISA entre

Tabela 2.2. Composição química das vulcânicas e piroclásticas Iricoumé.

Litotipo	Riolito epizonal	Tufos ignimbríticos				Andesito
Amostra	C6604	C0304a	C0304b	C2604	C4104	C6204
SiO ₂ (%)	70,57	73,53	73,68	65,89	69,97	57,69
TiO ₂	0,39	0,23	0,24	0,82	0,61	1,2
Al ₂ O ₃	14,16	14,02	13,97	13,7	13,77	16,16
Fe ₂ O ₃	3,37	1,13	1,27	6,31	3,85	10,43
MnO	0,07	0,03	0,04	0,13	0,09	0,18
MgO	0,88	0,28	0,3	1,34	0,84	1,13
CaO	1,95	0,49	0,49	3,41	1,78	6,35
Na ₂ O	3,67	2,73	2,73	3,42	3,48	3,34
K ₂ O	4,08	6,1	5,98	4,15	4,95	2,23
P ₂ O ₅	0,12	< .01	< .01	0,19	0,19	0,2
PF	0,5	1	0,8	0,5	0,3	0,8
Total	99,76	99,55	99,51	99,86	99,83	99,71
Mo (ppm)	0,9	0,6	0,5	0,8	0,5	0,2
Cu	5,8	1,3	1	11,1	2,2	5
Pb	15,3	5,3	5,2	8,2	7	4,9
Zn	75	5	5	93	82	90
Ni	7	0,4	0,5	8,7	2,4	12
Tl	0,3	-	-	0,2	0,3	0,2
Sc	6	2	3	14	8	21
Ba	531,4	448,4	440,8	933,9	1090,3	965,4
Be	3	2	-	3	3	3
Co	5,7	-	-	14,4	6,2	25,6
Cs	1,6	6,9	6,4	3	4,2	6
Ga	20	22	21	20,8	19,4	22,1
Hf	9,4	7,6	7,1	9,7	9,7	6,9
Nb	15,2	24,2	24,5	20,3	18,2	12
Rb	130,9	282,3	277,3	131,8	177,5	82
Sn	1	6	8	3	4	1
Sr	192,6	49,4	49	164,9	184,1	170,5
Ta	1,2	2,7	2,6	1,3	1,3	0,7
Th	18,8	30	26,4	15,2	21,2	9,9
U	4,9	5,1	4,8	4,2	5,4	2,1
V	32	-	-	99	38	189
W	0,7	-	-	1,5	1,7	1,5
Zr	329,8	213,1	200,6	367,8	358,2	248,2
Y	40,3	32,2	31,5	57,3	46,9	42,1
La (ppm)	69	69,7	65,9	66,2	60,3	38,5
Ce	136,9	143,9	136,7	140,6	125,6	82,3
Pr	15,16	15,12	14,44	15,88	14,12	9,47
Nd	56,3	55,6	54,7	60	53,3	39,1
Sm	8,9	8,9	8,5	11,3	9,8	7,9
Eu	1,05	0,74	0,75	1,99	1,68	1,86
Gd	6,96	5,94	5,99	9,46	7,77	7,73
Tb	1,21	1,06	1,03	1,68	1,3	1,34
Dy	6,87	5,69	5,64	9,57	7,53	7,49
Ho	1,41	1,08	1,05	1,98	1,56	1,47
Er	3,95	3,4	3,33	5,68	4,52	4,38
Tm	0,65	0,56	0,54	0,86	0,73	0,64
Yb	4,17	4,05	3,82	5,9	4,94	4,26
Lu	0,68	0,64	0,62	0,9	0,75	0,63
ISA	1,01	1,17	1,18	0,84	0,96	0,83
K ₂ O/Na ₂ O	1,11	2,23	2,19	1,21	1,42	0,67
Eu/Eu*	0,41	0,31	0,32	0,59	0,59	0,73
[La/Sm] _N	4,9	4,9	4,9	3,7	3,9	3,1
[Gd/Yb] _N	1,3	1,2	1,3	1,3	1,3	1,5
[La/Yb] _N	11,2	11,6	11,6	7,6	8,2	6,1

-não detectado

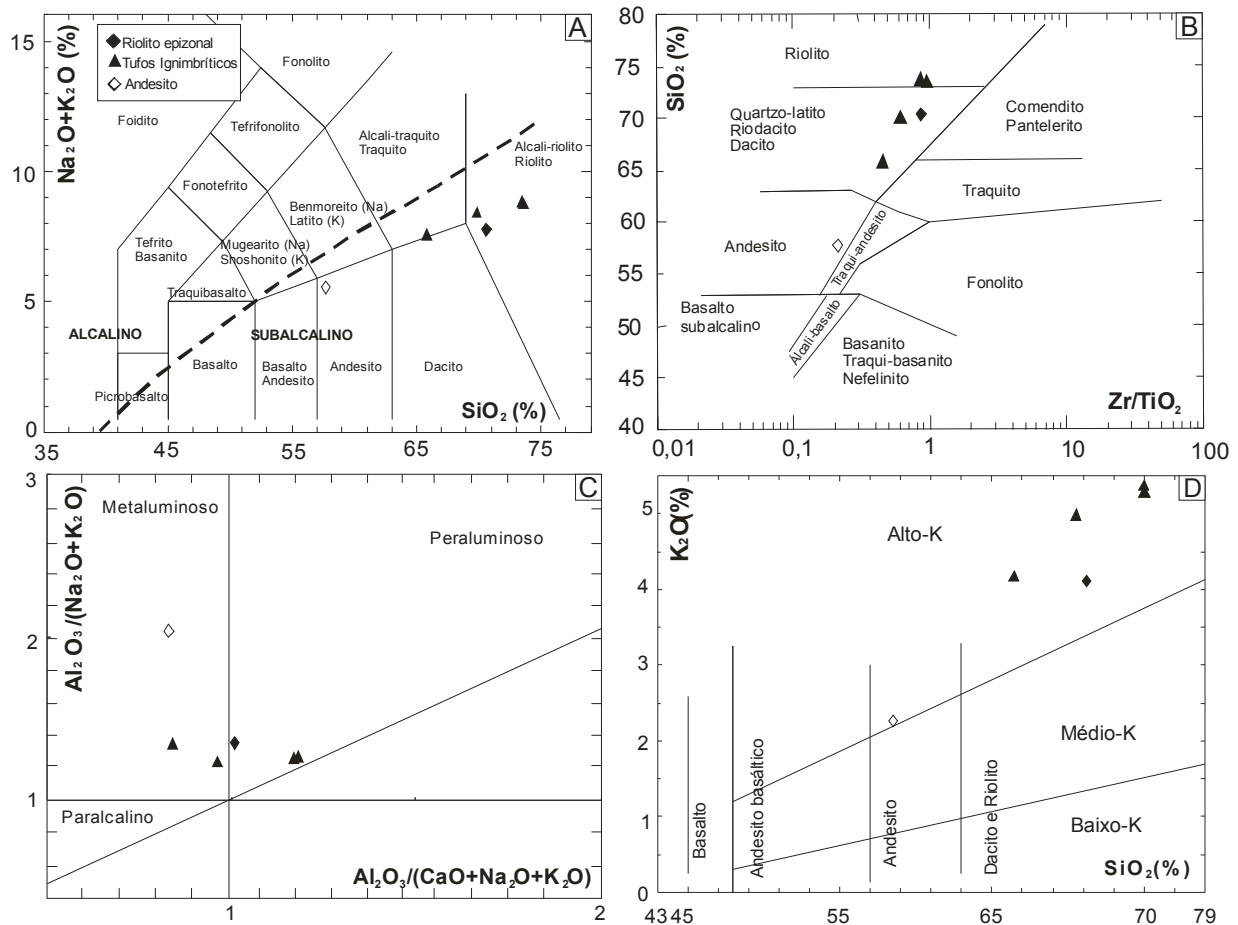


Figura 2.14. Diagramas de classificação e caracterização química dos vulcanitos Iricoumé. (A) Diagrama de correlação entre SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Le Maitre et al. 1989) e Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (B) Diagrama de correlação entre SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977). (C) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (D) Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO_2 versus K_2O (Le Maitre et al. 1989).

0,84 e 1,18 e alto potássio (Figura 2.14C,D). O termo intermediário, representado pelo andesito, mostra teores de $\text{SiO}_2 = 57,7\%$, razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,7$ e $\text{Mg\#} = 18$, índice de saturação em alumina metaluminoso ($\text{ISA} = 0,83$), caráter subalcalino e composição andesítica com forte tendência à composição traquiandesítica, o que confirma a caracterização petrográfica dessa rocha.

Em termos de elementos traços, os vulcanitos ácidos são enriquecidos em Rb, Nb, Ta, Zr e Y, empobrecidos em Sr, com fortes variações em Ba. Apresentam valores altos de La+Ce e baixos Yb+Lu, cerca de 170 a 190 e 7 a 9 vezes maiores que os condritos de Boynton (1984). O padrão de distribuição dos ETR é côncavo, com moderada anomalia negativa em Eu da ordem de $[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_{\text{N}} = 0,31$ a 0,59 e enriquecimento dos ETR leves, de

razão $[La/Sm]_N = 3,9$ a $4,9$ em direção aos pesados, da ordem de $[Gd/Yb]_N = 1,2$ a $1,35$, indicando um moderado fracionamento, da ordem de $[La/Yb]_N = 7,2$ a $11,6$. O diagrama multielementar demonstra anomalias positivas em Rb negativas em Ba, Nb, Sr e Ti (Figura 2.15). As amostras C0304A/B equivalente aos tufos de composição riodacítica mostram anomalias negativas em Zr. O andesito é enriquecido em Zn, Ba, Zr, Sr e Y e empobrecido em Nb, Rb e Ta. De acordo com os elementos terras raras (ETR), apresenta valores altos em La+Ce e baixos Yb+Lu, respectivamente, cerca de 110 e 7 vezes maiores que os do condrito. O padrão de distribuição dos ETR é côncavo, com fraca anomalia negativa em Eu da ordem de $Eu/Eu^* = 0,31$ a $0,73$ e moderado a fraco enriquecimento dos ETR leves, de razão $[La/Sm]_N = 3,1$ a $4,9$, em direção aos pesados da ordem de $[Gd/Yb]_N = 1,2$ a $1,5$, o que indica um fraco a moderado fracionamento da ordem de $[La/Yb]_N = 6,1$ a $11,2$. Na distribuição dos multielementos, o andesito manifesta anomalias positivas em Cs e negativas em Rb, Ta, Nb, Sr e Ti (Figura 2.15).

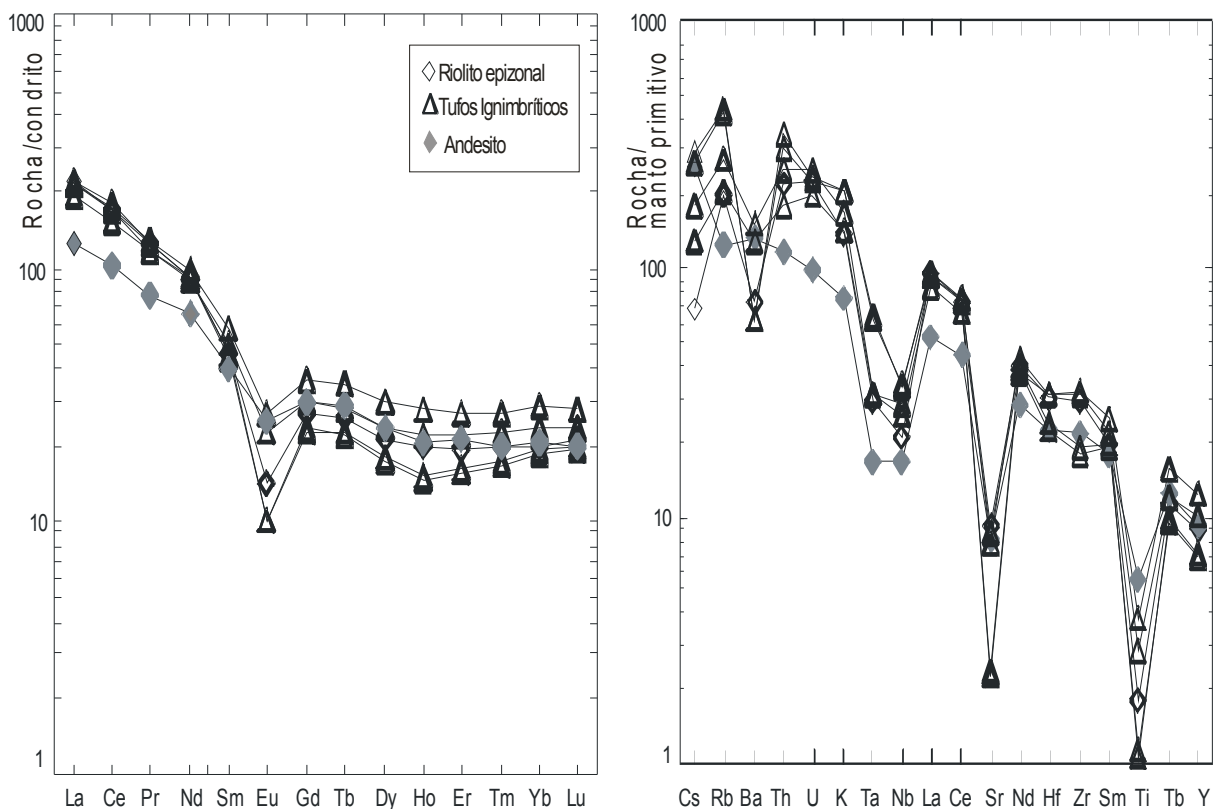


Figura 2.15. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar dos vulcanitos Iricoumé. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo McDonough et al. (1992).

2.4 BATÓLITO SÃO GABRIEL

Essa unidade é representada por um corpo granítico de dimensões batolíticas e formato aproximadamente elíptico, que ocupa uma área de cerca de 450km² e se encontra cortado por falhamentos NW-SE e N-S. As bordas sul e sudeste desse corpo representam a porção norte-nordeste da área de estudo, correspondendo a cerca de 18% (100km²) da mesma área.

Nessa região aflora um biotita granito de cor rosa média contendo diversos xenólitos de até 50cm de tufos ignimbríticos do Grupo Iricoumé (Figura 2.16A). Esse litotipo exibe fraturas orientadas segundo o arranjo estrutural regional predominante NW-SE e subordinado NE-SW e textura inequigranular grossa à porfirítica (Figuras 2.16A,C). Localmente exibe um arranjo textural do tipo rapakivi (Figuras 2.16G,H) e foliação magmática próximo à zona de contato com o K-feldspato granito, borda sul do batólito.

Ao microscópio, esse fácies exibe um arranjo textural granular subedral a eudral com feições rapakivi e anti-rapakivi. É constituído por microclínio (60-64%), quartzo (21-25%), oligoclásio (An₁₈₋₂₅, 9-13%) e biotita (2,5-3,5%), sendo, o zircão, a apatita e opacos os minerais acessórios e a clorita a paragênese hidrotermal. De acordo com essa composição modal QAP, esse fácies esta no campo dos sienogranitos (Figura 2.16B) e revela um enriquecimento de cerca de 10% em quartzo em uma amostra coletada na borda sudoeste do deste batólito, em contato com o fácies K-feldspato granito da Suíte Intrusiva Mapuera.

O microclínio é fortemente pertítico, ocorre sob a forma de cristais e fenocristais subédricos com geminações simples e polissintética cruzada, poucos argilizados e sericitizados, por vezes apresentando bordas albíticas (Figuras 2.16C,D,F). O quartzo exibe extinção ondulante, ocorre sob a forma de cristais anedrais intersticiais entre os cristais de feldspatos. O oligoclásio é pouco fraturado e sericitizado, ocorre predominantemente sob a forma de cristais bordejando o microclínio, poucas vezes apresenta geminação lei da albita. A biotita apresenta-se bastante cloritizada e é freqüentemente associada a agregados esferulíticos óxido de ferro e opacos (Figuras 2.16E).

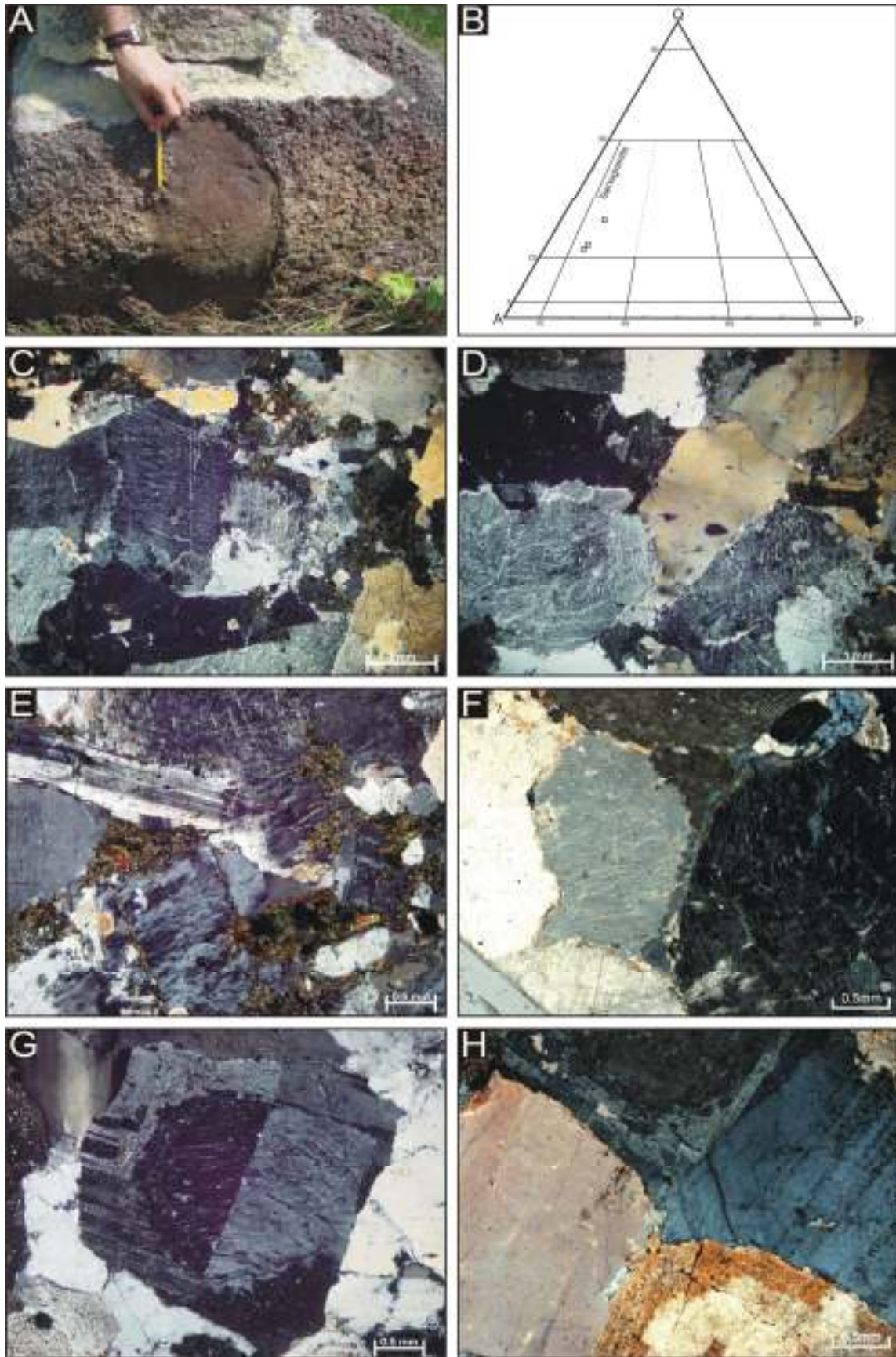


Figura 2.16. Aspectos de campo, composição modal e microtexturas do biotita granito São Gabriel. (A) Xenólito de ignimbrito Iricoumé. (B) Composição modal sienogranítica. (C) e (D) Arranjo textural hipidiomórfico, ressaltando os microclínios fortemente pertíticos. (E) Biotita fortemente cloritizada. (F) Pertita com borda albitica. (G) e (H) Microclínio bordejando por oligoclásio (textura rapakivi).

Tabela 2.3. Composição química do biotita granito São Gabriel.

Litotipo	biotita granito		
Amostra	C1704A	C2004A	C5404
SiO ₂ (%)	72,28	73,16	72,96
TiO ₂	0,34	0,5	0,3
Al ₂ O ₃	13,76	13,24	13,48
Fe ₂ O ₃	2,4	2,38	2,6
MnO	0,08	0,07	0,06
MgO	0,47	0,29	0,45
CaO	1,21	0,73	1,27
Na ₂ O	3,27	3,53	3,46
K ₂ O	5,52	5,34	4,76
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,08
PF	0,5	0,5	0,5
Total	99,89	99,82	99,92
Mo(ppm)	0,4	1	0,8
Cu	3,9	2,6	4,3
Pb	13,6	19,7	15,2
Zn	49	57	60
Ni	2,9	0,6	3,4
Sc	4	6	5
Ba	623,7	1121,8	419,3
Be	2	3	3
Co	3,3	1,7	2,9
Cs	1,1	2,5	2,1
Ga	18,7	18,4	20,1
Hf	10,1	9,3	9,4
Nb	15,8	21,4	17,6
Rb	123,2	197,3	181,7
Sr	162,7	107,5	112,7
Ta	1,2	1,9	1,2
Th	8,7	22,3	27,8
U	3,3	5,6	6,6
V	18	11	17
W	0,4	1	1,4
Zr	371	350	312,3
Y	30,8	41,8	60,3
La(ppm)	29,9	73,9	92,5
Ce	67,7	143,5	178,1
Pr	7,95	15,05	19,52
Nd	31,5	54	74,2
Sm	6,3	9,4	12
Eu	0,96	1,61	0,88
Gd	5,25	7,11	9,35
Tb	0,9	1,24	1,75
Dy	5,14	7,12	9,23
Ho	1,06	1,42	1,97
Er	2,98	4,18	5,52
Tm	0,47	0,64	0,85
Yb	3,02	4,58	5,9
Lu	0,47	0,71	0,91
ISA	1,02	1,03	1,02
K ₂ O/Na ₂ O	1,69	1,51	1,38
Eu/Eu*	0,51	0,60	0,25
[La/Sm] _N	2,99	4,95	4,85
[Gd/Yb] _N	1,40	1,25	1,28
[La/Yb] _N	6,67	10,88	10,57

- não detectado

2.4.1 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA. O biotita granito São Gabriel exhibe teores de $\text{SiO}_2 = 72,3$ a $73,2\%$, $\text{TiO}_2 = 0,3$ a $0,5\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,5$ a $14,2\%$, $\text{CaO} = 0,7$ a $1,3\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,4$ a $1,7$ e MnO e $\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,08$ (Tabela 2.3), índice de saturação em alumina (ISA) fracamente peraluminoso, com valores entre 1,02 e 1,03 (Figura 2.17A) e assinatura fortemente subalcalina ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8,2$ a $8,9\%$) de alto potássio (Figuras 2.17B,C). Em relação aos elementos traços, esse tipo petrográfico demonstra enriquecimento em Zn, Nb, Rb, Ta, Zr e Y e relativo empobrecimento em Ba = 419 a 1120ppm e Sr = 107 a 163ppm. Em relação aos ETR, o biotita granito manifesta altos valores de La+Ce e baixos valores em Yb+Lu, respectivamente cerca de 90-250 e 15-30 vezes maiores que os do condrito. O padrão de distribuição dos ETR exhibe formato côncavo com moderada anomalia negativa em Eu da ordem $[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_{\text{N}} = 0,25$ a $0,6$ moderado enriquecimento dos ETR leves, de razão $[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{N}} = 3$ a 5 , em direção aos pesados, da ordem de $[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 1,3$ a $1,4$, o que indica um padrão de moderado fracionamento, da ordem de $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 6,7$ a $10,6$. O diagrama de distribuição dos multielementos desse litotipo demonstra anomalias positivas em Rb e Tb, e negativas em Cs, Ba, Ta, Nb, Sr e Ti (Figura 2.18).

2.5 SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA

A Suíte Intrusiva Mapuera ocorre nas porções oeste e centro-oeste, perfazendo cerca de 70km^2 , equivalente a 11% da área estudada. Aflora sob a forma de plútons aparentemente elípticos, orientados aproximadamente segundo a direção NW-SE. Nessa unidade incluem os fácies K-feldspato granito e K-feldspato granito milonítico.

2.5.1 K-FELDSPATO GRANITO. Esse tipo petrográfico ocorre em contato com a borda sul do batólito granítico São Gabriel e ao sul da região, em contato com a Formação Prosperança, onde mostra fraturas e venulações relacionadas, possivelmente, ao processo extensional que permitiu a deposição da Formação Prosperança.

