



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 494

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DAS
ROCHAS ENCAIXANTES DO DEPÓSITO SÃO CHICO,
DOMÍNIO TAPAJÓS, SUDOESTE DO PARÁ**

Dissertação apresentada por:

DOUGLAS FERREIRA PEREIRA

Orientador: Prof. Dr. Claudio Nery Lamarão (UFPA)

BELÉM

2017

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Pereira, Douglas Ferreira, 1990-

Petrografia, geoquímica e química mineral das rochas encaixantes do Depósito São Chico, Domínio Tapajós, sudoeste do Pará / Douglas Ferreira Pereira. – 2017.

xxiv, 134 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Claudio Nery Lamarão

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Depósitos hidrotermais – Pará, Sudoeste. 2. Crátons – Pará, Sudoeste. I. Título.

CDD 22. ed. 553.1098115



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DAS
ROCHAS ENCAIXANTES DO DEPÓSITO SÃO CHICO,
DOMÍNIO TAPAJÓS, SUDOESTE DO PARÁ**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

DOUGLAS FERREIRA PEREIRA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de Aprovação: 23 / 03 / 2017

Banca Examinadora:

Prof. Cláudio Nery Lamarão
Orientador – UFPA

Prof. Marcelo Lacerda Vasquez
Membro – CPRM

Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas
Membro - UFPA

Este trabalho é dedicado à minha família.

AGRADECIMENTOS

Inicialmente, registro os meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho, em especial:

A Deus por nunca me desamparar nos momentos difíceis.

À Universidade Federal do Pará, ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo fornecimento de infraestrutura necessária para a realização deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM- Belém), na pessoa do Dr. Marcelo Vasquez, pela disponibilização de amostras, mapas geológicos regionais e laboratórios.

Ao meu orientador Dr. Claudio Nery Lamarão por sua paciência, orientação, dedicação, amizade e “puxões de orelha” que foram importantes para meu crescimento ao longo do desenvolvimento do trabalho.

Ao Laboratório de Microanálises, nas pessoas de Ana Paula Correa, Vivian Araújo e Gisele Marques pela grande ajuda durante o decorrer do trabalho.

Aos técnicos do laboratório da CPRM, em especial, as técnicas Rosalva e Laura Fernandes que tanto me ajudaram na parte inicial do trabalho.

Ao laboratório de confecção de lâminas (IG-UFPA), na pessoa de Joelma Lobo e Leandro Guedes.

Ao Dr. José Carlos Frantz e Dr. Raimundo Netuno Villas, Dra. Lena Virginia Soares Monteiro e ao Dr. Carlos Echeverri Misas, pela disposição em me ajudar no esclarecimento de dúvidas.

Aos colegas da turma de 2009, e aos amigos da turma de mestrado 2014, em especial (Hanna Salles, Juvenal Neto, Bruno Portugal, David Ramos, Lilian Paula, Hévila Costa).

Aos meus amigos, Jhon Afonso, Brenda Caroline, Francisco Abrantes, Roberta Cavalcante, Alex Nina, Thiago Souza, Marcio Dias, Fernando Brito, Mayara Aires, Thainá Cunha, Lucas Rodrigues, Dinho Freire, Emídio Neto, Wenderson Moura, por sempre estarem ao meu lado nos meus momentos de desespero.

À minha família por sempre me apoiar.

“A nossa maior glória não reside no fato de nunca cairmos, mas sim em levantarmo-nos sempre depois de cada queda.”

(Oliver Goldsmith)

RESUMO

O depósito de ouro São Chico está localizado na Vila homônima, no sudoeste do Estado do Pará, distando cerca de 220 km ao sul da cidade de Itaituba. Suas encaixantes foram inicialmente mapeadas como pertencentes à Suíte Intrusiva Parauarí (SIP) e às rochas do entorno, como Complexo Cuiú-Cuiú (CC) e Suíte Intrusiva Creporizão (SIC). No entanto, os estudos petrográficos, geoquímicos e de química mineral realizados neste trabalho revelaram que as rochas da SIC são as encaixantes do depósito propriamente dito. Além disso, este estudo permitiu a individualização de seis fácies para as rochas do CC: anfibólio-biotita-granodiorito (ABGRN), piroxênio-quartzo-monzonito (PQMZN), anfibólio-biotita-monzogranito (ABMZG), biotita-leucogranodiorito (BLGRN), biotita-leucomonzogranito (BLMZG) e biotita-leucosienogranito (BLSG). As três primeiras fácies estão localizadas na porção noroeste da área, enquanto que as três últimas se concentram na porção sudeste. Na SIC foram distinguidos biotita-anfibólio-monzogranitos (BAMZG), dominantes e hospedeiras da mineralização e, de forma subordinada, os biotita-anfibólio-granodioritos (BAGRN). Na SIP foram reconhecidos anfibólio-granodiorito (AGRN), anfibólio-monzogranito (AMZG) e anfibólio-sienogranito (ASG). As rochas da SIC, SIP e as da porção noroeste do CC são isotrópicas, enquanto as da porção sudeste apresentam leve deformação. De modo geral, são rochas de granulação média a grossa e de texturas granular hipidiomórfica, granofírica e microporfírica. A separação das unidades foi reforçada por meio da composição das principais fases máficas: biotita e anfibólio. Os anfibólios da fácies ABGRN do CC são Mg-hornblenda, enquanto os das rochas da SIC e SIP apresentam composição de Fe-hornblenda, dominante e subordinada Fe-tschermakita. As biotitas do ABGRN do CC e dos BAGRN e BAMZG da SIC foram caracterizadas como primárias, enquanto as do BLSG do CC como reequilibradas. As biotitas dessas unidades (CC e SIC) se assemelham em composição a biotitas de granitos cálcico-alcalinos. O estudo geoquímico permitiu definir assinatura cálcio-alcalina de alto-K, caráter metaluminoso a peraluminoso, padrão multielementar relativamente similar, assim como enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP). As características geoquímicas e os estudos de correlação indicam uma evolução geodinâmica envolvendo um contexto orogênico relacionado a um ambiente de subducção, onde foram gerados as rochas do CC, seguido por um ambiente transicional entre um contexto convergente e um contexto extensional intracontinental, marcado pela geração das rochas da SIC e SIP. Estudos geoquímicos comparativos foram realizados com unidades já estudadas e que ocorrem nas proximidades do depósito São Chico.

Dentre elas, o Granito Palito, o Granodiorito Parauarí e as rochas representantes do Complexo Cuiú-Cuiú, Suíte Intrusiva Creporizão e Suíte Intrusiva Parauarí descritas pela CPRM apresentam boa correlação com as unidades estudadas neste trabalho. Por outro lado, o Granito São Jorge Antigo, o Granodiorito Fofquinha e o Granito Jardim do Ouro apresentaram um padrão geoquímico distinto das rochas aqui estudadas.

Palavras-chave: Domínio Tapajós. Depósito de ouro São Chico. Suíte Intrusiva Creporizão.

ABSTRACT

The São Chico gold deposit is located in the homonym Village, in the southwest of Pará state, situated about 220 km south of the Itaituba city. Its enclosing rocks initially were mapped as belonging to Parauari Intrusive Suite (PIS) and the surrounding rocks as Cuiú-Cuiú Complex (CC) and Creporizão Intrusive Suite (CIS). However, petrographic, geochemical and chemical mineral studies in this work revealed that the rocks of the SIC are the enclosing of the deposit itself. In addition, this study allowed the individualization of six petrographic facies to the rocks of the CC: amphibole-biotita-granodiorite (ABGRN), pyroxene-quartz-monzonite (PQMZN), amphibole-biotite-monzogranite (ABMZG), biotite-leucogranodiorito (BLGRN), biotite-leucomonzogranito (BLMZG) and biotite-leucosienogranito (BLSG). The first three facies are located in the northwest portion of the area, while the last three are concentrated in the southeastern portion. In the CIS were distinguished biotite-amphibole-monzogranite (BAMZG), dominant and host mineralization, and of subordinated way, biotite-amphibole-granodiorite (BAGRN). In the PIS were recognized amphibole-granodiorite (AGRN), amphibole-monzogranite (AMZG) and amphibole-syenogranite (ASG). The rocks of the CIS, PIS and that one of the northwestern portion of the CC are isotropic, while the rocks of the southeastern portion have mild deformation. In general, the rocks are medium to coarse grained and show granular hypidiomorphic, granophiric and microporphyritic textures. The separation of the units has been reinforced by the composition of the main mafic phases, biotite and amphibole. Amphiboles of the ABGRN facies of the CC are Mg-hornblende, while in the rocks of the CIS and PIS have Fe-hornblende composition. Biotites of the ABGRN of the CC and CIS were characterized as primary biotites, while that ones of the BLSG of the CC are reequilibrated biotites. This set is similar in composition to biotites of the calc-alkaline granites. The geochemical study allowed the definition of calc-alkaline high-K signature, metaluminous to peraluminous character, relatively similar multielementary standard, as well as enrichment of light rare earth elements (LREE) in relation to heavy rare earth elements (HREE). The geochemical characteristics and correlation studies indicate geodynamic evolution involving an orogenic context related to a subduction environment where the rocks of the CC were generated, followed by a transitional environment between a convergent context for intracontinental extensional context, marked by the generation of the rocks of the CIS and PIS. Comparative geochemical studies were performed with units already studied and that occur near the São Chico gold deposit. Among them, Palito Granite Parauari Granodiorite and representative rocks of CC, CIS and PIS described by CPRM

exhibit good correction with the studied units in this work. On the other hand, the Old São Jorge Granite, the Fofquinha Granodiorite and Jardim do Ouro Granite showed a different geochemical pattern with the rocks of this study.

Keywords: Tapajós Domain. São Chico Gold Deposit. Creporizão Intrusive Suite.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1.1- Mapa de localização da área estudada no Cráton Amazônico, Escudo Brasil Central (A) e no Domínio Tapajós (B). Detalhe das principais redes hidrográficas e vias de acesso ao depósito São Chico (C) 3
- Figura 3.1- Principais modelos geocronológicos propostos para o Cráton Amazônico 10
- Figura 3.2- Mapa geológico do Domínio Tapajós com suas principais unidades litoestratigráficas. 12
- Figura 3.3- Mapa preliminar da área de estudo (A) Domínio Tapajós (B) mapa localização das folhas São Domingos-Jardim do Ouro (1:100.000). (C) mapa de detalhe da área estudada, com localização das amostras. 20
- Figura 3.4- Relações tectono-estratigráficas dos litotipos que afloram nas folhas São Domingo-Jardim do Ouro. 21
- Figura 4.1- Diagramas QAP e QAPM exibindo a composição modal dos granitoides do CC, SIC e SIP e os trends composicionais (2) Tonalítico-trondhjemítico cálcico-alcalino, (3) granodiorito cálcico-alcalino, (4) monzonítico ou shoshonítico subalcalino. 30
- Figura 4.2- Aspectos macroscópicos dos principais representantes do Complexo Cuiú-Cuiú. A, B e C, representam o primeiro grupo. (A) Anfibólio-biotita-granodiorito isotrópico, com granulação média a grossa (B) e (C) porções com coloração rosada. (D), (F), (G) e (H) formam o segundo grupo, representado, respectivamente, por Biotita-leucogranodiorito, Biotita-leucomonzogranito médio a grosso, Biotita-leucomonzogranito fino a médio e Biotita-leucosienogranito; (E) registra-se moderado faturamento e em (I) moderado estiramento dos minerais 31
- Figura 4.3- Fotomicrografias do Piroxênio-quartzo-monzonito com polarizadores cruzados, exceto (E). (A) textura intergranular mostrando cristais de clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl); (B) subordinada textura granofírica comumente associada às bordas de plagioclásio; (C) plagioclásio intensamente saussuritizado e clinopiroxênio com geminação simples; (D) cristal de clinopiroxênio com bordas alteradas para clorita; (E) e (F) cristais anédricos de titanita (Ttn) associados à clorita (Chl) e ocorrendo como alteração em torno dos opacos (Opq).

Figura 4.4- Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do Anfibólio-biotita-granodiorito: (A) textura granular hipidiomórfica média a grossa, com subordinada textura granofírica; (B) Rocha intensamente alterada, com a cloritização parcial de biotita (Bt) e anfibólio (Amp) e presença de quartzo recristalizado; (C) cristais de plagioclásio (Pl) com variado grau de alteração mascarando parcialmente as características ígneas dos cristais; (D) cristais de anfibólio mostrando zoneamento concêntrico e contendo finos cristais de plagioclásio nas bordas, além de apresentar substituição parcial para biotita, e em (E) além desta substituição altera-se para clorita (Chl) (F) cristais de biotita (Bt) moderadamente alterados para clorita (Chl) nas bordas e prehnita (Prh) ao longo das clivagens. 35

Figura 4.5- Fotomicrografias dos Biotita-leucogranodiorito (polarizadores cruzados, exceto B); (A) textura granular hipidiomórfica média a grossa; (B) e (C) cristais de plagioclásio (Pl) intensamente argilizados, seccionados por microvênulas de quartzo (Qz), albita e álcali-feldspato; localmente ocorre titanita euédrica (Ttn); (D) álcali-feldspato de aspecto turvo (Afs2) mascarando feições ígneas do plagioclásio..... 37

Figura 4.6- Fotomicrografias, excetuando-se a (C), com polarizadores cruzados; (A) textura granular hipiomórfica fina a média da fácies Anfibólio-biotita-monzogranito; (B) franjas de albita (Ab) intersticiais aos cristais de anfibólio (Amp) e álcali-feldspato; notar na porção central deste último cristal resquícios de maclamento albitico; (C) e (D) agregado de cristais de anfibólio apresentando variado grau de alteração para clorita; (E) cristais de biotita, com leve deformação de suas maclas, associados a cristais de anfibólio; (F) plagioclásio (Pl) levemente alterado para álcali-feldspato hidrotermal..... 39

Figura 4.7- Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos Biotita-leucomonzogranitos; (A) rocha com textura xenomórfica a hipidiomórfica composta por plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo anédrico. Cristais de muscovita ocorrem como alteração do plagioclásio (B) Aspecto geral da rocha mostrando alteração para argilominerais, sericita ou muscovita dos núcleos dos cristais de plagioclásio; pontualmente observam-se finos cristais de biotita. (C) álcali-feldspato (Afs2) alterando cristais de plagioclásio. (D) na porção centro-esquerda, intercrescimento mirmequítico com quartzo vermicular em contato com álcali-feldspato. 41

Figura 4.8- Fotomicrografias com polarizadores cruzados, exceto em (A) e (C): (A) aspecto hololeucocrático da fácies Biotita-leucosienogranito. (B) textura granular alotriomórfica principal, com subordinados cristais de plagioclásio hipidiomórficos. O álcali-feldspato é micropertítico e moderadamente argilizado; (C) e (D) cristais de álcali-feldspato com inclusões de plagioclásio intensamente alterados; biotita amendoada (*mica fish*) aparece no centro direito, juntamente com quartzo recristalizado. (E) álcali-feldspato sobrepondo-se a cristais reliquiares de plagioclásio com maclamento albitico. (F) cristal de allanita moderadamente alterado, associado à biotita; cristal de plagioclásio com maclas deformadas no canto superior esquerdo, 43

Figura 4.9- Aspectos macroscópicos do Biotita-anfibólio-granodiorito (A) e Biotita-anfibólio-monzogranito (B), com detalhe da textura inequigranular média a grossa (C e D) e granofírica subordinada (E). (F, G e H) Variação faciológica das rochas próximas ao depósito, da mais preservada a mais alterada. As rochas apresentam textura fanerítica fina a média, coloração cinza esverdeada e porções rosadas; a granulação diminui de (F), detalhe em (I) a (G), detalhe em (J); ocorrem também veios de quartzo de coloração vermelho-esbranquiçada contendo quartzo anédrico (H, detalhe em K) 45

Figura 4.10- Fotomicrografias, exceto em (A), com polarizadores cruzados; representam os aspectos microscópicos da fácies Biotita-anfibólio-granodiorito; (A) e (B) Textura granular hipidiomórfica média a grossa; os cristais de plagioclásio estão fraca a intensamente saussuritizados, o álcali-feldspato apresenta leve alteração para argilominerais e localmente maclamento Carlsbad. (C) Cristais subédricos de plagioclásio com maclamento Carlsbad e zoneamento normal-oscilatório e cristais lípidos de anfibólio e biotita; (D) Cristal de anfibólio substituído parcialmente por biotita, e cristal de álcali-feldspato moderadamente argilizado e com inclusão de cristais de quartzo, anfibólio e finos cristais de plagioclásio; (E) Cristais de anfibólio moderadamente alterados para clorita, com minerais opacos associados; (F) Cristais de clinopiroxênio manteados por anfibólio. 47

Figura 4.11- Fotomicrografias do Biotita-anfibólio-monzogranito com polarizadores cruzados (exceto A): (A) Alteração moderada a intensa do álcali-feldspato para argilominerais; cristais de plagioclásio leve a moderadamente saussuritizados e cristais de biotita alterados para clorita. (B) Textura granular hipidiomórfica média a grossa, cristais de álcali-feldspato micropertítico, plagioclásio com zoneamento normal e cristais de anfibólio euédricos, com maclamento simples. (C) Variação na granulação dos cristais de plagioclásio, biotita e anfibólio. (D) Textura granofírica com variação no grau de alteração dos cristais de biotita para clorita, e cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados. (E) cristais de plagioclásio intensamente obliterados pela saussuritização em contato com plagioclásio com maclamento albítico levemente alterado. (F) cristal de álcali-feldspato moderadamente alterado para argilominerais, contendo inclusões de biotita, anfibólio e plagioclásio. 50

Figura 4.12- Continuação dos aspectos microscópicos dos Biotita-anfibólio-monzogranito. (A) Cristais subarredondados de quartzo, com contatos embaiados e em textura granofírica. (B) Cristais de anfibólio alterados ao longo das clivagens para clorita e epidoto, e em contato com plagioclásio intensamente saussuritizado; cristais intersticiais de quartzo ocorrem ao lado. (C) Agregado de anfibólio e biotita intensamente cloritizada, associados a epidoto e minerais opacos. (D) Cristal de biotita com bordas cloritizadas e com prehnita nas direções de clivagem. (E) Cristais de biotita e anfibólio moderados a intensamente alterados para clorita, epidoto e titanita. (F) Agregado máfico de cristais de piroxênio manteados por anfibólio. Fotomicrografias com polarizadores cruzados. 51

Figura 4.13- Fotomicrografias das rochas encaixantes do depósito São Chico (polarizadores cruzados). (A) Aspecto geral da rocha mais afastada do depósito com textura granular hipidiomórfica média a grossa e moderada alteração dos cristais de álcali-feldspato. (B) Cristais subédricos a anédricos de plagioclásio mostrando alteração heterogênea e cristais de anfibólio fracamente alterados. (C), (D), (E) e (F) Rochas mais próximas ao depósito; (C) mostrando textura alotriomórfica com plagioclásio e álcali-feldspato fortemente alterados. (D) Cristal de plagioclásio intensamente sericitizado. (E) Aspecto da forte alteração dos cristais de anfibólio e plagioclásio, além de fraturas preenchidas por cristais avermelhados (óxido de Fe?). (F) Detalhe de cristais de álcali-feldspato intensamente argilizados e epidoto intersticial. 53

Figura 4.14- Aspectos macroscópicos dos representantes da Suíte Intrusiva Parauari. (A) Anfibólio-granodiorito de textura fanerítica inequigranular e coloração marrom; (B) Anfibólio-monzogranito (detalhe em E) de textura fanerítica inequigranular e coloração avermelhada com porções cinza; destaque para cristais de plagioclásio com núcleo avermelhado e bordas esbranquiçadas, e presença de enclave máfico; (C) Anfibólio-sienogranito (detalhe em F e G) de textura inequigranular com subordinada textura granofírica e cristais de coloração marrom (titanita?); (D) Anfibólio-sienogranito de textura porfirítica (detalhe em H) 55

Figura 4.15- Fotomicrografias do Anfibólio-granodiorito. (A) e (B) Aspectos gerais da textura granular hipidiomórfica grossa a média. Os cristais de anfibólio, raramente preservados, estão pseudomorfizados em um agregado de clorita, opacos e titanita. Cristais de plagioclásio apresentam núcleos intensamente saussuritizados e bordas límpidas, e os de álcali-feldspato moderada argilização; (C) Cristais de anfibólio intensamente alterados; mineral intersticial esverdeado de relevo alto (não identificado) aparece no canto inferior esquerdo; (D) Cristais intersticiais de quartzo, plagioclásio intensamente alterado e pseudomorfos de anfibólio. Polarizadores cruzados, exceto em A. 57

Figura 4.16- Fotomicrografias do Anfibólio-monzogranito. (A) Textura granular hipidiomórfica média a grossa com cristais de plagioclásio alterados para álcali-feldspato ou epidoto, os quais podem ocorrer intersticialmente; (B) Agregado de cristais de anfibólio preservados e cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados; (C) Cristal de plagioclásio com núcleo intensamente alterado e borda de albita; (D) cristal reliquiar de ortoclásio alterado para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); (E) Fenocristal zonado de álcali-feldspato; (F) Cristais reliquiares de plagioclásio com maclamento albítico alterados para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2), em contato reto com cristal de anfibólio intensamente cloritizado. Polarizadores cruzados. 59

Figura 4.17- Fotomicrografias do Anfíbólio-sienogranito; (A) e (B) Feições da textura granular hipidiomórfica média a grossa, com os cristais de plagioclásio moderados a intensamente alterados; (C) Textura granofírica subordinada, com cristais de álcali-feldspato intensamente argilizados e plagioclásio saussuritizados com fraco maclamento albítico; (D) Cristais reliquias de plagioclásio alterados para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); (E) cristal de plagioclásio com fraca alteração nas bordas para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); (F) Cristais de anfíbólio alterados para titanita; cristais de clorita no canto inferior esquerdo. Polarizadores cruzados (exceto em A) 61

Figura 4.18- Continuação das fotomicrografias do Anfíbólio-sienogranito. (A) Cristais de plagioclásio reliquias alterados para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); intersticialmente ocorrem franjas de albita hidrotermal; (B) Álcali-feldspato hidrotermal alterando cristais de plagioclásio; cristais de clorita ocorrem associados; (C) Cristais microcristalinos de clorita como alteração de biotita; cristais intersticiais de carbonato aparecem localmente (polarizadores cruzados); (D) anfíbólio-sienogranitos com textura porfírica 62

Figura 5.1- Mapeamento elementar por WDS dos álcali-feldspatos hidrotermais da SIC e da SIP. (A) fotomicrografia com analisador do álcali-feldspato hidrotermal da fácies BAGRN da SIC e seu mapeamento (B) do elemento K; (C) do elemento Na; (D) do elemento Ca; (E) do elemento Fe. (F) fotomicrografia com analisador do álcali-feldspato hidrotermal da fácies AMZG da SIP e mapeamento (G) do elemento K; (H) do elemento Na; (I) do elemento Ca; (J) e do elemento Fe 65

Figura 5.2- Diagramas An-Ab-Or exibindo a composição do plagioclásios dos BAMZG da SIC (A) e (B) e do plagioclásio e K-feldspato dos AMZG e ASG da SIP, (C) e (D) respectivamente. As figuras seguintes representam análises por WDS (E) de fenocristal de plagioclásio; (F) de cristais de plagioclásio inclusos em microclínio, ambos pertencentes aos BAMG da SIC; (G) de plagioclásio com composição albítica sobreposto por álcali-feldspato hidrotermal, representante do AMZG; (H) cristal de albita sobreposto por álcali-feldspato hidrotermal, representante dos ASG. Os números ao lado dos círculos (C2, C6) representam a análise pontual de cada círculo (E, F, G e H), e tais pontos podem ser consultados no apêndice em anexo de composição de feldspatos.