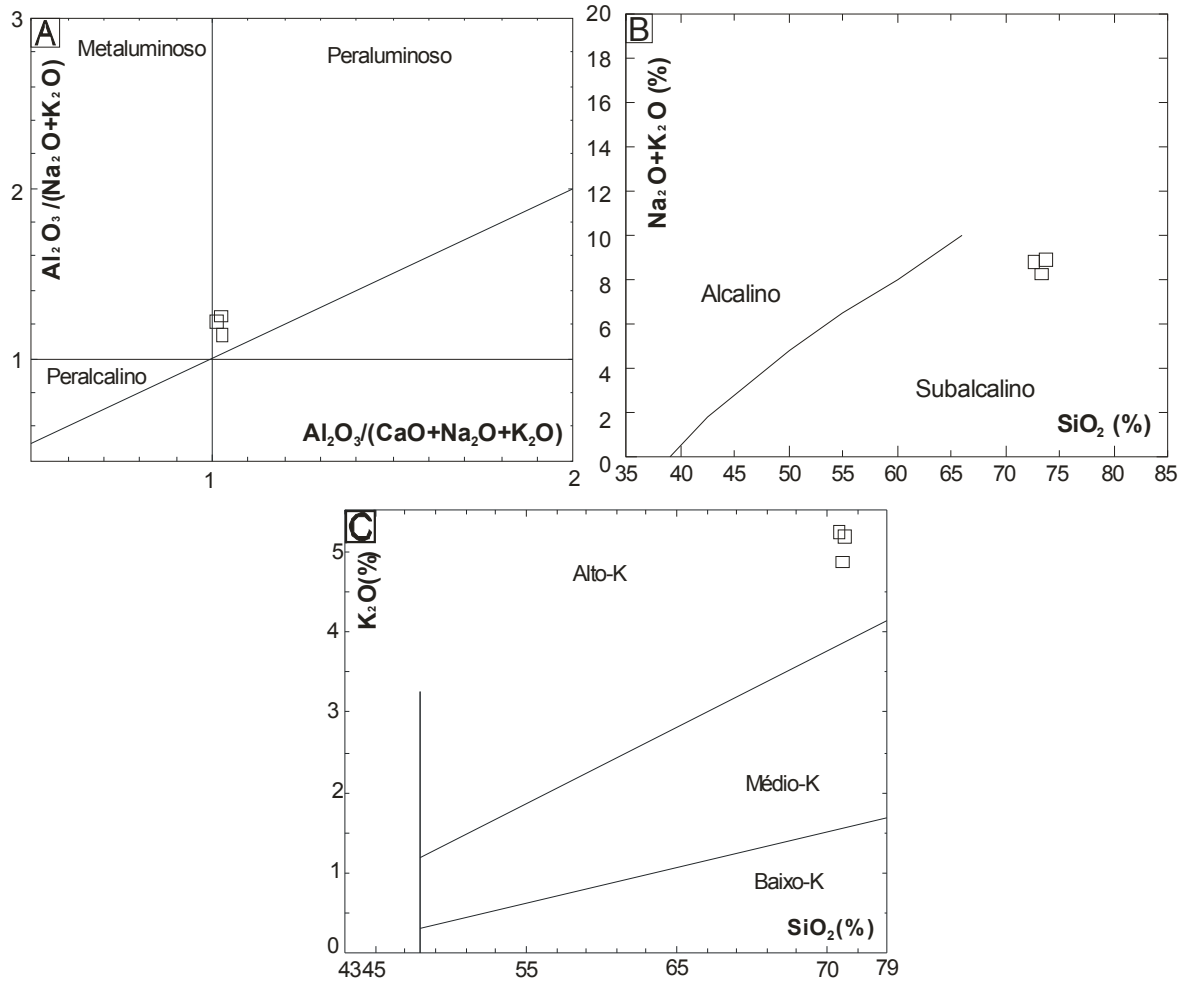


Figura 2.17. Diagramas de caracterização química do biotita granito São Gabriel. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (C) Diagrama de correlação entre SiO_2 versus K_2O , mostrando o teor de potássio (Le Maitre et al. 1989).

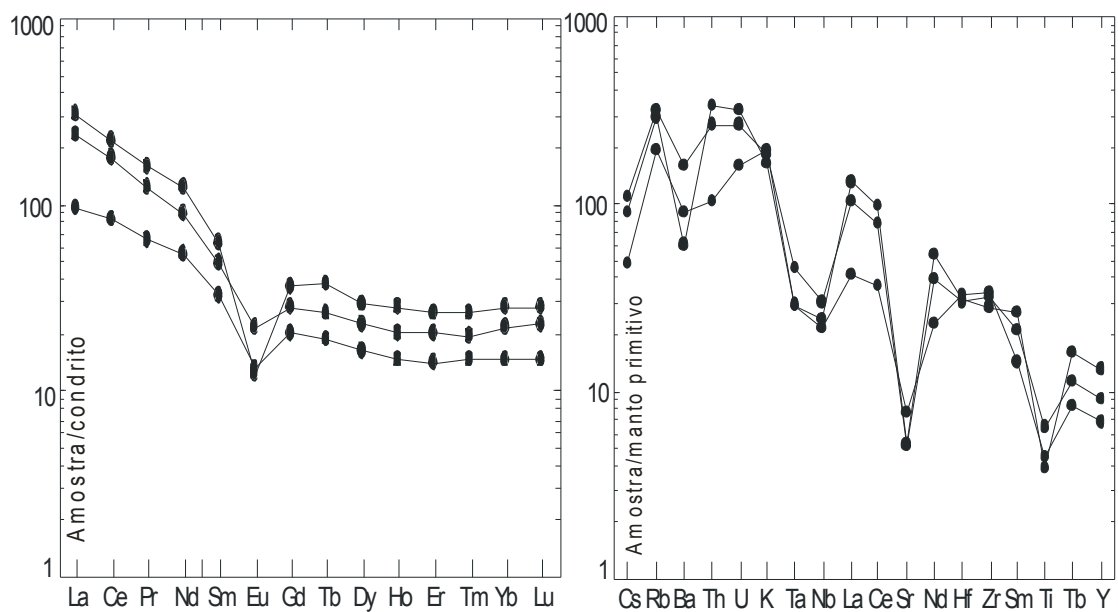


Figura 2.18. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do biotita granito São Gabriel. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boyton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

O contato desse fácies com o biotita granito pórfiro Água Branca é interdigitado e chega a desenvolver uma rocha híbrida de cor rosa clara e textura inequigranular média à fina (Figura 2.19A). Nas porções distais ao contato, esse fácies exibe cor vermelha média à escura e textura equigranular média à grossa (Figuras 2.19B).

Ao microscópio, o K-feldspato granito exibe arranjo textural granular subédrico seccionado por distintos padrões de falhas e fraturas preenchidas por óxi-hidróxidos de Fe (Figura 2.20D). É constituído por microclínio pertítico (44-48%), quartzo (39-43%), oligoclásio (An_{17-24} , 6-10%) e biotita (1-2%), tendo como acessórios, a apatita, traços de zircão, óxi-hidróxidos de ferro, além de epidoto e clorita, representando a paragênese hidrotermal. Tal proporção mineral, baseada na análise modal do diagrama QAP, posiciona esse fácies dentro do campo dos sienogranitos (Figura 2.19C).

O microclínio pertítico é subédrico, apresenta-se com geminação polissintética cruzada, pouco argilizado e sericitizado, inclusões de oligoclásio e quartzo (Figuras 2.20A,C), ocasionalmente contendo planos de geminação levemente contorcidos. O quartzo ocorre sob a forma de cristais anédricos, levemente estirados, pouco fraturados, distribuídos de modo intersticial junto à trama feldspática, exibindo extinção fortemente ondulante e bordas suturadas, geralmente contornados por cordões de diminutos cristais de quartzo em arranjo poligonal. O oligoclásio é subédrico, pouco sericitizado, apresenta geminação

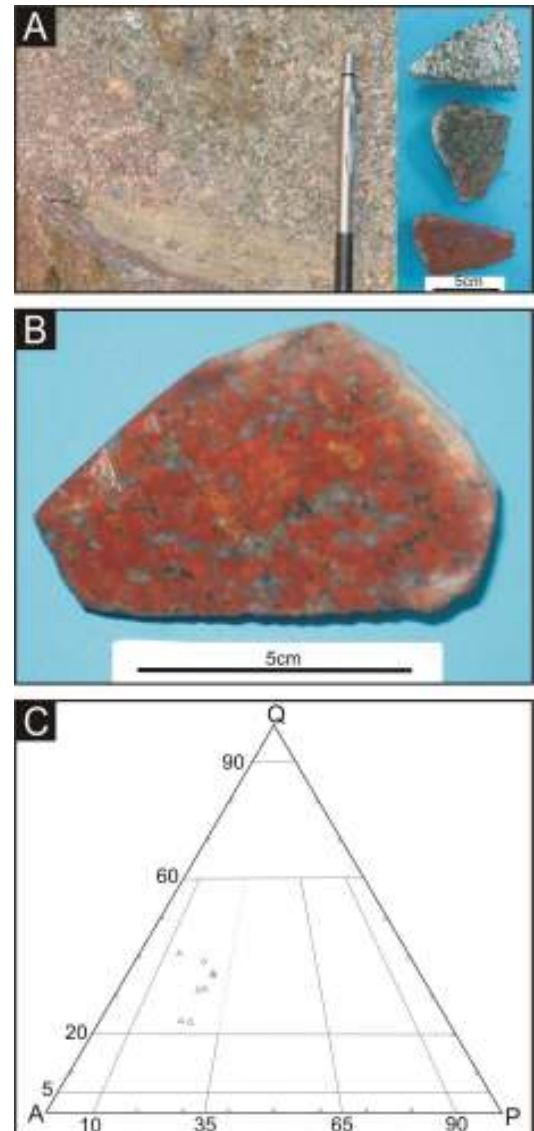


Figura 2.19. Aspectos mesoscópico e composição modal K-feldspato granito Mapuera. (A) Contato entre o K-feldspato granito Mapuera e o biotita granito pórfiro Água Branca. (B) Textura equigranular média à grossa (C) Composição modal sienogranítica.

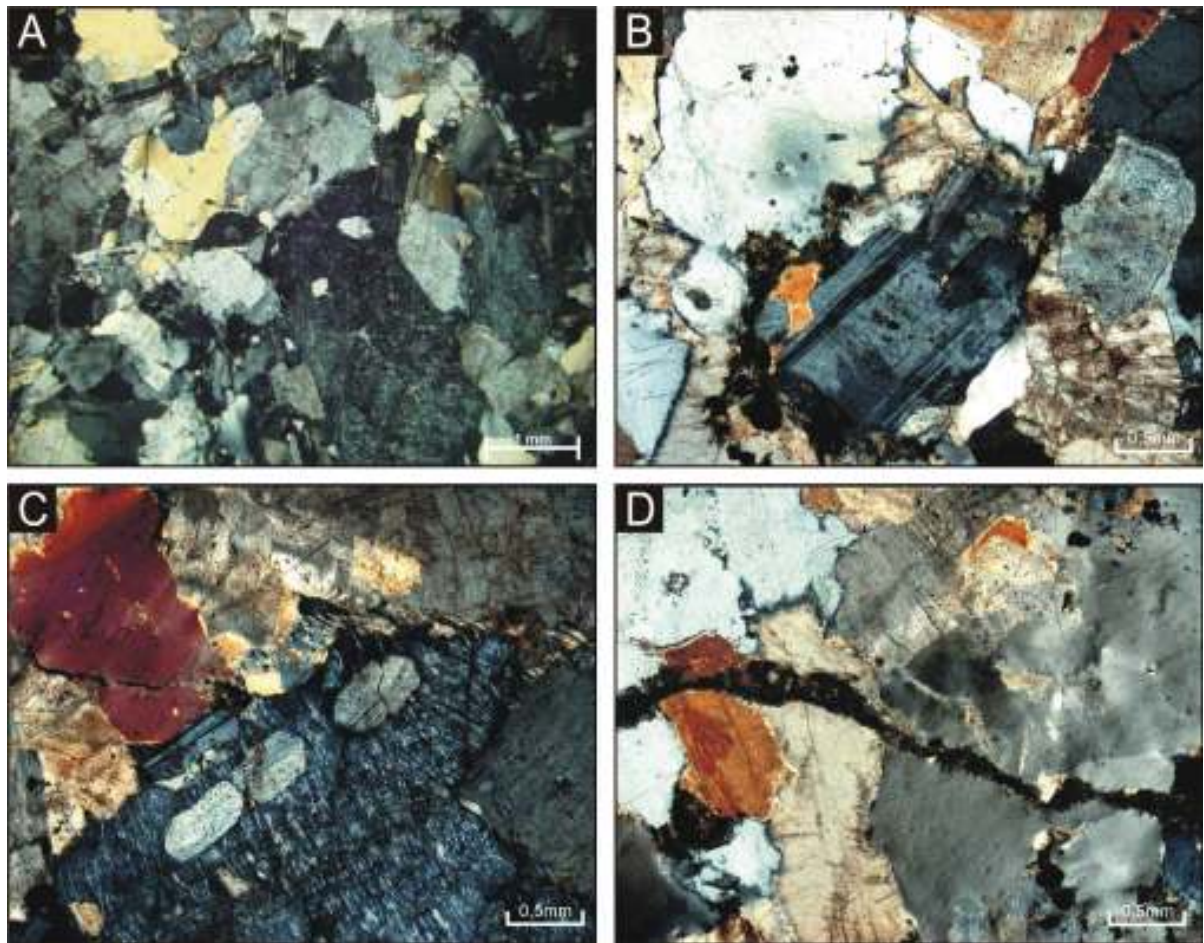


Figura 2.20. Aspectos microtexturais do K-feldspato granito Mapuera. (A) Textura hipidiomórfico granular. (B) Cristais de oligoclásio com os planos de geminação deslocados por microfalha. (C) Microclínio pertítico com inclusões de oligoclásio (D) Cristais de quartzo com forte extinção ondulante cortado por uma fratura preenchida por opacos e minerais hidrotermais.

polissintética simples, orientada segundo a lei da albita, cujos planos mostram-se, ocasionalmente, descontínuos e/ou deslocados por microfalhas (Figuras 2.20B).

Os cristais de biotita mostram-se cloritizados e ocorrem distribuídos de modo intersticial. Já os minerais acessórios e os da paragênese hidrotermal ocorrem comumente associados aos cristais de biotita, sendo que alguns dos minerais opacos apresentam bordas contornadas por agregados de óxidos de titânio (?), sugerindo tratar-se possivelmente de ilmenita.

2.5.2 K-FELDSPATO GRANITO MILONÍTICO. Esse tipo petrográfico ocorre na porção oeste da região, entre o biotita granito milonítico e diorito Água Branca. Aflora sob a forma de lajedos às margens do rio Pardo. Apresenta cor rosa amarelado, fraturado segundo as

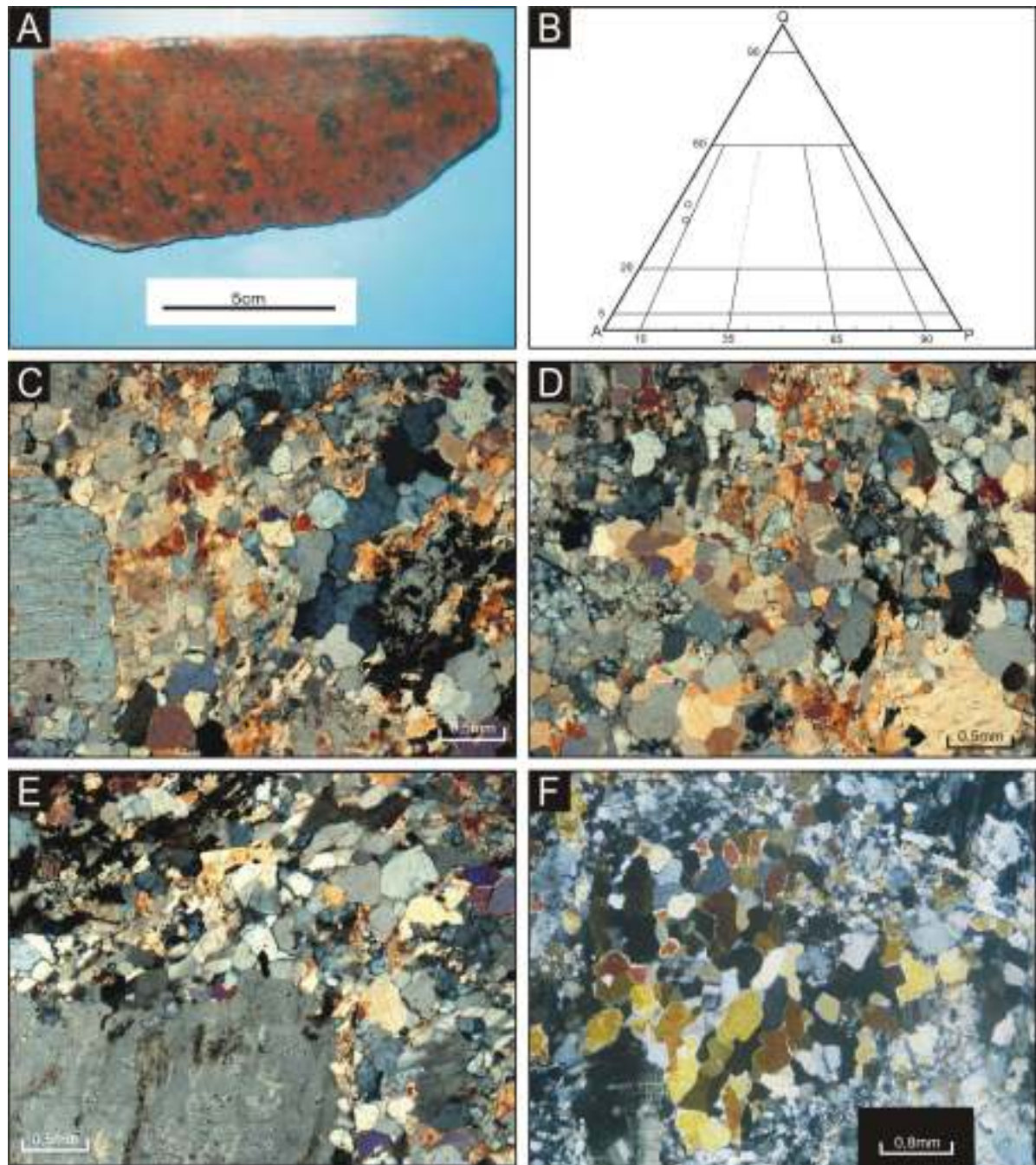


Figura 2.21. Aspecto mesoscópico, composição modal e microtexturas do K-feldspato granito milonítico da Suíte Intrusiva Mapuera. (A) Arranjo mesotextural, exibindo foliação milonítica (B) Composição modal álcali-feldspática granítica. (C), (D), (E) e (F) Microtexturas protomilonítica à milonítica.

direções S1: N45°E/subvertical e S2: E-W, textura inequigranular de granulação média com proeminente foliação milonítica (Figura 2.21A).

Ao microscópio, esse fácies apresenta arranjo textural protomilonítico, ressaltado pelos porfiroclastos rodeados por uma matriz quartzo-feldspática exibindo recristalização

sensu stricto, caracterizada por agregado de cristais de quartzo poligonais, marcando diferenças no tamanho dos grãos (Figuras 2.21C,D,E,F).

O K-feldspato granito milonítico é constituído por microclínio (43-47%) quartzo (36-40%), oligoclásio (An_{17-24} , 2-4%) e biotita (1-3%), tendo como acessórios a apatita, pacos, zircão e titanita, além da clorita e o epidoto como representantes da fase hidrotermal. Tal proporção, posiciona esse fácies no campo dos álcali-feldspato granitos, de acordo com o diagrama QAP (Figura 2.21B).

O microclínio pertítico ocorre sob como cristais anédrico a subédrico, às vezes estirados com os planos de geminação deslocados, pouco sericitizado e argilizado e com apresenta inclusões de oligoclásio e quartzo. O quartzo ocorre sob a forma de agregados de cristais poligonais entre os cristais de microclínio orientado segundo a foliação milonítica e como porfiroclastos com bordas suturadas. Os cristais de oligoclásio são euédricos geminados segundo a lei da albita, moderadamente argilizado e geralmente associado ao quartzo, às vezes mostrando intercrescimento micrográfico. A biotita apresenta moderada cloritização e pouco estiramento, mostrando-se normalmente associada aos minerais opacos e acessórios.

2.5.3 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA. Esse domínio, formado pelos tipos petrográficos K-feldspato granito e K-feldspato granito miloníticos apresenta teores de $SiO_2 = 71,4$ a $74,0\%$, $Al_2O_3 = 13,5$ a $14,7\%$, $K_2O/Na_2O = 1,0$ a $1,5$, $Mg\# = 19,7-21,9$ e TiO_2 , MnO e $P_2O_5 \leq 0,4$ (Tabela 2.4). Nos diagramas de caracterização química, esse conjunto de rochas revela um índice de saturação em alumina fracamente peraluminoso, com valores entre 1,02 e 1,14, caráter francamente subalcalina, de ordem $K_2O+Na_2O = 8,2-9,3\%$ e de alto potássio (Figuras 2.22A,B,C).

Esse conjunto de rochas mostra relativo enriquecimento em Zn, Nb, Rb, Ta, Zr (191 a 256ppm) e Y (20 a 60ppm) e relativo empobrecimento em Sr e Ba (350 a 499ppm). Apresenta altos valores de La+Ce e baixos em Lu+Yb, cerca de 70-140 e 8-10 vezes maiores que os do condrito. O padrão de distribuição dos ETR exhibe formato côncavo com

Tabela 2.4. Composição química das rochas da Suíte Intrusiva Mapuera.

Litotipo	K-feldspato granito				K-feldspato granito milonítico
Amostra	C1904A	C3904	C4204	C4304	C3404
SiO ₂ (%)	73,75	74,03	72,65	71,39	72,99
TiO ₂	0,14	0,12	0,18	0,26	0,4
Al ₂ O ₃	13,79	13,85	14,18	14,73	13,53
Fe ₂ O ₃	1,7	1,71	2	2,68	2,26
MnO	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06
MgO	0,23	0,22	0,28	0,38	0,28
CaO	0,44	0,35	0,93	1,32	0,76
Na ₂ O	4,36	4,21	4,08	4,06	3,59
K ₂ O	4,9	4,86	5,03	4,18	5,3
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,05	0,06	0,06
PF	0,6	0,4	0,5	0,8	0,6
Total	99,96	99,82	99,94	99,9	99,84
Mo (ppm)	0,3	0,4	0,4	0,2	0,7
Cu	1,3	0,8	2,2	1,5	2,7
Pb	24,5	13,5	21,3	10	19,2
Zn	62	60	84	47	68
Ni	0,5	0,5	1,3	1,1	0,4
Sc	2	1	2	4	5
Ba	348,7	350,1	499,1	822,2	1085,2
Be	3	3	2	2	-
Co	1,2	1	2	3	1,7
Cs	1,5	1,2	2,1	1,7	1,1
Ga	21,5	20,1	19,8	18	19,5
Hf	7,8	6,5	6,6	5,5	9
Nb	19,9	17,9	15,5	8,7	20,7
Rb	182,8	184,2	190	164,3	183
Sr	50,4	51,7	92	178,2	108
Ta	1,3	1,2	1,1	0,7	1,3
Th	16,8	13,5	15,9	10,1	21,8
U	6	4,7	4,4	4,5	5,4
V	-	-	9	8	7
W	0,5	0,4	1,1	0,2	0,6
Zr	246,4	191,9	218,6	196,9	313,2
Y	59,1	32,5	51,4	20,9	59,5
La (ppm)	52,2	21,6	63,4	31,5	75,2
Ce	106,1	60,3	96,8	63	157,7
Pr	11,63	4,81	12,96	6,42	17,79
Nd	42,1	18,4	48,6	23,6	66,3
Sm	7,9	3,6	8,7	4,2	12
Eu	0,37	0,27	0,61	0,8	1,74
Gd	7,02	3,31	7,34	3,31	9,72
Tb	1,26	0,68	1,27	0,56	1,71
Dy	7,27	4,55	7,41	3,27	9,55
Ho	1,67	1,08	1,63	0,66	2,03
Er	4,91	3,39	4,73	2	5,89
Tm	0,74	0,57	0,74	0,32	0,91
Yb	5,09	3,96	4,68	2,28	6,14
Lu	0,8	0,62	0,69	0,35	1
ISA	1,04	1,08	1,02	1,08	1,04
K ₂ O/Na ₂ O	1,12	1,15	1,23	1,03	1,48
Eu/Eu*	0,15	0,24	0,23	0,66	0,49
[La/Sm] _N	4,16	3,77	4,58	4,72	3,94
[Gd/Yb] _N	1,11	0,67	1,27	1,17	1,28
[La/Yb] _N	6,91	3,68	9,13	9,31	8,26

-não detectado

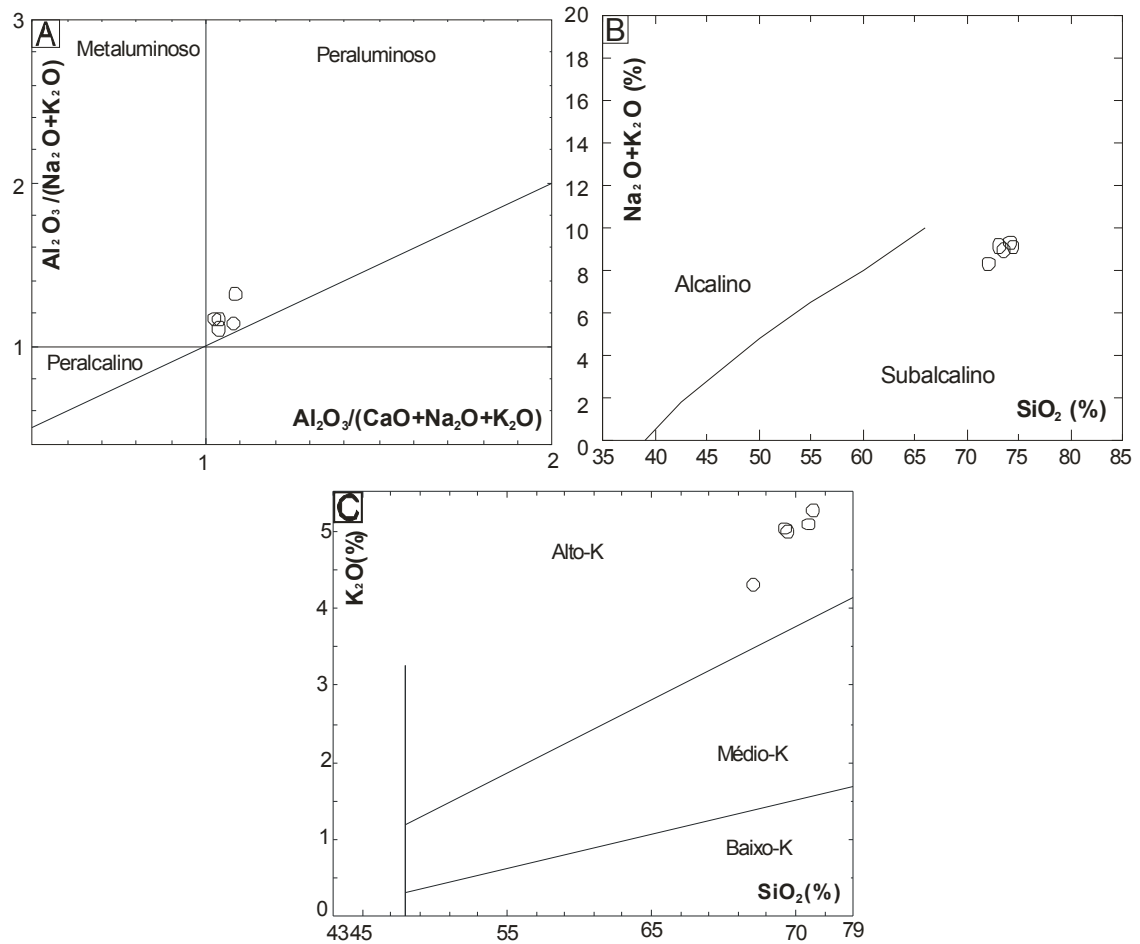


Figura 2.22. Diagramas de caracterização química das rochas da Suíte Intrusiva Mapuera. (A) Índice de saturação em alumina (Maniar & Picolli 1989). (B) Índice de alcalinidade de Irvine & Baragar (1971). (C) Teor de potássio mostrado pelo diagrama de correlação entre SiO_2 versus K_2O (Le Maitre et al. 1989).

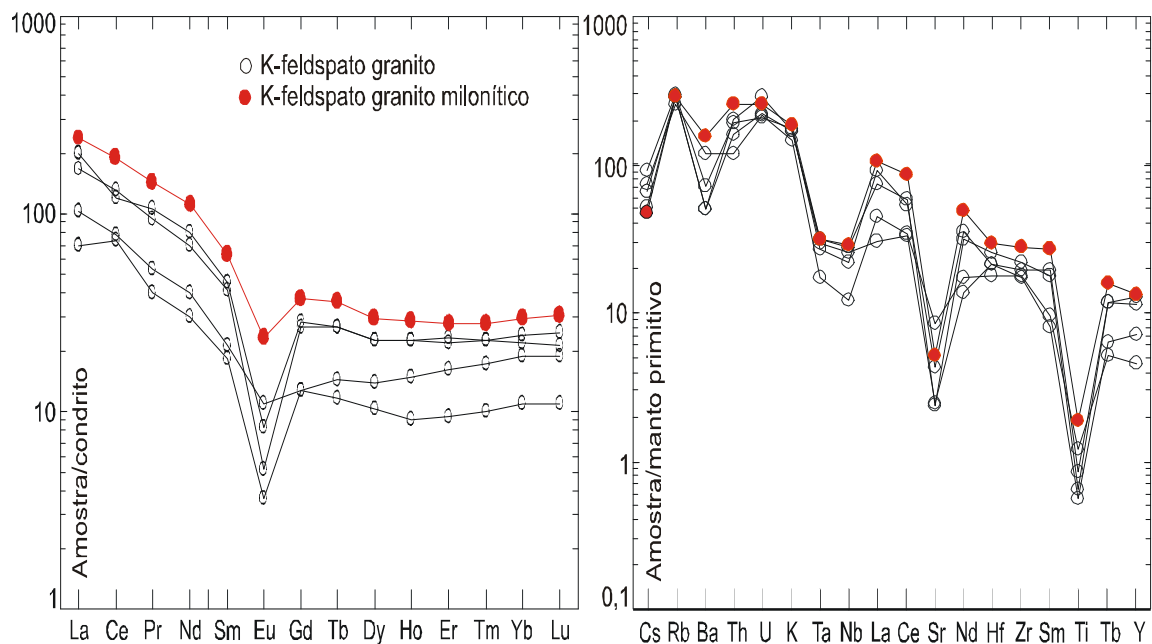


Figura 2.23. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar das rochas Suíte Intrusiva Mapuera. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de MacDonought et al. (1992).

forte anomalia negativa em Eu, da ordem $[Eu/Eu^*]_N = 0,15-0,24$, moderado a fraco enriquecimento dos ETR leves, de razão $[La/Sm]_N = 3,7-4,7$, em direção aos pesados, da ordem de $[Gd/Yb]_N = 0,67-1,27$, o que indica um padrão de fraco a moderado fracionamento, da ordem de $[La/Yb]_N = 3,7-9,3$. O diagrama de distribuição dos multielementos desse litotipo demonstra anomalias positivas em Rb e Tb e negativas em Cs, Ba, Nb, Ta, Sr e Ti (Figura 2.23).

A Suíte Intrusiva Mapuera é francamente homogêneo em termos de distribuição multielementar. Apesar do fácies milonitizado exibir a mesma relação dos ETR leves/pesados, os valores em ETR totais são notoriamente os maiores para esta unidade, o que pode ser atribuído a remobilização desses elementos durante o processos de milonitização.

2.6 ANORTOSITO CANOAS

Esse tipo petrográfico aflora sob a forma de blocos em um pequeno trecho, próximo ao ramal Canoas, igarapé Jauarí, margem direita do rio Pardo. Apresenta cor branca esverdeada, arranjo textural equigranular grosso, marcante isotropia (Figuras 2.24A,B) e é constituído por uma paragênese mineral que consiste de plagioclásio do tipo cálcico (labradorita, An_{51-53} ; 94-98%), raros piroxênios e dos minerais acessórios olivina, anfibólio, pirita, magnetita (?), além de epidoto e clorita como representantes da paragênese hidrotermal.

A labradorita ocorre como cristais prismáticos tabulares euédricos curtos e alongados que apresentam geminação lei da albita e albita-periclina (Figura 2.24C) e quando alterados mostram-se epidotizados, saussuritizados e argilizados. A olivina ocorre como cristais euédrico com proeminentes fraturas, cujos planos mostram-se preenchidos por minerais opacos (Figura 2.24D). Ressalta-se ainda, a ausência de extinção invertida causada pela interação do plagioclásio com a olivina. Os opacos (pirita? e magnetita?) são intersticiais e comumente associados à olivina.

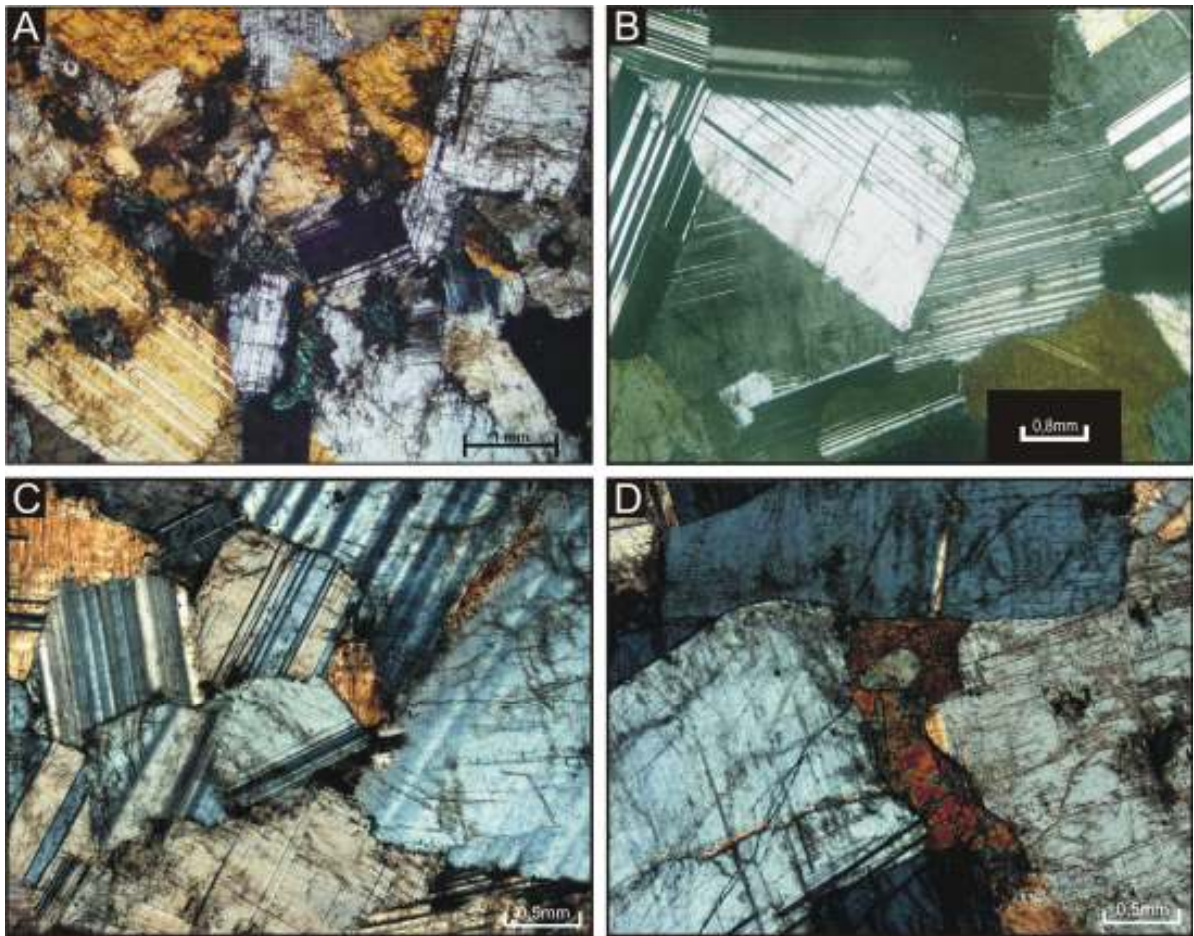


Figura 2.24. Microtexturas do Anortosito Canoas. (A e B) textura panidiomórfica granular. (C) Textura cumulática, com contatos suturados entre as labradoritas. (D) Cristal de olivina típica entre os labradoritas.

O anortosito Canoas apresenta teores de $\text{SiO}_2 = 55,8\%$, $\text{TiO}_2 = 0,34\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 25,3\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{total} = 1,6\%$ e $\text{CaO} = 8,3\%$, uma assinatura calcialcalina, fortemente subalcalina de baixo-K. com altos valores em $\text{Ba} = 850\text{ppm}$ e $\text{Sr} = 1145\text{ppm}$ e baixos valores em $\text{Zn} = 1,2\text{ppm}$, $\text{Rb} = 9\text{ppm}$, $\text{Nb} = 1\text{ppm}$, $\text{Zr} = 13,6$ e $\text{Y} = 2,5\text{ppm}$. Em relação aos ETR, o anortosito da região do alto rio Pardo manifesta baixos valores de $\text{La}+\text{Ce}$, em torno de 17 vezes maiores que os do condrito e valores de $\text{Yb}+\text{Lu}$ menores que os mesmos condritos. O padrão de distribuição dos ETR exibe formato convexo com forte anomalia positiva em Eu, da ordem $[\text{Eu}/\text{Eu}^*]_N = 4,9$, moderado a forte enriquecimento dos ETR leves, de razão $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 5,3$, em relação aos pesados, da ordem de $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 2,6$, resultando subsequente em um moderado a forte fracionamento, da ordem de $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 24,1$. Em um diagrama multielementar, o anortosito Canoas demonstra distribuição homogênea, mas com um pico abrupto em K (Figura 2.25).

Tabela 2.5. Composição química do anortosito Canoas e do dique de riolito.

Litotipo	Anortosito Canoas	Dique de Riolito
Amostra	C6104	C6704
SiO ₂ (%)	55,82	74,36
TiO ₂	0,34	0,21
Al ₂ O ₃	25,29	13,24
Fe ₂ O ₃	1,62	1,73
MnO	0,02	0,03
MgO	0,3	0,48
CaO	8,29	1,2
Na ₂ O	5,26	3,04
K ₂ O	1,34	5,09
P ₂ O ₅	0,11	0,06
PF	1,3	0,5
Total	99,69	99,94
Mo (ppm)	0,1	0,3
Cu	3,2	1,5
Pb	3,6	10,6
Zn	1,2	22
Ba	849,6	355
Co	4,1	3,6
Ga	19,2	16,7
Nb	1	9,5
Rb	9	167,1
Sr	1144,6	228,1
Th	0,1	34,7
V	21	28
Zr	13,6	90,1
Y	2,5	9
La (ppm)	6,8	42,1
Ce	12,2	70,9
Pr	1,33	6,16
Nd	5,4	18,7
Sm	0,8	2,5
Eu	1,13	0,38
Gd	0,61	1,31
Tb	0,09	0,23
Dy	0,5	1,34
Ho	0,08	0,26
Er	0,22	0,85
Tm	-	0,14
Yb	0,19	1,26
Lu	0,04	0,22
K ₂ O/Na ₂ O	0,25	1,67
K ₂ O+Na ₂ O	6,60	8,13
Eu/Eu*	4,95	0,64
[La/Sm] _N	5,35	10,59
[Gd/Yb] _N	2,59	0,84
[La/Yb] _N	24,13	22,53
-não detectado		

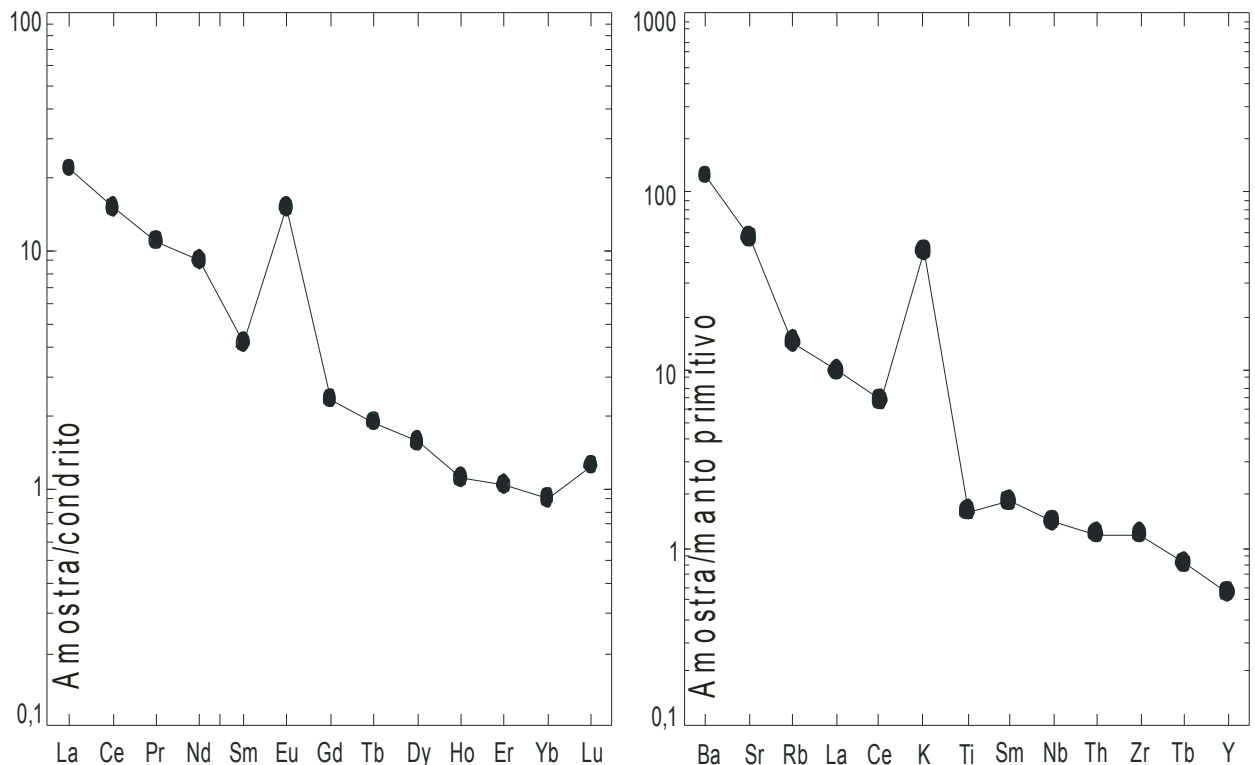


Figura 2.25. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do anortosito Canoas. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

2.7 DIQUES MÁFICOS E FÉLSICOS

Toda região é atravessada por diques máficos e félsicos representados pelos tipos olivina microgabro, diabásio, biotita microsienogranito e riolito.

2.7.1 OLIVINA MICROGABRO. Esse litotipo ocorre de modo disseminado na região, sob a forma de diques de dimensões variadas. Apresenta cor cinza escura e textura equigranular fina à média. É constituído por uma paragênese mineral principal de labradorita (An_{50-53} , 63-67%), olivina (23-27%) e augita (18-22%), pelos minerais acessórios biotita, apatita e opacos, além do epidoto e carbonatos como representantes da paragênese hidrotermal. Os cristais de labradorita estão distribuídos segundo o arranjo textural subofítico a intersertal com feições esferulíticas locais. Ocorrem sob a forma de cristais tabulares euédricos, alongados, de proporção largura/comprimento $\sim 1/8$ e exibe as geminações lei da albita, albita-carlsbad e albita-periclina e fraca argilização, sericitização e saussuritização. A olivina é subedral a eudral e não apresenta textura em corona, resultado da interação entre a

olivina e o plagioclásio. A augita ocorre principalmente sob a forma de cristais euédricos parcialmente fragmentados em meio à trama mineral feldspática. A biotita comumente ocorre associada a cristais euédricos de opacos.

2.7.2 DIABÁSIO. Esse tipo petrográfico, amplamente distribuído na área de estudo, apresenta-se sob a forma de diques de espessura centimétricas a métricas e comprimento decamétrico orientados nas direções preferenciais NE-SW e NW-SE.

O diabásio exibe cor cinza esverdeado e textura porfirítica fina, ressaltada por dispersos fenocristais de



Figura 2.26. Aspecto microtextural da matriz do diabásio, textura sub-oftítica.

plagioclásio em matriz afanítica. Ao microscópio, os fenocristais de plagioclásio mostram-se bastante argilizados e sericitizados em uma matriz de arranjo textural sub-oftítico (Figura 2.26) formada por hornblenda parcialmente alterada para tremolita-actinolita, biotita cloritizada, quartzo, plagioclásio e minerais opacos, tendo como acessórios titanita e apatita, além de epidoto e clorita hidrotermais.

2.7.3 BIOTITA MICROSIENOGRANITO.

Esse litotipo exibe cor rosa clara e arranjo textural inequigranular de granulação fina variando ao arranjo porfirítico de granulação média à fina (Figura 2.27). É formado por quartzo (56-60%), microclínio peritítico (24-28%), oligoclásio (An_{22-26} , 11-15%), biotita cloritizada (2-4%), além da apatita e opacos



Figura 2.27. Dique aplítico E-W de biotita microsieenogranito em biotita±hornblenda granito Água Branca.

como acessórios e o epidoto, searicita, clorita e argilominerais como representantes hidrotermais. O oligoclásio ocorre sob a forma de cristais tabulares euedrais, de proporção largura/comprimento $\sim 1/3$, exibindo zonamento, geminações lei da albita e albita-carlsbad, saussuritização, argilização e avançado grau de sericitização, observado no desenvolvimento de epidoto. O microclínio pertítico mostra-se sob a forma de cristais tabulares euedrais (largura/comprimento $\sim 1/2$ a $1/1$) com geminação polissintética cruzada, às vezes, apresenta inclusões de quartzo e plagioclásio. A biotita é euedral e é associada comumente aos opacos.

2.7.4 RIOLITO. Apresentam cor rosa média, arranjo textural porfirítico de granulação fina ressaltado por fenocristais de feldspato e quartzo em matriz microcristalina. Os fenocristais de feldspatos ocorrem sob a forma de cristais anedrais a subedrais, zonados, sericitizados e com bordas corroídas, enquanto que os fenocristais de quartzo são euedrais a subedrais, fraturados, com moderada extinção ondulante e bordas corroídas. A matriz é constituída por quartzo, feldspatos e biotita cloritizada, tendo como acessórios titanita, zircão, apatita, e minerais opacos, além de clorita e epidoto representando a paragênese hidrotermal.

O dique de riolito pórfiro fino revela assinatura peraluminosa, subalcalina de alto potássio. Segundo os diagramas de correlação SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e SiO_2 versus Zr/TiO_2 esse tipo petrográfico manifesta composição riolítica. Entretanto, valores confrontados no diagrama Zr/TiO_2 versus Nb/Y revelaram tendência a composição andesítica, devido ao valor fortemente depreciado em Zr, recorrente a reativação dos fluidos hidrotermais desse evento magmático ácido que afetou tanto a rocha intrusiva como a encaixante. Em conformidade aos elementos traços, esse dique apresenta picos em Sr e valores depreciados em Cu, Pb, Zn, Ba e Sn com valores altos de La-Ce, cerca de 100 vezes maiores que os condritos. O padrão de distribuição dos ETR mostra um acentuada queda nos valores dos ETR leves, de razão $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 10,6$, seguida de valores relativamente homogêneos em relação aos ETR pesados, da ordem $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 0,8$, indicando um forte fracionamento, da ordem $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 22,5$. Em diagrama que relaciona

elementos compatíveis e incompatíveis, esse tipo revela picos em Th, U e La e depressões em Ba, Nb, Sr e Ti (Figura 2.28).

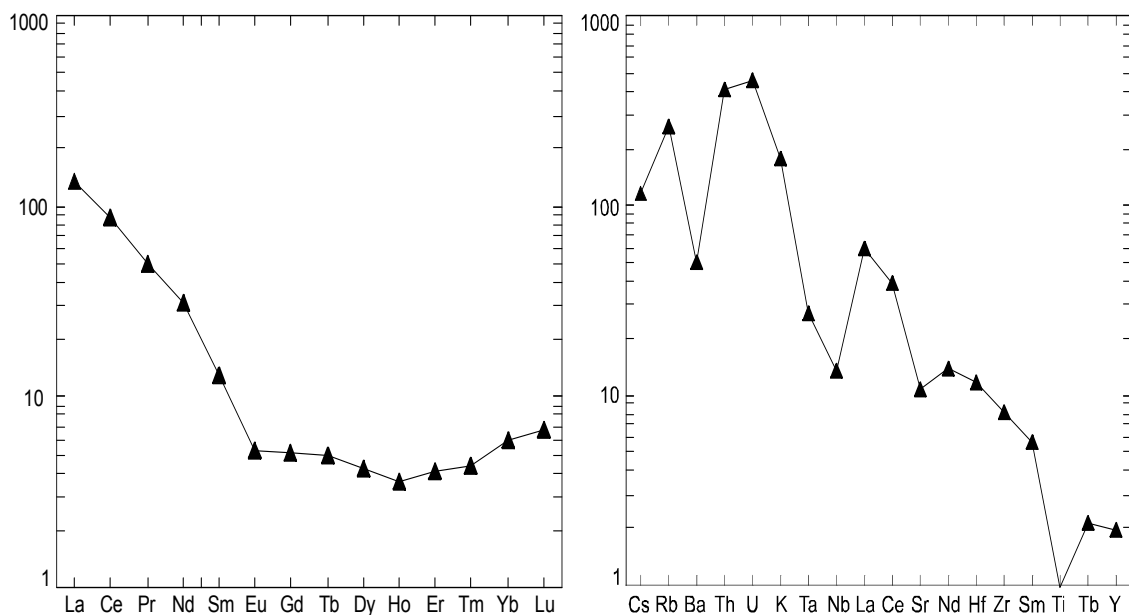


Figura 2.28. Padrões de distribuição dos ETR e multielementar do dique de riolito. Valores normalizados de acordo com os condritos de Boynton (1984) e o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

2.8 FORMAÇÃO PROSPERANÇA

Essa unidade ocupa uma faixa ENE-WSW em contato discordante com o embasamento vulcano-plutônico e os sedimentos da bacia do Amazonas na porção SSE da área estudada (Figura 2.29A), onde afloram rochas sob a forma de acamamentos e blocos em vertentes de morros e em cortes de estrada em ramais e na BR-174 (Figura 2.29B).

No contato do embasamento com essa unidade, foram descritos diversos fragmentos vulcânicos lateritizados caracterizados como depósitos de base. Nessa área de contato, a Formação Prosperança é francamente lateritizada, cortada por um sistema de falhas e fraturas NW-SE e NE-SW preenchidas por quartzo que provavelmente está relacionado a processos tafogenéticos da bacia do Amazonas, fissão do cráton Amazônico.

Essa unidade é representada por arenitos arcoseanos médios a grossos intercalados a pelitos e siltitos que exibem estratificações plano-paralela e cruzada e tabular e tangencial, contendo falhas sin-sedimentares, indicativas de uma tectônica ativa durante a sedimentação neoproterozóica.



Figura 2.29. Aspectos de campo da Formação Prosperança. (A) Contato com o embasamento vulcânico. (B) Acamamentos com estratificações plano-paralela e cruzada.

2.9 FORMAÇÃO NHAMUNDÁ

A Formação Nhamundá afloram com certas continuidades e homogeneidade sob a forma de extensos lajedos em diversas corredeiras e cachoeiras, assim como blocos residuais orientados em resposta a erosão diferencial ao longo de falhas e fraturas (Figura 2.30).



Figura 2.30. Aspectos de campo da Formação Nhamundá.

Essa unidade é caracterizada na região por quartzo arenitos finos composicional e texturalmente maduros, de cor cinza clara a branca acinzentada com estratificações cruzada tabular e plano-paralela e traços da espécie fóssil *Skotithos*, de origem marinha.

2.10 COBERTURAS LATERÍTICAS

As coberturas lateríticas têm sido desenvolvidas principalmente sobre o batólito São Gabriel e sedimentos da Formação Prosperança, nos quais chegam a formar extensos platôs. Em geral, essas coberturas residuais são do tipo matura (Costa 1991) e mostra-se compartimentada, da base para o topo, em: horizonte transicional, no qual ainda guarda

feições texturais da rocha-mãe, horizonte mosqueado aluminoso com formação de gibbsita e crosta ferruginosa colunar (Figura 2.31). O perfil laterítico desenvolvido sobre os sedimentos da Formação Prosperança é, normalmente, recoberto por um latossolo argiloso amarelo, cuja gênese ainda permanece em discussão.