- Figura 5.3- Diagramas (A) TiO_2 -FeO+MnO-MgO (Nachit 1986, óxidos em % em peso); (B) MgO-FeO- Al_2O_3 ; (C) $Al_{(t)} \times Mg$; (D) $^{IV}Al \times Fe/(Fe+Mg)$ das biotitas estudadas do CC e da SIC 69
- Figura 5.4- Diagramas composicionais para as biotitas estudadas. (A) $FeO_{(t)} \times MgO$; (B) $FeO_{(t)} \times Al_2O_3$; (C) $MgO \times Al_2O_3$; (D) $MgO \times TiO_2$. (Todos os elementos em % óxido). 70
- Figura 5.5- Diagrama de classificação dos anfibólios dos granitoides das unidades estudadas: ABGRN do CC; BAGRN e BAMZG da SIC, AMZG e ASG da SIP. ABGRN=Anfibólio-biotita-granodiorito; BAGRN=Biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG=Biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG= Anfibólio-monzogranito; ASG=Anfibólio-sienogranito. 73
- Figura 5.6- Diagrama de variação de elementos dos anfibólios dos granitoides estudados (A) $SiO_2 \times FeO$, exibindo *trend* negativo para o ferro no sentido SIP-SIC-CC; (B) $SiO_2 \times MgO$ mostrando correlação positiva para o Mg no sentido SIP-SIC-CC; (C) $FeO/MgO \times MgO$; (D) $SiO_2 \times FeO/MgO$. (Todos os óxidos em % em peso). 74
- Figura 5.7-Imagens de elétrons retroespalhados de fases acessórias. (A) cristal euédrico de pirita bordejado por cristais de hematita; (B) cristal subédrico de titanomagnetita (C) cristais euédricos a subédricos de pirita e fino cristal anédrico de calcopirita; (D) e (E) cristais subédricos de allanita fraco a moderadamente alterados, respectivamente; (F) finos cristais anédricos de titanomagnetita e ilmenita inclusos em cristal de anfibólio; (G) finos cristais anédricos de titanomagnetita e calcopirita intersticiais a cristais de biotita e anfibólio; (H) cristal de titanita subédrica associada a cristais de titanomagnetita; (I) cristal de allanita fortemente alterada (J) cristal de titanomagnetita com ilmenita em textura treliça e com finos cristais de apatita inclusos;(K) cristal de calcopirita como inclusão e cristal subédrico de hematita (L) cristal de ilmenita bordejado por cristal anédrico de titanita;(A) a (D) representantes da fácies ABGRN, do CC; (E) e (F) representantes da fácies BAGRN da SIC; (F) a (L) representantes dos BAMZG da SIC. Abreviações: Py=pirita; Hem=hematita; Ti-Mag=Titanomagnetita; Ccp=calcopirita; Aln=Allanita; Ilm=ilmenita; Bt=Biotita; Amp=Anfibólio; Ttn=titanita; Ap=apatita; Qz=quartzo. 76

Figura 5.8 Imagens de eletrons retroespalhados dos acessórios das rochas encaixantes imediatas do depósito São Chico. (A) Cristal de titanomagnetita com inclusões de apatita e com lamelas de ilmenita em treliça; (B) cristal subédrico de pirita em contato reto com finos cristais de galena; (C) cristal euédrico de pirita com finas inclusões de cristais de galena e com bordas de substituição de cristal de esfalerita; (D) cristal subédrico de pirita; (E) cristais de esfalerita e galena em contato irregular; (F) cristais de pirita e esfalerita em contato irregular; (G) cristal subédrico de pirita; (H) fino cristal de calcopirita como inclusão; (I) finos cristais de galena como inclusão; (J) cristal de zircão fortemente alterado bordejado por cristais de thorita; (K) cristal de fluorita sendo bordejado por restos de cristais de allanita; (L) cristal anédrico de monazita sendo bordejado por cristal de hematita; (M) fino cristal de galena com núcleo de pirita; (N) cristal de hematita euédrico; (O) finos cristais de pirita e esfalerita em contato irregular. Abreviações: Ilm=ilmenita; Ti-Mag=titanomagnetita; Ap=apatita; Py=pirita; Gn=galena; Sp=esfalerita; Ccp=calcopirita; Zrn=zircão; Thr=thorita; Aln=allanita; Mnz=monazita; Hem=hematita

..... 78

Figura 5.9- Imagens de elétrons retroespalhados das fases acessórias da SIP. (A) cristais de ilmenita associados a cristais de anfibólio cloritizados; (B) fino cristal de barita associado a finos cristais de titanomagnetita; (C) cristal euédrico de allanita; (D) cristal de titanomagnetita como inclusão; (E) cristal de ilmenita associado a cristal de anfibólio cloritizado; (F) cristal de titanomagnetita e ilmenita associados a cristal de anfibólio cloritizado; (G) cristal reliquiar de titanomagnetita alterado para titanita (H) cristal de ilmenita associado à titanita anédrica; (I) cristais de ilmenita e titanomagnetita associados (A) a (F) representantes do AMZG; (G) a (I) representantes dos ASG. Ilm-ilmenita; Amp-Chl=pseudomorfo de anfibólio cloritizado; Brt=barita; Ti-Mag=titanomagnetita; Aln=allanita; Ilm=ilmenita; Chl=clorita; Ttn=titanita, Ap=apatita; Zrn=zircão. 79

Figura 6.1- Diagramas de Harker para os elementos maiores das amostras representativas dos granitoides estudados.

..... 85

Figura 6.2- (A-F) Diagramas de Harker e (G-I) diagramas bivariantes para os elementos-traço das amostras representativas dos granitoides estudados.

..... 86

- Figura 6.3- (A) diagrama P-Q; (B) índice de saturação em alumina O campo preenchido em cinza representa amostras do Complexo Cuiú-Cuiú, os campos com linhas fechadas representantes da Suíte Intrusiva Creporizão e os campos com linhas pontilhadas são representantes da Suíte Intrusiva Parauarí. Esses campos foram utilizados para efeitos de comparação com as fácies estudadas, e serão discutidos no capítulo 7. 87
- Figura 6.4- (A) Diagrama K_2O vs SiO_2 (B) diagrama AFM (C) diagrama Na_2O+K_2O-CaO (MALI) vs SiO_2 ; Campos composicionais para comparação descritos na legenda da figura 88
- Figura 6.5- Diagramas de ETR normalizados ao condrito para (A) fácies BAGRN e BAMZG da SIC; são plotadas também para comparação os ETR da SIC e (B) campos do GSJA; (C) fácies AMZG e ASG da SIP; SIP, GP, GrdP, são plotados para comparação. (D) fácies AMZG e ASG da SIP com campos correlatos do GrdF e GJDO; (E) fácies ABGRN com campos correlacionáveis do CC. Abreviações: ABGRN=Anfibólio-biotita-granodiorito; BAGRN=Biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG=Biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG=Anfibólio-monzogranito; ASG=Anfibólio-sienogranito. 90
- Figura 6.6- Diagramas multielementares (*Spidergrams*) normalizados em relação ao condrito (A) fácies BAGRN e BAMZG e unidade correlata SIC de Vasquez. (B) com campos correlatos de GSJA; (C) fácies AMZG e ASG da SIP; unidades correlacionadas SIP, GP, GrdP plotadas para comparação; (D) fácies AMZG e ASG da SIP com campos correlatos do GrdF e GJDO; (E) fácies ABGRN com campos correlacionáveis ao CC. Abreviações: ABGRN=Anfibólio-biotita-granodiorito; BAGRN=Biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG=Biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG=Anfibólio-monzogranito; ASG=Anfibólio-sienogranito. 92
- Figura 6.7- Diagramas (A) Rb vs Ta+Yb e (B) Rb vs Y+Nb. COLG- granitoides colisionais; WPG- granitoides intraplaca; VAG-granitos de arcos vulcânicos; ORG-granitos de dorsais oceânicas. (C) diagrama $(Nb/Zr)_N$ vs Zr; (D) diagrama $\log [CaO/(Na_2O+K_2O)]$ vs SiO_2 . SNB – Batólito Sierra Nevada, PCB – Batólito costeiro do Peru NGCA – Arco continental Nova Guiné. Campos composicionais para comparação descritos na legenda da figura 94

Figura 7.1- (A) Padrão de distribuição dos ETR em relação ao condrito e das unidades do ABGRN, SIC e SIP. (B) Padrão de distribuição multielementar normalizado pelo condrito.

..... 104

Figura 7.2- Diagramas de tipologia de granitos propostos. Os granitos das unidades agrupadas como CC, SIC e SIP são predominantemente granitos tipo I e S. Em (B) rochas mais evoluídas da SIP (ASG) plotam no campo dos granitos tipo A.

..... 106

Figura 7.3- Diagramas de discriminação tectônica e das unidades que ocorrem no entorno do Depósito São Chico. Observar que a totalidade das unidades estudadas plotam no campo de granitos de margem continental ativa (A- C).

..... 109

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1- Composição modal das rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e das Suítes Intrusivas Creporizão e Parauarí.....	29
Tabela 5.1- Composições químicas (% em peso) representativas de álcali-feldspato hidrotermal e plagioclásio dos granitoides das Suítes Intrusivas Creporizão e Parauarí.....	64
Tabela 5.2- Composições químicas (% em peso) representativas das biotitas dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão.....	68
Tabela 5.3- Composições químicas (% peso) representativas dos anfibólios dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, da Suíte Intrusiva Creporizão e da Suíte Intrusiva Parauarí.....	72
Tabela 6.1- Composição química em termos de elementos maiores (% peso) e traço (ppm) das rochas encaixantes e de unidades que ocorrem no entorno do depósito de ouro São Chico, PAT.....	82
Tabela 7.1- Características petrográficas e mineralógicas dos granitoides da região de Vila São Chico, Província Aurífera do Tapajós.....	99

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VII
ABSTRACT	IX
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	XI
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.3 JUSTIFICATIVA	4
1.4 OBJETIVOS	4
2 MATERIAIS E MÉTODOS	5
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	5
2.3 ANÁLISE MODAL	5
2.4 ANÁLISES DE MEV-EDS E MICROSSONDA	6
2.5 GEOQUÍMICA	8
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
3.1 PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON	9
3.2 PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA	10
3.2.1 Domínio Tapajós	11
3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	16
3.3.1 Complexo Cuiú-Cuiú	17
3.3.2 Suíte Intrusiva Creporizão	22
3.3.3 Suíte Intrusiva Parauarí	24
4 PETROGRAFIA	28
4.1 COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ	28
4.1.1 Aspectos macroscópicos	30
4.1.2 Descrição mineralógica e textural	32
4.2 SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO	44
4.2.1 Aspectos macroscópicos	44
4.2.2 Descrição mineralógica e textural	46

4.3 SUITE INTRUSIVA PARAUARI	54
4.3.1 Aspectos macroscópicos	54
4.3.2 Descrição mineralógica e textural	56
5 QUÍMICA MINERAL	63
5.1 ÁLCALI-FELDSPATO	63
5.2 PLAGIOCLÁSIO	66
5.3 BIOTITA	66
5.4 ANFIBÓLIO	71
5.5 MINERAIS ACESSÓRIOS	75
6 GEOQUÍMICA	80
6.1 VARIAÇÕES DOS ELEMENTOS	80
6.1.1 Maiores e Menores	80
6.1.2 Traços	81
6.2 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO	84
6.2.1 Elementos Maiores e Traços	84
6.2.2 Diagramas de classificação e séries magmáticas	86
6.2.3 Diagramas de elementos terras raras	88
6.2.4 Diagramas Multielementos	91
6.2.5 Ambiência Tectônica e Séries Mágmatias	93
7 DISCUSSÕES	95
7.1 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E DE QUÍMICA MINERAL	95
7.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	100
7.3 ASPECTOS GEOQUÍMICOS	102
7.3.1 Tipologia de granitos	104
7.3.2 Evolução magmática e composicional	106
7.3.3 Ambientes tectônicos	108
7.4 ESTUDOS COMPARATIVOS	109
8 CONCLUSÕES	113
REFERÊNCIAS	116
APÊNDICES	125
APÊNDICE A - ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS DA REGIÃO DE VILA RIOZINHO, UTILIZADAS PARA EFEITO DE COMPARAÇÃO COM AS UNIDADES ESTUDADAS	

.....	126
APÊNDICE B - ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS ENCAIXANTES DO DEPÓSITO PALITO, UTILIZADAS PARA EFEITO DE COMPARAÇÃO COM AS UNIDADES ESTUDADAS	127
APÊNDICE C - ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS REPRESENTATIVAS DO COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ (CC), DA SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO (SIC) E DA SUÍTE INTRUSIVA PARAUARÍ (SIP), UTILIZADAS PARA EFEITO DE COMPARAÇÃO COM AS UNIDADES ESTUDADAS.....	128
APÊNDICE D - ANÁLISES DE MICROSSONDA REPRESENTATIVAS DOS ANFIBÓLIOS DOS GRANITOIDES DO COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ E DA SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO	129

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O Domínio Tapajós está localizado na porção sul da Província Tapajós-Parima e é caracterizado como uma das principais áreas auríferas do país. A extração do ouro, nesse domínio, teve início na década de 1950, por meio da atividade garimpeira e apresentou, nas três primeiras décadas seguintes, produção estimada em 600 toneladas de ouro (dados não oficiais), explorada essencialmente de depósitos alúvio-coluvionares (Vasquez *et al.* 2008). Porém, em meados da década de 1990, esta técnica rudimentar entrou em declínio, seja pela exaustão desses depósitos secundários seja pela queda no preço do ouro nos mercados interno e externo (Vasquez *et al.* 2008).

Desta forma, a pesquisa e a extração de ouro no Domínio passaram a ser dominadas pela prospecção de jazidas primárias por diversas empresas de mineração. Concomitantemente, houve um significativo avanço no conhecimento geológico do Domínio a partir de mapeamentos geológicos regionais realizados pela CPRM, dentre os quais se destacam trabalhos de cunho geológico em cartas regionais nas escalas 1:250.000 (Almeida *et al.* 2000; Bahia & Quadros 2000; Ferreira *et al.* 2000; Klein & Vasquez 2000; Vasquez *et al.* 2000) e 1:500.000 (Klein *et al.* 2001a), geocronológicos e isotópicos (Santos *et al.* 2000, 2004; Vasquez *et al.* 2002; Lamarão *et al.* 2002, 2005), geoquímicos das principais associações magmáticas (Lamarão *et al.* 2002; Lamarão & Dall’Agnol 2002; Vasquez *et al.* 2002) e de depósitos auríferos, alguns deles propondo modelos metalogenéticos de escala regional (Santos *et al.* 2001; Coutinho 2008) ou local (Dreher *et al.* 1998; Klein *et al.* 2001b; Juliani *et al.* 2002, 2005; Dall’Agnol *et al.* 2003; Borges *et al.* 2009; Villas *et al.* 2013).

O depósito de Ouro São Chico foi inicialmente explorado pela empresa Kenai Resources Limited que com base em 22 perfurações identificou recursos medidos de 5.064 toneladas, com teor médio de 32,46 g/t, recursos indicados de 21.423 toneladas, com teor médio de 29,14 g/t e recursos inferidos de 85.577 toneladas, com teor médio de 26,03 g/t de ouro (Tunningley & Atkinson 2010). Em julho de 2013, este depósito passou a ser controlado pela empresa Serabi Gold que realizou uma segunda campanha de perfuração, totalizando 38 furos de sondagens. As perfurações iniciais se concentraram no veio principal, que demonstrou várias interseções de alto teor, chegando a mais de 100 g / t de Au. Apesar de sua viabilidade econômica, este depósito ainda apresenta pobres estudos de suas rochas

encaixantes que se resumem a relatórios técnicos (Tunningley & Atkinson 2010) e mapeamentos regionais (Vasquez *et al* 2013; 2016, *no prelo*) que a caracterizaram como pertencentes à Suíte Intrusiva Parauarí. Desta forma, o presente trabalho visa ao estudo petrográfico e geoquímico das rochas encaixantes e adjacentes ao depósito de ouro São Chico para se obter respostas como por exemplo: qual unidade é a encaixante e qual a fácies que hospeda o depósito, em qual ambiente geodinâmico tais rochas foram formadas.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito São Chico está localizado na porção central do Domínio Tapajós, na região de Vila São Chico, sudoeste do estado do Pará, distando cerca de 220 km ao sul da cidade de Itaituba-PA (Figura 1.1).

O acesso ao depósito pode ser feito por vias aérea ou rodoviária. Por terra, a principal via de acesso, partindo da cidade de Itaituba até Moraes de Almeida, é a BR-163 (Cuiabá-Santarém). O acesso à Vila São Chico a partir de Moraes de Almeida é feito pela rodovia Transgarimpeira, com percurso total de aproximadamente 340 km. Alternativamente, por via aérea partindo de Itaituba ou Santarém, o acesso à vila São Chico pode ser realizado em aviões fretados, mono/bimotor, para uma das duas pistas de pouso situadas a cerca de 2 km da Vila São Chico, com duração de 1 e 1,5 h, respectivamente.

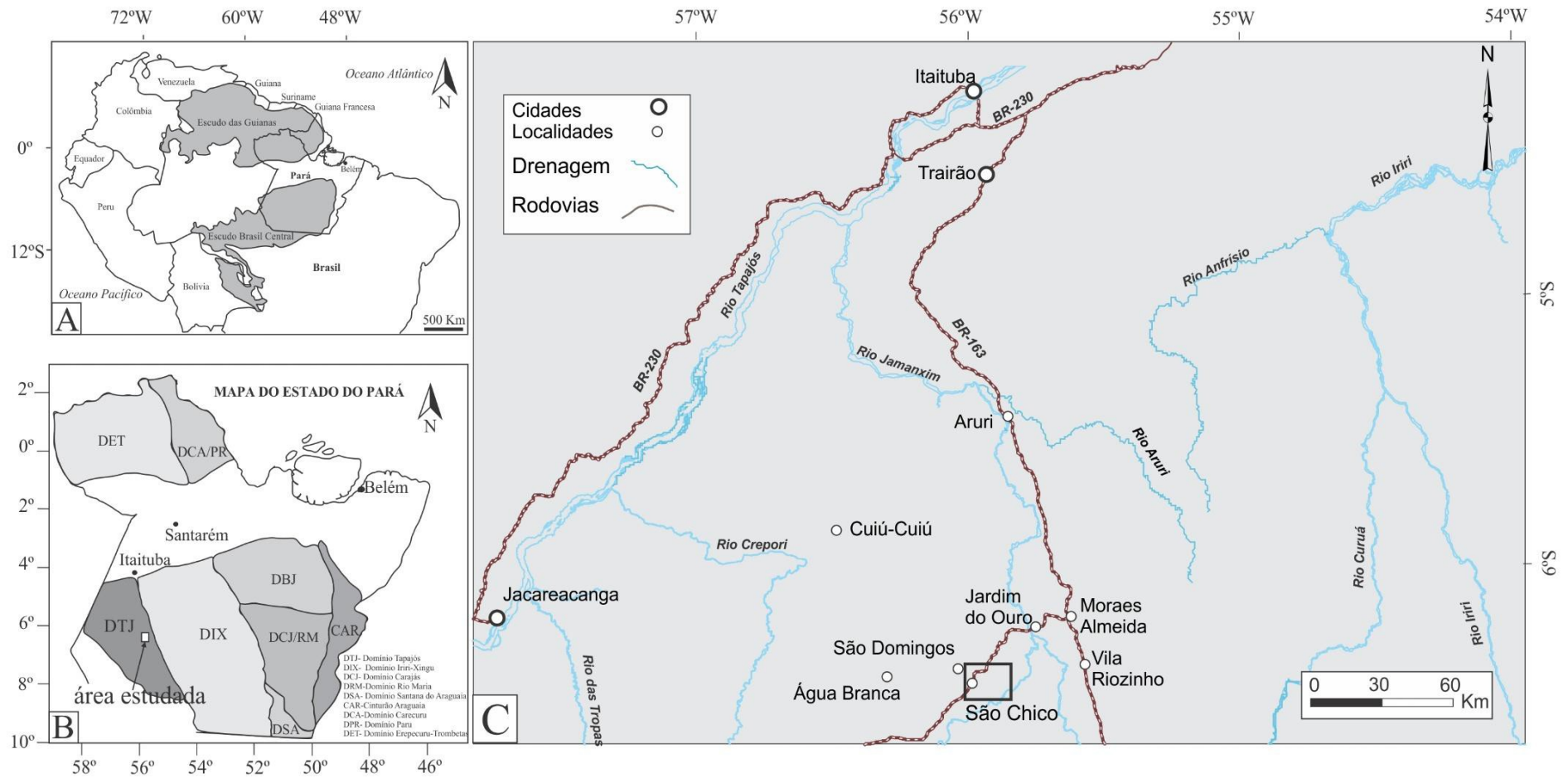


Figura 1.1- Mapa de localização da área estudada no Cráton Amazônico, Escudo Brasil Central (A) e no Domínio Tapajós (B). Detalhe das principais redes hidrográficas e vias de acesso ao depósito São Chico (C).

1.3 JUSTIFICATIVA

O depósito São Chico é atualmente uma mina explorada pela empresa de mineração Serabi Gold e que apesar de sua importância econômica, a região que compreende o depósito ainda carece de estudos mais detalhados, seja para um maior aproveitamento dos recursos minerais, ou para uma melhor compreensão do papel das suítes graníticas com as quais o depósito encontra-se associado ou até mesmo para contribuir com o entendimento do panorama de formação do Domínio Tapajós. Atualmente, conta apenas com breves estudos petrográficos e geoquímicos (Misas 2010) e o mapeamento regional da porção leste do Domínio Tapajós, nas folhas 1:100.000 SB.21-Z-A-II (São Domingos) e SB.21-Z-A-III (Jardim do Ouro), realizado pela CPRM e ainda em fase de conclusão (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*). Desta forma, o problema principal e que justifica a realização deste trabalho é a escassez de informações geológicas, sobretudo petrográficas e geoquímicas das rochas encaixantes do depósito São Chico.

1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho visa ao estudo petrográfico e geoquímico dos granitoides encaixantes do depósito São Chico, na região da vila homônima, e correlacioná-los a outros granitoides já estudados que ocorrem às proximidades (Granodiorito Fofquinha, Granito Palito, Granito Jardim do Ouro e Granito São Jorge antigo (Lamarão *et al.* 2002; Misas 2010), corroborando, desta forma, com o entendimento da evolução do Domínio Tapajós.

Especificamente, pretende-se:

- 1- Realizar estudos petrográficos detalhados dos litotipos mapeados e agrupados pela CPRM nos Complexos Cuiú-Cuiú (CC), Suíte intrusiva Creporizão (SIC) e Suíte intrusiva Parauari (SIP). Identificar as associações mineralógicas, estruturas e texturas, agrupar em fácies e classificar em diagramas específicos (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 2002) essas rochas.
- 2- Refinar a petrografia por meio da identificação e caracterização das fases acessórias presentes nessas rochas (minerais opacos).
- 3- Caracterizar e classificar anfibólios e biotitas de cada unidade.
- 4- Realizar estudos litogeoquímicos para melhor caracterizar a tipologia, natureza, afinidade tectono-magmática e as séries magmáticas das rochas em questão, além de realizar estudos comparativos com rochas correlatas ao Domínio.

CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Esta pesquisa foi desenvolvida a partir de amostras e lâminas delgadas e polidas cedidas pelo geólogo Dr. Marcelo Lacerda Vasquez da CPRM-Belém, coletadas durante a campanha de mapeamento 1:100.000 das folhas São Domingos e Jardim do Ouro, porção leste do Domínio Tapajós, bem como lâminas polidas confeccionadas no Laboratório de Laminação do IG-UFPA.

2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Consistiu do levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada e à evolução e origem de granitoides do Domínio Tapajós, assim como dos depósitos auríferos relacionados a esses granitoides. A consulta se estendeu durante todas as etapas deste trabalho e envolveu a análise de dissertações, teses, relatórios de projetos, artigos e livros sobre petrografia, geoquímica e química mineral.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Nesta fase foram analisadas e descritas amostras de mão, lâminas delgadas e polidas dos granitos hospedeiros do depósito aurífero São Chico. Na descrição das amostras de mão foram caracterizados principalmente os aspectos mesoscópicos (tamanho de cristais, texturas, estruturas, etc.). As imagens foram obtidas com uma câmera fotográfica modelo Canon SX520HS. Após, foram descritas lâminas delgadas por meio de microscópio petrográfico convencional ZEISS (Axioskop 40), com câmera acoplada que permitiu a captura de fotomicrografias.

Na descrição microscópica foram analisadas 50 lâminas delgadas, distribuídas da seguinte forma 15 CC, 24 SIC, 11 SIP, e feitas considerações acerca dos aspectos mineralógicos e texturais dos constituintes presentes (Kerr 1959, Deer *et al.* 1992), suas formas, dimensões, relações de contato e conteúdo modal (Chayes 1956, Bard 1980, Mackenzie *et al.* 1982).

2.3 ANÁLISE MODAL

A análise modal de 23 amostras foi determinada com um contador de pontos automático. Foram contados 1500 pontos/lâmina; o caminhamento do *charriot*, tanto para

rochas de granulação média quanto grossa, seguiu um espaçamento de 0,5 mm no eixo Y (eixo vertical). Os resultados das composições modais foram plotadas em diagrama QAP e Q-(A+P) -M' (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 2002), conforme estabelecido pela IUGS (*International Union of Geocientists*).