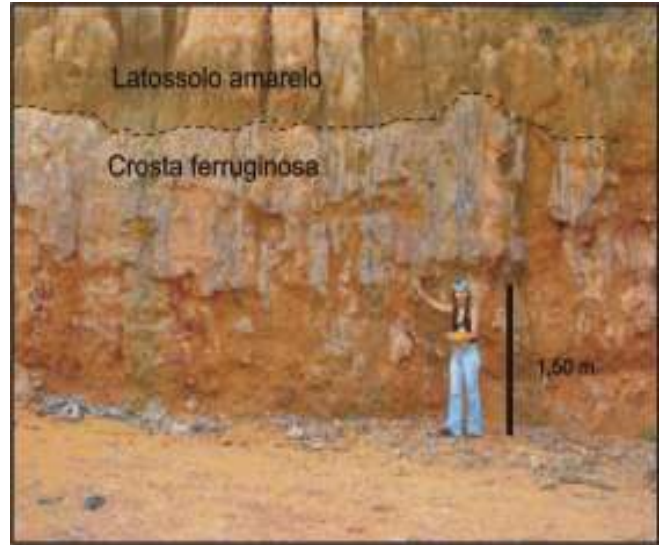


Figura 2.31. Aspectos de campo da das coberturas lateríticas, em detalhe horizonte ferruginoso colunar desenvolvida sobre da Formação Prosperança.

GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO

3.1 INTRODUÇÃO

Os estudos geocronológicos na região ainda são discretos. Os poucos trabalhos geocronológicos foram realizados pelos métodos Rb-Sr e K-Ar para rochas do Granito São Gabriel (Araújo Neto & Moreira 1976) e K-Ar para gabros das formações Quarenta Ilhas e Seringa, na região do rio Pardo e para um diabásio amostrado na bacia do rio Uatumã (Veiga Jr. et al. 1979). Por outro lado, a região da Mina de Estanho do Pitinga concentra um número maior de trabalhos geocronológicos Rb-Sr, Pb-Pb, U-Pb, U-Pb SHRIMP para rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitóides mineralizados da Suíte Intrusiva Madeira (Macambira et al. 1987, Fuck et al. 1993, Lenharo 1998, Costi 2000 e Costi et al. 2000). O método U-Pb SHRIMP também foi aplicado em granitos Mapuera/Abonari e metagranitos, gnaisses e charnockitos Jauaperi, coletados ao longo da BR-174, sul de Roraima (Santos et al. 2001a, 2002a).

Neste capítulo são apresentadas cinco idades Pb-Pb evaporação de monocristais de zircão em duplo filamento para o biotita±hornblenda granito milonítico, biotita granito pórfiro, biotita granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca, biotita granito (rapakivi) do Batólito São Gabriel e riolito epizonal do Grupo Iricoumé. Os resultados obtidos excluem cristais que não forneceram sinal de Pb suficiente para determinação da razão isotópica e cristais que forneceram valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ inferiores a 2500, além de mostrar o erro delimitado pelo desvio padrão de 2σ .

3.2 BIOTITA±HORNBLENDAS GRANITO MILONÍTICO. Para obtenção da idade Pb-Pb evaporação desse litotipo, foram selecionados inicialmente 21 cristais de zircão na fração 180-125µm. Esses cristais são de cor marrom clara a média, translúcidos, prismáticos bipiramidais, por vezes subarredondados curtos (1/2 a 1/3), de acordo com a

Tabela 3.1. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita±hornblenda granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca.

Zircão	Temp. (°C)	Nº. razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade/etapa (Ma)	2σ
BIOTITA±HORNBLENDA GRANITO MILONÍTICO ÁGUA BRANCA												
C6304/1	*1450	32	0,000068	7	0,18113	92	0,11684	83	0,11561	92	1890	14
	1500	30	0,000038	4	0,24151	8	0,11672	27	0,11621	35	1899	5
	1550	34	0,00005	8	0,25949	282	0,11675	3	0,11593	38	1895	6
C6304/2	*1450	36	0,000101	26	0,22273	173	0,11708	3	0,11552	35	1888	5
	1500	38	0,000008	4	0,21661	68	0,11636	17	0,1162	17	1899	3
	1550	38	0,000025	1	0,22372	101	0,11667	34	0,11663	34	1905	5
C6304/3	*1450	6	0,000071	84	0,22365	1896	0,12116	102	0,12022	152	1960	23
	*1500	8	0	0	0,21056	28	0,1147	355	0,1147	355	1875	56
C6304/4	*1450	8	0,000045	16	0,2321	697	0,11597	28	0,11536	36	1886	6
C6304/5	*1450	16	0,000052	9	0,24464	105	0,11634	45	0,11571	46	1891	7
	1500	28	0,000075	3	0,2473	108	0,11736	68	0,11596	34	1895	5
C6304/6	*1450	8	0	0	0,1983	96	0,11697	36	0,11697	36	1911	6
	1450	30	0,000051	1	0,2127	8	0,11637	32	0,11569	36	1891	6
C6304/9	#1450	28	0,000678	42	0,22715	265	0,11597	58	0,10673	105	1745	18
	1500	34	0,000049	7	0,21025	74	0,11692	19	0,11626	23	1900	4
$\Sigma = 374$			Média ponderada =								1898	±3

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

(*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004

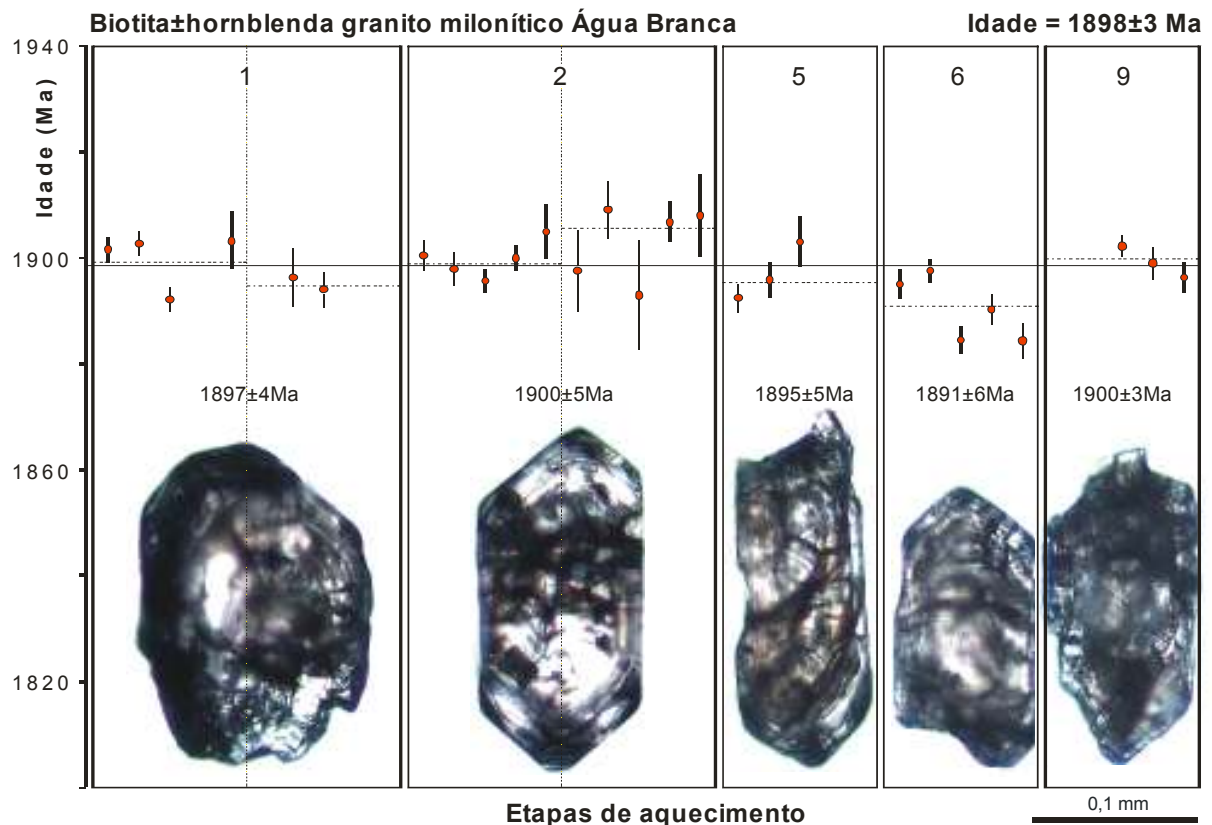


Figura 3.1. Diagrama Idade x etapa de evaporação, mostrando ainda a idade e os aspectos morfológicos de dos cristais de zircão empregado no cálculo da idade média ponderada do biotita±hornblenda granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca.

relação largura/comprimento, raros são zonados, fortemente microfraturados, levemente

oxidados e com inclusões opacas e transparentes arredondas e alongadas. A partir deste conjunto de 21 cristais selecionados, sete foram analisados e forneceram sinal de Pb suficientemente intenso para a determinação da razão isotópica, além de mostrar valores de Pb comum, de razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inferior a 0,0004 (Tabela 3.1, Figura 3.1).

Após a eliminação subjetiva, cinco cristais de zircão foram utilizados para o cálculo da idade média ponderada, o resultado revelou o valor de $1898 \pm 3\text{Ma}$, com *Unified Standard Deviation* (USD) = 1,74, a partir de 232 razões isotópicas. Esse valor é interpretado como idade de cristalização do biotita±hornblenda granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca.

3.3 BIOTITA GRANITO PÓRFIRO. 20 cristais de zircão foram selecionados em lupa binocular na fração 180-125µm, dos quais onze foram reservados à análise isotópica e forneceram sinal de Pb suficientemente intenso para a determinação da razão isotópica e valores inferiores 0,0004, em relação a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tabela 3.2, Figura 3.2). Esses cristais são de cor marrom média a clara, subtranslúcidos, prismáticos bipiramidais, raros subarredondados, curtos (1/2; largura/comprimento), zonados, fortemente microfraturados, às vezes fragmentados e contendo inclusões opacas e transparentes subarredondadas e alongadas. Raros cristais apresentam um aspecto leitoso relacionado ao processo de metamitização.

Depois de realizada a eliminação subjetiva, seis cristais de zircão foram utilizados para o cálculo da idade média, que revelou a idade de $1895 \pm 3\text{Ma}$ (USD = 1,6, 238 razões), interpretada como idade de cristalização do biotita granito pórfiro Água Branca. Cabe ressaltar que, o cristal C2101/7 apresentou um erro de mais ou menos 31Ma, entretanto a idade obtida nesse cristal é condizente com a média dos demais cristais. Já a amostra C2104/6 revelou uma idade calculada de $2002 \pm 14\text{Ma}$, interpretada como idade mínima de cristalização de uma herança relacionado ao paroxismo tardi-transamazônica.

Tabela 3.2. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita granito pórfiro da Suíte Intrusiva Água Branca. A cor amarela destaca um cristal de zircão herdado de uma rocha de idade aproximada de 2,0Ga.

Zircão	Temp. (°C)	Nº. razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade (Ma)	2σ
BIOTITA GRANITO PÓRFIRO ÁGUA BRANCA												
C2104/1	1450	38	0,000154	9	0,1995	54	0,11753	18	0,11557	19	1889	3
C2104/3	*1450	6	0,000271	52	0,19043	608	0,11692	78	0,11327	105	1853	17
	*1500	14	0,000089	4	0,17533	406	0,11611	18	0,11501	33	1880	5
C2104/4	*1450	8	0,000181	36	0,15136	434	0,10318	56	0,10069	75	1637	14
C2104/5	*1450	38	0,000032	4	0,15973	67	0,11611	38	0,1156	36	1889	6
	1450	30	0,000048	8	0,21304	55	0,1166	56	0,11586	56	1894	9
	1550	30	0,000024	7	0,26212	69	0,1164	18	0,116	2	1896	3
C2104/6	*1450	8	0,000029	34	0,17546	1224	0,12282	245	0,12244	25	1992	36
	*1500	40	0,000025	2	0,18352	73	0,12334	16	0,12301	16	2001	2
	*1550	26	0,000063	3	0,20677	182	0,12862	108	0,12852	133	2078	18
C2104/7	*1450	8	0,000000	0	0,2574	448	0,11825	88	0,11826	88	1930	133
	1500	8	0,000000	0	0,251	451	0,11563	199	0,11563	199	1890	31
C2104/8	*1450	8	0,000000	0	0,19761	105	0,11385	64	0,11386	64	1862	10
	*1450	8	0,000293	6	0,25078	233	0,11881	84	0,11486	117	1878	18
	1500	38	0,000047	3	0,18705	49	0,11639	16	0,11576	16	1892	2
C2104/9	*1450	30	0,000242	6	0,21789	85	0,11489	3	0,11136	32	1822	5
	1500	34	0,000015	4	0,19641	83	0,11617	15	0,11594	15	1895	2
	*1550	8	0,000013	14	0,20773	272	0,11698	66	0,1168	68	1908	11
C2104/10	*1450	6	0,000186	46	0,17039	2516	0,1138	166	0,11128	178	1821	29
	1500	24	0,000042	7	0,19241	136	0,11713	33	0,11665	53	1906	8
C2104/11	#1450	8	0,000680	174	0,19962	587	0,12437	11	0,11521	262	1884	41
	1500	36	0,000090	6	0,19526	158	0,11746	17	0,11629	18	1900	3
$\Sigma = 454$											Média ponderada =	1895 ±3

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

(*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

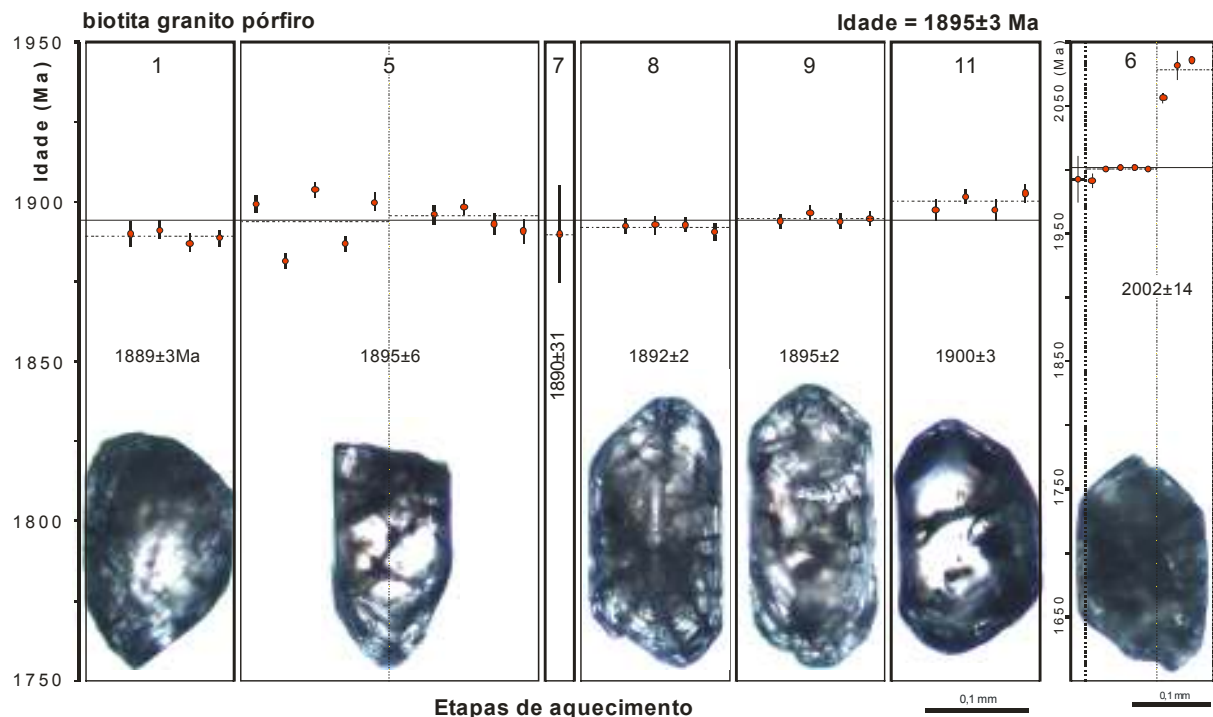
#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004

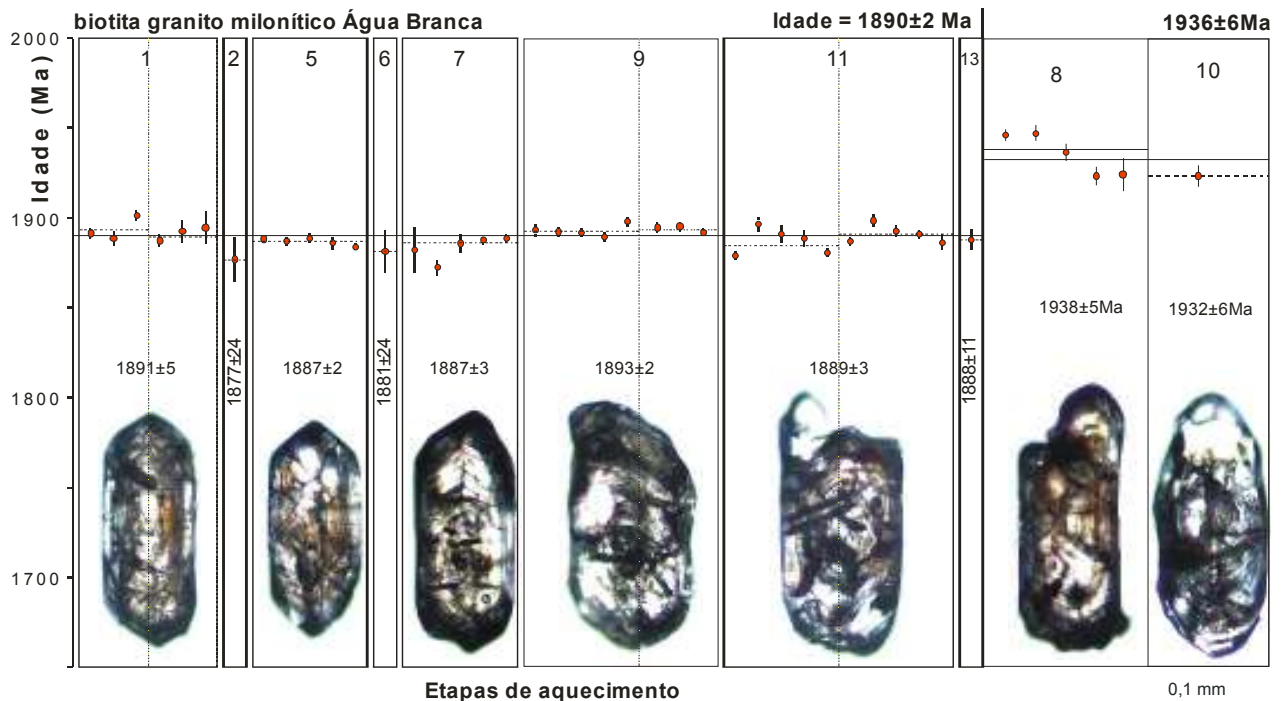
Figura 3.2. Diagrama Idade x etapa de evaporação, mostrando ainda a valores de idade (Ma), aspectos morfológicos de cada cristal de zircão empregado no cálculo da idade média ponderada do biotita granito pórfiro da Suíte Intrusiva Água Branca. O cristal C2104/6 exibe idade transamazônica (~2,0Ga).

Tabela 3.3. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita granito milonítico da Suíte Intrusiva Água Branca. A cor amarela destaca cristais contaminantes de rocha encaixante.

Zircão	Temp. (°C)	Nº. razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade (Ma)	2σ
BIOTITA GRANITO MILONÍTICO												
C3504/1	1450	24	0,000029	7	0,17139	85	0,11624	58	0,11586	45	1894	7
	1480	24	0,000011	9	0,24380	259	0,11564	39	0,11559	39	1889	6
C3504/2	1500	8	0,000136	26	0,22278	177	0,11663	151	0,11480	156	1877	24
C3504/3	*1450	6	0,000096	11	0,23304	262	0,10863	538	0,10733	559	1755	95
C3504/5	1450	32	0,000101	7	0,19913	75	0,11685	14	0,11543	14	1887	2
	*1480	6	0,000162	46	0,22725	182	0,11553	53	0,11334	82	1854	13
C3504/6	1450	8	0,000050	8	0,24872	1059	0,11575	156	0,11508	157	1881	25
C3504/7	*1450	36	0,000214	31	0,12344	89	0,11649	33	0,11310	38	1850	6
	*1480	34	0,000162	13	0,23435	215	0,11632	17	0,11431	27	1869	4
	1500	38	0,000099	3	0,28865	88	0,11687	18	0,11549	19	1888	3
	*1530	32	0,000313	4	0,28378	92	0,11779	18	0,11350	34	1856	5
C3504/8	*1450	16	0,000288	2	0,11405	7	0,12057	24	0,11671	24	1907	4
	*1480	34	0,000040	2	0,13185	106	0,11825	21	0,11769	21	1922	3
	1500	32	0,000031	7	0,15940	146	0,11919	34	0,11879	31	1938	5
C3504/9	*1450	12	0,000033	3	0,24798	1282	0,11636	88	0,11592	92	1894	14
	1480	34	0,000016	4	0,24344	238	0,11601	15	0,11579	18	1892	3
	1500	30	0,000016	5	0,28226	87	0,11610	18	0,11586	18	1894	3
C3504/10	*1450	8	0,000022	1	0,15978	127	0,11865	37	0,11835	39	1932	6
C3504/11	1450	36	0,000174	9	0,24777	99	0,11757	62	0,11527	41	1884	6
	1480	34	0,000031	7	0,26609	109	0,11613	18	0,11559	18	1889	3
C3504/13	1450	6	0,000031	12	0,29629	149	0,11591	69	0,11549	71	1888	11
$\Sigma = 490$											média ponderada =	1890 ± 2

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

(*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004**Figura 3.3.** Diagrama Idade x etapa de evaporação e aspectos morfológicos de alguns cristais de zircão empregados no cálculo da idade média ponderada do biotita granito milonítico Água Branca.**Tabela 3.4.** Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do biotita granito (rapakivi) do batólito São Gabriel.

Zircão	Temp. (°C)	Nº. razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade (Ma)	2σ
BIOTITA GRANITO RAPAIVI												
C1704/1	#1450	24	0,002392	191	0,11281	305	0,14907	384	0,11572	85	1892	13
	*1500	32	0,000153	9	0,13791	252	0,11758	3	0,11528	55	1885	9
	1500	34	0,000225	3	0,1583	58	0,11852	4	0,11539	24	1886	4
C1704/2	#1450	6	0,002037	64	0,13494	247	0,13944	93	0,11211	131	1834	21
	1450	34	0,000058	5	0,14564	48	0,11644	2	0,11568	22	1891	3
	1500	40	0,000122	6	0,16094	49	0,11729	19	0,11568	23	1891	4
C1704/5	*1450	22	0,000339	18	0,10632	141	0,11845	23	0,11385	52	1862	8
	*1500	36	0,000044	2	0,11624	135	0,11554	25	0,11494	23	1879	4
	1550	36	0,000034	7	0,14215	56	0,11576	51	0,11519	41	1883	6
C1704/6	*1450	38	0,000282	16	0,13699	85	0,11837	23	0,11449	51	1872	8
	1500	36	0,000024	2	0,12866	38	0,11557	42	0,11524	41	1884	6
	1550	30	0,000039	1	0,13889	72	0,11625	4	0,11572	34	1892	5
C1704/7	#1450	12	0,001766	126	0,12502	581	0,13312	31	0,10946	181	1791	30
	*1450	40	0,000031	4	0,14508	52	0,11664	3	0,11621	27	1899	4
	#1450	8	0,001132	48	0,12923	184	0,12889	63	0,11368	92	1859	15
C1704/8	1500	36	0,000074	3	0,13676	41	0,11657	28	0,11546	23	1887	4
	1550	34	0,000067	1	0,14365	39	0,11644	21	0,11554	22	1889	3
$\Sigma = 498$											média ponderada =	1889 ±2

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

(*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

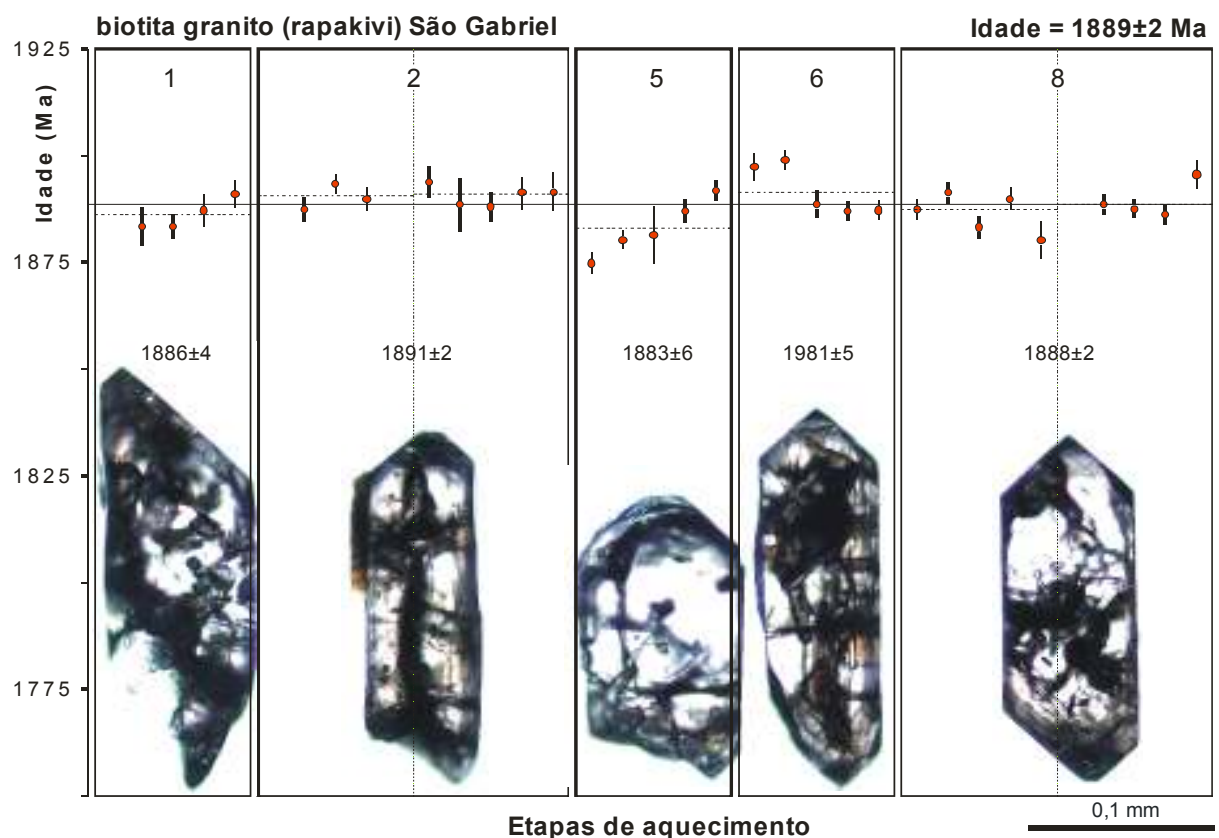
- etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004

Figura 3.4. Diagrama Idade x etapa de evaporação e aspectos morfológicos dos cristais de zircão empregados no cálculo da idade média ponderada do biotita granito (rapakivi) do batólito São Gabriel.

3.4 BIOTITA GRANITO MILONÍTICO. Os cristais de zircão, selecionados em lupa

binocular na fração 180-75 μ m, são de cor marrom clara, subtranslúcidos a translúcidos, prismáticos bipiramidais, curtos (1/4; largura/comprimento), às vezes com a borda arredondada, zonados, microfraturados, contendo inclusões transparentes e opacas alongadas. Foram reservados onze cristais para análise isotópica, dos quais oito revelaram uma idade média ponderada de 1890 ± 2 Ma (USD = 1,62, 306 razões), interpretada como a idade de cristalização do biotita granito milonítico (Tabela 3.3, Figura 3.3). No entanto, as amostras C3504/2 e C3504/6 apresentaram erros de ± 24 Ma e a amostra C3504/13 um erro de ± 11 Ma, mas com idades condizentes à dos outros cristais utilizados para o cálculo da média ponderada. Cabe ressaltar ainda que, as amostras C3504/8 e C3504/10 demonstraram idades de 1938 ± 5 Ma (76 razões) e 1932 ± 6 Ma (oito razões), cuja média ponderada de 1936 ± 6 Ma (USD = 1,73), interpretada como a idade de cristalização de cristais de zircão considerados de possíveis rochas encaixantes do biotita granito milonítico (Tabela 3.3, Figura 3.3).

3.5 BIOTITA GRANITO (RAPAKIVI). Foram selecionados em lupa binocular na fração 125-75 μ m, 24 cristais de zircão de cor marrom média a clara, subtranslúcidos, prismáticos bipiramidais com faces bem formadas, curtos a longos (1/2-1/5), zonados, fracamente microfraturados e contendo inclusões opacas e transparentes que ocorrem sob a forma de agulhas e bolhas. Desse grupo de 24 cristais, seis revelaram sinal de Pb suficientemente intenso para a determinação da razão isotópica e valores de $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inferiores a 0,0004 (Tabela 3.4, Figura 3.4). A correção dos dados isotópicos permitiu eliminar um dos seis cristais, de forma subjetiva e por apresentar altos valores de Pb comum, o que resultou em um valor médio ponderado de 1889 ± 2 Ma (USD = 1,26, n°. razões = 244). Esse valor é interpretado como a idade de cristalização do biotita granito (rapakivi) São Gabriel.

3.6 RIOLITO EPIZONAL. A obtenção da idade Pb-Pb evaporação desse tipo

petrográfico foi realizada inicialmente com a seleção em lupa binocular de 21 cristais de zircão na fração 180-125µm, de cor marrom média, translúcidos a subtranslúcidos, prismáticos bipiramidais, curtos e logos, entre 1/1,5 e 1/3,5, de acordo com a relação largura/comprimento, zonados, moderadamente microfraturados, raros oxidados e com inclusões que ocorrem sob a forma de bolhas e agulhas opacas e transparentes. A partir deste grupo de 21 cristais, catorze analisados forneceram sinal de Pb suficientemente intenso para a determinação da razão isotópica e valores de Pb ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) comum inferior a 0,0004 (Tabela 3.5, Figura 3.5). Após a eliminação subjetiva, sete amostras foram utilizadas para o cálculo da idade média ponderada, o resultado revelou o valor de $1883 \pm 4\text{Ma}$, em $\text{USD} = 1,74$, a partir de 324 razões isotópicas. Esse valor é interpretado como idade de cristalização do riolito epizonal do Grupo Iricoumé.

Tabela 3.5. Informações isotópicas Pb-Pb evaporação de zircão do riolito epizonal do Grupo Iricoumé.

Zircão	Temp. (°C)	Nº. razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade (Ma)	2σ
RIOLITO EPIZONAL												
C6604/1	#1450	30	0,001102	105	0,13273	59	0,13079	183	0,11479	22	1877	3
	1480	32	0,000068	13	0,16505	57	0,11618	47	0,11528	32	1885	5
	1500	20	0,000066	22	0,1714	109	0,11608	51	0,11508	77	1882	12
C6604/2	#1500	2	0,004688	1441	0,17789	1705	0,17935	714	0,11377	26	1886	49
C6604/3	*1450	8	0,000065	1	0,11027	65	0,11496	122	0,11408	123	1866	19
	1450	36	0,000295	9	0,12641	0,00051	0,11952	16	0,11561	17	1890	3
	1480	32	0,000034	6	0,12669	98	0,11602	33	0,11544	35	1887	5
C6604/4	#1450	38	0,000691	46	0,14287	231	0,12339	101	0,11432	52	1870	8
	1480	28	0,000049	5	0,14646	101	0,11594	37	0,11528	39	1885	6
	*1500	6	0	0	0,15652	111	0,11688	29	0,11688	3	1909	5
C6604/6	#1450	4	0,002126	1974	0,05876	7142	0,11537	212	0,08557	2876	1334	642
C6604/7	1450	8	0,000165	4	0,14241	98	0,11719	32	0,11497	32	1880	5
C6604/8	1450	4	0,000119	4	0,10924	627	0,11633	28	0,11473	29	1876	5
	*1500	6	0,000201	4	0,17341	619	0,11565	88	0,11294	88	1848	14
	1500	6	0,000165	2	0,15206	128	0,11688	33	0,11466	43	1875	7
C6604/9	*1500	6	0,000305	2	0,12188	64	0,11796	51	0,11385	52	1862	8
C6604/11	#1450	12	0,000708	119	0,12508	282	0,12371	5	0,11422	113	1868	18
C6604/12	#1450	8	0,000609	112	0,12596	807	0,12029	443	0,11206	477	1833	77
C6604/13	*1450	4	0,000377	252	0,65722	4917	0,09204	23	0,08677	356	1356	79
	1500	36	0,00014	18	0,11613	53	0,11791	49	0,11572	18	1892	3
	*1550	6	0,000282	276	0,14756	974	0,11801	7	0,11421	38	1868	60
C6604/14	#1450	4	0,002573	1	0,14418	596	0,14569	35	0,11083	146	1820	23
	1450	40	0,0001	5	0,13273	56	0,11633	18	0,11498	18	1880	3
C6604/15	#1450	8	0,000789	7	0,13161	171	0,12564	68	0,11471	29	1876	5
	#1500	34	0,000518	15	0,12583	77	0,12276	19	0,1156	47	1890	7
	1550	46	0,000051	6	0,15361	122	0,11551	28	0,11482	29	1877	5
C6604/16	1500	36	0,000063	2	0,15196	51	0,11558	17	0,11476	18	1876	3
Σ = 468			Média ponderada =								1883	±4

(c) - razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum

(*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente

(#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004

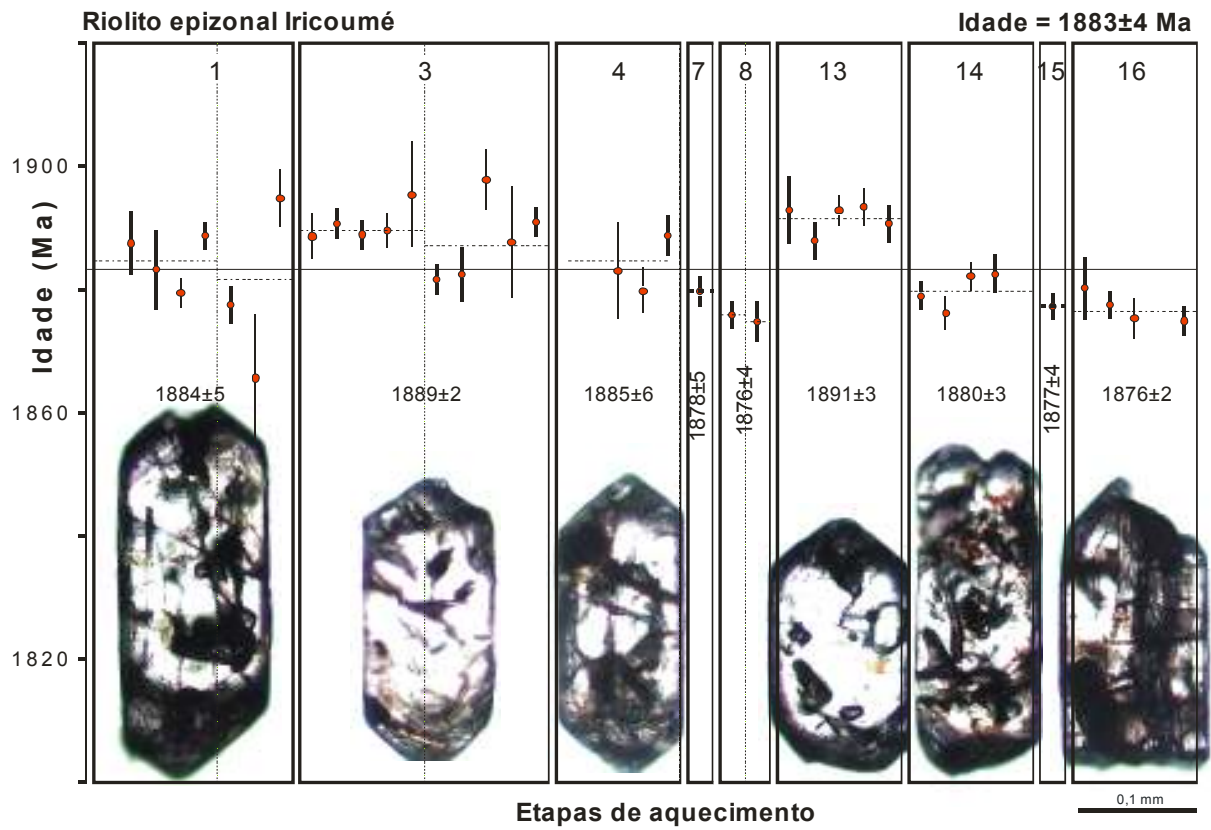


Figura 3.5. Diagrama Idade x etapa de evaporação e aspectos morfológicos de cristais de zircão empregados no cálculo da idade média ponderada do riolito epizonal do Grupo Iricoumé.

CAPÍTULO 4

DISCUSSÕES

4.1 INTRODUÇÃO

As avaliações de campo, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas Pb-Pb permitiram tecer considerações a respeito dos processos geológicos envolvidos na construção de parte do embasamento no extremo sul do Escudo das Guianas (borda norte da bacia do Amazonas) e com isso avançar no entendimento da evolução magmática da Província Ventuari-Tapajós. Essa região, apesar de pouco estudada, apresenta características semelhantes às aquelas encontradas na Província Aurífera do Tapajós no sul da Província Ventuari-Tapajós, recentemente caracterizada em nível de química mineral e isótopos de Pb e Nd (Vasquez et al. 2002, Lamarão & Dall'Agnol 2002, Lamarão et al. 2002 e 2005, Santos et al. 2004).

As avaliações, comparações, correlações e o modelo geológico-evolutivo esquemático para região são apresentados e discutidos neste capítulo.

4.2 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

As rochas da região revelam um comportamento geoquímico variado, sugerindo uma evolução recorrente a diferentes pulsos magmáticos e, desse modo, podem ser organizadas em dois grupos distintos. O grupo representado pela suíte calcialcalina de médio a alto-K (Suíte Intrusiva Água Branca) manifesta concentrações elevadas em Ba, Sr e Rb/Zr e baixas em Nb, Rb, Ta, Zr, Zn, Y e K/Rb, comportamento esse que pode ser observado em rochas calcialcalinas originadas em ambientes sin-colisionais (Pearce et al. 1984, Brown et al. 1984, Harris et al. 1986). O segundo grupo, constituído pelo Grupo Iricoumé, Batólito São Gabriel e Suíte Intrusiva Mapuera, mostra teores elevados em Nb, Rb, Ta, Zr, Zn e Y e relativo empobrecimento em Ba e Sr, que podem ser encontrados em rochas subalcalinas com afinidade ultra-K geradas em ambiente pós-colisionais e/ou intraplaca com ausência de

subducção e contaminação mantélica. No entanto, Pearce (1996) ressalta problemas na classificação dos granitos pós-colisionais, a qual está sujeita a variações na espessura e composição da litosfera envolvida no evento colisional, tempo e posição do magmatismo, além da presença de diferentes áreas fonte, o que poderá confundir as características geoquímicas pós-colisionais com as de arco vulcânico ou até mesmo intraplaca.

Diagramas discriminantes de ambiente tectônico que correlacionam Nb x Y, Ta x Yb, Y+Nb x Rb e Yb+Ta x Rb (Pearce et al. 1984, Pearce 1996) também revelaram dois grupos geoquímicos distintos (Figura 4.1). A Suíte Intrusiva Água Branca apresenta-se posicionada no campo das rochas de arco vulcânico, enquanto que as unidades Grupo Iricoumé, Mapuera e São Gabriel mostram-se posicionados do campo das rochas de ambiente pós-colisional a intraplaca. A proposta de colisão de uma paleoplaca oceânica contra o protocráton Amazônico (Província Amazônia Central, Tassinari & Macambira 1999) também é apoiada pela forte homogeneidade entre o padrão de distribuição dos elementos compatíveis e incompatíveis dos granitóides Água Branca e rochas dos ambientes sin- e pós-colisionais de Pearce et al. (1984), os quais exibem anomalias positivas em Rb, Th e Ce e negativas em K₂O, Ba e Yb (Figura 4.2).

Rogers & Greenberg (1990), com base em parâmetros composicionais e rochas associadas, classificaram os granitos em: tardi-orogênicos associados a batólitos calcialcalinos caracterizados por adição mantélica; pós-orogênicos com ocorrência de plútons isolados sem contaminação mantélica; anorogênicos em complexos anortosito/rapakivi; e anorogênicos em complexos alcalinos. Segundo essa classificação, as rochas da região de estudo estão posicionadas no campo das rochas de ambiente tardi- a pós-orogênicas, considerando o conteúdo e padrão de distribuição de alguns elementos traços, que revela anomalias positivas em Rb e Zr e depressões pronunciadas em La, Ba e Y (Figura 4.3). Contudo, a Suíte Intrusiva Água Branca pode ainda ser individualizada no campo tardi-orogênico, conforme o conteúdo mais elevado em Sr e o padrão de distribuição dos ETR côncavo com fraca a moderada anomalia negativa em Eu e um moderado enriquecimento dos ETR leves em direção aos ETR pesados.

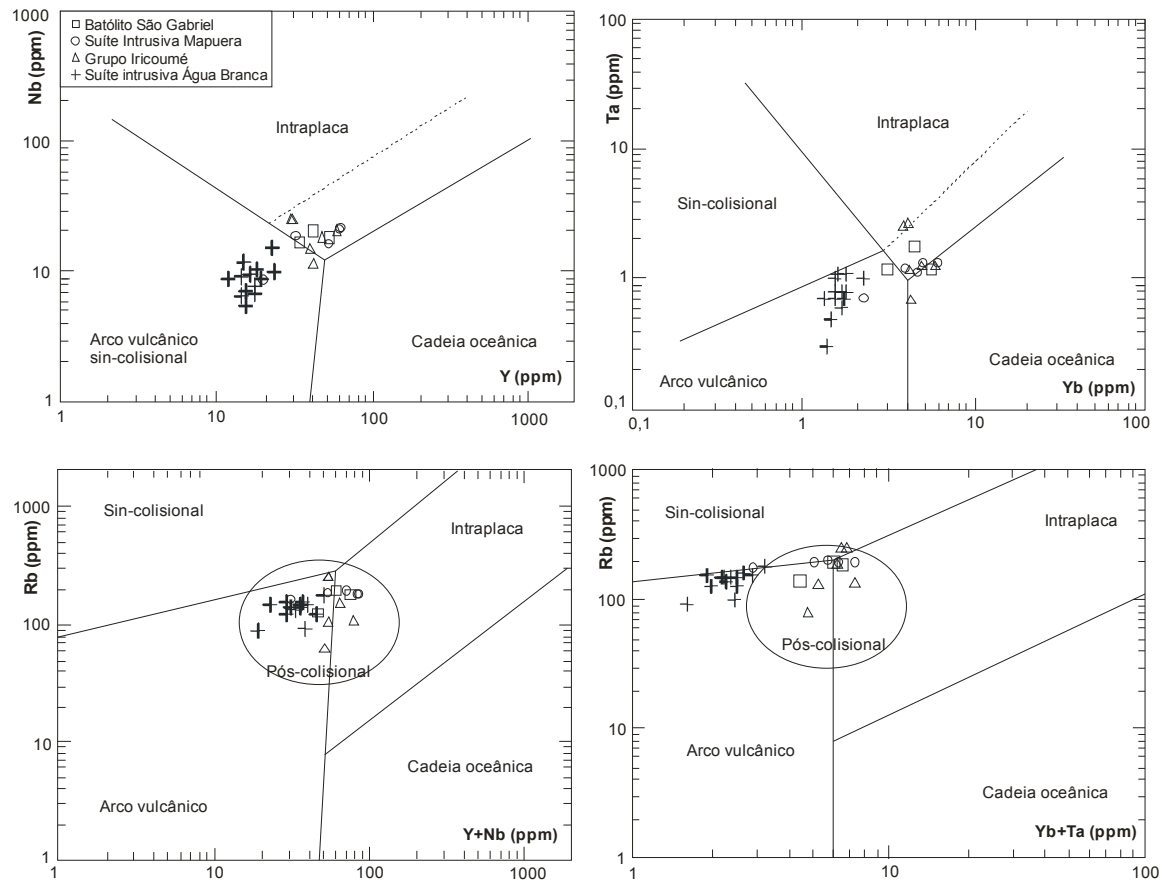


Figura 4.1. Diagramas discriminantes de correlação Nb x Y, Ta x Yb, Y+Nb x Rb e Yb+Ta x Rb, entre os ambientes tectônicos arco vulcânico, cadeia oceânica, intraplaca, sin- e pós-colisionais (Pearce et al. 1984, Pearce 1996) para as rochas da região de estudo.

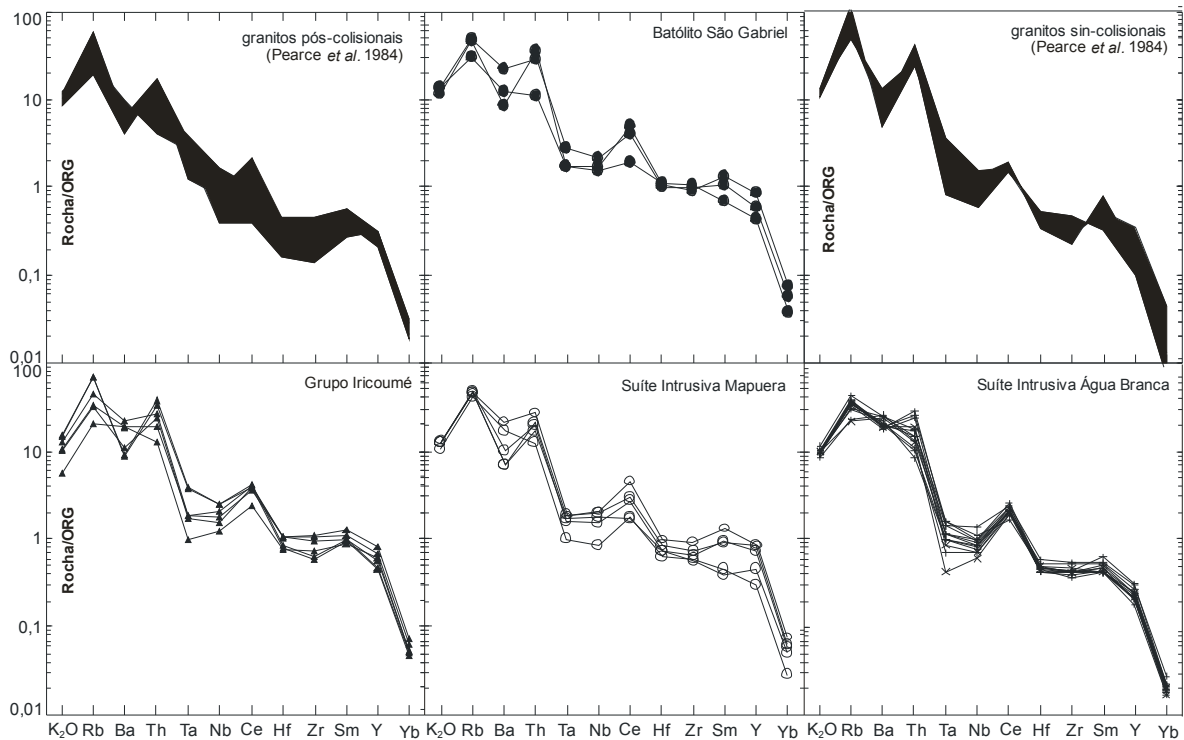


Figura 4.2. Padrões de distribuição multielementar comparativos entre granitóides das suítes Água Branca e Mapuera, batólito São Gabriel, Grupo Iricoumé e os granitos sin- e pós-colisionais de Pearce et al. (1984). Valores normalizados conforme o padrão ORG de Pearce et al. (1984).

O quadro tectono-geoquímico mostrado acima confirma a característica sin- e pós-colisionais de Pearce (1996), que enfatiza a forte possibilidade de adição mantélica e diferentes áreas fonte, no caso da Suíte Intrusiva Água Branca.

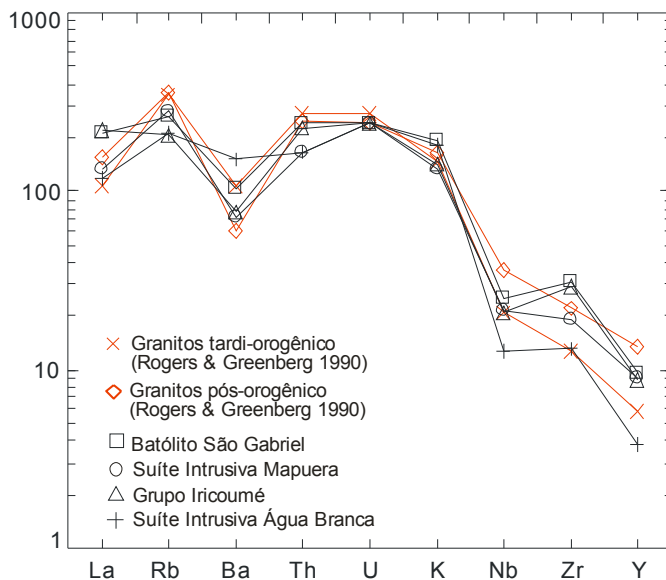


Figura 4.3. Diagrama multielementar comparativo entre as médias dos granitos tardi- e pós-orogênicos de Rogers & Greenberg (1990) e os litotipos investigados na área de estudo, valores normalizados conforme o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

Harris et al. (1986) individualizaram granitóides gerados em zonas de colisão nos grupos: (I) Calcicalcinos pré-colisionais (arco vulcânico) pelo enriquecimento seletivo dos elementos *LIL* (*large ion lithophile*); (II) Peraluminosos sin-colisionais por altos valores nas razões Rb/Zr e Ta/Nb e baixos em K/Rb; (III) Calcicalcinos tardi- a pós-colisionais que são diferenciados do Grupo I pelas altas taxas em Ta/Hf e Ta/Zr; e (IV) Alcalinos pós-colisionais pelas altas concentrações nos elementos *LIL* e *HFS* (*high field strength*).

O diagrama discriminante de ambientes tectônicos, que correlaciona Ta x Nb (Figura 4.4A), revela um enriquecimento exponencial em Ta e Nb, sugerindo que o *trend* de maturidade do arco magmático da região aumenta da Suíte Intrusiva Água Branca (Grupo Geoquímico I) produzida em arco vulcânico, para unidades que compõem o Grupo Geoquímico II, pós-colisionais a intraplacas. Brown et al. (1984) considera que aumento da maturidade do arco pode ser indicado pela correlação entre a razão Rb/Zr e Nb (Figura 4.4B).

4.3 TIPOLOGIA DE GRANITÓIDES

Collins et al. (1982) e Whalen et al. (1987) distinguiram granitos tipo-A de granitos tipo-I, de conteúdo em SiO₂ similares, pelo conteúdo de Nb, Ce, Zr, Y (*HFSE*) e principalmente pela razão Ga/Al, considerada por esses autores como diagnóstica.