2.4 ANÁLISES DE MEV-EDS E MICROSSONDA

No MEV-EDS foi realizada a identificação de fases acessórias. As lâminas polidas utilizadas foram previamente metalizadas com carbono. Tais análises foram realizadas no Laboratório de Microanálises do IG-UFGA. O equipamento utilizado foi um MEV LEO-ZEISS 1430. As análises de EDS foram realizadas com um detector Sirius-SD acoplado ao MEV. As condições para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e análises por EDS foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 KV, distância de trabalho = 15 mm, tempo de contagem = 30s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. As análises de EDS utilizaram o padrão ZAF ($Z=n^\circ$ atômico, A=absorção atômica, F=fluorescência de Raios-X), que faz correções entre pico e background do elemento.

As análises químicas pontuais quantitativas por WDS (*wavelength dispersive spectroscopy*) foram realizadas em cristais de biotita, anfibólio e feldspatos (plagioclásio e álcali-feldspato) no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências (IG) da UFGA. O equipamento utilizado foi uma microsonda eletrônica JEOL modelo JXA-8230, equipada com 5 espectrômetros WDS. As condições de operação foram: voltagem de aceleração constante = 15 kV, corrente do feixe de elétrons = 20 nA, diâmetro do feixe de elétrons = 10 μ m, método de correção dos efeitos de matriz = ZAF, tempo de contagem para análise de elementos maiores e menores = 20 s e 40 s, respectivamente. Os elementos analisados, padrões e cristais analisadores utilizados foram, respectivamente: F – biotita – LDE1, Na – sodalita – TAP, Mg – diopsídio – TAP, Al – anortita – TAP, Si – ortoclásio – TAP, Cr – Cr₂O₃ – PETJ, Ca – wollastonita – PETJ, K – ortoclásio – PETJ, Sr – celestina – PETJ, Ni – NiO – LIF, Fe – Fe₃O₄ – LIF, Mn – rodonita – LIF, Ba – barita – LIF, Ti – rutilo – LIF, Cl – sodalita – PETH, V – V – PETH.

O cálculo da fórmula estrutural para os feldspatos foi realizado com base em 32 átomos de oxigênio, segundo a proposta de Deer *et al.* (1992); posteriormente os resultados foram plotados em diagramas de classificação Or-Ab-Na. A composição geral dos feldspatos pode ser representada pela fórmula mínima MT_4O_8 e para este estudo os ocupantes de cada sítio são descritos a seguir:

M= Fe*, Ca, Na, Ti, K e Mg

T= Si e Al.

O cálculo da fórmula estrutural para as biotitas foi calculado em uma base anidra de 22 átomos de oxigênio, de acordo com a Associação Mineralógica Internacional (AMI) (Rieder *et al* 1998). A fórmula simplificada pode ser escrita como, $I M_{1-0} T_4 O_{10} A_2$, e neste trabalho os sítios foram ocupados por:

I= Ca, Na e K

M= Al^{VI}, Ti, Fe*, Mn, Mg

□=Representa uma vacância

T= Si, Al^{IV}

O sítio A é comumente ocupado por Cl, F, OH, O, S. No entanto, neste trabalho não foi usado tal sítio para o cálculo da fórmula estrutural. Além disso, foi assumido que todo ferro está na forma de Fe⁺² (Critérios AMI; Rieder *et al* 1998).

O cálculo da fórmula estrutural para os cristais de anfibólio foi realizado com base em 23 átomos de oxigênio (base anidra) e a distinção dos estágios de valência do Fe foi realizada por estimativas empíricas de ferro férrico contidos em anfibólio com base em Shumacher (1991). Segundo este autor, uma fórmula aceitável deve obedecer a seis critérios: $Si \leq 8$, $\sum Ca \leq 15$, $\sum K \leq 16$ (estimativas mínimas) e $\sum Al \geq 8$, $\sum Mn \geq 13$ e $\sum Na \geq 15$ (estimativas máximas). Neste trabalho, para a correção estequiométrica foi utilizado o fator de normalização $\sum Mn = 13$ das estimativas máximas. A fórmula estrutural simplificada para o anfibólio pode ser escrita da seguinte forma: $AB_2 C_5 T_8 O_{22} (OH)_2$, com os sítios distribuídos de acordo com as sugestões de Leake *et al* (1997) e Shumacher (1991); abaixo estão discriminados os sítios com os respectivos elementos ocupados e utilizados neste trabalho:

T= Si, Al^{IV}

C= Al^{VI}, Ti, Fe⁺³, Fe⁺², Mn, Mg

B= Ca, Na

A= Na, K

Todas as imagens capturadas durante a descrição petrográfica e utilizadas neste trabalho foram tratadas no *software* Corel Draw 5. A abreviação dos minerais seguiu as recomendações de Whitney & Evans (2010).

2.5 GEOQUIMICA

De um total de 50 amostras, foram selecionadas 12 representativas das unidades estudadas. A preparação inicial contou com a remoção de possíveis fontes de contaminação, como porções intemperizadas e/ou zonas hidrotermalizadas (LAB-CPRM). Posteriormente, houve a britagem em um triturador de mandíbulas, (OPA/IG-UFPA), homogeneização e quarteamento seguido de pulverização em *shatterbox* (LAB-GEPEC, UFPA). As alíquotas foram novamente homogeneizadas e quarteadas para uso em gral de ágata (LAB-GESED, UFPA) com intuito de se obter a granulometria adequada (~200 mesh). Aproximadamente 15 g de cada amostra foram encaminhados ao Laboratório ACME, com sede em Vancouver (Canadá), utilizando-se os grupos 4A (elementos maiores e menores) e 4B (alguns elementos traço e todos os elementos terras raras). Os componentes maiores e menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e Cr_2O_3) foram analisados por ICP-AES, e os elementos traços (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V) e terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu) por ICP-MS.

Os dados geoquímicos foram tratados no *software excel 2007* e posteriormente no *software GCDkit 3.0* (disponível em <http://www.gcdkit.org/download>). A interpretação das análises geoquímicas foi baseada, principalmente, em livros textos como Rollinson (1993), Wilson (2007), Gill (2010) e Best (2003).

CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

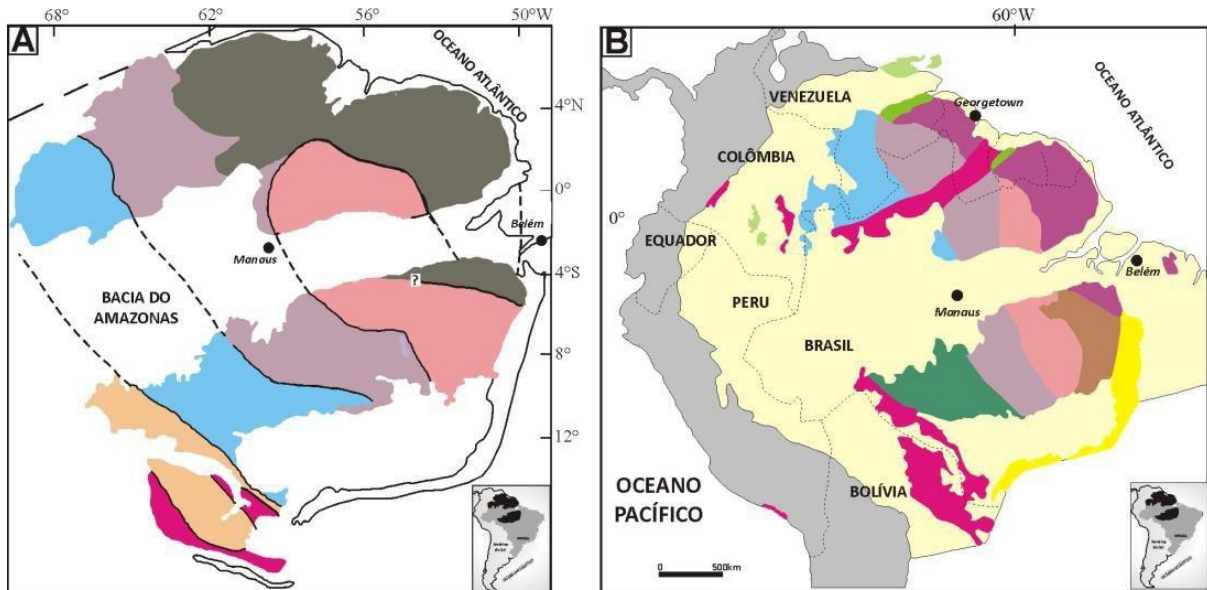
3.1 PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS DO CRÁTON

O Cráton Amazônico é uma das unidades tectônicas que compõem a plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981). É formado por dois escudos pré-cambrianos, escudo das Guianas, ao norte, e escudo Brasil Central ou escudo Guaporé, ao sul, separados pelas bacias sedimentares dos rios Amazonas e Solimões.

O Cráton Amazônico é subdividido em províncias geocronológicas com idades que variam do Arqueano ao Mesoproterozoico; sua estabilidade tectônica teria ocorrido em torno de 1,0 Ga, comportando-se de maneira estável durante o evento Brasileiro (Cordani & Brito Neves 1982, Tassinari & Macambira 2004).

A proposta de compartimentação do Cráton Amazônico, em províncias geocronológicas, foi sugerida por (Amaral 1974 segundo Santos 2003) e, posteriormente, aprimorada por Cordani *et al.* 1979, Teixeira *et al.* 1989 e Tassinari (1996), as quais deram origem a de Tassinari & Macambira (1999), mostrada na figura 3.1 a. Neste último modelo, poucas mudanças foram feitas em relação ao modelo daqueles autores, com exceção à inserção da Província Ventuari-Tapajós (Tassinari 1996) e a redefinição de limites entre Províncias. Estas Províncias são caracterizadas por sucessivos cinturões orogênicos paleoproterozoico, mesoproterozoico, alcançando limiar no neoproterozoico (~1,0 Ga) na porção SW do Cráton. Estes cinturões se dispõem segundo orientação NW-SE e se aglutinaram a partir de um núcleo arqueano a leste.

Santos *et al.* (2000) baseados em idades U-Pb em zircão e dados isotópicos de Sm-Nd propuseram novas denominações e limites para as Províncias Geocronológicas do Cráton que culminou com a versão proposta em 2006 (Figura 3.1 b). Em essência essas propostas consistem em acresção de sucessivos cinturões proterozoicos, alguns poucos desses com retrabalhamento de crosta mais antiga, em torno de um núcleo arqueano denominado por Santos *et al.* (2000) de Província Carajás.



Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico



Figura 3.1- Principais modelos geocronológicos propostos para o Cráton Amazônico.

Fonte: (A) Tassinari & Macambira (1999); (B) Santos *et al.* (2000, 2006).

3.2 PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA

Localiza-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico; foi inicialmente descrita por Tassinari (1996) como um cinturão orogênico paleoproterozoico de 1,95-1,80 Ga, denominado de Província Ventuari-Tapajós. Posteriormente, Santos *et al.* (2000) reavaliaram os limites temporais e espaciais dessa província, sugerindo intervalos de idades de 2,10-1,87 Ga, denominando-a de Província Tapajós-Parima.

Santos (2003) propôs a distinção de domínios tectônicos para esta Província, a qual foi subdivida nos Domínios Parima e Uaimiri localizados ao norte e separados, pela bacia Amazonas, dos Domínios localizados a sul: Domínio Tapajós e Alta Floresta. A seguir será dado enfoque ao Domínio Tapajós, onde está localizada a área de estudo.

3.2.1 Domínio Tapajós

O Domínio Tapajós (DTJ) é o maior segmento da Província Tapajós-Parima, e delimita-se a leste com o Domínio Iriri-Xingu da Província Amazônia Central, ao norte com a bacia do Amazonas e a sul é recoberto pela bacia Alto Tapajós (Figura 3.2). É caracterizado como um segmento com evolução crustal entre 2,04 e 1,87 Ga, marcado pelo desenvolvimento de cinco arcos distintos (Cuiú-Cuiú, Jamanxim, Creporizão, Tropas e Parauarí) gerados durante duas orogenias principais, as orogenias Mundurucus (2040-1957 Ma) e Tropas (1906-1886 Ma), separadas por um hiato de aproximadamente 50 Ma (Santos *et al.* 2004). A principal orientação deste domínio, segundo NW-SE, é proveniente das principais falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes que controlam o posicionamento das intrusões e extrusões ígneas (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*).

Em alternativa ao modelo de sucessivos arcos magmáticos para evolução do Domínio Tapajós, Vasquez *et al.* (2002) propuseram a formação de um único arco Orosiriano (Cuiú-Cuiú) com a geração de sucessivos pulsos magmáticos, que se estenderam ao estágio pós-orogênico e pós-orogênico. Dessa forma, os granitoides cálcio-alcálico de alto K da Suíte Intrusiva Creporizão, formados entre 1997 e 1956 Ma, representariam uma evolução pós-colisional transcorrente. Enquanto que os granitoides cálcio-alcálicos de alto-K (Tipo-I) de aproximadamente 1880 Ma da Suíte Intrusiva Parauarí e os granitoides alcálicos (Tipo-A) da Suíte Intrusiva Maloquinha estariam associados a uma evolução pós-colisional extensional. Esse último evento estaria relacionado a uma tectônica extensional produzida por adelgaçamento crustal e *underplating* de magma básico representado pelos gabros da Suíte Intrusiva Ingarana, formados também por volta de 1880 Ma.

Almeida *et al.* (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000), Vasquez *et al.* (2000) propuseram a individualização do domínio em dois segmentos, baseado no controle estrutural heterogêneo: O domínio orogênico, localizado na porção oeste e composto por associações pré-colisionais, colisionais e pós-colisional transcorrente relacionadas aos estágios iniciais de formação do arco, e o domínio extensional pós-orogênico/anorogênico, situado na porção leste.

As unidades mais antigas registradas neste Domínio e que constituem seu embasamento são o Complexo Cuiú-Cuiú e o Grupo Jacareacanga (Figuras 3.2), que podem representar as associações pré a sin-colisionais de formação do arco Cuiú-Cuiú (Ferreira *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2000, Vasquez *et al.* 2000, Klein *et al.* 2001a, Vasquez *et al.* 2002).

O Grupo Jacareacanga é representado por associações metassedimentares e metavulcânicas de baixo grau metamórfico (fácies xisto verde), em que predominam xistos pelíticos com lentes de quartzitos e subordinados xistos máficos, metacherts e rochas metamáficas e metaultramáficas de afinidade toleítica oceânica (Melo *et al.* 1980). Neste contexto, as associações máficas poderiam representar o magmatismo primordial de fundo oceânico, relacionado à fase *rift*, seguida pela sedimentação de fossa oceânica ou de bacia de retroarco (Santos *et al.* 2000, 2001, 2004). Datações U-Pb em zircões detríticos revelaram idades de 2,10-2,87 Ga, com domínio de uma população com idade de cerca de 2,1 Ga (Santos *et al.* 2000, 2004).

O Complexo Cuiú-Cuiú (CC) é constituído por gnaisses ortoderivados de composições variadas, associados a granitoides pouco deformados a isotrópicos, cálcico-alcalinos de baixo-potássio que podem se configurar como granitoides de arco de ilha (Almeida *et al.* 2001, Santos *et al.* 2004). No entanto, Vasquez *et al.* (2002) e Coutinho (2008) destacam o caráter pouco evoluído do magmatismo cálcio-alcalino desses granitoides, entretanto relaciona-os a arcos magmáticos. Idades U-Pb de 2033 ± 7 Ma e 2005 ± 7 Ma foram encontradas em zircões de rochas do Complexo Cuiú-Cuiú (Santos *et al.* 2000, 2004). Em resposta ao processo colisional, foram geradas estruturas NE-SW em decorrência do processo deformacional dúctil, o qual imprimiu nas rochas do Complexo Cuiú-Cuiú estruturas de bandamento e xistosidade nas rochas do Grupo Jacareacanga (Ferreira *et al.* 2000, Vasquez *et al.* 2000).

Os granitoides do CC na porção SW do DTJ apresentam feições de metamorfismo de alto grau, entretanto, localmente, exibem porções com estruturas ígneas preservadas. Enquanto que os granitoides desse Complexo nas porções NO e NE e central do Domínio encontram-se mais preservados, inclusive com seus correspondentes extrusivos (formação Comandante Arara – 2020-2012 Ma) (Vasquez *et al.* 2013; Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*). A assinatura cálcio-alcalina mais evoluída dessas rochas, quando comparadas com a menos evoluída dos granitoides do CC da porção SW, indicam a evolução de um arco magmático de margem continental à medida que se distancia da fossa (bacia Jacareacanga) (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*).

Para a porção leste, Lamarão *et al.* (2002) identificaram rochas vulcânicas intermediárias a félsicas, de afinidade cálcico-alcálica de alto potássio à shoshonítica, com idades em torno de 2,0 Ga, as quais foram agrupadas na Formação Vila Riozinho (Figuras 3.2). De acordo com Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) tais rochas podem representar as manifestações ígneas mais distais e mais jovens do arco magmático cuiú-cuiú. Associadas espacialmente a essas rochas vulcânicas, ocorrem coberturas vulcanoclásticas e epiclásticas da Formação Novo Progresso (Ferreira *et al.* 2004; Vasquez *et al.* 2008).

O segundo evento deformacional registrado no domínio apresenta caráter essencialmente rúptil-dúctil e é representado por zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE; tais zonas serviram para a colocação dos granitos pós-colisionais cálcico-alcálicos de médio a alto potássio, sin a tardi-transcorrentes, com idades de 2,0 e 1,96 Ga da Suíte Intrusiva Creporizão (SIC) (Figuras 3.2) (Bahia & Quadros 2000, Vasquez *et al.* 2000, Vasquez *et al.* 2002). Tais idades sugerem contemporaneidade ou são levemente mais novas que a Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.* 2002, 2005).

Existe uma diferença de 50 Ma entre a granitogênese relacionada à implantação das zonas de cisalhamento e as rochas da Suíte Intrusiva Tropas (SIT) (Figura 3.2) (Vasquez *et al.* 2008). Santos *et al.* (2001, 2004) relacionam este fato à formação de um novo arco magmático denominado de arco Tropas (1909-1886 Ma), representado por associações graníticas e vulcânicas da SIT; as coberturas sedimentares das Formações Abacaxis e Sequeiros, com idades em torno de 1,9 Ga, poderiam representar as bacias associadas ao arco Tropas (Vasquez *et al.* 2008). No entanto, Klein *et al.* (2001a) e Vasquez *et al.* (2002) acreditam que, na falta das demais associações de um arco magmático que caracterizem um segundo evento colisional, esta granitogênese poderia estar relacionada a uma evolução pós-colisional tardia em relação à orogênese Cuiú-Cuiú.

A Suíte Intrusiva Parauarí (SIP) corresponde a uma geração mais jovem de granitoides cálcico-alcálicos pós-orogênicos, datados de 1,89-1,87 Ga (Figuras 3.3 B; 3.4). Segundo Vasquez *et al.* (2002) o caráter predominantemente rúptil e sua íntima associação espacial e temporal com os granitos tipo A, caracterizam os granitos desta suíte como gerados em um contexto extensional intraplaca, inviabilizando a formação de um terceiro arco magmático como proposto por Santos (Santos *et al.* 2000, 2001, 2004). Alternativamente, atribuem a evolução destes granitos a processos de extensão pós-colisional, com misturas de magmas mantélicos e da crosta continental, semelhante a modelos de *underplating* registrados em rochas cálcio-alcálicas de alto-potássio do oeste dos Estados Unidos (Smith *et al.* 1990, Coleman & Walker 1992, Hawkesworth *et al.* 1995, Hooper *et al.* 1995) e norte da Austrália

(Wyborn & Page 1988), ou que poderiam estar relacionados ao estágio pós-colisional do arco Tropas, se considerado um segundo evento colisional (Vasquez *et al.* 2002).

O modelo de atuação de processos por *underplating* pode ser reforçado pela colocação de corpos gabróicos, com idades entre 1887 e 1878 Ma (Figuras 3.2), representados pelas unidades da Suíte Intrusiva Ingarana, Anortosito Jutaí, Olivina Gabro Rio Novo, Quartzomonzogabro Igarapé Jenipapo, além dos gabros Serra Comprida e São Domingos (Vasquez *et al.* 2008).

Ao final do Paleoproterozoico, as antigas estruturas NW-SE foram reativadas como zonas extensionais, as quais controlaram a formação dos extensos derrames de rochas vulcânicas do Grupo Iriri de afinidade alcalina (tipo A) e idades em torno de 1,88 Ga (Figuras 3.2). Brito Neves *et al.* (1995) relacionam esse evento a um grande processo de extensão proterozoica (tafrogênese Estateriana), que gerou sistemas de *rift*, bacias epicontinentais e eventuais margens passivas. Este evento também foi responsável pela colocação de granitoides pós-orogênicos a anorogênicos da Suíte Intrusiva Maloquinha (SIM), granitos Caroçal, Porquinho e Pepita (Bahia & Quadros 2000, Vasquez *et al.* 2000). Alternativamente, a formação dos granitos da SIM poderia estar relacionada às manifestações pós-orogênicas mais tardias do arco Cuiú-Cuiú, levando em consideração o fato de algumas associações pós-orogênicas proterozóicas, em que o magmatismo intraplaca pode ocorrer mais de 100 Ma depois do magmatismo relacionado ao arco magmático (Liégeois & Black 1987, Bonin 1987, Bonin *et al.* 1998).

O Granito Porquinho apresentou idade U-Pb SHRIMP de 1786 ± 4 Ma (Santos *et al.* 2004), cerca de 100 Ma mais jovem que os demais granitos de afinidade alcalina. De acordo com Vasquez *et al.* (2008), as distintas idades desses granitos alcalinos possivelmente estariam ligadas a estágios de implantação dos *rifts* continentais do final do paleoproterozoico, podendo os granitoides mais antigos estarem relacionados ao início da formação, e os mais jovens representar o estágio mais evoluído da tafrogênese paleoproterozoica. Alternativamente, o magmatismo estateriano poderia se relacionar com a Orogênese Juruena, registrada mais a sul do Cráton Amazônico.

O início da estabilização do Domínio Tapajós é marcado pela implantação da bacia do Crepori e deposição de coberturas sedimentares continentais, essencialmente psamo-pelíticas, representadas pela Formação Buiuçu. Esta Formação é intrudida por magmatismo de caráter básico, representado pelo Diabásio Crepori (Klein *et al.* 2000).

A passagem do Mesoproterozoico para o Neoproterozoico é marcada novamente por movimentação distensiva que afetou todo o Cráton Amazônico, acompanhada de magmatismo

básico representado pelo lamprófito Jamanxim e por olivina gabros, troctolitos e diabásios da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca (1,0 Ga). Esta movimentação pode ser interpretada como um reflexo das movimentações finais do evento K'Mudku de 1,2 a 1,0 Ga (Almeida *et al.* 2000, Vasquez *et al.* 2000, Klein *et al.* 2000). Santos *et al.* (2002) interpretaram este evento como um magmatismo alcalino esteniano relacionado à *rifts* intracratônicos, reflexo da orogênese colisional Sunsás.

Coberturas paleozoicas estão representadas por sedimentos da Bacia do Amazonas, aproveitando a estruturação aproximadamente E-W, e Bacia do Alto Tapajós. Recobrando as unidades mais antigas ocorrem coberturas cenozoicas, representadas por sedimentos detríticos e lateríticos e por aluviões inconsolidados e semiconsolidados (Figura 3.4).

3.3 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

O mapeamento geológico das folhas São Domingos (SB.21-Z-A-II) e Jardim do Ouro (SB.21-Z-A-III) (SD-JD) (Figura 3.3 B), realizado por Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*), foi baseado em estudos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos por aqueles autores, assim como de outros trabalhos de pesquisa acadêmica e mineral exploratório da literatura. A individualização dos corpos em áreas de difícil acesso contou com o suporte de sensores remotos de imagem e mapas aerogeofísicos. Nas duas folhas foram individualizados 23 unidades litoestratigráficas, algumas destas foram redefinidas e duas novas unidades foram propostas (Figura 3.4).

Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) distinguiram, para essas folhas, três eventos vulcano-plutônicos do orosiriano (Figura 3.4) baseados em relações de campo e em idades geocronológicas: 1) 2033 - 2005 Ma, representado pelos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú e seus equivalentes extrusivos (Formação Comandante Arara); 2) 2002 - 1956 Ma, representado pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Vila Riozinho, e pelos granitos da Suíte Intrusiva Creporizão (incluindo o granito São Jorge antigo) e 3) 1907 - 1864 Ma, marcado pelos granitoides das Suítes Intrusivas Parauarí e Maloquinha, pelas rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Moraes Almeida, pelas rochas gabróides da Suíte Intrusiva Ingarana e pelos diques de lamprófitos e andesitos associados.

As rochas mais antigas mapeadas nessas folhas pertencem ao magmatismo cálcio-alcalino do Complexo Cuiú-Cuiú e à Formação Comandante Arara, seguidos por magmatismo cálcio-alcalino mais evoluído (cálcio-alcalino de alto K a shoshonítico) pertencentes às rochas da Formação Vila Riozinho e à Suíte Intrusiva Creporizão. Após um hiato de cerca de 60 Ma

a área foi afetada por um magmatismo cálcio-alcálico de alto K (Granito São Jorge Jovem). Posterior à geração deste granito, foram registrados eventos magmáticos cálcio-alcálicos de alto K da Suíte Intrusiva Paraurí, e da Suíte Intrusiva Ingarana. Os diques de lamprófios e andesitos possivelmente foram os pulsos tardios deste último evento. De forma contemporânea, ocorreu um magmatismo alcálico ácido marcado pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e seus equivalentes extrusivos da Formação Moares Almeida. Os eventos magmáticos mais jovens são representados pelos diques de diabásio. Os platôs lateríticos marcam um evento residual intempérico do Neógeno que foi sucedido por sedimentação de depósitos aluvionares do Quaternário (Vasquez *et al.* 2016 *no prelo*). A seguir serão descritas apenas as unidades que ocorrem na área de estudo e que foram o foco deste trabalho. Essas descrições foram baseadas inteiramente no relatório de campo confeccionado por Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) para as folhas SD-JD (Figura 3.3C).

3.3.1 Complexo Cuiú-Cuiú

Os granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú têm maior expressão na folha São Domingos e a ausência ou restrita ocorrência de feições de deformação dúctil e metamorfismo induziram as equipes de mapeamento do PROMIN-Tapajós (Klein & Vasquez 2000) mapearem tais rochas como pertencentes à Suíte Intrusiva Paraurí. Apresentam-se como batólitos orientados segundo a direção NW-SE, e na área de estudo ocorrem a NW (folha São Domingos) e a SE (folha Jardim do Ouro) (Figura 3.3B, C).

Em seus aspectos de campo esses granitos apresentam foliação magmática marcada pelo sutil alinhamento de cristais de feldspatos contornados por palhetas de biotita e prismas de anfibólio, ou localmente pronunciada orientação dos cristais quando relacionadas à foliação milonítica. As estruturas ígneas como as de fluxo magmático e de mistura de magma estão preservadas ou no máximo protomilonitizadas. E localmente, apresentam enclaves microgranulares máficos.

Este Complexo é constituído por monzogranitos, quartzo monzonitos e granodioritos, como termos predominantes, e tonalitos, quartzo monzodioritos, monzodioritos e dioritos, como termos subordinados e, localmente, ocorrem sienogranitos e quartzo sienitos. Apresentam texturas inequigranular de granulação média a grossa, porfírica de granulação média e porfiroclástica de granulação grossa a média.

Em seus aspectos microscópicos, essas rochas são constituídas por quartzo, feldspato alcálico e plagioclásio, como as fases minerais essenciais. Biotita e anfibólio são fases

varietais. E como fases minerais acessórias titanita, alanita, zircão, apatita e magnetita. Os cristais de plagioclásio são do tipo albita, oligoclásio e andesina, o zoneamento concêntrico é pouco frequente, e as alterações mais comuns encontradas nesses cristais são: A descalcificação, sericitização, ferruginação e a epidotização. Nas rochas livres da deformação esses cristais são tabulares, com maclas polissintética da albita preservadas ou localmente, exibem cominuição, arredondamento das arestas e microfraturamento. Enquanto que nos termos protomilonitizados, esses cristais podem se exibir arredondados ou sigmoidais, apresentar formação de subgrãos nas bordas, extinção ondulante, adelgaçamento e até desaparecimento de maclas. O feldspato alcalino predominante é o microclínio, e quando deformados apresentam formas sigmoidais e arredondadas, formação de subgrãos e mirmequitos nas bordas. As palhetas de biotita contornam os porfiroclastos de feldspatos e formam trilhas na matriz granolepidoblástica. Os cristais de anfibólio são do tipo hornblenda e quando substituídos, provavelmente, actinolita. Também são substituídos por biotita com quartzo, titanita, magnetita e epidoto associados. Clorita e sericita são os minerais de alteração mais comuns, seguidas pela prehnita, epidoto, rutilo e carbonato. Nesse Complexo também ocorrem alterações potássica (microclínio e biotita), sódica (albita), ferruginosa (sericita e hematita), propilítica (clorita, epidoto e carbonato) e argílica (argilominerais) e estão associadas aos sulfetos de Fe, Cu-Fe, Pb e Zn e as mineralizações de Au.

Baseados em aspectos geoquímicos Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) individualizaram três populações de granitoides CC1, CC2 e CC3. Na CC1 dominam tonalitos (aqui foram inseridas as amostras JK-27A e JK-25), na CC2 granodioritos e granitos (nesta foram inseridas as amostras EY-93 e EY-05). Nessas duas populações ocorrem também termos gabróicos e quartzo monzoníticos. Na CC2 também ocorrem termos sieníticos e granito alcalino, a este fato, entretanto, esses autores associam a um enriquecimento em álcalis por processos metassomáticos. A população CC3 plota no campo dos quarto sienitos.

As populações CC1 e CC2 foram caracterizadas como peraluminosas e metaluminosas, enquanto que a população CC3 é predominantemente metaluminosa. O padrão de elementos traços nos diagramas multielementares quando comparados com o padrão de granitoides cálcio-alcálicos de arcos magmáticos, definido por Brown *et al.* (1984) revelou haver semelhanças do padrão exibido pelas populações CC1 e CC2 com os de granitoides cálcioalcálicos de arcos continentais normais, enquanto que a população CC3 assemelha-se um pouco aos arcos continentais maduros.

Outro fator que reforça a distinção das populações são as concentrações e graus de fracionamento de ETR. As populações CC1 e CC2 apresentam concentrações medianas

(Σ ETR), entretanto a CC1 é a população menos fracionada e que apresenta fracionamento de Eu (Eu/Eu^*) e ETR pesados (Gd_N/Yb_N) também menores. A população CC3 apresenta amplas variações se sobrepondo aos padrões da CC2 e exibindo elevados teores de ETR e as mais pronunciadas anomalias negativas de Eu dentre as populações de granitoides deste Complexo.

Nos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, que ocorrem nas folhas São Domingos-Jardim do Ouro, foram feitas datações por evaporação de Pb em zircão, a qual forneceram idades de 2016 ± 3 Ma para um tonalito e 2010 ± 4 Ma para um quartzo monzonito (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*).

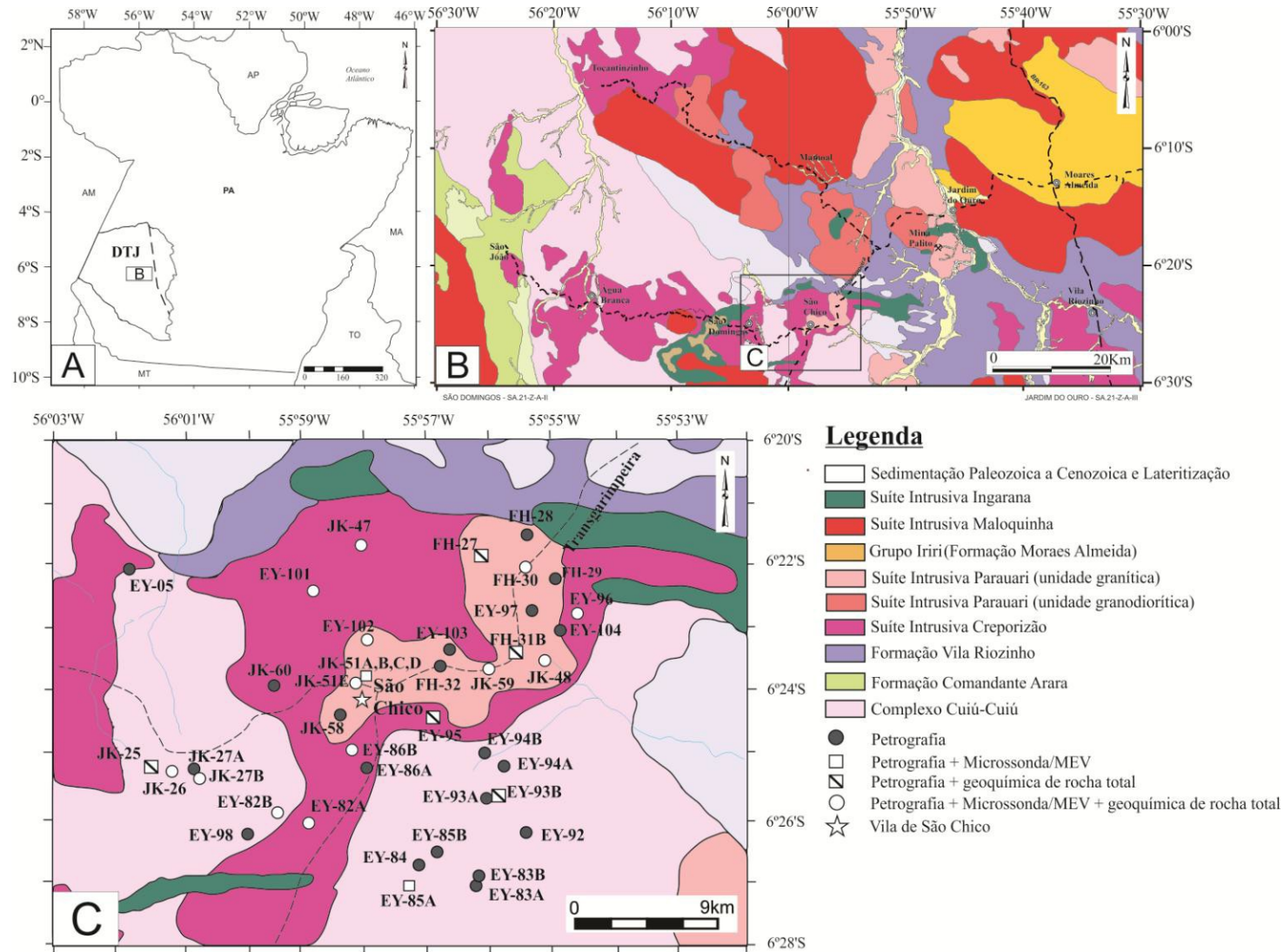


Figura 3.3- Mapa preliminar da área de estudo (A) Domínio Tapajós (B) mapa localização das folhas São Domingos-Jardim do Ouro (1:100.000). (C) mapa de detalhe da área estudada, com localização das amostras.

Fonte: (Vasquez *et al.* 2013; 2016, *no prelo*).

RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

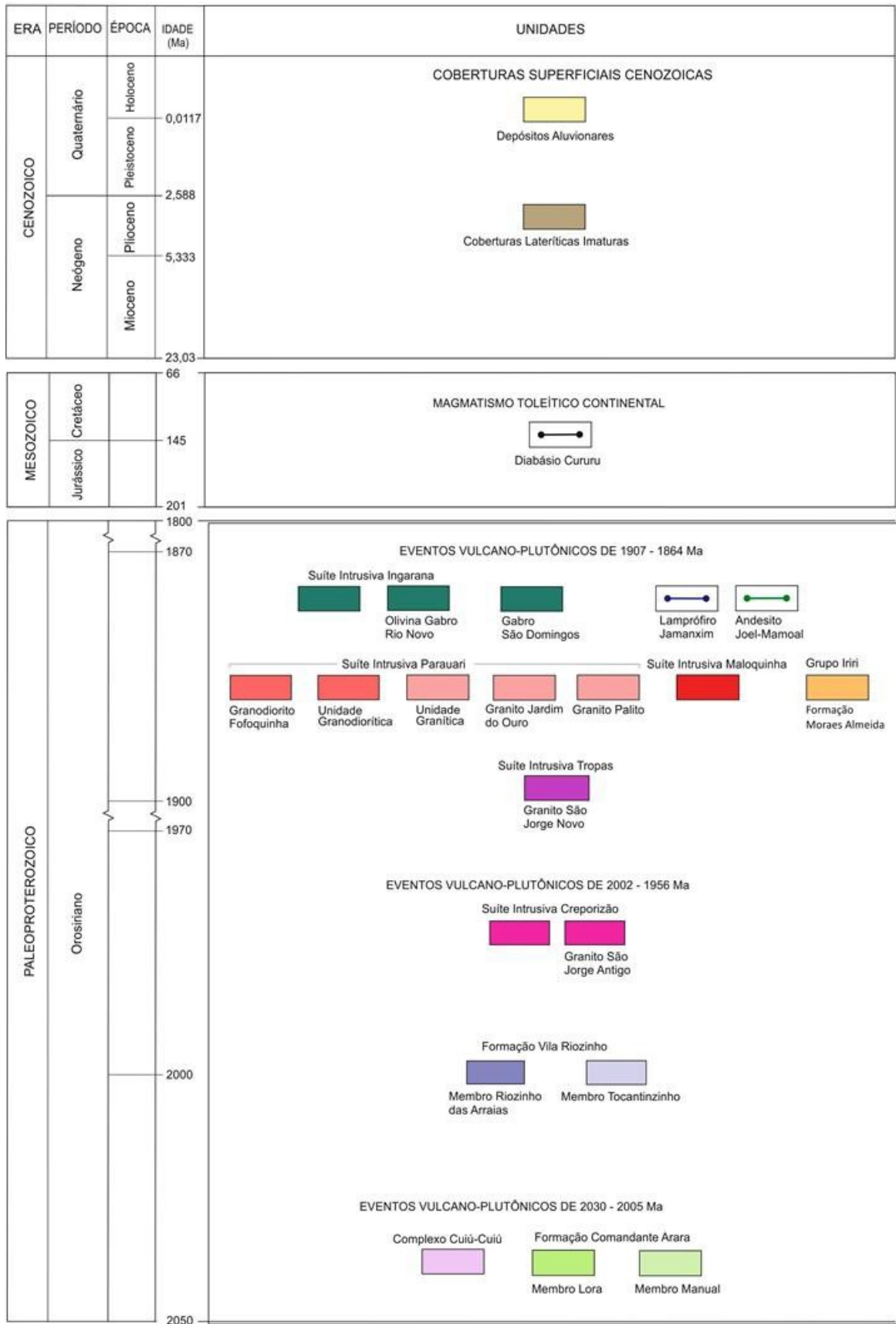


Figura 3.4- Relações tectono-estratigráficas dos litotipos que afloram nas folhas São Domingo-Jardim do Ouro. Fonte: (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*).

3.3.2 Suíte Intrusiva Creporizão

Os granitoides da SIC ocorrem ao norte das folhas São Domingos, na área do depósito Tocantinzinho, no SE da folha Jardim do Ouro, área do depósito São Jorge, e ao sul das duas folhas, com batólitos da SIC se estendendo desde o depósito Água Branca, passando pelo depósito São Domingos e alcançando o depósito São Chico, área de estudo (Figuras 3.3 B, C).

Nessa suíte ocorrem granitoides tanto com aspecto maçico quanto com leve orientação dos fenocristais. No primeiro caso, apresentam textura ígnea e estruturas como enclaves microgranulares máficos preservados da deformação dúctil. Já para o segundo, os fenocristais de feldspatos e agregados máficos estão orientados e podem ser resultado de fluxo magmático ou de deformação milonítica. De modo geral, tanto a foliação magmática quanto a milonítica (protomilonitos) são incipientes, no entanto, próximo a zonas de falhas transcorrentes relacionadas ao cisalhamento podem exibir forte textura milonítica.

A Suíte Intrusiva Creporizão tem uma ampla variação composicional, porém com dominância de monzogranitos. Os monzogranitos apresentam biotita e anfibólio, os leucogranitos somente biotita, nos quartzos monzodioritos e quartzos monzonitos os conteúdos de anfibólio são geralmente maiores que os de biotita. E nos quartzos sienitos os conteúdos de anfibólio e biotita são similares. Nessas rochas predominam termos porfíricos e porfiroclásticos.

Ao microscópico, os granitoides preservados geralmente são porfíricos, idiomórficos a subidiomórficos, enquanto que os deformados apresentam variada intensidade de cominuição, deformação intracristalina e recristalização dos porfiroclastos e dos grãos da matriz. Os cristais de plagioclásio são do tipo andesina nos granitoides mais cálcicos, oligoclásio e andesina nos monzogranitos e quartzos monzonitos, e oligoclásio e albita nos sienogranitos, quartzos sienitos e leucogranitos. Apresentam zonação composicional, e por vezes manchas sódicas (*patchy zoning*) e comumente altera para albita, sericita e epidoto, raramente para carbonato.

O feldspato alcalino é o microclínio que ocorre comumente sob a forma de fenocristais, apresentam micropertitas e, localmente, macla albita-periclina. A alteração mais comum é para argilominerais. Os cristais de quartzo ocorrem compondo a matriz, como cristais individuais subédricos, como pequenas inclusões arredondadas, derivadas da substituição do anfibólio por biotita, ou como sob formas de gotas nos intercrescimentos mimerquíticos.

As lamelas de biotita relacionadas a granitoides não deformados exibem pleocroísmo em tons marrom e verde, reflexo de variações composicionais. Apresentam afinidades subalcalina a cálcio-alcalina. As biotitas associadas à substituição do anfibólio mostram pleocroísmo de cores mais claras. Já as biotitas dos granitoides protomilonitizados apresentam bordas corroídas e pleocroísmo de cores esverdeadas e mais claras. A alteração para clorita, titanita e minerais opacos (óxidos de Fe e Ti) são as mais frequentes.

Os cristais de anfibólio, geralmente maclados, exibem pleocroísmo com tons de marrom claro e verde escuro, e geralmente verde claro nas bordas. Apresentam corrosões nas bordas e núcleos com substituição para biotita, com quartzo, titanita e minerais opacos associados. Em estágios mais avançados de alteração, também alteram para epidoto e clorita. Os cristais de titanita ocorrem como prismas losangulares euédricos e subédricos, às vezes maclados, e com pleocroísmo castanho avermelhado, ocorrem também associados à ilmenita e como alteração de anfibólio e biotita. Os minerais opacos são principalmente magnetita e ilmenita, mas também ocorre subordinamente pirita e calcopirita.

Em relação aos aspectos geoquímicos dessa Suíte, Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) distinguiram três populações de granitoides SIC1, SIC2 e SIC3. Na população SIC1 dominam tonalitos, monzogranitos e quartzo monzonitos, com subordinados gabros, monzonitos, granodioritos e quartzo sienitos. A população SIC2 (incluídos as amostras EY-101 e EY-82A) é composta principalmente de granodioritos, tonalitos, quartzo sienitos, monzogranitos e sienogranitos. Já na população SIC3 ocorrem principalmente sienogranitos e granitos alcalinos, localmente ocorre um quartzo monzonito associado.

A maioria dos granitoides das três populações transiciona do campo álcali-cálcico para o alcalino, no entanto ocorrem também granitoides cálcio-alcalinos. São geralmente granitoides potássicos e metaluminosos. Os padrões de distribuição de LILE e HFSE das populações SIC1 e SIC2 transicionam entre os dos granitoides cálcio-alcalinos de arcos normais e maduros de margens continentais. Os granitoides da SIC3 apresentam um padrão de granitoides de arcos maduros de margens continentais. Os padrões de ETR das populações de granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão mostram um progressivo enriquecimento de ETR e aumento das anomalias negativas de Eu com o aumento da diferenciação magmática. Nos diagramas de ambientes tectônicos (Pearce 1996) as populações SIC1 e SIC2 plotam predominantemente no campo dos VAG, com subordinadas amostras no campo dos WPG. Enquanto que a grande parte dos granitoides da SIC3 plota no campo dos WPG, indicando uma maior contribuição crustal (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*).

Na porção sul da folha São Domingos foram datados zircões de corpos de monzogranitos, por evaporação de Pb, os quais forneceram idades de 1996 ± 13 Ma e 1987 ± 5 Ma (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*). Na porção norte desta folha, Villas *et al.* (2013) obtiveram idades de 1999 e 1982 Ma, pelo mesmo método, para os granitoides hospedeiros das mineralizações auríferas do depósito Tocantinzinho. Adicionalmente, Borgo *et al.* (2014) obtiveram idades U-Pb em zircão de 1997 a 1992 Ma para os granitoides encaixantes, e idades entre 1987 e 1979 Ma para os granitoides mineralizados deste mesmo depósito.

No leste da folha Jardim do Ouro, Lamarão *et al.* (2002) obtiveram por evaporação de Pb em zircão idades de 1981 e 1983 Ma para os monzogranitos do corpo Granito São Jorge Antigo, e idades de 1982 e 1987 Ma (Lamarão *et al.* 2008) para os granitos pórfiros associados.

3.3.3 Suíte Intrusiva Parauarí

Foram distinguidas duas variações de granitoides para a Suíte Intrusiva Parauarí (SIP), uma granodiorítica, representada pelos Granodioritos Fofquinha (Costa 2008; Misas 2010), nas imediações da mina Palito, e outra granítica marcada pelos granitos Jardim do Ouro (Lamarão 2001) e Palito (Costa 2008; Misas 2010) (Figuras 3.3 B) Outros corpos dessas duas unidades foram mapeados na folha Jardim do Ouro, dentre esses o hospedeiro do depósito São Chico relacionado à unidade granítica da SIP (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*) (Figura 3.3 C).

A unidade granodiorítica é composta de granodioritos, quartzo monzonitos e monzogranitos, com subordinados quartzo monzodioritos, quartzo dioritos e dioritos associados. Em geral, são granitoides inequigranulares e porfiríticos de granulação média, eventualmente grossa, ou são granitoides equigranulares, médios a finos, representados pelo Granodiorito Fofquinha. Comumente, hospedam enclaves microgranulares de mistura de magmas (*mingling*).

Ao microscópio, esta unidade apresenta texturas inequigranulares, porfiríticas, subidiomórficas de granulação média, e subordinadamente ocorrem termos de granulação grossa e fina e termos equigranulares. Os cristais de plagioclásio ocorrem como fenocristais e cristais euédricos, raramente zonados, na matriz. Os fenocristais comumente exibem zonação composicional, geralmente obliterada por manchas de albitização (*patch zoning*), porções argilizadas, sericitizadas e saussuritizadas. Os cristais de anfibólio são de hornblenda, com pleocroísmo verde escuro, em tons de verde e marrom e verde e amarelo. Esses cristais são

frequentemente substituídos por biotita com minerais opacos e clorita associados, e por titanita e epidoto. Os cristais de clinopiroxênio ocorrem como núcleos reliquiares margeados por cristais de anfibólio e biotita, e com minerais opacos associados, que são produtos de substituição pseudomórfica.

As lamelas de biotita frequentemente alteram-se para clorita, rutilo, titanita, minerais opacos e epidotos anédricos. Também altera-se para prehnita, e exhibe inclusões de zircão, apatita e minerais opacos. Os cristais de feldspato alcalino ocorrem como fenocristais ou como intercrescimento micrográfico, e embora nem sempre mostrem claramente a macla xadrez (albita-periclina cruzada) tratam-se de microclínio. Os minerais opacos são principalmente magnetita e ilmenita, rutilo e sulfeto como pirita, que ocorre nos granitoides hidrotermalizados. Zircão, apatita, titanita, e allanita compõe a fase acessória. A cloritização e a sericitização são os tipos de alteração mais comum, mas a alteração para epidoto, argilominerais, prehnita, biotita e carbonatos também estão presentes nos granitoides da unidade granodiorítica.

Os granitos da unidade granítica são constituídos predominantemente por monzogranitos com subordinados sienogranitos e quartzo monzonitos e raros granodioritos. Em geral, exibem aspecto maciço, entretanto, localmente podem apresentar uma leve orientação dos fenocristais de feldspatos e de minerais máficos. Exibem texturas porfíricas com granulação média, entretanto com variações para termos de granulação mais grossa e mais fina. Também ocorrem, localmente, termos equigranulares com raros fenocristais de feldspato alcalino. Os granitos desta unidade foram afetados principalmente por eventos de tectônica rúptil.

Os cristais de plagioclásio apresentam zonação composicional. Alteram-se para sericita, epidoto, argilominerais e mantos de albita, que marcam a descalcificação do núcleo. Os cristais de álcali-feldspatos são fenocristais subédricos, e podem exhibir mantos de oligoclásio e de albita (rapakivi). Esses cristais também podem substituir parte dos plagioclásio (microclinização). Os cristais de quartzo podem ocorrer como fenocristais subédricos, cristais anédricos intersticiais, ou como intercrescimento micrográfico.