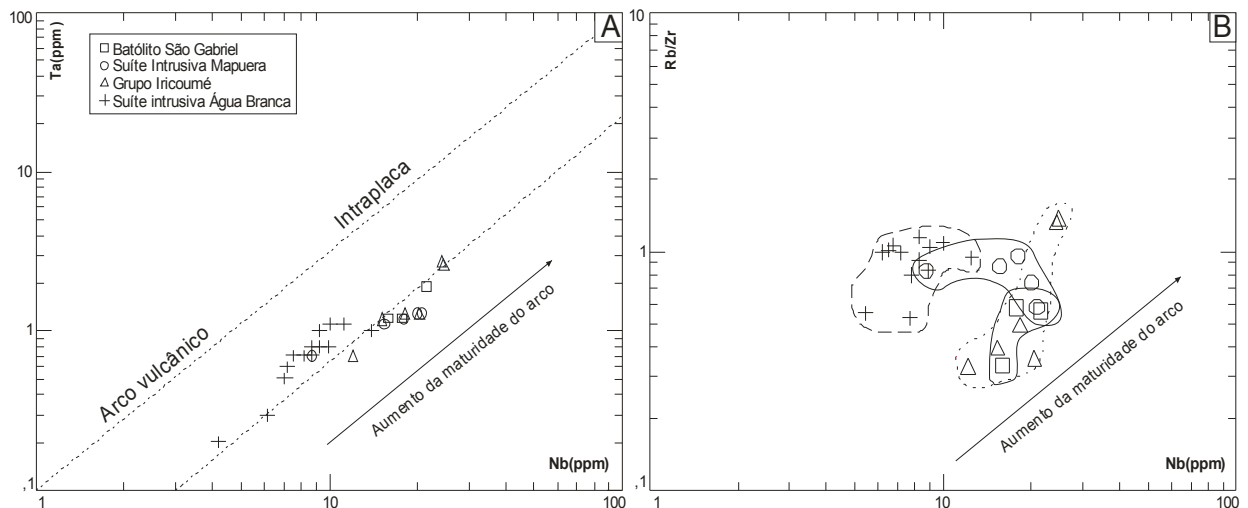


Figura 4.4. (A) Diagrama de correlação Nb x Ta, mostrando os ambientes tectônicos (Harris et al. 1986). (B) Diagrama de correlação Nb x Rb/Zr, relacionando o grau de maturidade para as rochas da região estudada (Brown et al. 1984).

Chappell & White (1992, 2001), Chappell (1999) e Chappell et al. (2000) utilizaram valores do ISA, elementos traços Na, Ca, Sr, Cr, Ni, razões Rb/Th, Rb/Y, Rb/P₂O₅, Fe³⁺/Fe²⁺ para individualizar granitos tipos -S e -I gerados por fusão parcial de rochas ígneas crustais intermediárias, enquanto King et al. (1997, 2001), com base em critérios mineralógicos e químicos, pelas razões Fe_{total}/(Fe_{total}+Mg), (TiO₂+ Fe_{total})/MgO, elementos Zr, Nb, Y (*HFSE*), Ga, Zn, Ba, Sr e ETR, caracterizaram os granitos tipo-A aluminosos, diferenciando-os dos granitos tipo-I não fracionados e fracionados, porém ressaltou a grande dificuldade de se discriminar, principalmente granitos tipo-A aluminosos de granitos tipo-I fortemente fracionados (Rb>270ppm).

Os resultados das análises geoquímicas dos granitóides e vulcanitos da área de estudo, quando confrontados em diagramas discriminantes da tipologia granitóide de Whalen et al. (1987), que correlaciona 10000.Ga/Al versus Na₂O+K₂O, (Na₂O+K₂O)/CaO, Zr e Zn (Figura 4.5), mostram-se posicionados entre os campos dos granitos tipo-A e os granitos tipos -I, -S e -M, com uma leve tendência, por parte da Suíte Intrusiva Água Branca, aos granitos tipos-I. Em um diagrama especializado que correlaciona Zr+Nb+Ce+Y versus (Na₂O+K₂O)/CaO (Figura 4.5), essa mesma unidade, que representa um grupo geoquímico distinto, é posicionado no campo dos granitos do tipos-I, -S e -M não fracionados. Já as demais unidades estão posicionados de forma dispersa predominantemente no campo dos

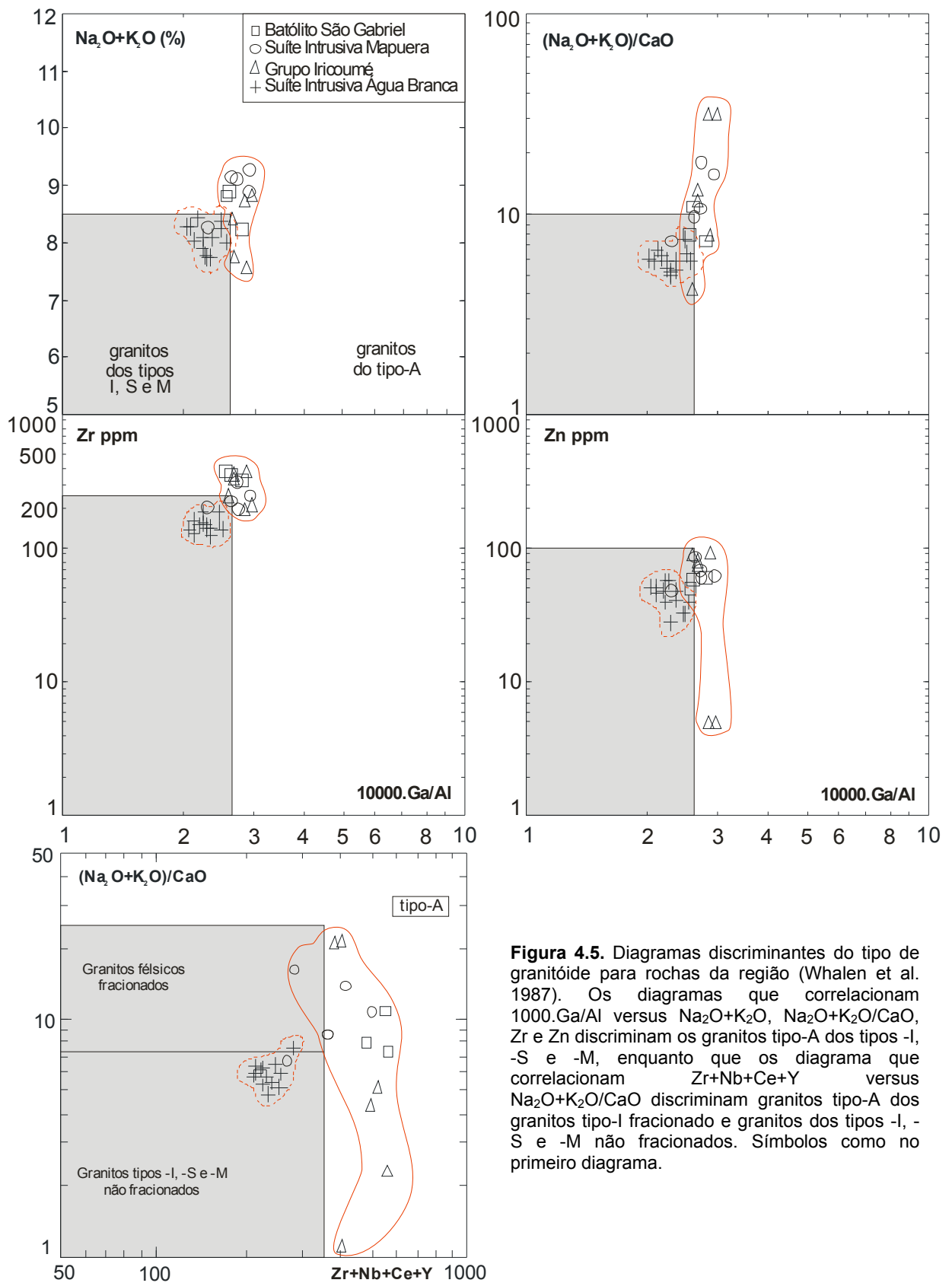


Figura 4.5. Diagramas discriminantes do tipo de granitóide para rochas da região (Whalen et al. 1987). Os diagramas que correlacionam $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$, Zr e Zn discriminam os granitos tipo-A dos tipos -I, -S e -M, enquanto que os diagrama que correlacionam $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ versus $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ discriminam granitos tipo-A dos granitos tipo-I fracionado e granitos dos tipos -I, -S e -M não fracionados. Símbolos como no primeiro diagrama.

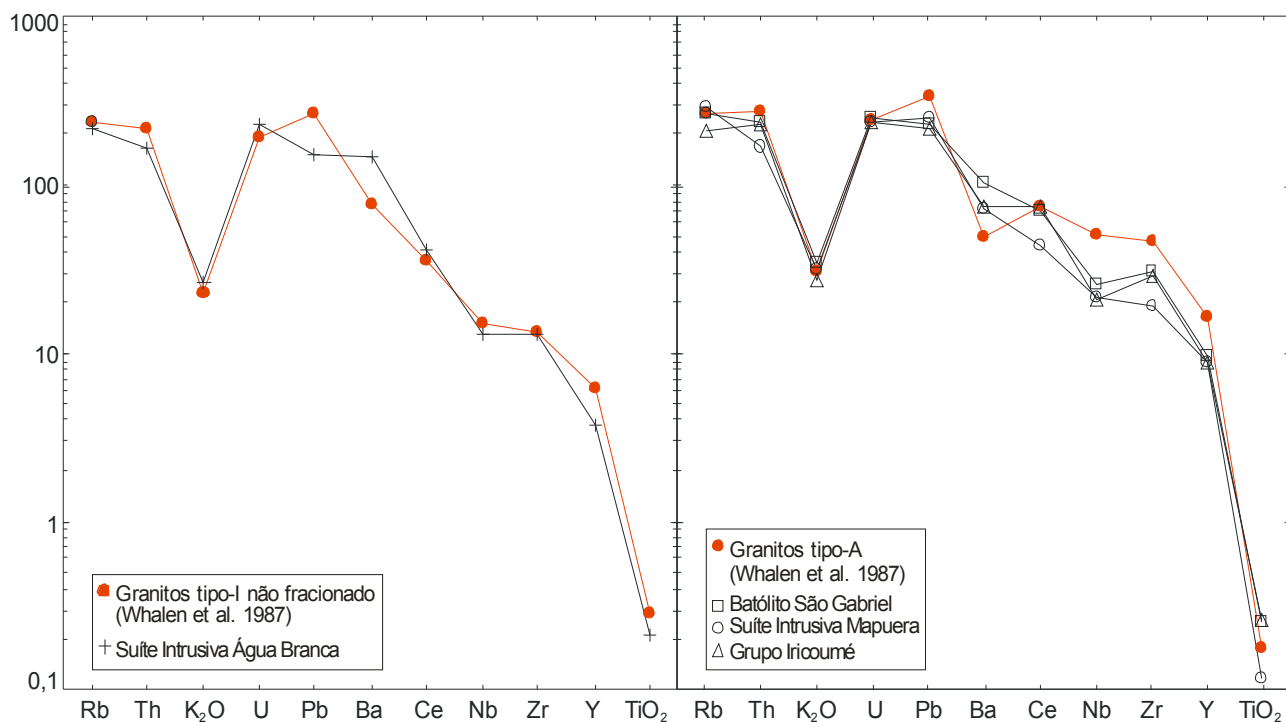


Figura 4.6. Diagramas multielementares comparativos entre as médias dos granitos tipos -I e -A de Chappell & White (1992) e os litotipos caracterizados na área de estudo, valores normalizados conforme o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

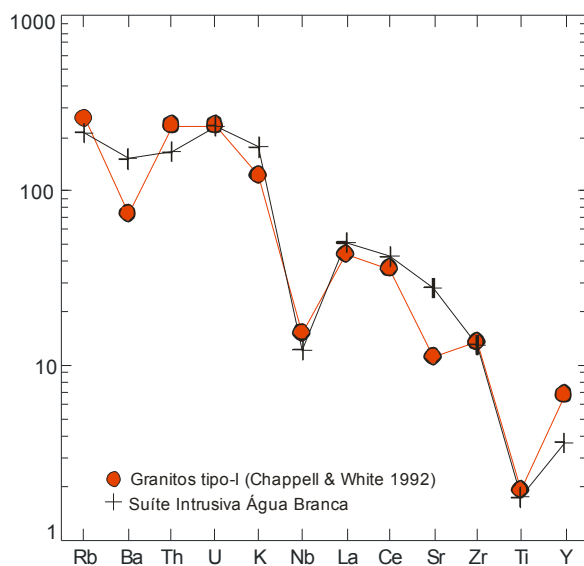


Figura 4.7. Diagrama multielementar comparativo entre as médias dos granitos tipo-I de Chappell & White (1992) e os litotipos caracterizados na área de estudo, valores normalizados conforme o manto primitivo de McDonough et al. (1992).

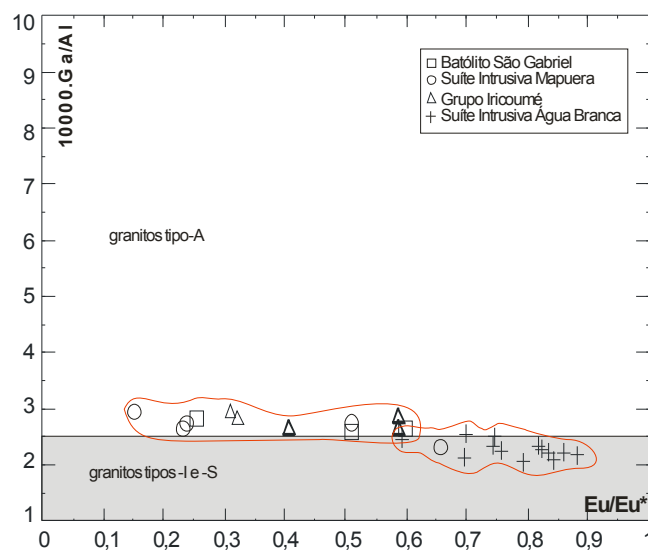


Figura 4.8. Diagrama de discriminação tectono-química entre granitos tipo-A e granitos tipos-I e -S (Eby 1992).

granitos tipo-A. O diagrama elaborado a partir das médias de elementos compatíveis e incompatíveis mostra relativa homogeneidade, comparados aos granitos tipos -I de Whalen et al. (1987), com picos em Pb e Zr, depressões em K_2O , Nb e TiO_2 e valores em Pb e Ba (LIL) diferenciados (Figura 4.6). Esses valores anômalos poderiam estar relacionados à contaminação mantélica? Não detectada nas rochas de Lachlan Fold Belt, na Austrália. Esse aspecto também é ressaltado em um diagrama de elementos compatíveis e incompatíveis dos granitos tipo-I de Chappell & White (1992), que apresentam valores anômalos em Ba, Sr e Y (Figura 4.7).

Os granitos tipo-A de Whalen et al. (1987) também apresentam uma relativa homogeneidade com as rochas da região, com anomalias positivas em Pb, Ce e Zr e depressões em K_2O , Ba e TiO_2 (Figura 4.6). O diagrama de correlação Eu/Eu^* versus $10000.Ga/Al$ de Eby (1992), também posiciona as rochas da Suíte Intrusiva Água Branca no campo dos granitos do tipo-I, enquanto que as unidades Iricoumé, Mapuera e São Gabriel mostram-se posicionadas na base do campo das rochas do tipo-A (Figura 4.8). Tal entendimento tem sido confirmado pelos diagramas SiO_2 versus Zr e Ce (King et al. 1997, 2001, Figura 4.9). Além disso, esses autores têm alertado para mais uma nova tipologia granitóide, envolvendo rochas tipo-I altamente fracionadas, caracterizadas principalmente por elevados valores em Rb, superiores a 270ppm, que podem confundir essas rochas com às do tipo-A, o que não é o caso dos granitóides tipo-I da Suíte Intrusiva Água Branca.

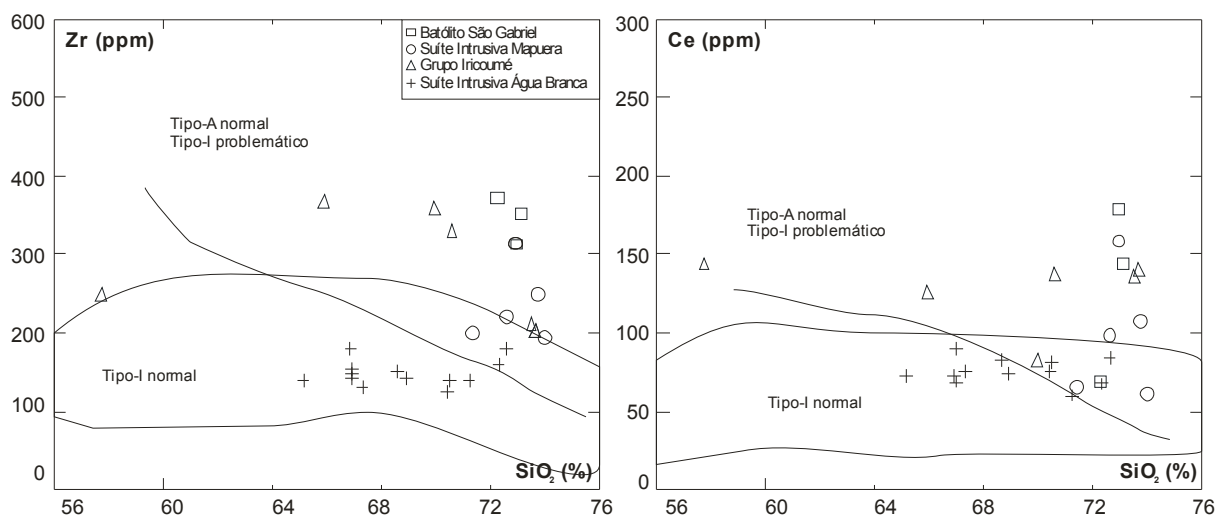


Figura 4.9. Diagramas discriminantes entre granitos tipo-I normais e os tipo-I problemáticos e tipo-A, que correlacionam $SiO_2 \times Zr$ e $SiO_2 \times Ce$ (King et al. 1997, 2001).

4.4 COMPARAÇÕES ENTRE A SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA E AS UNIDADES TIPO-I DA PROVÍNCIA VENTUARI TAPAJÓS

Os granitóides calcialcalinos tipo-I da Suíte Intrusiva Água Branca na área estudada apresentam valores em SiO_2 entre 65,1 e 72,6%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,1$ e 16,8%, a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,73$ a 1 e índice $\text{Mg\#} = 26$ a 45. Esse comportamento geoquímico, em termos de elementos maiores, é compatível ao comportamento dos granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca na região sul-sudeste de Roraima (Almeida & Macambira 2003), cujos teores em $\text{SiO}_2 = 49,1$ a 72,9%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,9$ a 16,4%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,73$ a 1 e $\text{Mg\#} = 14$ a 51,5. Tal padrão geoquímico é também semelhante àqueles observados em unidades calcialcalinas tipo I da Província Aurífera do Tapajós: Suíte Intrusiva Tropas (Santos et al. 2004), com valores em $\text{SiO}_2 = 58,5$ a 73,9%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,4$ a 17 %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,49$ a 2,81e $\text{Mg\#} = 29,7$ a 51,6; Suíte Intrusiva Parauari (Vasquez et al. 2002), que apresenta valores em $\text{SiO}_2 = 62,6$ a 71,6%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,5$ a 15,3%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,82$ a 2,33 e $\text{Mg\#} = 9$ a 30; e Granito São Jorge Jovem (Vila Riozinho, Lamarão & Dall'Agnol 2002, Lamarão et al. 2002), cujos os valores em $\text{SiO}_2 = 67,4$ a 73,9%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14$ a 16,1%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,4$ a 1,7 e $\text{Mg\#} = 19,4$ a 27,9.

O padrão de distribuição dos ETR, e de alguns elementos traços móveis e imóveis das unidades Água Branca, Tropas, Parauari e São Jorge Jovem revelaram expressivas diferenças nos teores dos ETR pesados (ETRP) e Sr, à exceção da Suíte Intrusiva Tropas (Figura 4.10). O caso dos ETRP pode ser explicado pela diferença no limite de detecção dos métodos analíticos utilizado por cada laboratório, enquanto que os teores anômalos em Sr (litófilo móvel) podem ter sido ocasionados pelas diferentes fases hidrotermais (indistintas neste trabalho) que afetaram as rochas da região e são amplamente observadas em toda região Amazônica.

Essas informações geoquímicas e o estudo geocronológico, com idades fornecidas por Pb-Pb evaporação em monozircão de 1898 ± 3 , 1895 ± 3 e 1890 ± 2 Ma, permitem correlacionar a Suíte Intrusiva Água Branca (nordeste do estado do Amazonas) à Suíte Intrusiva Água Branca (sul-sudeste de Roraima, $\sim 1,90$ Ga), porção centro-sul do Escudo das Guianas, e às unidades Tropas (1897 ± 6 Ma), São Jorge Jovem (1891 ± 3 Ma) e Parauari

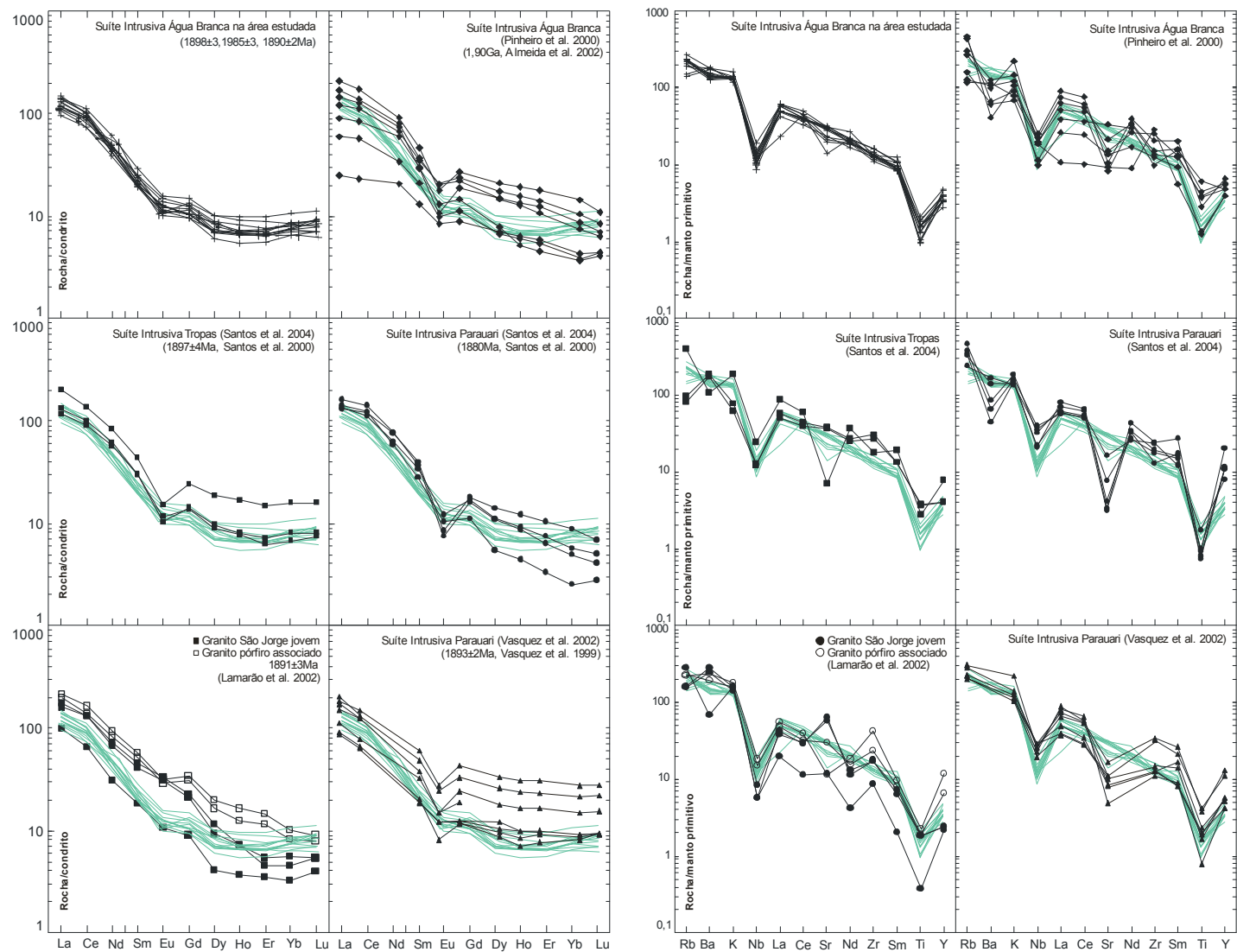


Figura 4.10. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre a unidade Água Branca na região de estudo e as suítes Água Branca (região de Roraima), Tropas, Parauari e o Granito São Jorge Jovem (Província Aurífera do Tapajós), mostrando ainda as respectivas idades Pb-Pb em zircão ou U-Pb SHIRMP. Valores normalizados segundos os padrões dos condritos de Boynton (1984) e manto primordial de McDonough et al. (1992).

(1893 ± 2 Ma), Província Aurífera do Tapajós – porção centro-sul da Província Ventuari-Tapajós. Dentre as unidade da região do Tapajós, a Suíte intrusiva Tropas e o Granito São Jorge Jovem exibem termos miloníticos semelhantes aqueles encontrados na Suíte Intrusiva Água Branca.

4.5 O VULCANO-PLUTONISMO IRICOUMÉ-SÃO GABRIEL E O MAGMATISMO UATUMÃ

Em comparação aos granitóides Mapuera e São Gabriel, os vulcanitos metaluminosos, fracamente peraluminosos, tipo-A do Grupo Iricoumé, demonstram expressivas diferenças em termos de elementos maiores, cujos valores em $\text{SiO}_2 = 65,9$ a $73,7\%$, a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,45$ a $0,9$ e índice do $\text{Mg\#} = 30,2$ a $34,1$, enquanto que os granitóides Mapuera exibem conteúdos em $\text{SiO}_2 = 71,4$ a 74% , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1$ a $1,5$ e $\text{Mg\#} = 19,7$ a $21,9$ e o biotita granito São Gabriel exibe valores em $\text{SiO}_2 = 72,3$ a $73,2\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,4$ a $1,7$, e $\text{Mg\#} = 19,4$ a $27,9$.

Embora haja variações nos teores de elementos maiores, os elementos traços litófilos e refratários revelam maior afinidade geoquímica com os granitóides Mapuera (Figura 4.11), pois o batólito São Gabriel exibe conteúdos sensivelmente mais baixos em Ti e Sr, importantes elementos componente da fase mineral representada por titanita, K-feldspato e plagioclásio. Contudo recentes estudos geocronológicos U-Pb SHRIMP para a unidade Mapuera (Santos, in Reis et al. 2003) revelaram uma idade cerca de ~ 20 Ma mais jovens que o vulcanismo Iricoumé. Apesar das substâncias diferenças em Ti e Sr, as idades Pb-Pb demonstram que o vulcanismo Iricoumé e o plutonismo São Gabriel são co-magmáticos.