Os cristais de anfibólio apresentam pleocroísmo verde escuro a amarelo pálido e verde claro amarronzado, e exibem inclusões de magnetita, ilmenita e outros minerais opacos, zircão e apatita. Frequentemente, são substituídos por biotita e clorita, e menos intensamente por epidoto e titanita. A biotita ocorre como cristais subédricos e anédricos, por vezes com bordas corroídas. Apresenta pleocroísmo marrom escuro esverdeado a amarelo pálido. Tem inclusões de magnetita, ilmenita, zircão e apatita. É produto da substituição dos anfibólios e

altera para clorita, geralmente com acículas de rutilo, ou titanita ao longo das lamelas e localmente altera para prehnita. A magnetita é o principal opaco, e subordinadamente ilmenita. A alteração para clorita e micas brancas são as alterações hidrotermais mais comuns nos granitoides da unidade granítica

Em relação a seus aspectos geoquímicos, a maioria dos granitoides da unidade granodiorítica são magnesianos, enquanto os da unidade granítica são predominantemente ferrosos. Ambas as unidades, na grande maioria, plotam no campo álcali-calcico. As populações da unidade granodiorítica são potássicas e sódicas, e as da unidade granítica são potássicas. O padrão das populações da unidade granodiorítica, no diagrama multielementar, se assemelha ao dos granitoides cálcio-alcálicos de arcos magmáticos de margens continentais normais de Brown *et al.* (1984).

A unidade granítica apresenta um menor fracionamento e maior concentração de ETR que a unidade granodiorítica. Em ambas unidades, predomina um aumento da concentração de ETR com a diferenciação em sílica que caracteriza os granitoides cálcio-alcálicos de margens continentais tipo andina (Nardi 1987).

A unidade granodiorítica apresenta componentes predominantemente do tipo VAG, no diagrama de Pearce (1996), e para unidade granítica, componentes relacionadas a ambientes e fontes continentais. Para Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) caso a evolução de granitoides esteja relacionada a um arco magmático, a *unidade granodiorítica* corresponderia aos pulsos mais precoces e menos evoluídos do magmatismo cálcio-alcálico, e os da *unidade granítica* aos pulsos mais tardios, mais diferenciados e com maior interação crustal, ou alternativamente, como previamente sugerido por Vasquez *et al.* (2002), uma evolução relacionada a um ambiente pós-colisional extensional, a assinatura de VAG pode refletir uma herança da fonte de um manto sublitosférico previamente submetido a uma subducção e que com a diferenciação e interação crustal evoluem para granitoides cálcio-alcálicos mais evoluídos. Em favor a esta última hipótese, a maioria dos granitoides da Suíte Intrusiva Parauari plotam no campo dos granitoides pós-colisional proposto por Pearce (1996).

De acordo com Misas (2010), o Granodiorito Parauarí é a encaixante do depósito São Chico. Esta fácies é constituída por granodiorito porfirítico grosso, com cristais alcançando mais de 1,2 cm de comprimento, comumente, apresenta xenólitos de rochas básicas a intermediárias e zonas potassificadas com intensidade de alteração variando de muito fraca a muito forte. Este granodiorito é composto mineralogicamente por quartzo, plagioclásio e feldspato, os quais compõem a fase essencial. Biotita e anfíbólio compõem as fases varietais, e como fases minerais acessórias destacam-se apatita, zircão e minerais opacos. Os minerais

hidrotermais correspondem a epidoto, titanita, clorita, sericita e prehnita. As alterações hidrotermais potássica, propilitica e argílica ocorrem em diferentes estilos e intensidades, variando desde pervasiva seletiva até fissural fracas e fortes.

As principais características descritas para os cristais são: Os cristais de quartzo são anedrais e ocorrem como cristais isolados ou em associação com cristais de feldspato potássico, formando intercrescimento gráfico. Os cristais de feldspato potássico são anedrais, pertíticos, por vezes ocorrem como megacristais com geminação carlsbad e, comumente apresentam aspecto túrbido, devido à potassificação inicial e, provavelmente, a uma alteração argílica posterior. Os cristais de plagioclásio apresentam composição andesínica, e presença de metassomatismo potássico, que chega a substituir totalmente alguns cristais. O anfibólio forma cristais eudrais a subedrais, e registra substituição hidrotermal para biotita, provavelmente durante o metassomatismo potássico. Os cristais de biotita exibem formas eudrais a anedrais e apresentam, nos planos de clivagem, prehnita incolor e titanita amarelada. Minerais como clorita e epidoto afetam principalmente os minerais ferromagnesianos. Tais minerais de alteração, juntamente com minerais opacos e titanita evidenciam a ação de alteração propilitica.

Nas imediações do depósito São Chico esse granito apresenta mineralizações associadas às zonas de alteração hidrotermal sericítica sulfetada semelhantes à da mina Palito, porém aparentam ser de mais baixa temperatura, pois são ricas em esfalerita e galena e apresentam sulfetos de cobre subordinados. As alterações presentes nestas rochas são principalmente a sericítica e argilização e, subordinadamente, potassificação e propilitização. Há ainda a presença de filossilicato vermelho, provavelmente hidrobiotita, indicando origem intempérica, que ocorrem como alteração do anfibólio, ou preenchendo fraturas nos cristais de plagioclásio alterados.

CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA

4 PETROGRAFIA

Neste capítulo são abordados os principais aspectos macroscópicos e microscópicos das rochas encaixantes imediatas e de unidades que ocorrem próximas ao depósito São Chico. Essas rochas estão localizadas na porção centro-sul das folhas São Domingos-Jardim do Ouro (1:100.000) (Figura 3.3 B) e foram agrupadas por Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) em unidades do Complexo Cuiú-Cuiú (CC), Suíte Intrusiva Creporizão (SIC) e Suíte Intrusiva Parauarí (SIP).

A análise de petrográfica contou com o auxílio de MEV-EDS para a caracterização de algumas fases acessórias, especialmente os opacos, e com auxílio da microsonda eletrônica na identificação da composição química de minerais como anfibólio, biotita e feldspatos. A química mineral desses cristais será tratada com mais detalhe no capítulo 5.

4.1 COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ

Esta unidade ocupa grande parte da área de estudo e está distribuída principalmente nas porções sudeste e noroeste do mapa (Figura 3.3 C). As composições modais (Tabela 4.1) e os diagramas Q-A-P e Q-(A+P) -M (Figura 4.1) mostram grande heterogeneidade composicional, tendo sido identificadas seis fácies petrográficas: Piroxênio-quartzo-monzonito (PQMZN), Anfibólio-biotita-granodiorito (ABGRN), Biotita-leucogranodiorito (BLGRN), Anfibólio-biotita-monzogranito (ABMZG), Biotita-leucomonzogranito (BLMZG) e Biotita-leucosienogranito (BLSG).

Tabela 4.1- Composição modal das rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e das Suítes Intrusivas Creporizão e Parauari.

Unidade	Fácies	Amostra	Minerais primários (%)								Minerais secundários (%)								Ópq	Total	Máficos (Mf)		
			Qz	Afs1	Pl	Amp	Bt	Cpx	Zrn	Ap	Afs2	Aln	Chl	Ser	Ep	Cb	Ttn	Phr				Act	Ms
Complexo Cuiú-Cuiú	PQMZN	EY-93B	7,2	15,6	27,8			12,5					9,7	17,0	5,8		1,9				2,4	100,0	14,9
	ABGRN	JK-26	27,0	12,0	49,5	3,4	6,1						1,4		0,3						0,3	100,0	9,9
		JK-25	22,5	19,1	42,4	6,9	6,0			0,2		0,8		1,5		0,3		0,1			0,1	100,0	13,3
	BLGRN	EY-94B	33,4	17,8	39,9		0,8						1,7	0,3	0,9		0,1				0,5	95,3	1,3
	BLMZG	EY-92	34,2	26,9	34,1		2,2			0,1		0,4								1,4	0,7	100,0	3,0
		EY-94A	27,8	39,9	29,9		1,4								0,1		0,3				0,7	100,0	2,1
	ABMZG	EY-05	22,9	26,8	35,9	6,3	6,6					0,6		0,6		0,1					0,3	100,0	13,2
	BLSG	EY-85A	50,1	31,0	14,9		2,8						0,7	0,1							0,3	100,0	3,8
Suíte Intrusiva Creporizão	BAGRN	JK-47	23,9	19,1	42,7	7,1	0,9			0,1	0,1			5,8		0,3					0,1	100,0	8,2
		EY-82A	26,1	19,3	38,5	6,9	8,6	0,1													0,4	100,0	16,1
	BAMZG	EY-102	21,6	29,8	34,0	6,1	5,5							1,7		0,1					1,1	100,0	12,7
		EY-86B	21,1	22,4	40,4	6,4	5,4	0,7						0,9					2,5		0,2	100,0	12,7
		JK-51E	20,1	30,1	37,3	5,5	6,1			0,1				0,7							0,1	100,0	11,7
		EY-95	23,6	32,0	30,3	7,8	1,2							4,3		0,6					0,2	100,0	9,3
		EY-101	21,5	23,5	40,0	7,8	5,0							1,8				0,1			0,3	100,0	13,1
		EY-86A	25,9	25,0	34,1	7,2	4,3							3,3		0,1					0,1	100,0	11,6
EY-82B	26,2	26,2	37,0	4,5	5,4							0,3							0,4	100,0	10,3		
Suíte Intrusiva Parauari	AGRN	EY-104	16,6	15,3	47,4	8,3	0,1					6,8		0,2							5,3	100,0	13,7
		JK-59	22,1	27,05	36,0	4,8	0,4						3,8		1,9		3,5				0,4	100,0	5,6
	AMZG	FH-27	22,8	29,4	31,0	3,4							7,1		3,5		2,6				0,2	100,0	3,6
		FH-30	20,3	26,4	20,0	2,5							27,1		0,7		2,0				1,0	100,0	3,5
	ASG	EY-96	27,0	41,2	20,0	4,1	0,9						2,8		0,4		1,7	1,4			0,5	100,0	5,5
		FH-31B	29,4	39,3	18,6	4,0	0,5						5,9		0,1		0,3				1,9	100,0	6,4
		JK-48	21,2	42,4	21,0	4,0															88,6	4,0	

Qz: quartzo; Afs1: álcali-feldspato 1; Pl: plagioclásio; Amp: anfibólio; Bt:biotita; Cpx: clinopiroxênio; Ap: apatita; Afs2:álcali-feldspato2; Aln: allanita; Chl: clorita; Ser: sericita; Ep: epidoto; Cb: carbonato; Ttn: titanita Phr: Prehnita; Act: Actinolita; Ms: muscovita; Opq: Opacos.

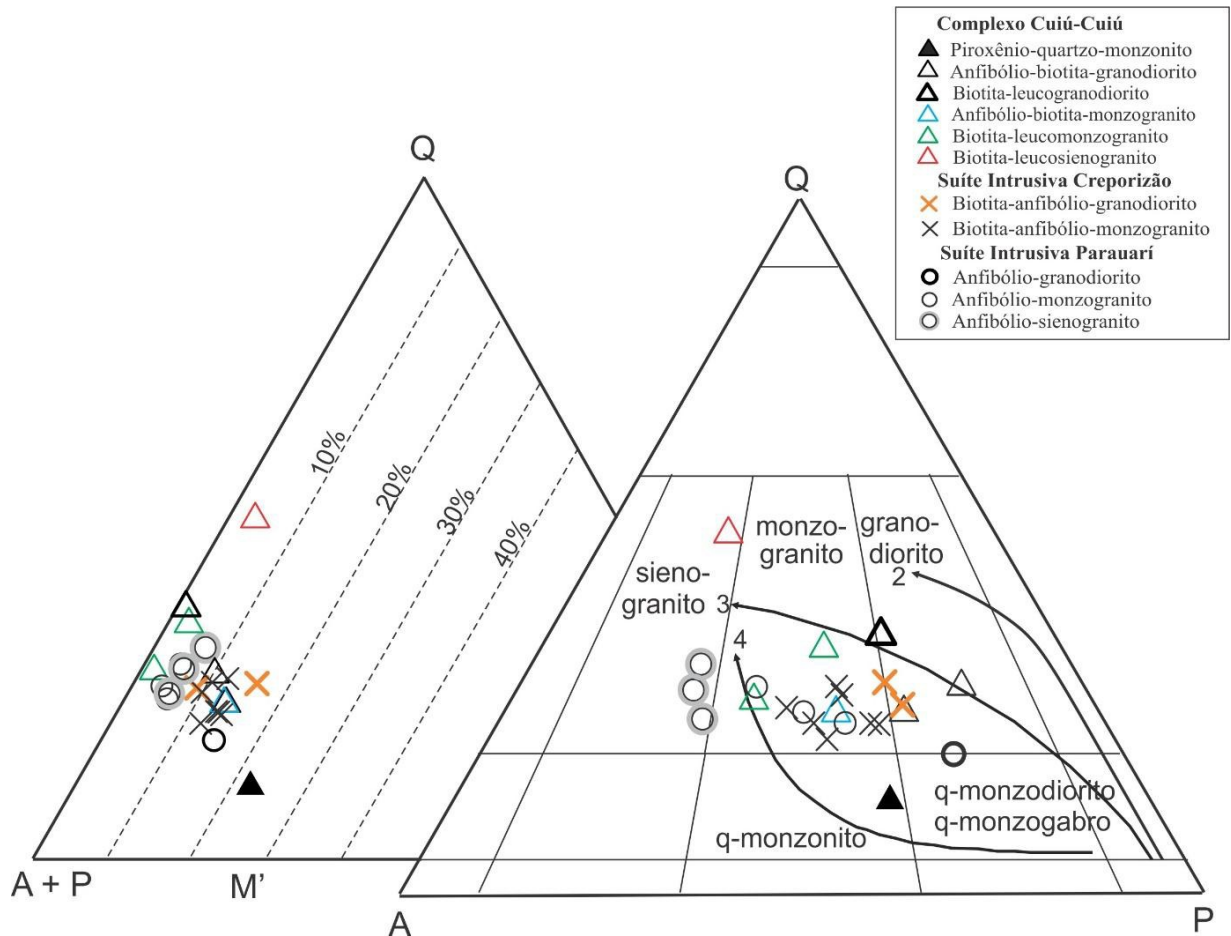


Figura 4.1- Diagramas QAP e QAPM (Streckeisen 1976) exibindo a composição modal dos granitoides do CC, SIC e SIP e os trends composicionais de Lameyre e Bowden (1982) (2) Tonalítico-trondhjemítico cálcico-alkalino, (3) granodiorito cálcico-alkalino, (4) monzonítico ou shoshonítico subalcalino.

4.1.1 Aspectos macroscópicos

Esta unidade ocorre sob a forma de dois agrupamentos distintos: O primeiro está localizado na porção noroeste da área (Figura 3.3 C) e é constituído por granodioritos, monzogranitos e subordinadamente quartzo-monzonitos, formados por rochas isotrópicas, com textura inequigranular média (Figura 4.2A) a grossa subordinada (Figura 4.2B); o conteúdo modal de máficos varia entre 9,9 e 14,9%, tendo biotita, anfibólio e piroxênio como as principais fases ferromagnesianas. A coloração dominante é cinza esbranquiçada com fraca a moderada alteração pervasiva de minerais esverdeados e, localmente, minerais de coloração rosada (Figura 4.2C). O segundo aflora na porção sudeste da área (Figuras 3.3 C) e é composto principalmente por leucogranodioritos, leucomonzogranitos e leucosienogranitos (Figuras 4.2D, F, G, H). São caracterizados por rochas com textura inequigranular média a grossa, coloração creme e rosa-esbranquiçada pobres em minerais máficos (2,3-3,8%), apresentando biotita como principal fase ferromagnesiana (Tabela 4.1); por vezes exibem

aspectos deformações como cristais fortemente fraturados (Figura 4.2E) ou moderadamente estirados (Figura 4.2I).

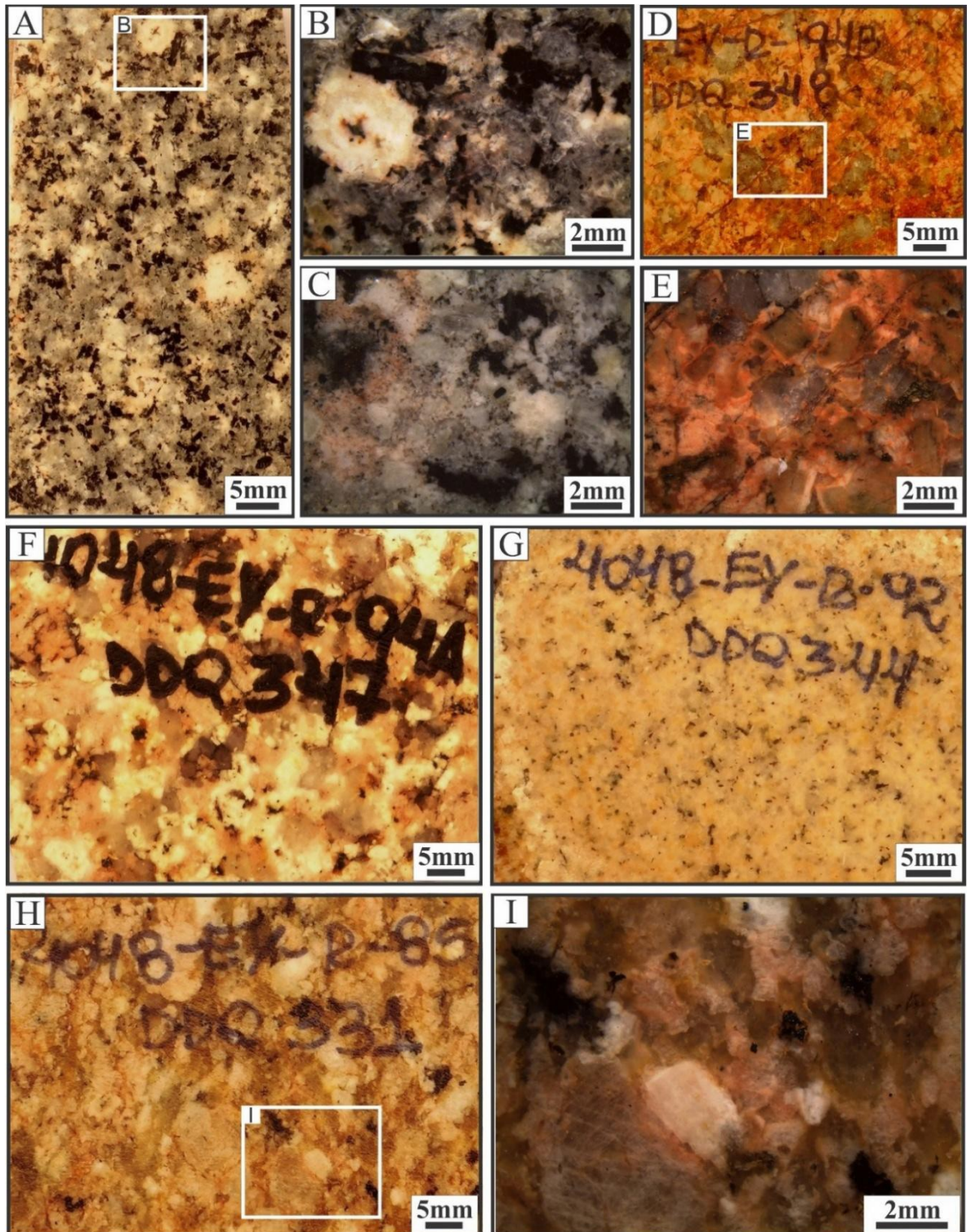


Figura 4.2- Aspectos macroscópicos dos principais representantes do Complexo Cuiú-Cuiú. A, B e C, representam o primeiro grupo. (A) Anfibólio-biotita-granodiorito isotrópico, com granulação média a grossa (B) e (C) porções com coloração rosada. (D), (F), (G) e (H) formam o segundo grupo, representado, respectivamente, por Biotita-leucogranodiorito, Biotita-leucomonzogranito médio a grosso, Biotita-leucomonzogranito fino a médio e Biotita-leucosienogranito; (E) registra-se moderado faturamento e em (I) moderado estiramento dos minerais.

4.1.2 Descrição mineralógica e textural

4.1.2.1 Piroxênio-quartzo-monzonito

Ao microscópico, esta fácies exibe textura intergranular (Figura 4.3A) e subordinada textura granofírica (Figura 4.3 B). Os cristais de plagioclásio (27,8%), álcali-feldspato (15,6%) e quartzo (7,2%) compõem as fases essenciais, e o clinopiroxênio (12,5%) a fase varietal. Os acessórios primários são constituídos por apatita e zircão, enquanto clorita, opacos, epidoto, sericita, anfíbólio e titanita formam as fases secundárias.

Os cristais de **plagioclásio** exibem formas subédricas a anédricas, granulação predominante média (4,5 mm), localmente fina. Os contatos são regulares entre si e com o piroxênio e irregulares com álcali-feldspato e quartzo. As feições magmáticas são fortemente obliteradas pela saussuritização, o que impossibilita a determinação do teor de An; no entanto, observa-se um zoneamento normal, com núcleos mais cálcicos saussuritizados e bordas mais sódicas e límpidas (Figura 4.3 B, C). Em raros cristais observa-se fraco maclamento albítico.

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclínio e ocorrem principalmente com formas anédricas, nos interstícios de plagioclásio e piroxênio e mostram leve a moderada alteração para argilomineral. Exibe, em conjunto com o quartzo, intercrescimento micrográfico (Figura 4.3 B), feição comumente associada aos contatos com plagioclásio. Os cristais de **quartzo**, subordinados, mostram faces anédricas e granulação fina (0,15-0,45 mm), ou apresenta-se como intercrescimento granofírico.

Os cristais de **clinopiroxênio** são subédricos a anédricos, de granulação média (~2 mm) a fina; geminação simples (Figura 4.3C). Alguns cristais apresentam moderada a forte alteração para clorita e epidoto (Figura 4.3D). Não foi possível a identificação do tipo de clinopiroxênio por meio de suas características petrográficas e nem sua identificação por microsonda eletrônica, pois tal amostra não constava na litoteca da CPRM.

As fases secundárias correspondem, principalmente, à clorita, titanita e epidoto (Figura 4.3E), com os dois últimos associados aos cristais de clorita, e nota-se também uma íntima associação de titanita nas bordas dos minerais opacos (Figura 4.3F).

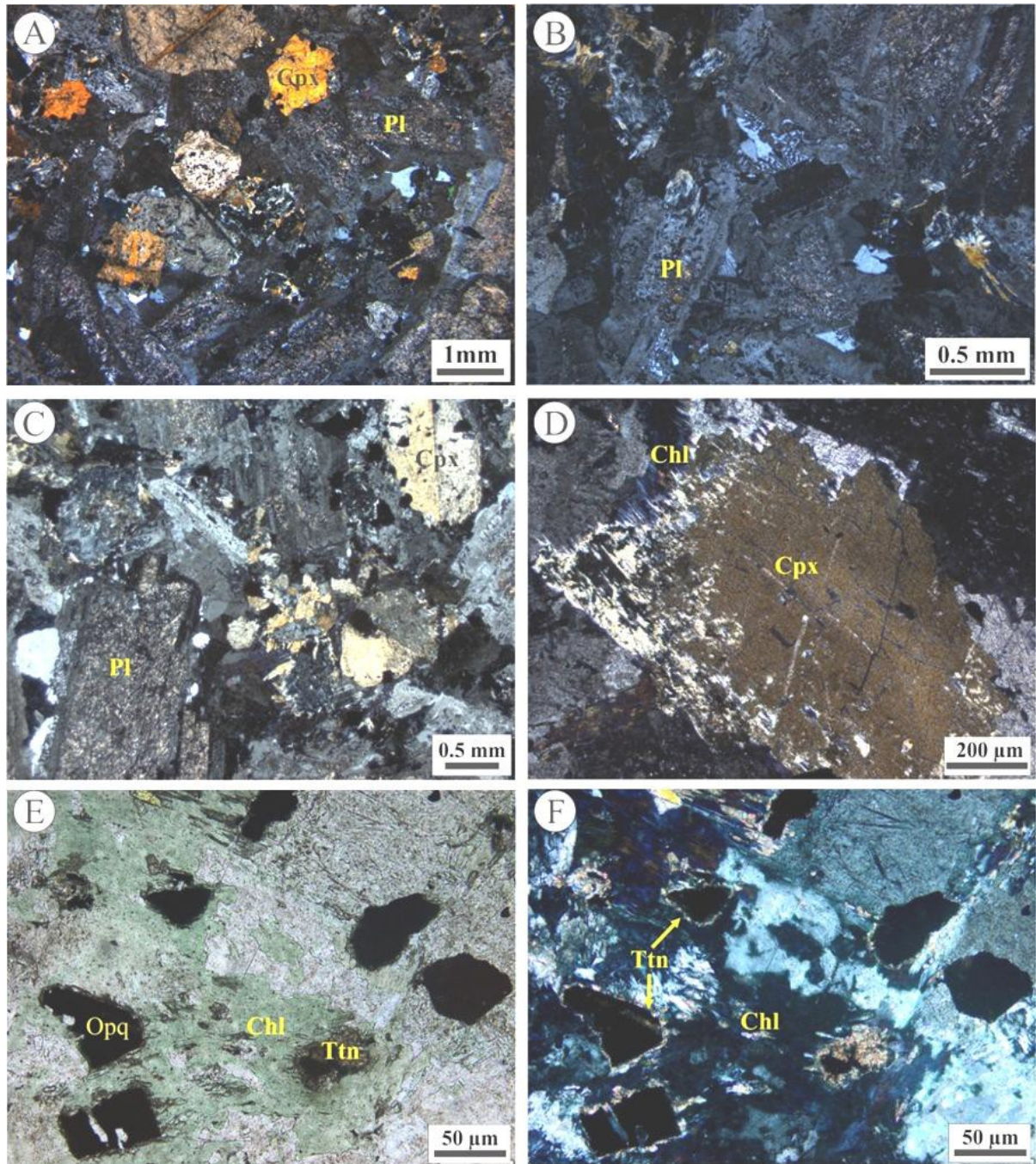


Figura 4.3- Fotomicrografias do Piroxênio-quartzo-monzonito com polarizadores cruzados, exceto (E). (A) textura intergranular mostrando cristais de clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio (Pl); (B) subordinada textura granofírica comumente associada às bordas de plagioclásio; (C) plagioclásio intensamente saussuritizado e clinopiroxênio com geminação simples; (D) cristal de clinopiroxênio com bordas alteradas para clorita; (E) e (F) cristais anédricos de titanita (Ttn) associados à clorita (Chl) e ocorrendo como alteração em torno dos opacos (Opq).

4.1.2.2 Anfibólio-biotita-granodiorito

Ao microscópio, esta fácies exibe textura granular hipidiomórfica média a grossa predominante (Figura 4.4 A) e texturas granofírica e poiquilítica subordinadas. É composta mineralogicamente por plagioclásio (49,5-42,4%), quartzo (27,0-22,5%) e álcali-feldspato (19,1-12,0 %). Os minerais varietais são representados por anfibólio (6,9-3,4%) e biotita (6,1-6,0%). A mineralogia acessória é dada por zircão, apatita e titanomagnetita e a mineralogia secundária por argilominerais, sericita, clorita, epidoto, prehnita e titanita.

Os cristais de **plagioclásio** mostram faces predominantemente subédricas, granulação média a grossa e dimensões entre 1 a 9,5 mm. Exibem frequentemente zoneamento normal e maclas albita-*Carlsbad* ou albita-periclina. O grau de alteração é variado, ocorrendo desde cristais lípidos ou pouco alterados até intensamente saussuritizados (Figura 4.4C).

Os cristais de **quartzo** exibem formas anédricas e geralmente englobam os cristais de plagioclásio, biotita e anfibólio, definindo uma textura poiquilítica. Apresentam moderada extinção ondulante e podem ocorrer também, como quartzo micrográfico, ou nas rochas mais alteradas, como quartzo recristalizado (Figura 4.4B).

Os cristais de **álcali-feldspatos** são do tipo microclínio, intersticiais, predominantemente anédricos a subédricos e micropertíticos; por vezes englobam cristais finos e alterados de biotita, anfibólio e plagioclásio; alteram-se moderadamente para argilominerais.

Os cristais de **anfibólio**, caracterizados como Mg-hornblenda (identificados por microsonda eletrônica; Cap 5), apresentam faces subédricas a anédricas e dimensões que variam de 0,5 a 4,7 mm. Alteram-se moderada a fortemente para titanita, epidoto e clorita (Figura 4.4 B, D, E) ou estão substituídos parcialmente por biotita (possivelmente, durante estágio tardimagmático). Apresentam pleocroísmo verde amarelado (X) a verde oliva (Z) e maclamento simples, raramente do tipo baveno. Inclusões de titanomagnetita, biotita, apatita e plagioclásio são comuns, este último sugerindo zoneamento concêntrico em cristal de anfibólio (Figura 4.4 D).

As lamelas de **biotita** são subédricas, variam de 0,6 a 1,4 mm e apresentam pleocroísmo castanho amarronzado (X) a marrom avermelhado (Y=Z). Sua alteração varia de fraca a forte. Na primeira, geralmente ocorre o desenvolvimento incipiente de clorita e epidoto nas bordas ou ao longo das clivagens dos minerais (Figuras 4.4 B, F) enquanto que na segunda ocorre o desenvolvimento de clorita, titanita, epidoto e prehnita interlamelar

(identificada por meio de MEV-EDS). Localmente, ocorrem inclusões de plagioclásio (Figura 4.4E) e maclas levemente deformadas.

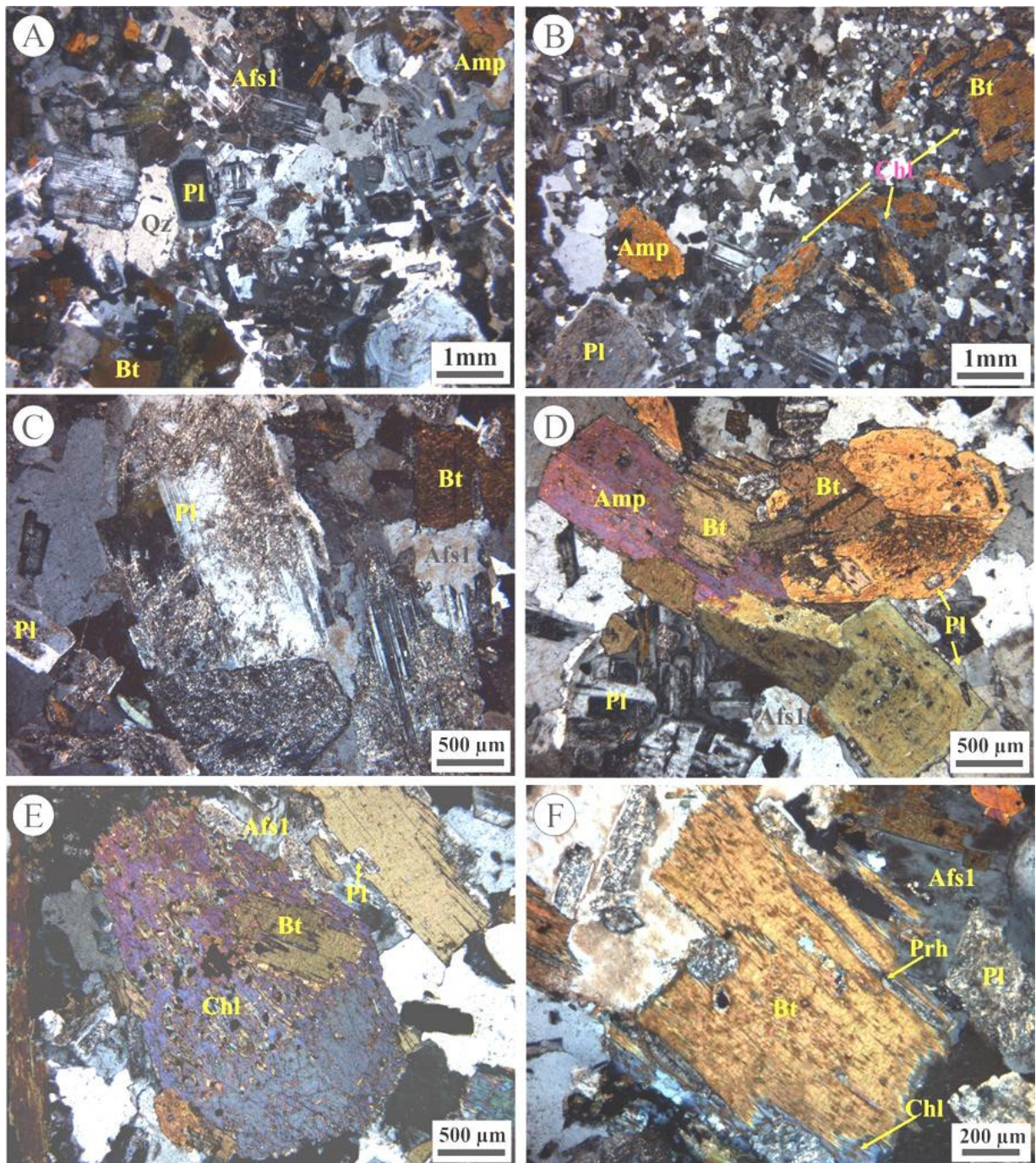


Figura 4.4- Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do Anfibólio-biotita-granodiorito: (A) textura granular hipidiomórfica média a grossa, com subordinada textura granofírica; (B) Rocha intensamente alterada, com a cloritização parcial de biotita (Bt) e anfibólio (Amp) e presença de quartzo recrystalizado; (C) cristais de plagioclásio (Pl) com variado grau de alteração mascarando parcialmente as características ígneas dos cristais; (D) cristais de anfibólio mostrando zoneamento concêntrico e contendo finos cristais de plagioclásio nas bordas, além de apresentar substituição parcial para biotita, e em (E) além desta substituição altera-se para clorita (Chl) (F) cristais de biotita (Bt) moderadamente alterados para clorita (Chl) nas bordas e prehnita (Prh) ao longo das clivagens.

4.1.2.3 Biotita-leucogranodiorito

Rocha com textura granular hipidiomórfica média dominante (Figura 4.5 A), formada por cristais de plagioclásio (39,9%), quartzo (33,4%) e álcali-feldspato (17,8%). O principal mineral varietal é a biotita (0,8%). Minerais opacos, titanita e zircão formam as fases acessórias, enquanto sericita, clorita, argilominerais e epidoto as secundárias.

Os cristais de **plagioclásio** são subédricos, raramente anédricos, com granulação predominantemente média e dimensões entre 1 e 7 mm. O maclamento é do tipo albitico, localmente albita-periclina; exibem fraco zoneamento normal e forte saussuritização, o que impossibilitou a determinação ótica dos seus teores de An; alteração para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2) ocorre esporadicamente (Figura 4.5 D). Localmente observam-se cristais com maclas deformadas (*kink*).

Os cristais de **quartzo** são predominantemente anédricos, com dimensões que variam de 1 a 5,7 mm; apresentam extinção ondulante moderada e podem desenvolver textura de subgrãos.

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclínio (Afs1); são anédricos com moderada alteração para argilominerais; eventualmente ocorrem inclusões de finos cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados. Esses cristais também podem ocorrer como alteração do plagioclásio, quando passam a exibir aspecto túrbido e coloração avermelhada, sob nicós paralelos (Figura 4.5 D).

As lamelas de **biotita** apresentam faces anédricas e intensa cloritização; cristais de titanita e epidoto ocorrem associados esporadicamente.

A rocha é moderadamente seccionada por microvênulas de quartzo±albita±epidoto e por mineral de coloração avermelhada (biotita monomineralica?). Cristais bipiramidais de titanita fortemente oxidadas ocorrem de forma pontual na rocha (Figuras 4.5 B, C).

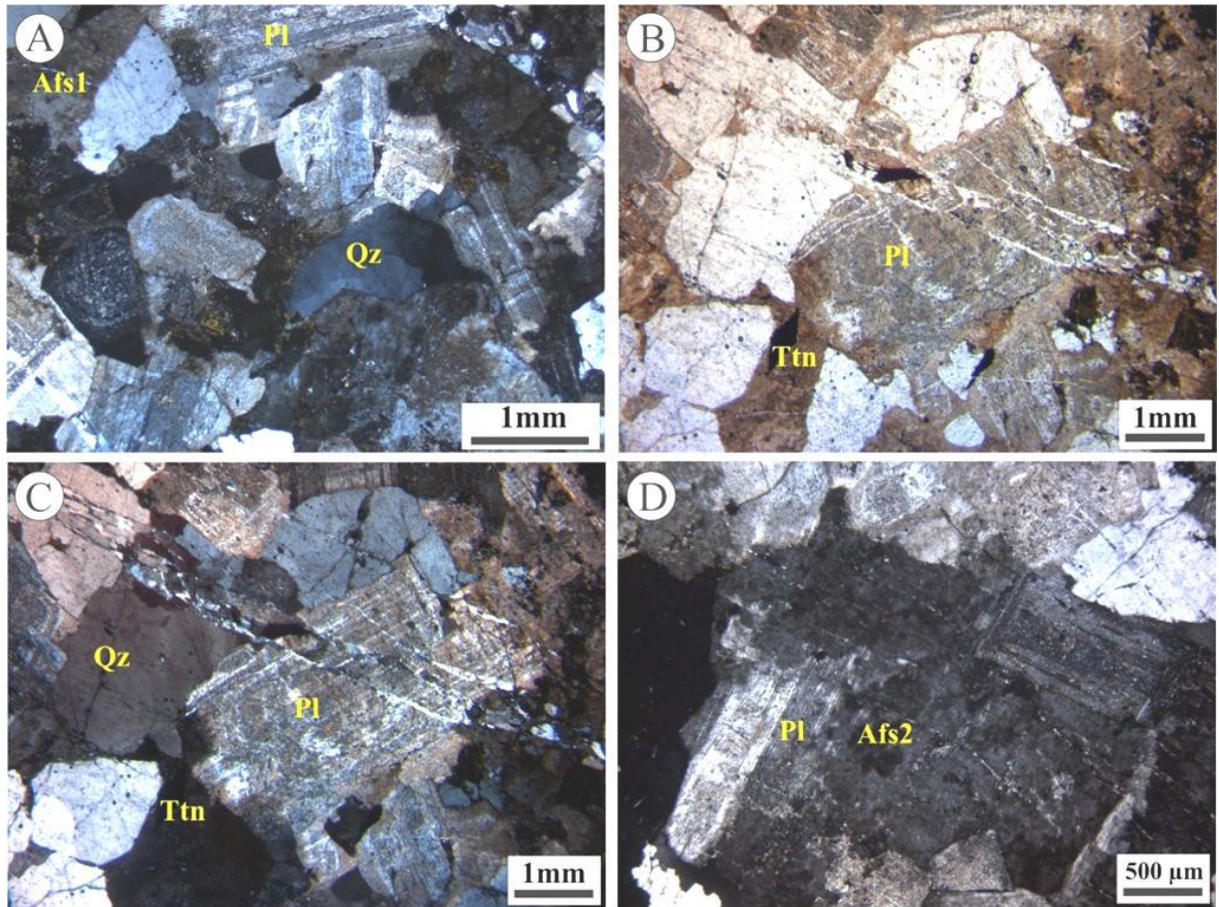


Figura 4.5- Fotomicrografias dos Biotita-leucogranodiorito (polarizadores cruzados, exceto B); (A) textura granular hipidiomórfica média a grossa; (B) e (C) cristais de plagioclásio (Pl) intensamente argilizados, seccionados por microvênulas de quartzo (Qz), albita e álcali-feldspato; localmente ocorre titanita euédrica (Ttn); (D) álcali-feldspato de aspecto turvo (Afs2) mascarando feições ígneas do plagioclásio.

4.1.2.4 Anfibólio-biotita-monzogranito

Microscopicamente essa rocha exibe textura granular hipidiomórfica fina a média (Figura 4.6 A) e é constituída essencialmente por plagioclásio (35,8%), álcali-feldspato (26,8%) e quartzo (22,9 %). As fases varietais correspondem à biotita (6,6%) e anfibólio (6,3%). Os minerais acessórios primários são titanomagnetita e zircão, e os secundários sericita, epidoto, clorita e argilominerais.

Os cristais de **plagioclásio** são subédricos a anédricos, apresentam dimensões que variam de 0,5 a 1 mm e maclamentos do tipo albita-periclina, albita-Carlsbad e albita. A saussuritização é variável, sendo mais intensa nos cristais menores e mais fraca nos cristais maiores. Exibem um fraco zoneamento normal-oscilatório ou setorial; nos cristais mais desenvolvidos ocorrem inclusões de biotita, anfibólio e do próprio plagioclásio. Nota-se também, de forma pontual, um aspecto turvo que mascara algumas feições dos cristais de plagioclásio, trata-se do álcali-feldspato hidrotermal (Afs2) (Identificado por microsonda eletrônica; Cap 5) (Figura 4.6 F); em seus interstícios, ocorre albita em forma de franjas (Figura 4.6 B).

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclína (Afs1), são intersticiais e micropertíticos, com formas predominantemente anédricas e dimensões que variam de 0,5 a 2 mm; apresentam moderada alteração para argilominerais, inclusões de plagioclásio, biotita e anfibólio e exibem, subordinadamente, maclamento xadrez difuso. Os cristais de **quartzo** são anédricos, com forte extinção ondulante e intersticiais aos demais cristais.

A **biotita** desenvolve lamelas predominantemente subédricas, com dimensões que variam de 0,3 a 1 mm. Exibe pleocroísmo amarelo pálido (X) ao marrom (Y=Z) e fraca alteração para minerais opacos, provavelmente óxido de ferro, ao longo dos planos de clivagem. Localmente encontra-se cloritizada e com prehnita interlamelar. Contém finas inclusões de plagioclásio e, localmente, maclas deformadas; associa-se ao anfibólio (Figura 4.6 E).

Os cristais de **anfíbólio**, em geral, são predominantemente subédricos a euédricos, com dimensões que variam de 0,2 a 1 mm. Exibem pleocroísmo verde oliva (X) a verde escuro (Z), maclamento simples e alteração para biotita; finos cristais de titanomagnetita aparecem associados. A alteração dos cristais de anfibólio é variável, indo desde cristais preservados até fortemente alterados, principalmente para clorita; localmente apresentam-se na forma de finos agregados (Figuras 4.6 C, D).

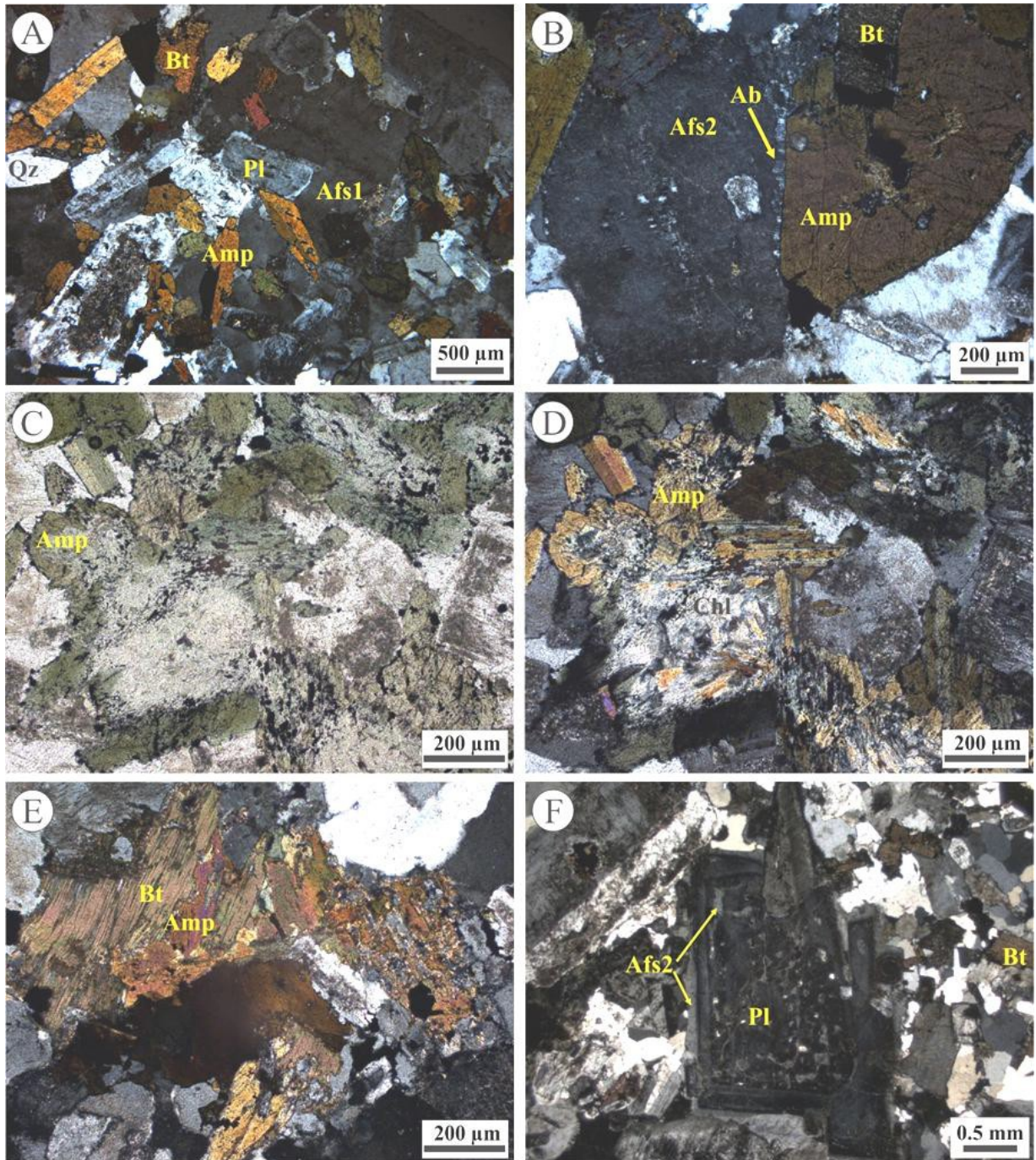


Figura 4.6- Fotomicrografias, excetuando-se a (C), com polarizadores cruzados; (A) textura granular hipiomórfica fina a média da fácies Anfibólio-biotita-monzogranito; (B) franjas de albita (Ab) intersticiais aos cristais de anfibólio (Amp) e álcali-feldspato; notar na porção central deste último cristal resquícios de maclamento albítico; (C) e (D) agregado de cristais de anfibólio apresentando variado grau de alteração para clorita; (E) cristais de biotita, com leve deformação de suas maclas, associados a cristais de anfibólio; (F) plagioclásio (Pl) levemente alterado para álcali-feldspato hidrotermal.

4.1.2.5 Biotita-leucomonzogranito

Foram identificados dois tipos texturais; o primeiro, apresentando textura hipidiomórfica média a grossa, com predominância desta última, e o segundo, textura xenomórfica/alotriomórfica, localmente hipidiomórfica (Figuras 4.7 A, B). No geral, essas rochas são constituídas por plagioclásio (34,0-29,9%), álcali-feldspato (39,9-26,9%) e quartzo (34,2-27,8%), tendo a biotita como principal mineral varietal (2,2-1,4%); as fases acessórias primárias são titanita, opacos e zircão, e as secundárias epidoto, clorita, muscovita e argilominerais.

Os cristais de **plagioclásio** mostram faces subédricas a anédricas, dimensões entre 0,6 e 5,0 mm e maclamento albita e albita-periclina dominantes. Exibe moderada a intensa alteração para argilominerais e sericita, de forma incipiente para álcali-feldspato hidrotermal (Af2) (Figura 4.7 C), e muscovita. Exibe zoneamento normal, marcado pela alteração preferencial do núcleo em detrimento da borda, e microfraturamento moderado a forte, localmente apresenta intercrescimento mirmequítico (Figura 4.7 D).

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclínio (Afs1), subédricos a anédricos, apresentam dimensões que variam de 1,5 a 11,7 mm, são pertíticos, com albita exsolvida na forma de filmes e comumente apresentam maclamento xadrez difuso. Exibem fraca a moderada alteração para argilominerais e moderado microfraturamento (Figura 4.7 D); podem ocorrer, ainda, como inclusões em cristais de plagioclásio.

Os cristais de **quartzo** ocorrem sob forma de cristais límpidos, anédricos, com moderados microfraturamento e extinção ondulante ou ainda, como inclusões no plagioclásio.

A **biotita** forma finas lamelas intersticiais com dimensões que variam de 0,4 a 0,9 mm (figuras 4.7 B, D). Apresenta bordas corroídas ou levemente contorcidas; exibe moderada alteração para clorita, epidoto e titanita, geralmente ao longo dos planos de clivagem ou nas bordas dos cristais.

Vênulas de quartzo e biotita (?) seccionam a rocha.