Essa linhagem geoquímica também permite desvincular os vulcanitos Iricoumé do magmatismo calcialcalino alto-K tipo-I da Suíte Intrusiva Água Branca na região. As características geoquímicas e a idade Pb-Pb de 1883 ± 4 Ma da seqüência vulcânica Iricoumé da região estudada permitiram estabelecer correlação com a Formação Moraes Almeida na região da Província Aurífera do Tapajós (Lamarão et al. 2002) que apresenta uma

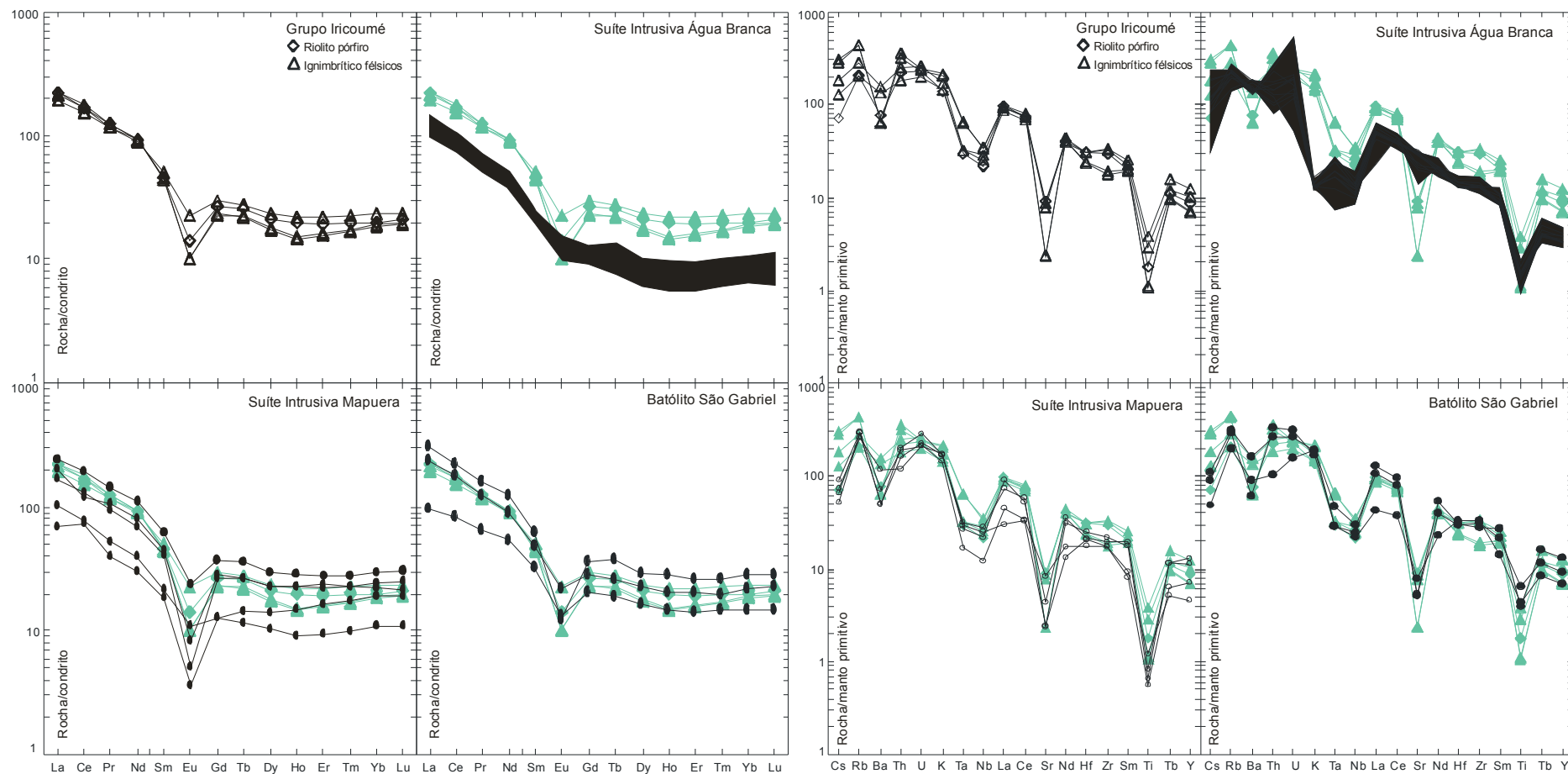


Figura 4.11. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre o Grupo Iricoumé, as suítes intrusivas Água Branca e Mapuera, e o batólito São Gabriel. Valores normalizados segundo os padrões dos condritos de Boynton (1984), para os ETR, e do manto primordial de McDonough et al. (1992), para os multielementos.

assembléia petrográfica formada por riolitos, ignimbritos félsicos e traquitos, cujos valores em $\text{SiO}_2 = 67,5$ a $75,2\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,6$ a $13,7\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1$ a $1,3$, $\text{Mg\#} = 23$ a $30,1$, ETR e os elementos traços, são também relativamente compatíveis aos teores relacionados ao Grupo Iricoumé, exceto pelos valores em Ti sensivelmente menores nos vulcanitos Moraes Almeida (Figura 4.12). Comparativamente, isso demonstra um pequeno incremento em Ti, resultado do coeficiente de partição mais desenvolvimento na fase mineral representada principalmente pela titanita.

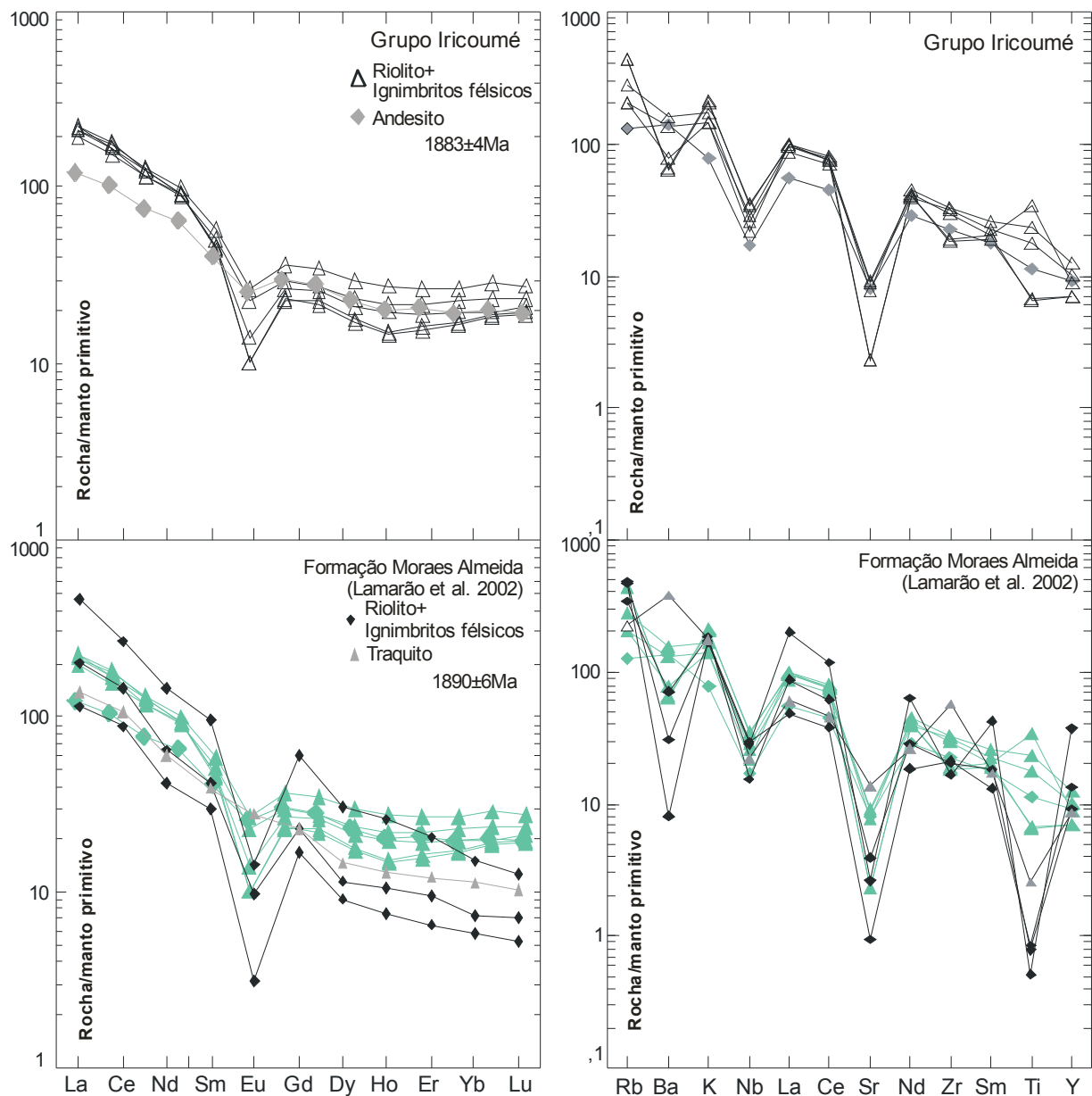


Figura 4.12. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre o Grupo Iricoumé e a Formação Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós. Valores normalizados segundos os padrões dos condritos de Boynton (1984) e do manto primordial de McDonough et al. (1992).

Os conteúdos em $\text{SiO}_2 = 72,7$ a 74% , $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,5$ a $14,7\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1$ a $1,5$, $\text{Mg\#} = 19,7$ a $21,9$ dos granitóides peraluminoso tipo-A da Suíte Intrusiva Mapuera na região estudada são relativamente próximos aos valores dos granitóides tipo-A das Suíte Intrusiva Mapuera, na porção sul-sudeste de Roraima (CPRM 2000, $\text{SiO}_2 = 74$ a 77% , $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,1$ a $13,9\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,3$ a $1,9$ e $\text{Mg\#} = 6$ a $26,3$) e aos da Suíte Intrusiva Maloquinha, Província Aurífera do Tapajós (Lamarão et al. 2002, $\text{SiO}_2 = 70,3$ a $76,6\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,5$ a $14,8\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1$ a $1,35$ e $\text{Mg\#} = 11,4$ a 16 ; Vasquez et al. 2002, $\text{SiO}_2 = 74,7$ a 78% , $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,2$ a $12,7\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,3$ a $1,45$ e $\text{Mg\#} = 5$ a $7,5$). Ao comparar os ETR e alguns elementos traços em diagramas de distribuição, as unidades citadas anteriormente mostram homogeneidade, excetuando-se pelos valores inferiores nos ETR pesados dos granitóides Mapuera e Maloquinha. Apesar disso, tal correlação precisa ser confirmada pela obtenção da idade absoluta dos granitóides Mapuera da região (Figura 4.13).

Na região limítrofe entre os estados de Roraima, Amazonas e Pará, Reis & Fraga (1996), Reis et al. (1999), Reis et al. (2000) demonstraram que as rochas vulcânicas dos grupos Iricoumé e Surumu (1896 ± 7 e 1958 ± 11 Ma, Santos 1999), produzidas no evento Orocaima (± 100 Ma) e associadas formalmente ao magmatismo Uatumã, são co-genéticas aos granitóides calcialcalinos tipo-I das suítes intrusivas Água Branca ($\sim 1,9$ Ga, Almeida et al. 2002) e Pedra Pintada (1958 ± 11 Ma, Santos 1999). (CPRM 2002) e Reis et al. (2003) discutiram a presença de duas gerações de rochas com características tipo A na região, representadas pelos granitóides Mapuera, Abonari e São Gabriel associados ao magmatismo charnockítico Japuru, gerado há cerca de $1,87$ Ga (Santos et al. 2001), e pelos granitóides Madeira ($\sim 1,81$ Ga, Costi et al. 2000), associados temporalmente ao Granito Moderna, em Roraima. Costi et al. (2000) também explica o alojamento da suíte Madeira no Grupo Iricoumé (1888 ± 3 Ma), região do Pitinga, que apesar da similaridade geoquímica, não é o representante subvulcânico do vulcanismo Iricoumé. Já Lamarão et al. (2002) alerta para possibilidade dos granitos anorogênicos na Província Amazônia Central não serem necessariamente co-magmáticos às rochas vulcânicas intermediárias a félsicas

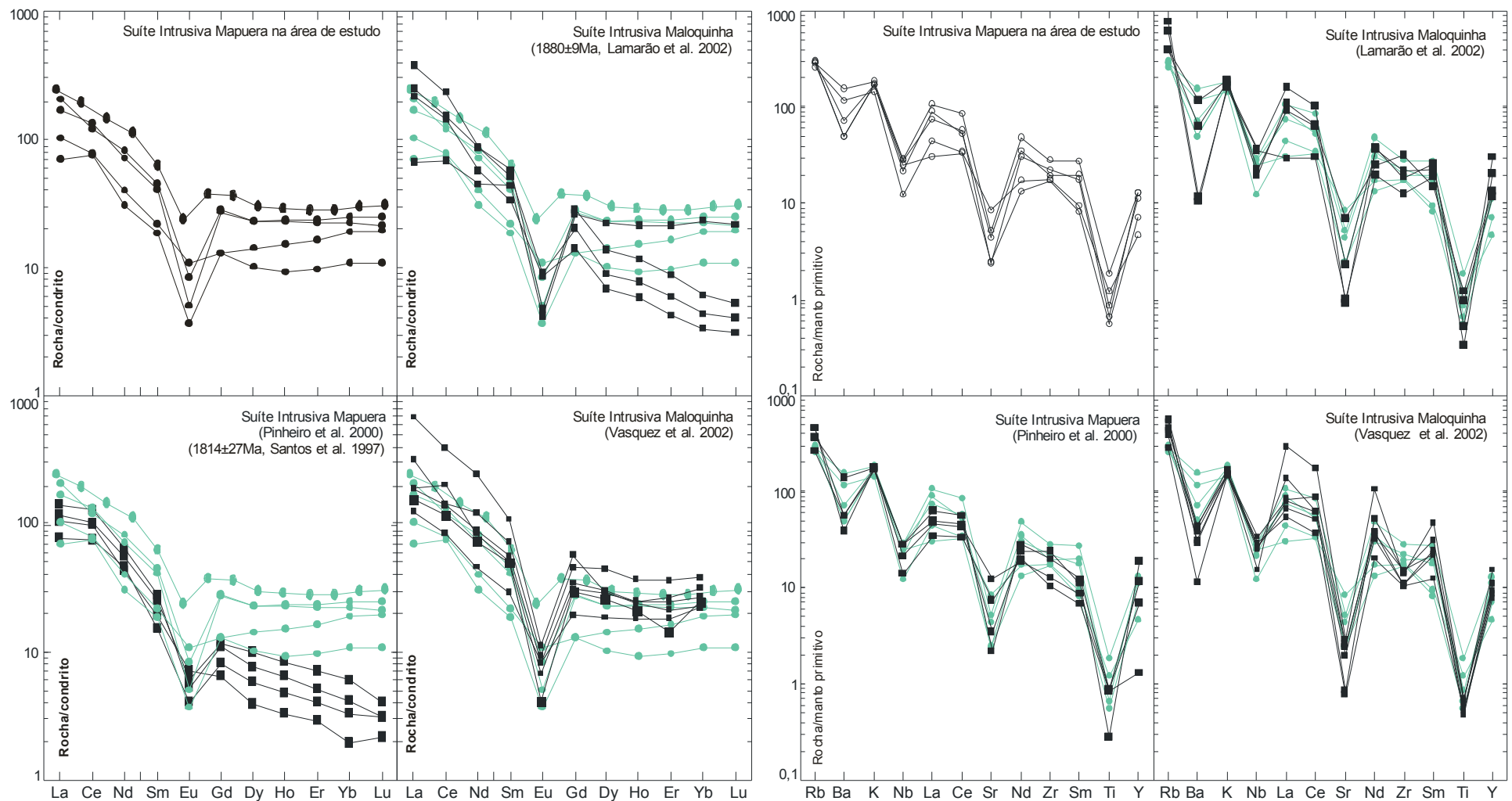


Figura 4.13. Diagramas de distribuição dos ETR e multielementos comparativos entre a Suíte Intrusiva Mapuera na região estudada e as suítes Mapuera (Pinheiro et al. 2002) e Maloquinha (Lamarão et al. 2002, Vasquez et al. 2002). Valores normalizados segundos os padrões dos condritos de Boynton (1984) e do manto primitivo de McDonough et al. (1992).

especialmente associadas. Enquanto Macambira et al. (2002), ao relatarem a idade Pb-Pb em zircão de 1893 ± 2 Ma, para vulcânicas Iricoumé no sudeste de Roraima, ressaltaram a presença de pelo menos dois eventos vulcânicos diferenciados, Surumu (mais antigo) e Iricoumé (mais jovem).

4.6 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA PROPOSTA

Os grupos geoquímicos apresentados neste trabalho associam as rochas investigadas a dois eventos magmáticos delimitados pela idade aproximada de 1,89 Ga. O primeiro evento produziu as rochas da Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB) que apresentam características geoquímicas metaluminosa fracamente peraluminosa, subalcalina, tipo-I de médio a alto-K, conteúdos comparativamente altos em Ba e Sr. Além de moderado a forte fracionamento dos ETR leves em relação aos ETR pesados, da ordem de $[La/Yb]_N = 4$ a 11, além de apresentar idade $> 1,89$ Ga, uma idade considerada de contaminação de uma rocha encaixante em 1936 ± 6 Ma e uma herança de 2002 ± 14 , obtida em um único cristal de zircão proveniente do evento transamazônico. O segundo evento, relacionado ao Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Mapuera e batólito São Gabriel, apresentam características peraluminosa, subalcalina a alcalina, tipo-A de alto-K a ultra-K e idade $< 1,89$ Ga (Figura 4.14).

As informações citadas anteriormente, que associam a controversa contemporaneidade entre distintos eventos magmáticos na província Ventuari-Tapajós, ainda são alvo de diversas discussões, sobretudo a partir de modelos de evolução tectônica na Província Aurífera Tapajós, onde se concentram o maior número de trabalhos contendo informações geoquímicas, química mineral e geologia isotópica Pb-Pb e Sm-Nd. Nessa concepção, Santos et al. (2000 e 2004) descreveram o evento orogênico Tapajós-Parima como sendo formado por diácronos arcos magmáticos calcialcalinos (2,05-1,88 Ga), que pelo processo de fusão parcial em altas temperaturas ($> 800^\circ\text{C}$) e baixa pressão, produziram uma assembléia vulcano-plutônica pós-colisional representada pela Suíte Intrusiva Maloquinha e

pelo Grupo Iriri, considerados correlatos aos plutono-vulcanismo Mapuera-Iricoumé e plutonismo São Gabriel.

Vasquez et al. (1999 e 2002) discutem a mudança do magmatismo calcialcalino orogênico para alcalino pós-orogênico, alertando para a estreita associação espacial e temporal dos granitóides calcialcalinos e alcalinos na Província Aurífera do Tapajós e também sugere que o magmatismo alcalino poderia ser o estágio tardi-orogênico dos arcos Cuiú-Cuiú ou Tropas.

Segundo Lamarão et al. (2002), a região da Vila Riozinho, Província Tapajós, foi concebida durante dois períodos de intensa atividade ígnea (2,0-1,97Ga e 1,89-1,87Ga). O primeiro, envolveu subducção da crosta oceânica na margem sudoeste da Província Amazônia Central com a geração de granitóides e vulcanitos calcialcalinos. Esses autores consideraram duas hipóteses para o segundo estágio, uma delas demonstra a geração de rochas alcalinas ainda no processo de subducção e a outra hipótese é associada à ausência de subducção em um período de distensão e magmatismo intraplaca.

Os modelos ϵ_{Nd} apresentados por Lamarão et al. (2005) demonstraram que o magma original não foi produzido exclusivamente pela re-fusão da crosta arqueana e aponta para fontes predominantemente paleoproterozóicas com modificações do magma por interação com a crosta ou por re-fusão pós- a tardi-orogênica de antigo arco Paleoproterozóico com pequena contribuição arqueana.

Na porção norte da Província Ventuari-Tapajós (estado de Roraima), CPRM (2000) relaciona os granitóides calcialcalinos da Suíte Intrusiva Água Branca e os vulcanitos Iricoumé a um estágio tardi- a pós-colisional, seguido, no final do Paleoproterozóico, de estabilidade continental e subseqüentes processos extensionais com desenvolvimento de bacia hemigrábens e intenso magmatismo anorogênico, este último representado pelos granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera, acumulações vulcanossedimentares e intrusões de rochas máficas. A Suíte Intrusiva Água Branca tem sido freqüentemente relacionada ao vulcanismo Iricoumé (estado de Roraima) e interpretada como produto gerado a partir de fontes mantélicas em ambiente colisional com relativa contribuição crustal (CPRM 2000,

Reis et al. 2003). Desse modo, Fraga & Reis (2002) propuseram distinguir o vulcano-plutonismo Iricoumé-Água Branca do evento calcialcalino Orocaima (~1,96Ga, Reis et al. 2000).

A relativa sobreposição geocronológica dos eventos magmáticos indicaria um único estágio evolutivo para a região objeto deste trabalho (Figura 4.14). Segundo Barbarin (1999), em ambientes pós-colisionais são produzidas rochas calcialcalinas de K-alto associadas à alcalinas e peralcalinas, e ressalta ainda que granitóides calcialcalinos de K-alto podem ser alojados em área de transição de convergência para divergência região de placas continentais.

Costa et al. (2002) sustentam a hipótese de três reativações proterozóicas para a região Amazônica, dentre as quais, a ocorrida no intervalo de 1,89-1,69Ga, pode estar relacionada aos processos de geração das rochas da região. Neste intervalo haveria formação de bacias extensionais preenchidas por rochas vulcânicas félsicas a intermediárias e sedimentos, que foram cortados por maciços graníticos e posteriormente afetados por uma compressão regional com fraca inversão de bacias, cisalhamentos, dobramentos e metamorfismo de baixo grau.

Desse modo, o marcante contraste geoquímico, acompanhado dos processos de reativação do cráton Amazônico na fase de estabilidade sugere um modelo tectônico-evolutivo envolvendo dois estágios principais.

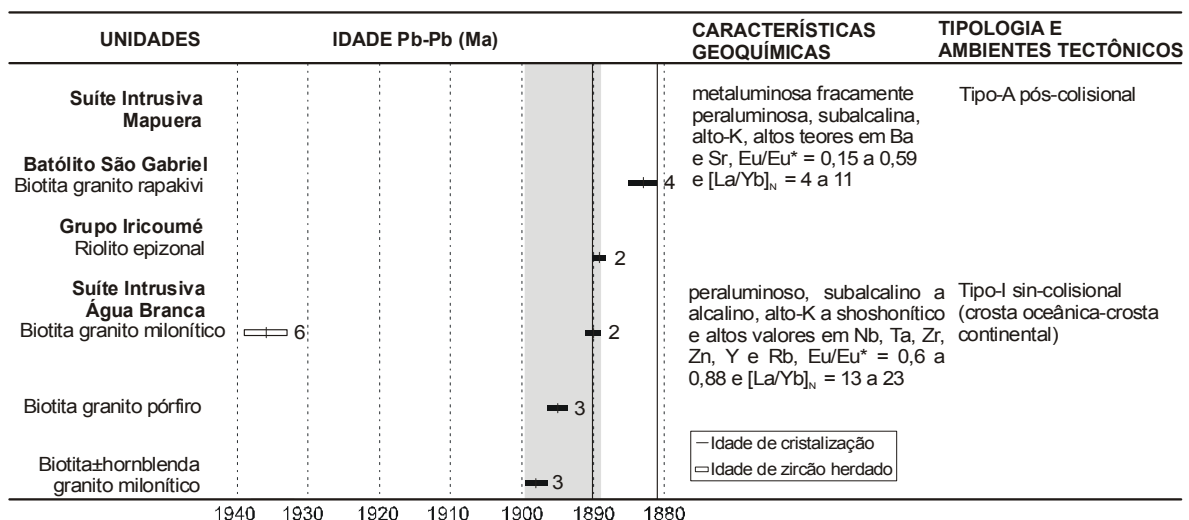


Figura 4.14. Sinopse das informações geocronológicas e geoquímicas das rochas da região de estudo.

O primeiro estágio consistiria da subducção de uma paleoplaca oceânica sob o protocráton Amazônico (Província Amazônia Central), envolvendo os processos finais de colagem e construção da Província Ventuari-Tapajós e produção do magmatismo calcialcalinos tipo-I, médio a alto-K em um ambiente sin- a pós-colisional da Suíte Intrusiva Água Branca, anterior a idade aproximada de 1,90Ga (Figura 4.15A).

O segundo estágio envolveria o soerguimento pós-colisional, seguido do relaxamento crosta continental com transtensão e distensão regional e colapso de caldeiras vulcânicas com produção de riolitos (efusivos e epizonais), andesitos e ignimbritos félsicos do Grupo Iricoumé, seguido do alojamento batólito granítico São Gabriel em ~1,89Ga e dos granitóides tipo-A da Suíte Intrusiva Mapuera em ~1,87Ga (Figura 4.15B).

Após estes dois estágios de expressivo magmatismo tipo-I e -A na região, ocorre a instalação das formações Prosperança e Nhamundá, representantes das fases pré-rifte e rifte da bacia do Amazonas (Figura 4.15C,D).