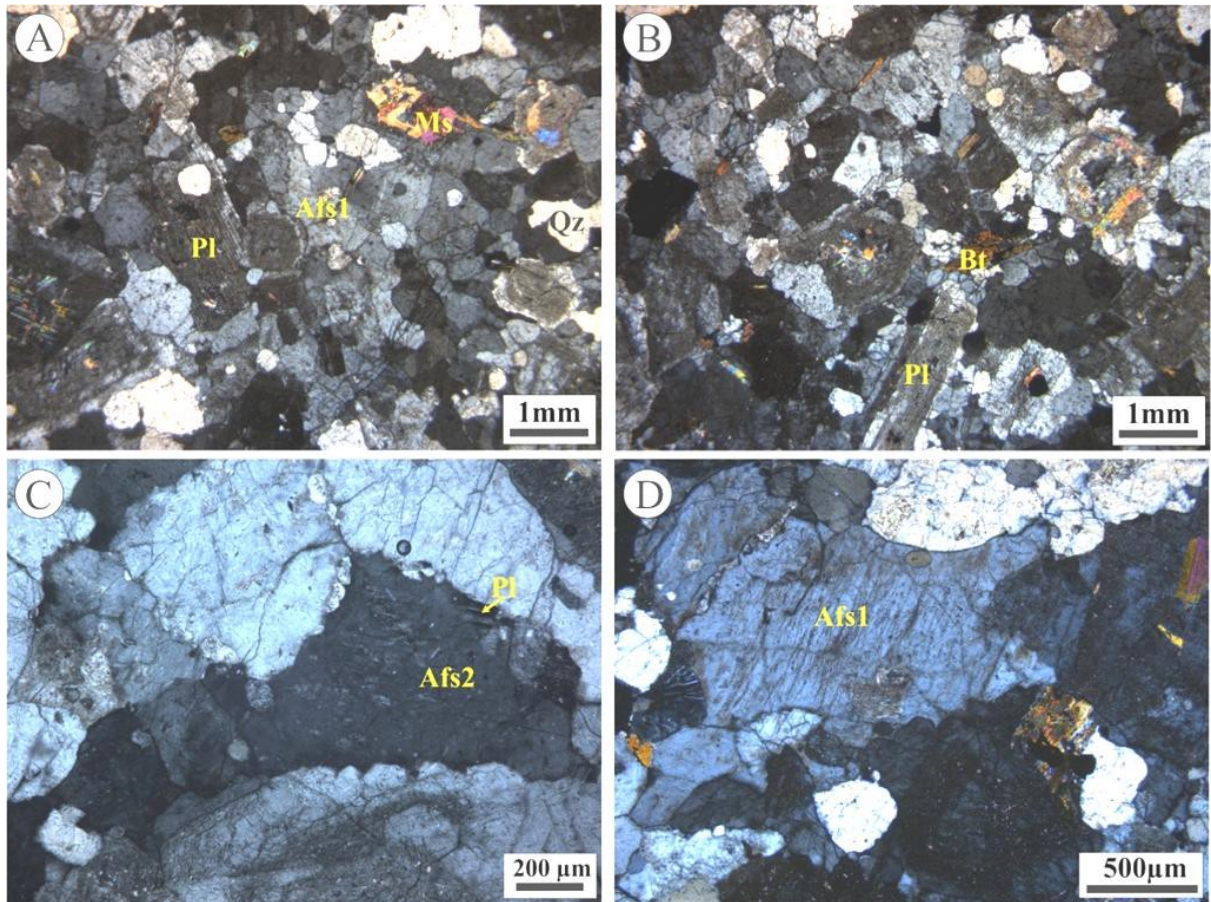


Figura 4.7- Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos Biotita-leucomonzogranitos; (A) rocha com textura xenomórfica a hipidiomórfica composta por plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo anédrico. Cristais de muscovita ocorrem como alteração do plagioclásio (B) Aspecto geral da rocha mostrando alteração para argilominerais, sericita ou muscovita dos núcleos dos cristais de plagioclásio; pontualmente observam-se finos cristais de biotita. (C) álcali-feldspato (Afs2) alterando cristais de plagioclásio. (D) na porção centro-esquerda, intercrescimento mirmequítico com quartzo vermicular em contato com álcali-feldspato.

4.1.2.6 Biotita-leucosienogranito

Esta fácies exibe textura granular alotriomórfica predominante e hipidiomórfica subordinada (Figuras 4.8 A, B). Apresenta como mineralogia essencial quartzo (50,1%) álcali-feldspato (31%) e plagioclásio (14,9%), e como mineral varietal biotita (2,8 %). Como minerais acessórios primários ocorrem opacos (0,3%) e allanita (0,7%). Os principais minerais secundários são clorita, argilominerais e epidoto.

Os cristais de **plagioclásio** ocorrem sob a forma de cristais hipidiomórficos com tamanhos variando de 0,8 a 1,6 mm. Alteram-se principalmente para sericita e argilominerais, chegando a ser uma alteração pervasiva em alguns cristais, e secundariamente para epidoto e álcali-feldspato hidrotermal (Afs2) (Figura 4.8 E). Apresentam, moderadamente, microfraturas preenchidas por biotita. O tipo principal de maclamento é o albítico e localmente pode apresentar maclas deformadas (Figura 4.8 F).

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclinio (Afs1) e exibem formas anédricas, maclamento do tipo xadrez difuso e pertitas com lamelas de albita exsolvida na forma de filmes. Apresentam bordas irregulares com finos cristais de quartzo envoltos. Além disso, exibe moderadas microfraturas, cujo preenchimento é feito por argilominerais.

Os cristais de **quartzo** ocorrem como agregados de cristais anédricos com contatos levemente poligonais entre si e irregulares com os outros minerais. Exibem forte extinção ondulante a ondulada setorizada; ocorrem ainda sob a forma de quartzo recristalizado.

As lamelas de **biotita** estão moderadamente alteradas para clorita, apresentam pleocroísmo amarelo creme (X) a marrom (Y=Z) e, localmente, cristais com formas amendoadas (*mica-fish*) (Figuras 4.8 C, D). As fases acessórias são representadas, principalmente, por opacos e allanita, esta última comumente associada a cristais de biotita.

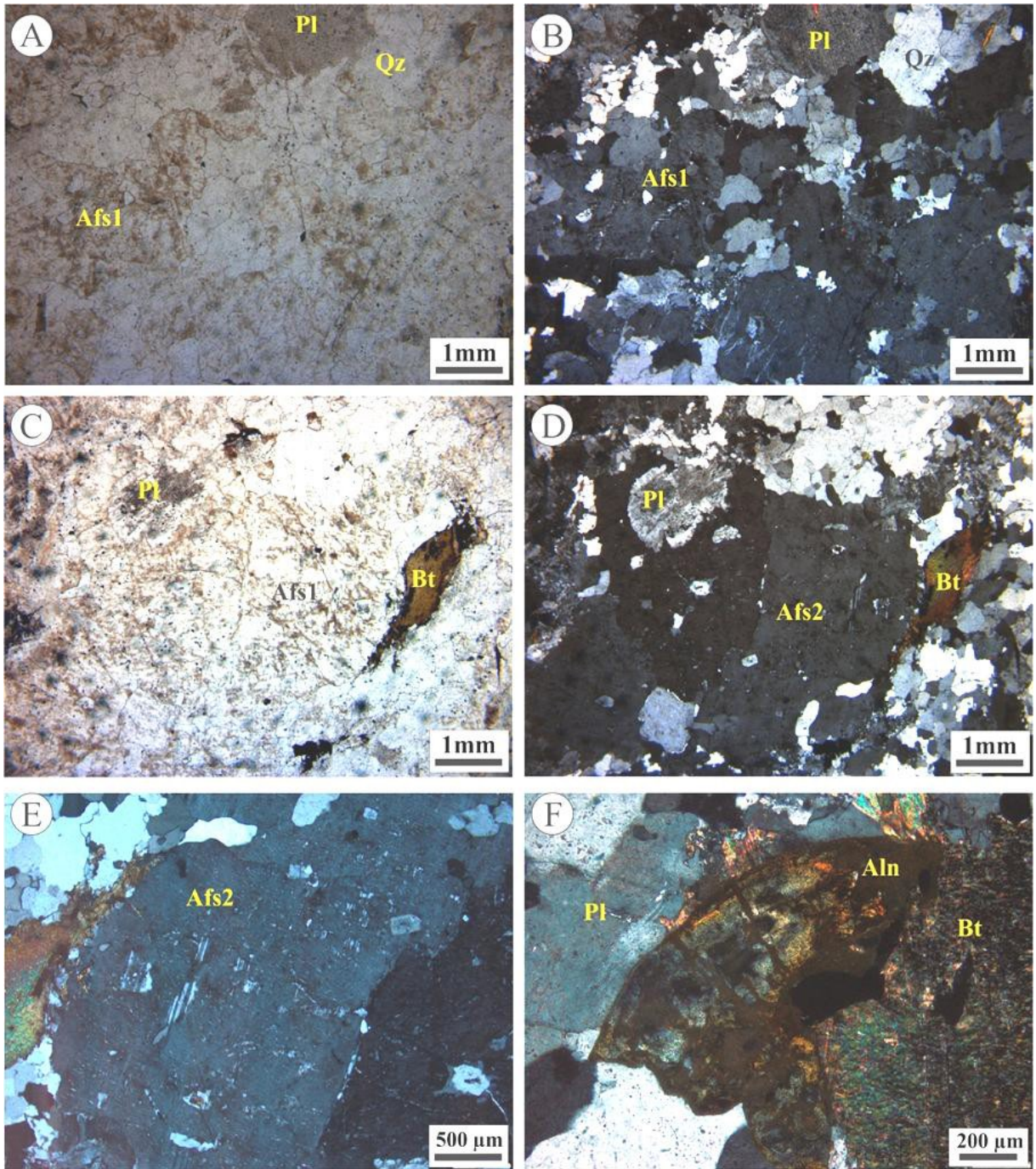


Figura 4.8- Fotomicrografias com polarizadores cruzados, exceto em (A) e (C): (A) aspecto hololeucocrático da fácies Biotita-leucosienogranito. (B) textura granular alotriomórfica principal, com subordinados cristais de plagioclásio hipidiomórficos. O álcali-feldspato é micropertítico e moderadamente argilizado; (C) e (D) cristais de álcali-feldspato com inclusões de plagioclásio intensamente alterados; biotita amendoada (*mica fish*) aparece no centro direito, juntamente com quartzo recristalizado. (E) álcali-feldspato sobrepondo-se a cristais reliquias de plagioclásio com maclamento albitico. (F) cristal de allanita moderadamente alterado, associado à biotita; cristal de plagioclásio com maclas deformadas no canto superior esquerdo,

4.2 SUITE INTRUSIVA CREPORIZÃO

Aflora na porção central da área de estudo e corresponde às rochas encaixantes imediatas do depósito São Chico (Figura 3.3 C). É composta predominantemente por Biotita-anfibólio-monzogranito (BAMZG) e Biotita-anfibólio-granodiorito (BAGRN), subordinado, os quais mostram similaridades em seus aspectos texturais e conteúdos modais de minerais máficos (Tabela 4.1).

4.2.1 Aspectos macroscópicos

São rochas homogêneas (Figuras 4.9 A, B), isotrópicas, com textura inequigranular (Figuras 4.9 C, D), localmente granofírica (Figura 4.9 E), granulação média dominante a grossa subordinada; são rochas leucocráticas que exibem coloração cinza clara a levemente rosada. Os cristais de plagioclásio são de cor cinza-claro a esverdeados, localmente rosados. Os cristais de quartzo são anédricos, com dimensões médias em torno de 1mm, e os cristais de álcali-feldspatos são anédricos e rosados. Os BAMG, que representam a rocha encaixante imediata do depósito, mostram variação textural, com diminuição da granulação e aumento da intensidade da alteração; das rochas menos alteradas até as mais alteradas é representado pelas figuras (4.9 F), com detalhe nas figuras (4.9 G, I e J); ocorrem ainda veios de quartzo que seccionam a rocha próximo ao depósito (Figuras 4.9 H, K).

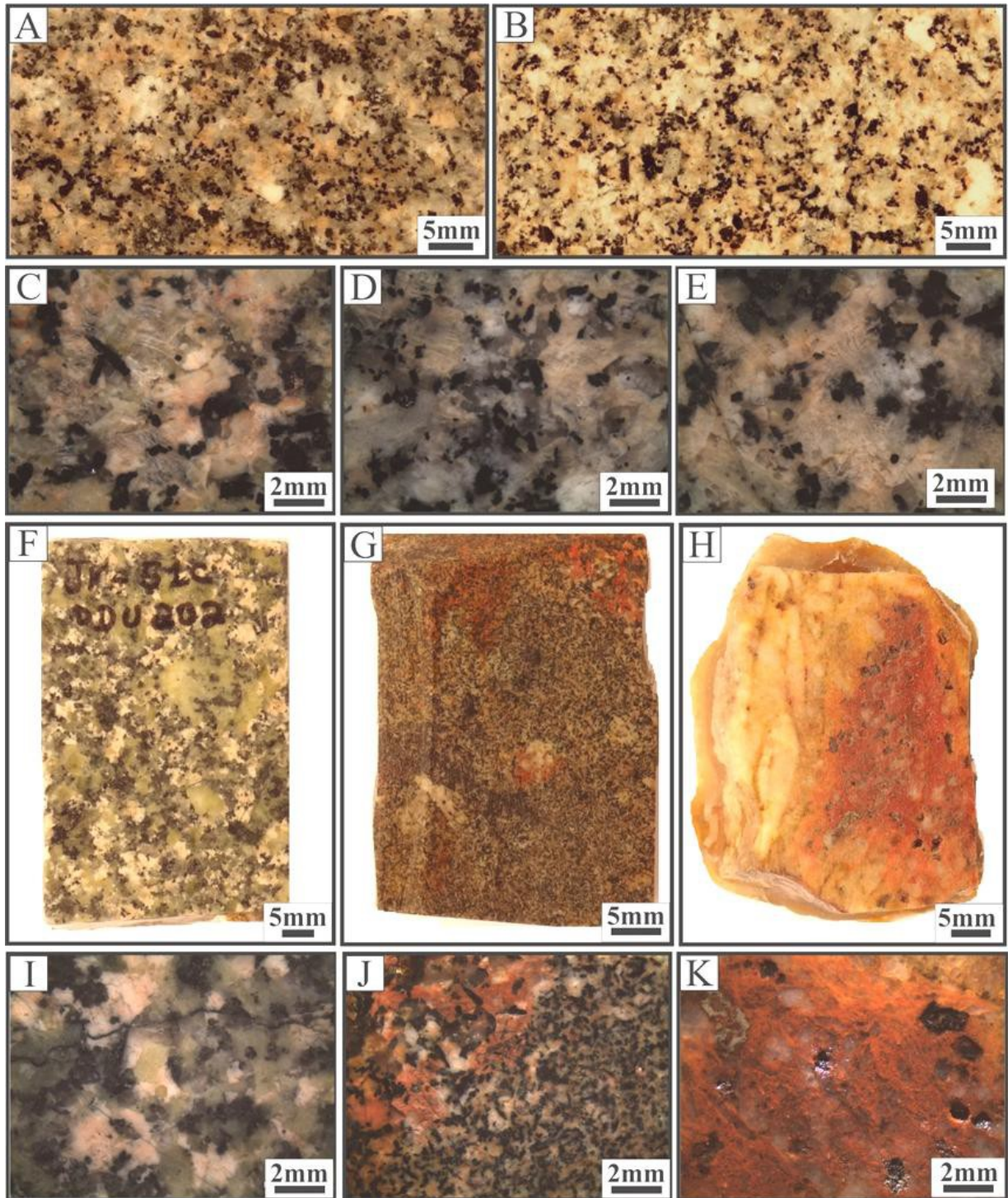


Figura 4.9- Aspectos macroscópicos do Biotita-anfíbólio-granodiorito (A) e Biotita-anfíbólio-monzogranito (B), com detalhe da textura inequigranular média a grossa (C e D) e granofírica subordinada (E). (F, G e H) Variação faciológica das rochas próximas ao depósito, da mais preservada a mais alterada. As rochas apresentam textura fanerítica fina a média, coloração cinza esverdeada e porções rosadas; a granulação diminui de (F), detalhe em (I) a (G), detalhe em (J); ocorrem também veios de quartzo de coloração vermelho-esbranquiçada contendo quartzo anédrico (H, detalhe em K).

4.2.2 Descrição mineralógica e textural

4.2.2.1 Biotita-anfibólio-granodiorito

Apresenta textura granular hipidiomórfica média a grossa (Figura 4.10 A, B), sendo constituída essencialmente por plagioclásio (42,7-38,5%), quartzo (26,1-23,9%) e álcali-feldspato (19,3-19,1%). As fases varietais são biotita (8,6-0,9%) e anfibólio (7,1- 6,9%) e as acessórias primárias zircão, opacos e apatita.

Os cristais de **plagioclásio** são subédricos a anédricos, de granulação média, localmente grossa e dimensões entre 0,8 a 14,5 mm. Mostram zoneamento normal-oscilatório (Figura 4.10 C), fraco a moderado microfraturamento, maclamento albita-Carlsbad predominante e albita-periclina e albita subordinados, contatos retos entre si e com anfibólio e biotita e irregulares com álcali-feldspato e quartzo. Apresentam fraca a intensa alteração, com alguns cristais substituídos por epidoto+sericita+argilominerais (Figuras 4.10 A, B). Localmente podem alterar para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2), quando passam a exibir aspecto turvo.

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclínio (Afs1), micropertíticos, localmente granofíricos, subédricos a anédricos, com dimensões variando de 1,7-4,8 mm. Exibem intensa alteração para argilominerais e possuem inclusões de anfibólio, plagioclásio e biotita (Figura 4.10 D). Apresentam também, maclamento Carlsbad (Figura 4.10 B).

O **quartzo** constitui cristais anédricos intersticiais, que apresentam forte extinção ondulante, contatos suturados, côncavo-convexos entre si e retos a irregulares com outros cristais. Localmente apresentam inclusões de plagioclásio, anfibólio, biotita e desenvolvem textura em subgrãos.

Os cristais de **anfibólio** apresentam composição de Fe-tschermakita a Fe-hornblenda (identificada por meio de microsonda eletrônica; Cap. 5) e apresentam-se com faces euédricas a subédricas, dimensões que variam de 0,5-2,6 mm e pleocroísmo verde oliva (X) a marrom amarelado (Z). Possuem maclamento simples e baveno e contém inclusões de zircão, opacos, apatita e plagioclásio. Em geral estão preservados, mas localmente ocorrem substituídos por biotita (Figura 4.10 D) ou alterados para clorita (Figura 4.10 E).

Os cristais de **biotita** variam de 0,5-1,4 mm, exibem pleocroísmo marrom amarelado (X) a marrom avermelhado (Y=Z), alteração moderada a intensa para clorita ou gerando uma paragênese secundária formada por clorita+titanita+epidoto; localmente, ao longo dos planos de clivagem, exibem quartzo amendoado ou cristais de prehnita.

Localmente ocorrem nessas rochas resquícios de piroxênio (não identificado por propriedades óticas) manteados por cristais de anfibólio (Figura 4.10 F); associados a cristais de clorita, ocorrem opacos e apatita.

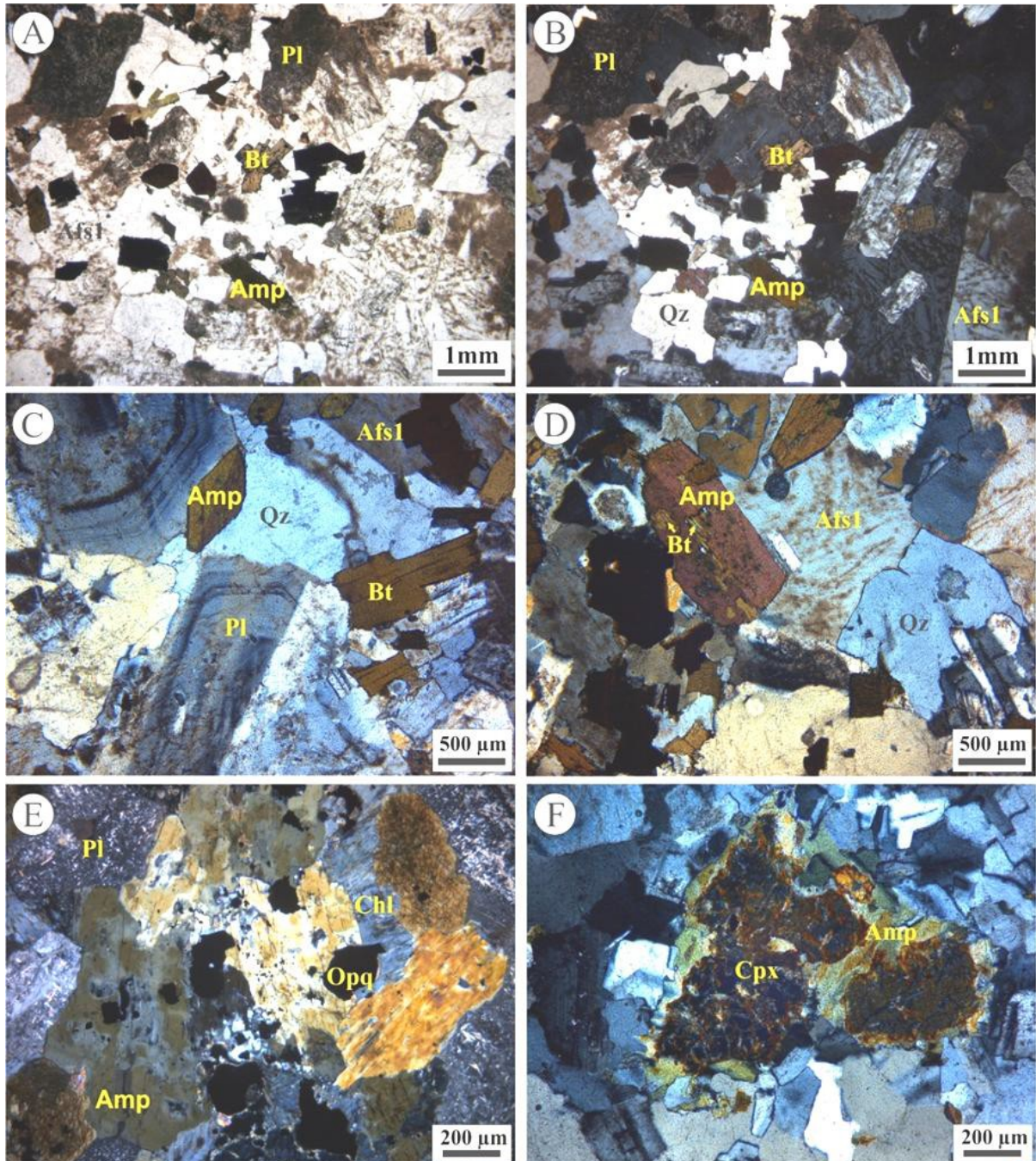


Figura 4.10- Fotomicrografias, exceto em (A), com polarizadores cruzados; representam os aspectos microscópicos da fácies Biotita-anfibólio-granodiorito; (A) e (B) Textura granular hipidiomórfica média a grossa; os cristais de plagioclásio estão fraca a intensamente saussuritizados, o álcali-feldspato apresenta leve alteração para argilominerais e localmente maclamento Carlsbad. (C) Cristais subédricos de plagioclásio com maclamento Carlsbad e zoneamento normal-oscilatório e cristais límpidos de anfibólio e biotita; (D) Cristal de anfibólio substituído parcialmente por biotita, e cristal de álcali-feldspato moderadamente argilizado e com inclusão de cristais de quartzo, anfibólio e finos cristais de plagioclásio; (E) Cristais de anfibólio moderadamente alterados para clorita, com minerais opacos associados; (F) Cristais de clinopiroxênio manteados por anfibólio.

4.2.2.2 Biotita-anfibólio-monzogranito

Rocha com textura granular hipidiomórfica média a grossa (Figuras 4.11 A, B, C), contendo textura granofírica subordinada (Figura 4.11 D). É constituída essencialmente por plagioclásio (40,0-30,3%), quartzo (26,2-20,1%) e álcali-feldspato (32,0-22,4%). Biotita (6,1-4,3%) e anfibólio (7,8-4,5%) são as fases varietais e zircão, opacos e apatita as acessórias primárias.

O **plagioclásio** forma cristais predominantemente subédricos e subordinadamente anédricos, com dimensões entre 0,8 e 14,5 mm, os quais mostram contatos regulares entre si e com os cristais de anfibólio e biotita, e irregulares com os de quartzo e álcali-feldspato. Algumas amostras apresentam cristais de plagioclásio fraco a fortemente alterados para sericita-epidoto-argilominerais (Figura 4.11 E), o que dificulta a determinação da composição dos mesmos. Em outras amostras, no entanto, dominam cristais fracos a moderadamente alterados com teor de An variando de andesina (35,2-31,7%) no centro a oligoclásio (12,0-29,7%) nas bordas; localmente desenvolvem bordas finas e irregulares de albita (1,3), definindo um zoneamento normal. Exibem fraco a moderado microfraturamento, o maclamento mais frequente é do tipo albita-Carlsbad e de forma subordinada ocorre albita-periclina e albita. Apresentam inclusões de finos cristais de biotita e anfibólio e, localmente, quartzo vermicular.

Os **álcali-feldspatos** são do tipo microclínio que ocorrem como cristais predominantemente anédricos a subordinadamente subédricos, geralmente micropertíticos e com dimensões variando de 1 a 5,7 mm. Apresentam inclusões de anfibólio, plagioclásio e biotita (Figura 4.11 F) e moderada a intensa alteração para argilominerais. Localmente apresenta maclamento xadrez.