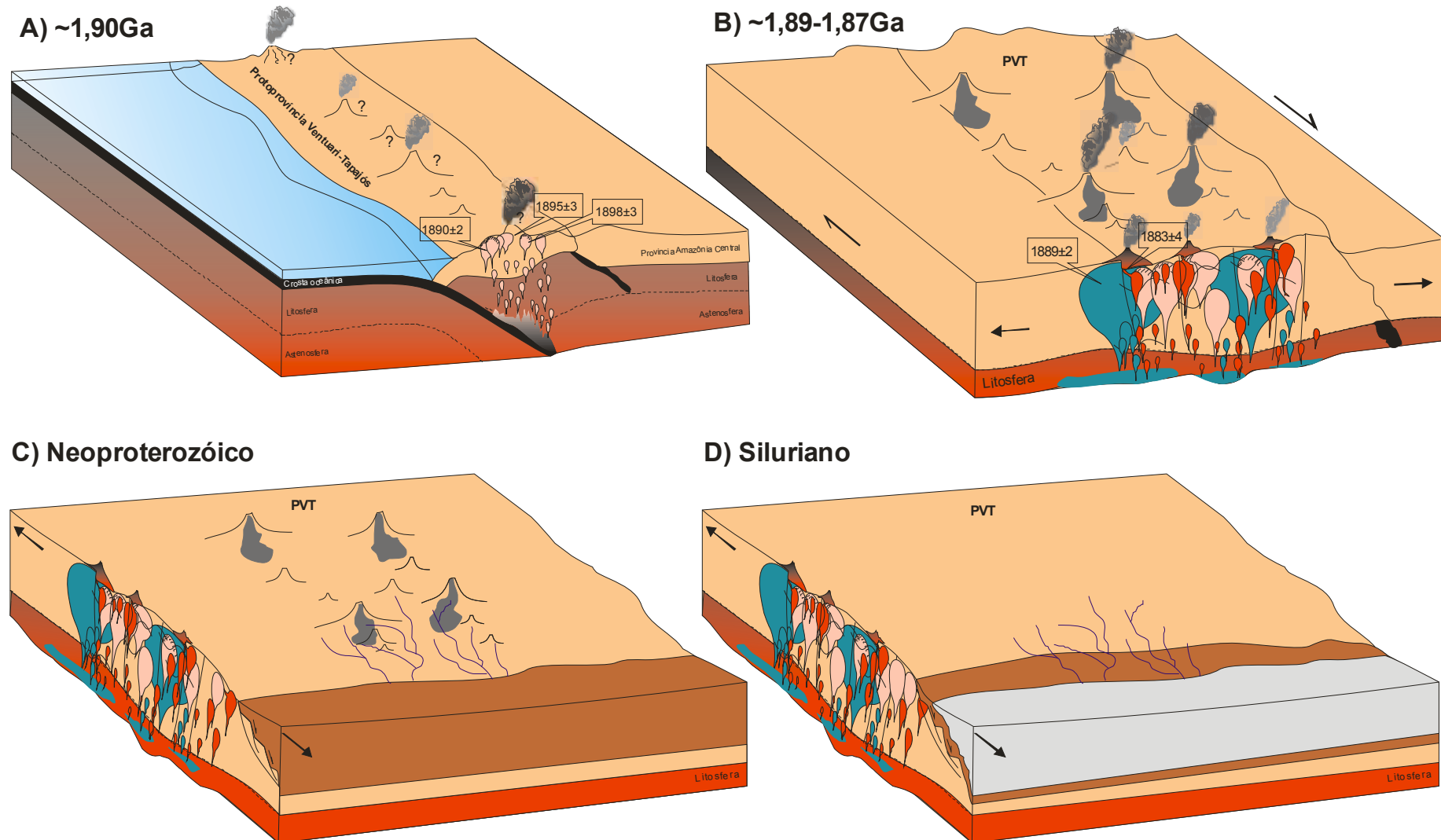


Figura 4.15. Evolução geotectônica proposta para o extremo sul do Escudo das Guianas, Província Ventuari-Tapajós. (A) Fase final de subducção da paleoplaca oceânica sob a Província Amazônia Central, envolvendo os processos finais de colagem e construção da Província Ventuari-Tapajós associado ao magmatismo tipo-I Água Branca (~1,90Ga). (B) Relaxamento da crosta continental, soerguimento pós-colisional e tensão regional com componente transtensional associados ao colapso de caldeira com produção de andesitos, riolitos (efusivos e epizonais) e ignimbritos do Grupo Iricoumé, seguido do alojamento do batólito São Gabriel (~1,89Ga) e dos álcali-granitos Mapuera (~1,87Ga). Posicionamento idealizado dos depósitos sedimentares da Formação Prosperança no Neoproterozóico (C) e da Formação Nhamundá no Siluriano (D).

CONCLUSÕES

As avaliações das características petrográficas, geoquímicas e a geocronologia Pb-Pb em zircão para rochas da porção sudoeste do município de Presidente Figueiredo permitiram individualizar dois grupos de rochas produzidos em diferentes eventos magmáticos, delimitados pela idade de cerca de 1,89Ga.

O primeiro grupo é representado por sienogranitos, monzogranitos e termos dioríticos da Suíte Intrusiva Água Branca, exibindo variações texturas porfiríticas, eqüigranulares, miloníticas e granofíricas. Essa unidade apresenta valores expandidos em SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, MgO , CaO e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ e relativa homogeneidade na razão Fe/Mg, características metaluminosa fracamente peraluminosa, calcialcalina (subalcalina) de médio a alto-K e do tipo-I sin- a pós-colisionais, mostrando conteúdos comparativamente altos em Ba, Sr e Rb/Zr e moderado a forte fracionamento dos ETR leves em relação aos ETR pesados. As idades de 1898 ± 3 , 1895 ± 3 e $1890\pm 2\text{Ma}$, obtidas pelo sistema isotópico Pb-Pb, foram interpretadas como idades de cristalização, enquanto, que a idade de $1936\pm 6\text{Ma}$ foi interpretada como a idade de cristalização de cristais de zircão de uma das rochas hospedeiras do magmatismo Água Branca. Já a idade de $2002\pm 14\text{Ma}$ foi interpretada como idade mínima de cristalização de um único cristal de zircão herdado do evento orogênico tardi-transamazônica.

As rochas pós-colisionais a intraplaca do Grupo Iricoumé, Batólito São Gabriel e da Suíte Intrusiva Mapuera (segundo grupo) revelaram características peraluminosa, subalcalina de alto-K à ultra-K, altos teores em K, Nb, Rb, Ta, Zr, Y e na razão K/Rb e moderado a fraco fracionamento dos ETR leves em relação aos ETR pesados. A idade de $1883\pm 4\text{Ma}$ do Grupo Iricoumé foi caracterizada como a idade de cristalização, enquanto, a idade de $1889\pm 2\text{Ma}$ do batólito São Gabriel foi interpretada como a idade de cristalização e alojamento desse corpo.

As distintas séries magmáticas, acompanhadas de processos de reativação intracratônicos, sugerem que o modelo tectônico do extremo sul do Escudo das Guianas, Província Ventuari-Tapajós, está relacionado à subducção de uma paleoplaca oceânica sob a Província Amazônia Central, envolvendo os processos finais de colagem e construção da Província Ventuari-Tapajós, associados ao magmatismo Água Branca, seguido do relaxamento da crosta continental, soerguimento pós-colisional e tensão regional com componente transtensional associados ao colapso de caldeira com produção de riolitos (efusivos e epizonal) e andesitos intercalados a ignimbritos felsíticos do vulcanismo Iricoumé. Esse regime tensional com componente transtensivo resultou também no alojamento do granito rapakivi São Gabriel, reativação do ciclo riolito-riodacito-andesito-ignimbrito? e da colocação dos álcali-granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, além do surgimento de bacias pré-rifte e rifte associadas aos sistemas deposicionais Prosperança, neoproterozóico inferior e Nhamundá, no Siluriano.

Diante do conjunto de informações apresentados anteriormente, é possível realizar comparações entre os granitóides e vulcanitos investigados e algumas unidades da Província Aurífera Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas. Sendo assim, é proposto neste trabalho correlacionar, respectivamente, as unidades Água Branca, Iricoumé e Mapuera à Suíte Intrusiva Tropas (Suíte Intrusiva Parauari), Formação Moraes Almeida (Grupo Iriri) e Suíte Intrusiva Maloquinha.

Apesar da pequena extensão areal, a área estudada mostra interessante diversidade petrográfica e geoquímica, por se tratar de uma zona de amalgamento crustal convergente e pela relativa similaridade com a Província Aurífera Tapajós. Nesse sentido, cabe ressaltar a necessidade de trabalhos futuros (p.ex. geoquímica multielementar de fácies, química mineral, estudo de isótopos de Nd e Hf e Pb em zircão e estudos de isótopos estáveis de $\delta^{18}\text{O}$ em minerais, cujos resultados poderão trazer informações mais precisas quanto à proveniência de magma, evolução petrogenética e idade dos diferentes magmatismos caracterizados neste trabalho, contribuindo assim para o melhor entendimento do quadro geológico regional.

REFERÊNCIAS

- ALBUQUERQUE O.R. 1922. Reconhecimento no vale do Amazonas. Boletim do Serviço Geológico e Mineral. Rio de Janeiro (3):1-84.
- ALMEIDA F.F.M., BRITO NEVES B.B., DAL RÉ CARNEIRO C. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, 50(1-2):77-111.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Atas do Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, p.363-391.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17:1-29.
- ALMEIDA M.E., MACAMBIRA M.J.B., FARIA M.S.G. 2002. A Granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais. p.434.
- ALMEIDA M.E., MACAMBIRA M.J.B. 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alcálinos Paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. In: SBGq, 9º Congresso Brasileiro de Geoquímica, p.775-778.
- ALVES D.B, MIZUSAKI A.M.P., WANDERLEY FILHO J.R. 2002. Soleiras de diabásio da bacia do Solimões. In: Boletim do II Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. SBG/NO, Belém (PA). p.52.
- AMARAL G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica. IG-USP. São Paulo, Tese de Livre Docência, 212p.
- AMARAL G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: F.F. Almeida e Y. Hasui (coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher. São Paulo. 2:6-35.
- ARAÚJO NETO H., MOREIRA H.L. 1976. Projeto Estanho de Abonari. MME/DNPM/CPRM. Brasília, Vol. 1, 232p.
- BARBARIN B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605-626.
- BOMFIM L.F.C., RAMGRAB G.E., UCHÔA I.B., MEDEIROS J.B., VIÉGAS FILHO J.R., MANDETTA P., KUYUMJIAN R.M., PINHEIRO S.S. 1974. Projeto Roraima, Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, vol. IA-D, II.
- BORGES F.R. 1990. Projeto Serra do Repartimento. Relatório de Progresso. Manaus: CPRM, 30p.
- BOYNTON W.V. 1984. Cosmogeny of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier. p.63-114.
- BRANDÃO R.L., FREITAS A.F.F. 1994. Serra do Ajarani. Folha NA. 20- X-C-VI. Relatório Final. Manaus: CPRM/ MME, 153p.

BRAUN O.P.G., RAMGRAB G.E. 1972. Geologia do Território de Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Anais, Belém, Pará. SBG, v.2, p.68-70.

BREILBACH J.W. 1957. Geology of Rio Cajari, Paleozoic outcrop belt, lower Amazon. Belém, Petrobras. (Relatório Inédito 210-A).

BRITO NEVES B.B., ALMEIDA F.F.M. 2003. A evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte – 25 anos depois. In: 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG/NO, Manaus - AM.

BROWN G.C., THORPE R.S., WEBB P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. Journal of Geological Society of London, 141: 413-426.

CAPUTO M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese de doutorado. Universidade da Califórnia, 586p.

CAPUTO M.V., RODRIGUES R., VASCONCELOS D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Rio Amazonas, Belém, Petrobras, 92p. (Relatório Interno Técnico, 641-A).

CAPUTO M.V., RODRIGUEZ R., VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas. Histórico e atualização. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém. SBG, Boletim nº 2.

CHAPPELL B.W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46:535-551.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. 1992. I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt. In: Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83:1-26.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Science. 48:487-488.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R., WILLIAMS, I.S., WYBORN, D., WYBORN, L.A.I., 2000. Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications. Australian Journal of Earth Science. 47:123-38.

COLLINS, W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80:189-200.

CORDANI U.G., TASSINARI C.C.G., TEIXEIRA M.A.S., KAWASHITA K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. 2º Congresso de Geologia Chileno, Arica, Actas: 137-148.

COSTA J.B.S., HASUI Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: M.L. Costa e R.S. Angélica (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia. FINEP/SBG-NO, Belém, p.15-90.

COSTA J.B.S., HASUI Y., ARAÚJO O.J.B. 2002. Proterozoic reactivations in the Amazonian region of Brazil. UNESP, Geociências, 21(1/2):67-83.

COSTA M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. In: Revista Brasileira de Geociências, SBG. 21:146-160.

COSTI H.T., DALL'AGNOL R., MOURA C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, northern Brazil. International Geological Review, 42:832-849.

COSTI H.T., SANTIAGO A.F., PINHEIRO S.S. 1984. Projeto Uatumã-Jatapu, Relatório Final. Manaus: CPRM - SUREG-MA. 133p.

CPRM 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D inteiras, NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C parciais. Estado do Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília, CD-ROM.

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, Região Cratônica, Sistema de Informações Geográficas - SIG. Mapa na escala de 1:1.750.000. 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.

EBY G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20:641-644.

EKLUNG O., SHEBANOV A. 1999. The origin of the rapakivi texture by sub-isothermal decompression. Precambrian Research. 95:129-146.

EKLUNG O., SHEBANOV A., ANDERSON U.B. 1996. The origin of the rapakivi texture by sub-isothermal decompression. The Seventh International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks. Abstract Volume, p.19.

FENN P.M. 1986. On the Origin of Graphic Granite. American Mineralogist. 71:325-330.

FUCK R.A., PIMENTEL M.M., MACHADO N., DAOUD W.E.K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: Boletim de Resumos Expandidos do 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília, p.246-249.

GAUDETTE H.E., LAFON J.M., MACAMBIRA M.J.B., MOURA C.A.V., SCHELLER T. 1998. Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: exemples from Precambrian of Brazil. Journal of South American Earth Science, 11:351-363.

GAUDETTE H.E., OLSZEWSKI JR. W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana shield. Geologie Minjnbouw, 64:131-144.

GAUDETTE H.E., OLSZEWSKI W.J., SANTOS J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. Journal of South American Earth Science. 9(3-4):183-195.

GEOMINERAÇÃO LTDA. 1972. Projeto Mapuera: Reconhecimento geológico e geoquímico. S.1./ICOMI. 101p.

GIBBS A.K., BARRON C.N. 1983. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, 2:7-14.

GRAHN Y., PARIS F. 1992. Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Rev. Micropaleontologie*, 35:197-209.

HARRIS N.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: M.P. COWARD & A.C. RIES (Eds.) *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19:67-81.

HASUI Y. 1993. Mega-estruturação Pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Revista de Geociências (USP/UNESP)*, 12(1):7-31.

HASUI Y., HARALYI N.L.E. 1985. Integração de informações geofísicas e geológicas na definição de estruturas crustais brasileiras. In: *Ata do 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, SBG, Goiânia, p.1-8.

HASUI Y., HARALYI N.L.E., SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: *Anais do 2º Symposium Amazônico*, DNPM/CNPq, Manaus, p.129-141.

HIBBARD M.J. 1979. Myrmekite as a marker between pre and post aqueous phase saturation in granitic systems. *Geological Society of America Bulletin*, 90:1047-1062.

HIBBARD M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granite gneisses and their tectonic implication. *Journal of Geology*. 95:543-561.

HORBE A.M.C., NOGUEIRA A.C.R., HORBE M.A., COSTA M.L., SUGUIU K. 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo e Balbina, nordeste do Amazonas. In: N.J. Reis e M.A.S. Monteiro (Coord.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*, 2001, SBG-NO, Manaus, 2:145-176.

HORBE A.M.C., NOGUEIRA A.C.R., SOARES E.A.A., SOUZA V.S. 1999. A lateritização na evolução morfológica da região de Presidente Figueiredo - Estado do Amazonas. In: *6º Simpósio de Geologia da Amazônia*. SBG, Manaus. p.399-402.

HUGHES C.J. 1982. *Igneous Petrology*. Elsevier Science, New York, *Developments in Petrology*, 7, 551p.

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.

IWANUCH W. 1999. Evolução geológica com base em dados geocronológicos da porção sudeste do Estado do Amazonas e do trato contínuo do norte do Estado do Mato Grosso na região do baixo e médio Rio Juruena. *6º Simpósio de Geologia da Amazônia*, p.189-200.

JORGE JOÃO X.S., SANTOS C.A., FARACO M.T.L. 1984. Projeto Trombetas-Mapuera, Relatório Final. Belém: CPRM-SUREG-BE. Vol.1.

KING P.L., CHAPPELL B.W., ALLEN C.M., WHITE A.J.R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences* 48:501-514

KING P.L., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W., ALLEN C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3):371-391.

KOBER B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96:63-71.

LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL R. 2002. Granitóides São Jorge Antigo e São Jorge Jovem: Petrografia e geoquímica de magmatismo cálcico-alcálico alto-K paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico, In: E.L. Klein, M.L. Vasquez, L.T. Rosa-Costa (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, 3, Belém, 53-66.

LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL R., LAFON J.-M., LIMA E.F., 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós gold province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 119(1-4):189–223.

LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL R., PIMENTEL M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences* 18:277-292.

LANGE F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. *Atas do simpósio sobre a biota Amazônica (Geociências)*, 1:215-326.

LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LEMEYRE LES BAS M.J., SABINE P.A., SCHIMID R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLEY A.R., ZANETTIN B. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford. 193p.

LIMA M.I.C. 1994. Província Estrutural Amazônia. In: *Boletim do 38º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú - SC*, (2):410-411.

LIMA M.I.C. 1999. As subprovíncias da Província Estrutural Amazônia. In: *6º Simpósio da Geologia da Amazônia, Manaus, Amazonas, SBG/NO*, p.259-261.

LITHERLAND M., ANNELS R.N., APPLETON J.D., BERRANGE J.P., BLOOMFIELD K., BURTON C.C., DERBYSHIRE D.P.F., FLETCHER C.J.N., HARWKINS M.P., KLINCK B.A., MITCHEL W.I., O'CONNOR E.A., PITFIELD P.E.J., POWER G., WEBB B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield. *Keyworth, British Geological Survey, Overseas Memoir* 9, 153p.

LITHERLAND M., ANNELS R.N., DERBYSHIRE D.P.F., FLETCHER C.J.N., HARWKINS M.P., KLINCK B.A., MITCHEL W.I., O'CONNOR E.A., PITFIELD P.E.J., POWER G., WEBB B.C. 1989. The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship with the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, 43:157-174.

MACAMBIRA M.J.B., TEIXEIRA J.T., DAOUD W.E.K., COSTI H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4):562-570.

MACAMBIRA M.J.B., ALMEIDA M.E., SANTOS L.J. 2002. 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.

MANIAR P.D., PICCOLI P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society American Bulletin*, 101:635-643.

MCDONOUGH W.F., SUN S., RINGWOOD A.E., JAGOUTZ E., HOFMANN A.W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochemica et Cosmochemica Acta*. 56(3): 1001-1012.

MILLIOTTI C.A., CARVALHO A.S., SOUZA V.S., FREITAS M.E., VALÉRIO C.S., FARIA M.S.G. 2004. O embasamento proterozóico da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: *XLII Congresso de Brasileiro de Geologia*, Araxá-MG. CD-ROM.

MONTALVÃO R.M.G., BEZERRA P.E.L. 1980. Geologia e tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (parte da Amazônia legal brasileira). *Revista Brasileira de Geociências*, 10:1-27.

MONTEIRO E.A., NAVA D.B., CORREIA M.C. 1998. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - PRIMAZ. MME/CPRM. (CD-ROM).

NASA. Applied Sciences Directorate. John C. Stennis Center Space, NASA's Earth Science Enterprise Scientific Data Purchase Program Dispose in: <<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>>. Acesso em março de 2004.

NOGUEIRA A.C.R. 1999. Depósitos costeiros neoproterozóico da Formação Prosperança, município de Presidente Figueiredo, estado do Amazonas. In: *6º Simpósio da Geologia da Amazônia*, Manaus, Amazonas, SBG/NO. p. 412-415.

OLIVEIRA A.S., FERNANDES C.A.C., ISSLER R.S., MONTALVÃO, R.M.G., TEIXEIRA, W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 9). p.21-118.

PATERSON S.C., VERNON R.H., TOBISH O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. 11(3):349-363.

PEARCE J.A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.

PEARCE J.A., HARRIS N., TINDLE A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956-983.

RAMGRAB G.E. 1968. Reconhecimento geológico do rio Uatumã. Relatório Preliminar. DNPM, Manaus - AM. 13p.

RAMGRAB G.E., DAMIÃO R.N. 1970. Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana, Relatório Inédito. Boa Vista: DNPM, 40p.

REIS N.J., FARIA, M.S.G., FRAGA, L.M.B., HADDAD, R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):380-383.

REIS N.J., FARIA, M.S.G., HADDAD, R.C., FRAGA, L.M.B. 1999. Vulcanismo calci-alcálico paleoproterozóico do setor oriental do estado de Roraima. In: SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, Resumos Expandidos, 78.

REIS N.J., FRAGA L.M., FARIA M.S.G., ALMEIDA M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: F. Rossi, L. Jean-Michel, M.L. Vasquez (eds). *Geology of France and Surrounding Areas*. Ed. brgm. Paris, França. 2-3-4:121-134.

REIS N.J., FRAGA L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu - Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Salvador, Anais, 2:88-90.

REIS N.J., MILLIOTTI C.A., 1999. Estratigrafia - Anortosito Repartimento. In: M.M. Souza, S.S. Pinheiro, J.H. Larizzatti, M.A. Esteves, S.R.L. Riker, M.F.L. Brito, N.J. Reis, M.R. Pessoa. (Organizadores). *Projeto Roraima Central*. 1ed. Brasília-DF, 1999, (1):79-83. CD-ROM

RODRIGUES J.B. 1875. Exploração dos rios Urubu e Jatapu. Relatório interno. CPRM. Rio de Janeiro. 129p.

ROGERS J.J.W., GREENBERG J.K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-elements and trace-elements chemistry and possible origins. *The Journal of Geology*. 98(3): 291-309.

SANTOS J.O.S., MOREIRA A.S., PESSOA M.R., OLIVEIRA J.R., MALOUF R.F., VEIGA JR. J.P., NASCIMENTO J.O. 1974. Projeto Norte da Amazônia, domínio baixo Rio Negro. Relatório Final Integrado, DNPM/CPRM. Vol. 4.

SANTOS J.O.S., REIS NETO J.M. 1982. Algumas idéias de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. SBG. Salvador. v.1, p.339-348.

SANTOS J.O.S., SILVA, L.C., FARIA, M.S.G., MACAMBIRA M.J.B. 1997. Pb-Pb single crystal, evaporation isotopic study on the post-tectonic, sub-alkalic, A-type Moderna granite (Mapuera Intrusive Suite), State of Roraima, northern Brazil. 2º Symposium of Granites and Associated Mineralizations. Extended abstract and program. Salvador (Ba), Brasil. p.273-275.

SANTOS J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon craton gold provinces. In: *New Developments in Economic Geology*. Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. University of Western Australia, Perth, 10p.

SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. 2000. A New understand of the provinces of the Amazon Craton based on Integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.

SANTOS J.O.S., FARIA M.S.G, HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER, I.R. 2001a. Oldest charnockite magmatism in the Amazon craton: zircon U–Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite. Southern Roraima, Brazil. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. Workshop II, 4p.

SANTOS J.O.S., GROVES D.I., HARTMANN L.A., MOURA M.A., MCNAUGHTON N.J., 2001b. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazonian craton, Brazil. *Mineralium Deposita* 36:278-299.

SANTOS J.O.S., FARIA M.S.G, HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J. 2002a. Significant presence of the Tapajós-Parima Orogenic Belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa (PB), Anais, 336p.

SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER, I.R. 2002b. Timing of mafic magmatism in the Tapajós province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton: Evidence from baddeleyite and zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 15:409-429.

SANTOS J.O.S, VAN BREEMEN O.B., GROVES D.I., HARTMANN L.A., ALMEIDA M.E., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER, I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. *Precambrian Research*. 131:73-109.

SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A. 1984. A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: C. Schobbenhaus (Coord.). *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM, p.9-53.

SIMPSON C. 1985. Deformation of granite rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*. 7(5):503-511.

SOUZA M.M. 1974. Perfil geológico BR-174 (Manaus – Boa Vista): No trecho Manaus serra do Abonari. 28º Congresso de Geologia, Porto Alegre - RS. CPRM. 29p.

STACEY J.S., KRAMERS J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.

STRECKEISEN A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.

TASSINARI C.C.G., BETTENCOURT J.S., GERALDES M.C., MACAMBIRA M.J.B., LAFON J.M. 2000. The Amazonian Craton. In U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Edit.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st. International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p.41-95.

TASSINARI C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.

TASSINARI C.C.G., MACAMBIRA M.J.B. 2004. A evolução tectônica do cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro, B.B. Brito-Neves. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 2004. p.471-485.

TAYLOR S.R., MCLENNAN S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. In: Oxford, BLACKWELL, 1985. 312p.

TEIXEIRA W., TASSINARI C.C.G., CORDANI U.G., KAWASHITA K. 1989. A review of geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research* (42): 213-227.

VALÉRIO C.S., SOUZA V.S., MACAMBIRA M.J.B., MILLIOTTI, C.A., CARVALHO A.S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb de zircão do Grupo Iricoumé na região da borda norte da bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG, 3º Simp. Vulc. Amaz. Amb. Assoc. *Anais*, p.47-52.

VASQUEZ M.L., KLEIN E.L., QUADROS M.L.E.S., BAHIA R.B.C., SANTOS A., RICCI P.S.F., SACHETT C.R., SILVA C.M.G., MACAMBIRA M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. In: 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG, boletim de resumos, 471-474.

VASQUEZ M.L., RICCI P.S.F., KLEIN E.L., 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. Contribuições à Geologia da Amazônia. Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brasil, 3, 67-83.

VEIGA JR. J.P., NUNES A.C.B., SOUZA E.C., SANTOS J.O.S., AMARAL J.E., PESSOA M.R., SOUZA S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã. Manaus, DNPM/CPRM. Relatório final, vol. 6.

VIEIRA L.C. 1999. Depósitos fluviais da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Ponta Negra, Manaus. Monografia, UFAM. 53p.

WHALEN J.B., CURRIE K.I., CHAPPELL B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 95:407-419.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*. 20, 325-343.