Os cristais de **quartzo** são predominantemente anédricos, com forte extinção ondulante e inclusões de biotita, anfibólio e plagioclásio. Ocorrem ainda formando intercrescimentos micrográficos, como cristais ovóides ou com contatos embaiados (Figura 4.12 A).

O **anfibólio** é do tipo Fe-hornblenda e subordinadamente Fe-tschermakita (identificação realizada por meio de microsonda eletrônica; Cap 5) que apresenta-se como cristais euédricos a subédricos, com dimensões variando de 1,14 a 3,24 mm e pleocroísmo verde amarelado (X) a verde oliva (Z). Apresenta maclamento simples e baveno, contatos regulares entre si e com o plagioclásio e inclusões de plagioclásio e zircão. Em geral, formam cristais preservados, mas localmente exibem moderada a intensa alteração para clorita, epidoto e biotita (Figuras 4.12 B, C).

Os cristais de **biotita** variam de 0,3 a 1,9 mm, exibem pleocroísmo amarelo creme (X) a marrom esverdeado (Y=Z), localmente marrom avermelhado (Y=Z). Apresentam-se moderada a fortemente alterados para clorita, epidoto e titanita nas bordas ou ao longo dos planos de clivagem, como a prehnita (Figuras 4.12 D, E). Inclusões de minerais opacos são comuns; localmente apresentam deformação dos planos de clivagem.

Nas rochas com textura granofírica ocorrem agregados de cristais de plagioclásio, hornblenda e relíquias de piroxênio com bordas de anfibólio (Figura 4. 12 F), além de epidoto secundário intersticial.

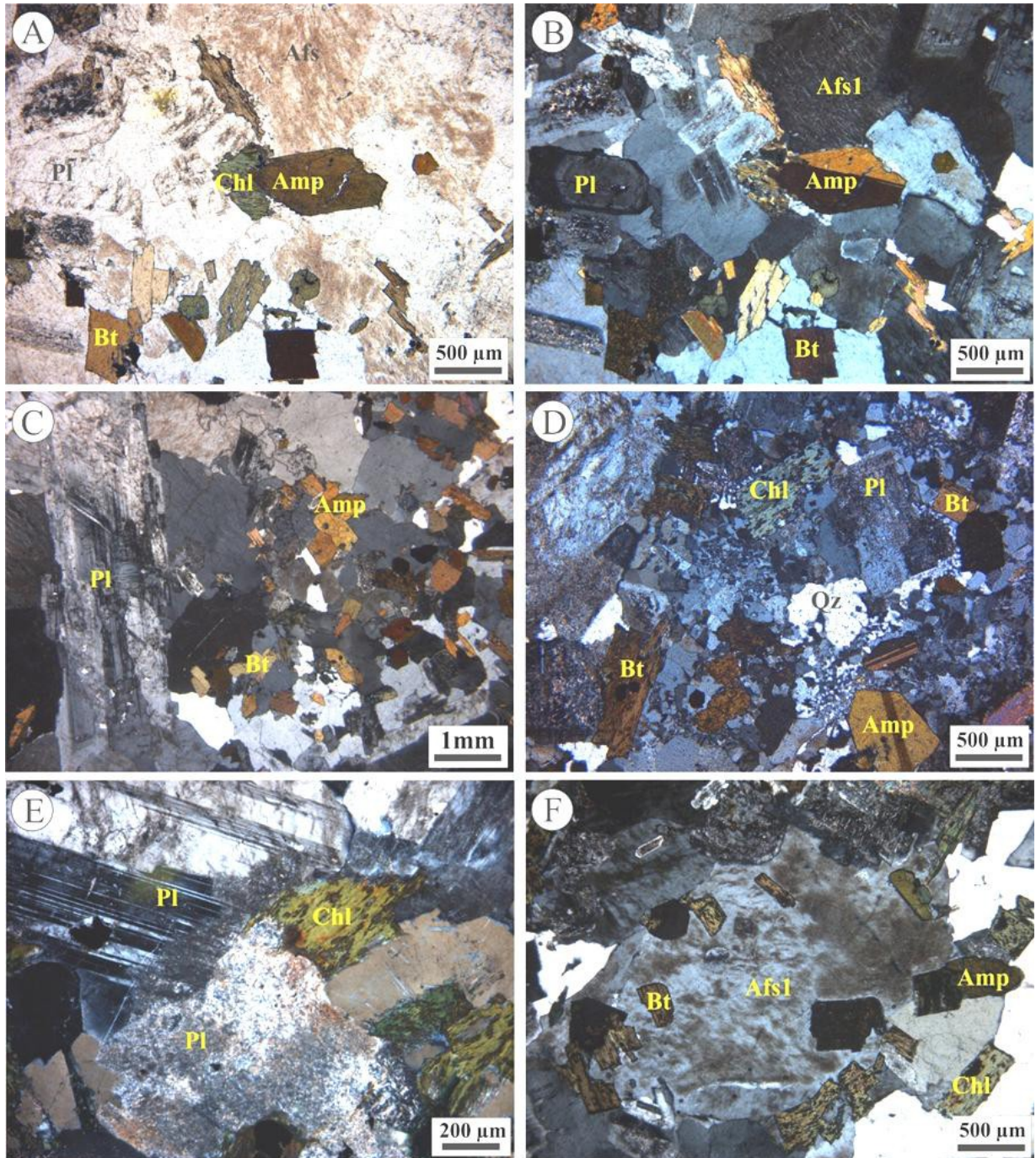


Figura 4.11- Fotomicrografias do Biotita-anfíbólio-monzogranito com polarizadores cruzados (exceto A): (A) Alteração moderada a intensa do álcali-feldspato para argilominerais; cristais de plagioclásio leve a moderadamente saussuritizados e cristais de biotita alterados para clorita. (B) Textura granular hipidiomórfica média a grossa, cristais de álcali-feldspato microperítico, plagioclásio com zoneamento normal e cristais de anfíbólio euédricos, com maclamento simples. (C) Variação na granulação dos cristais de plagioclásio, biotita e anfíbólio. (D) Textura granofíbrica com variação no grau de alteração dos cristais de biotita para clorita, e cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados. (E) cristais de plagioclásio intensamente obliterados pela saussuritização em contato com plagioclásio com maclamento albitico levemente alterado. (F) cristal de álcali-feldspato moderadamente alterado para argilominerais, contendo inclusões de biotita, anfíbólio e plagioclásio.

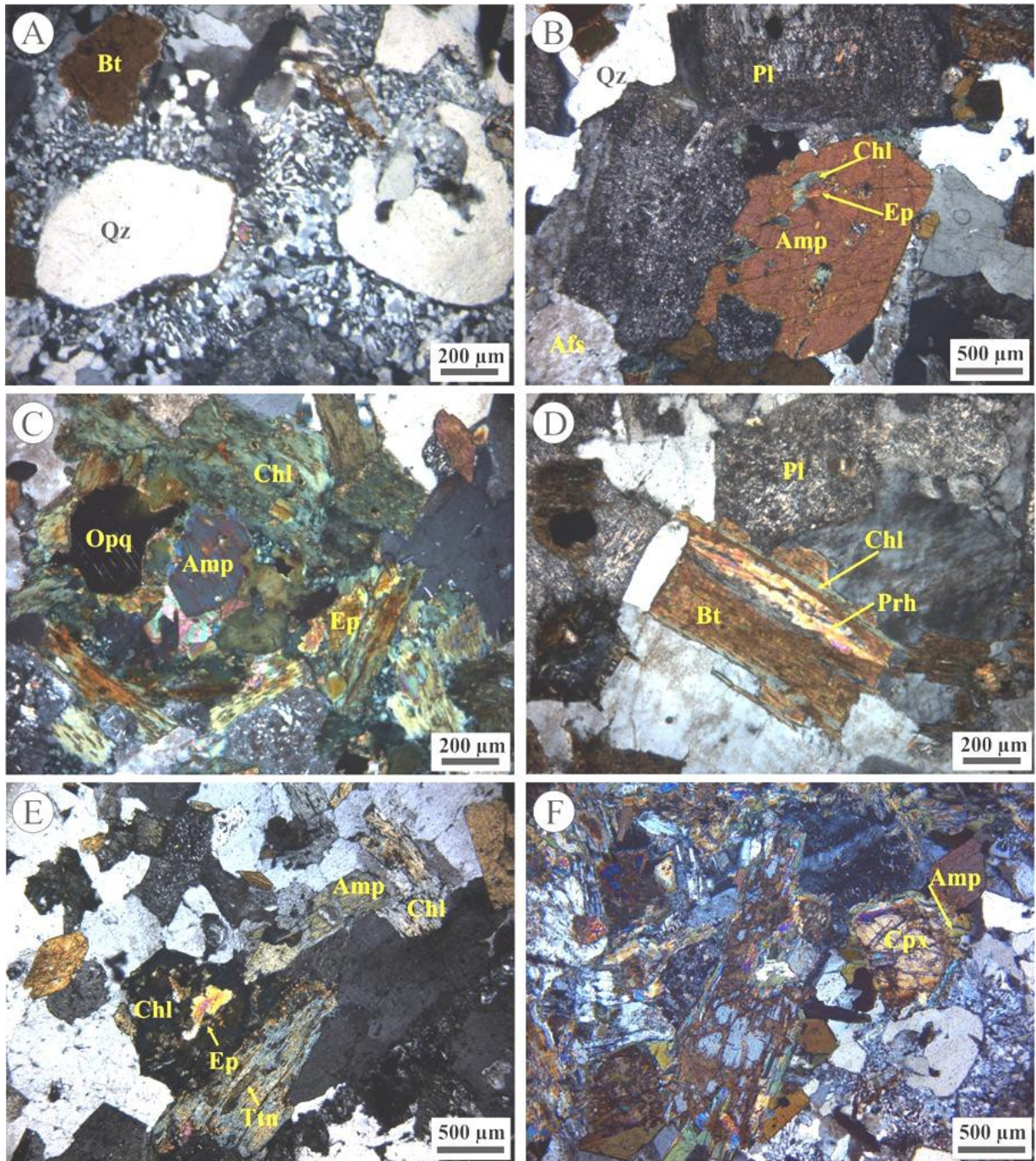


Figura 4.12- Continuação dos aspectos microscópicos dos Biotita-anfibólio-monzogranito. (A) Cristais subarredondados de quartzo, com contatos embaixados e em textura granofírica. (B) Cristais de anfibólio alterados ao longo das clivagens para clorita e epidoto, e em contato com plagioclásio intensamente saussuritizado; cristais intersticiais de quartzo ocorrem ao lado. (C) Agregado de anfibólio e biotita intensamente cloritizada, associados a epidoto e minerais opacos. (D) Cristal de biotita com bordas cloritizadas e com prehnita nas direções de clivagem. (E) Cristais de biotita e anfibólio moderados a intensamente alterados para clorita, epidoto e titanita. (F) Agregado máfico de cristais de piroxênio manteados por anfibólio. Fotomicrografias com polarizadores cruzados.

O estudo petrográfico dessas rochas mostra claramente o aumento da intensidade da alteração em direção ao depósito São Chico. As rochas menos alteradas são compostas, principalmente por plagioclásio, álcali-feldspato e anfibólio, em que estes cristais exibem fraca alteração, geralmente caracterizada pela argilização (intempérica?) do álcali-feldspato (Figuras 4.13 A, B), já as rochas mais alteradas apresentam textura fina a média (Figura 4.13 E) ou passam a exibir aspecto brechóide (Figura 4.13 C). Nelas os cristais de anfibólio exibem fraca a moderada alteração para clorita e epidoto (Figura 4.13 E), ou são substituídos por anfibólio de mais baixa temperatura (tremolita?), não foram identificados cristais de biotitas remanescentes, no entanto, é possível que parte das cloritas seja proveniente da alteração deste cristal. Os cristais de plagioclásio podem ocorrer moderadamente epidotizados ou, localmente, fortemente sericitizados (Figuras 4.13 D); Essas rochas são invariavelmente cortada por microvênulas de coloração marrom avermelhada, com cristais monominerálicos de alta birrefringência (carbonato???), ou por vênulas de quartzo e de clorita.

Foram registrados, ainda, veios de quartzo que seccionam a rocha e exibem cristais de quartzo alongados com contatos retos entre si, ou como finos cristais, em que é comum a associação com sericita e óxido de ferro, provavelmente, hematita.

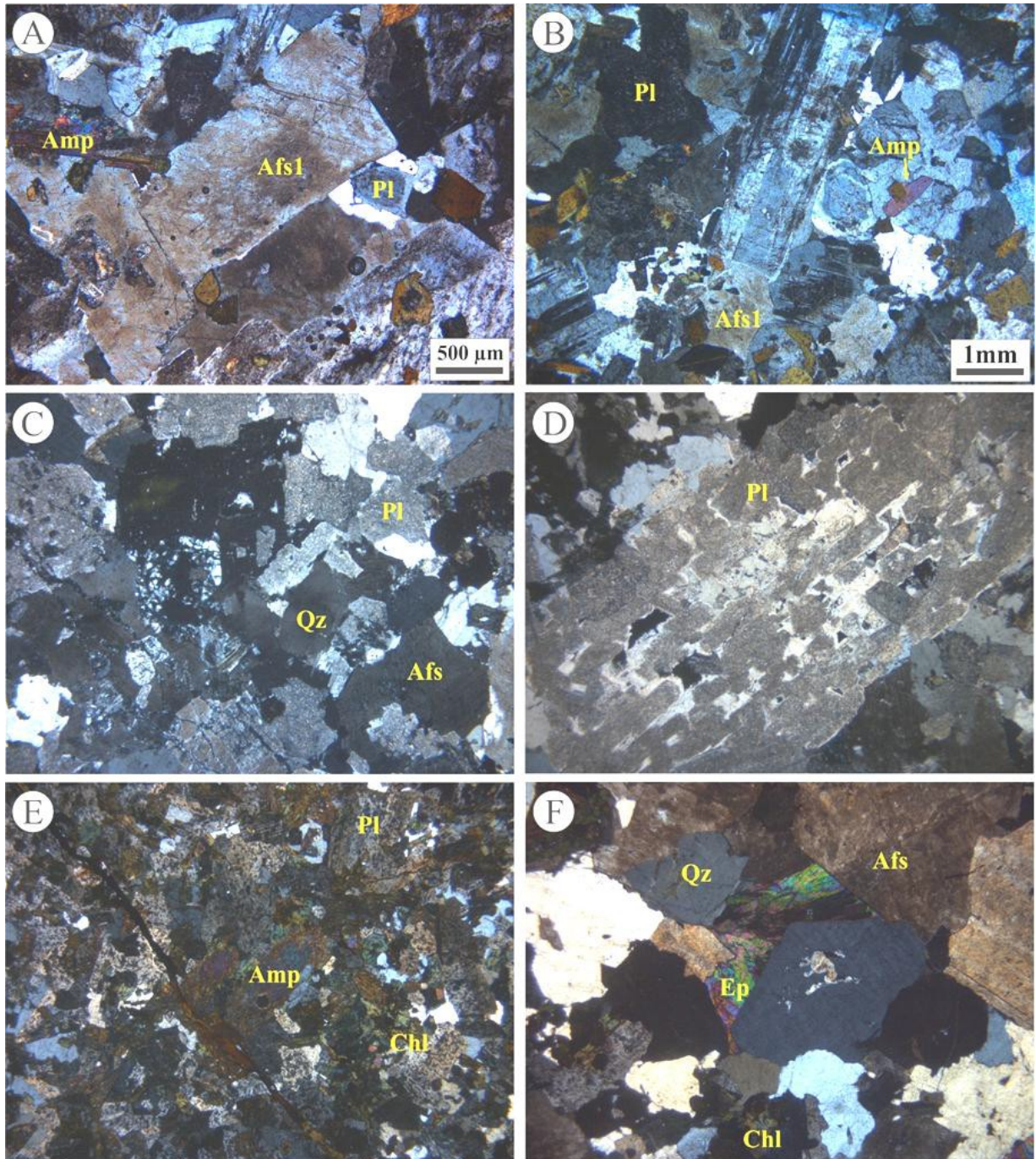


Figura 4.13- Fotomicrografias das rochas encaixantes do depósito São Chico (polarizadores cruzados). (A) Aspecto geral da rocha mais afastada do depósito com textura granular hipidiomórfica média a grossa e moderada alteração dos cristais de álcali-feldspato. (B) Cristais subédricos a anédricos de plagioclásio mostrando alteração heterogênea e cristais de anfibólio fracamente alterados. (C), (D), (E) e (F) Rochas mais próximas ao depósito; (C) mostrando textura alotriomórfica com plagioclásio e álcali-feldspato fortemente alterados. (D) Cristal de plagioclásio intensamente sericitizado. (E) Aspecto da forte alteração dos cristais de anfibólio e plagioclásio, além de fraturas preenchidas por cristais avermelhados (óxido de Fe?). (F) Detalhe de cristais de álcali-feldspato intensamente argilizados e epidoto intersticial.

4.3 SUITE INTRUSIVA PARAUARI

Esta unidade aflora na porção central da área (Figura 3.3 C) e apresenta algumas características que a distinguem das outras duas unidades, por exemplo, suas rochas apresentam coloração avermelhada pervasiva, contêm apenas anfibólio como fase varietal e exibem um maior grau de alteração dos minerais. Foram individualizadas três fácies petrográficas: Anfibólio-granodiorito, Anfibólio-monzogranito e Anfibólio-sienogranito.

4.3.1 Aspectos macroscópicos

As rochas desta unidade apresentam textura fanerítica inequigranular (Figuras 4.14 A, B e C) predominante e texturas granofírica (Figura 4.14 F) e porfírica (Figura 4.14 D, detalhe em H) subordinadas. São rochas de granulação variando de média a grossa com coloração avermelhada e porções cinzas (Figuras E a H), ou esverdeadas (Figura F). O plagioclásio altera-se localmente para minerais de cor avermelhada ou esverdeada. O máfico dominante é o anfibólio, que ocorre disperso na rocha na forma de finos agregados. Nos monzogranitos, ocorrem enclaves máficos com formas ligeiramente circulares e diâmetros com cerca de 1,2 cm (Figura 4.14 B).

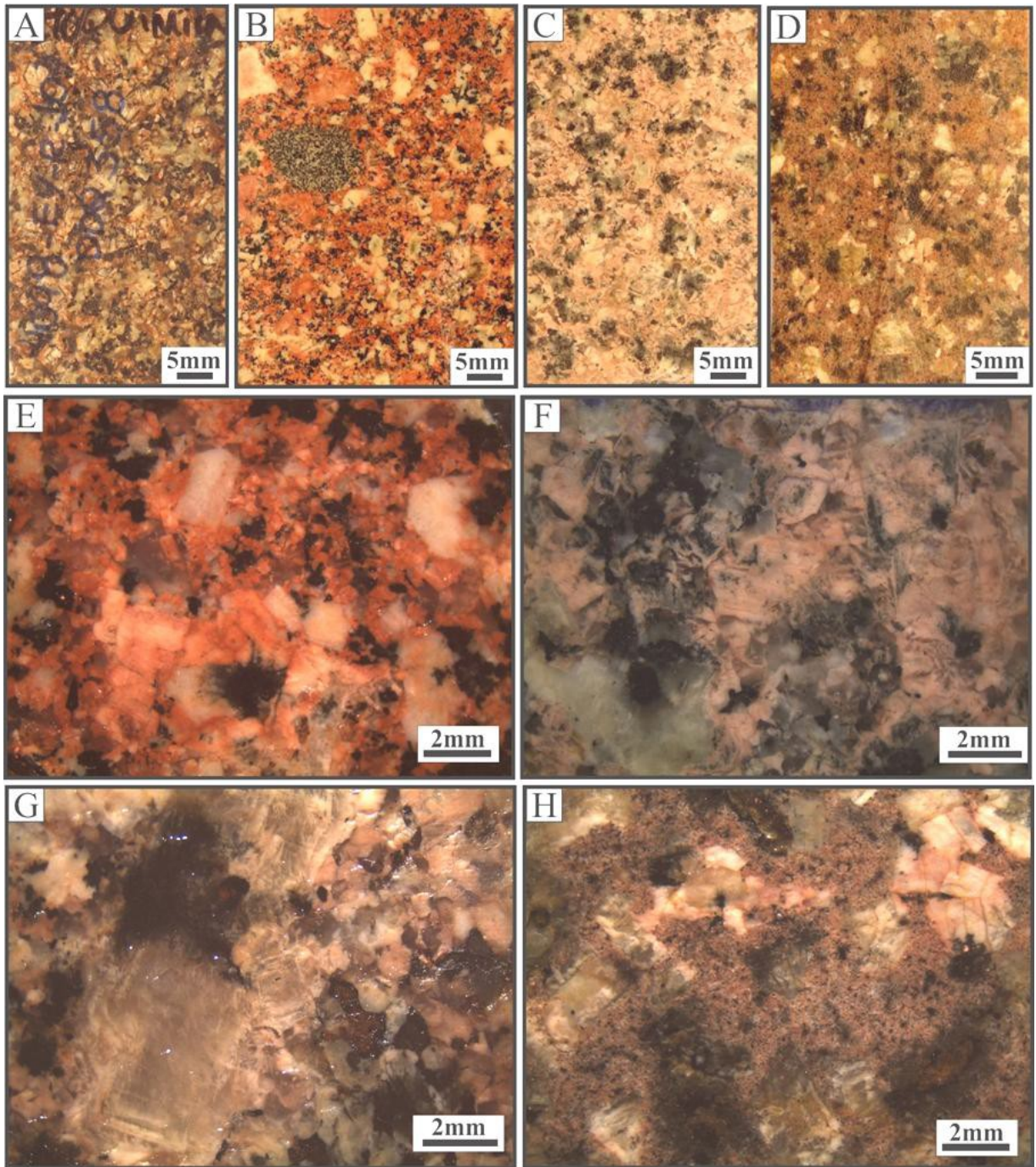


Figura 4.14- Aspectos macroscópicos dos representantes da Suíte Intrusiva Parauari. (A) Anfibólio-granodiorito de textura fanerítica inequigranular e coloração marrom; (B) Anfibólio-monzogranito (detalhe em E) de textura fanerítica inequigranular e coloração avermelhada com porções cinza; destaque para cristais de plagioclásio com núcleo avermelhado e bordas esbranquiçadas, e presença de enclave máfico; (C) Anfibólio-sienogranito (detalhe em F e G) de textura inequigranular com subordinada textura granofírica e cristais de coloração marrom (titanita?); (D) Anfibólio-sienogranito de textura porfírica (detalhe em H).

4.3.2 Descrição mineralógica e textural

4.3.2.1 Anfibólio-granodiorito

A fácies Anfibólio-granodiorito exhibe textura granular hipidiomórfica grossa a média e textura micrográfica subordinada (Figuras 4.15 A, B). É composta essencialmente por plagioclásio (47,4 %), álcali-feldspato (15,3%) e quartzo (16,6%), além de anfibólio (8,3%) como fase máfica e apatita, zircão e opacos como minerais acessórios primários. Clorita, argilominerais, sericita e epidoto ocorrem como fases secundárias.

Os cristais de **plagioclásio** são predominantemente subédricos a anédricos e com dimensões entre 2,5 e 8,5mm. Apresentam-se forte a moderadamente saussuritizados, impossibilitando a determinação dos teores de An; alguns cristais exibem núcleos alterados e bordas preservadas (Figuras 4.15 B, D), configurando possivelmente um zoneamento normal; localmente exibem fraco maclamento albítico.

Os cristais de **álcali-feldspato** são do tipo microclínio (Afs1), micropertítico, com formas subédricas e dimensões variando de 3,5 a 9mm. Mostram microfraturas moderadas a intensas, preenchidas geralmente por carbonato e titanita; exibem intensa a moderada alteração para argilominerais. Localmente apresentam maclamento Carlsbad, bem como, inclusões de plagioclásio e opacos. O álcali-feldspato hidrotermal (Afs2) altera principalmente cristais de feldspatos (plagioclásio e álcali-feldspato) e apresenta um aspecto turbido, sob nicós cruzados, e coloração avermelhada, sob nicós paralelos.

O cristais de **quartzo** são predominantemente anédricos, com forte extinção ondulante, estão presentes também formando intercrescimentos granofíricos.

Os cristais de **anfibólio** são euédricos a subédricos e variam de 2 a 6,5mm no tamanho. Apresentam pleocroísmo verde amarelado (X) a verde oliva (Z) e intensa alteração para clorita, opacos, carbonatos e titanita. Apresentam-se também, como pseudomorfos, constituídos de um agregado de opacos, titanita (Figuras 4.15 B, C, D), clorita, carbonato e apatita.

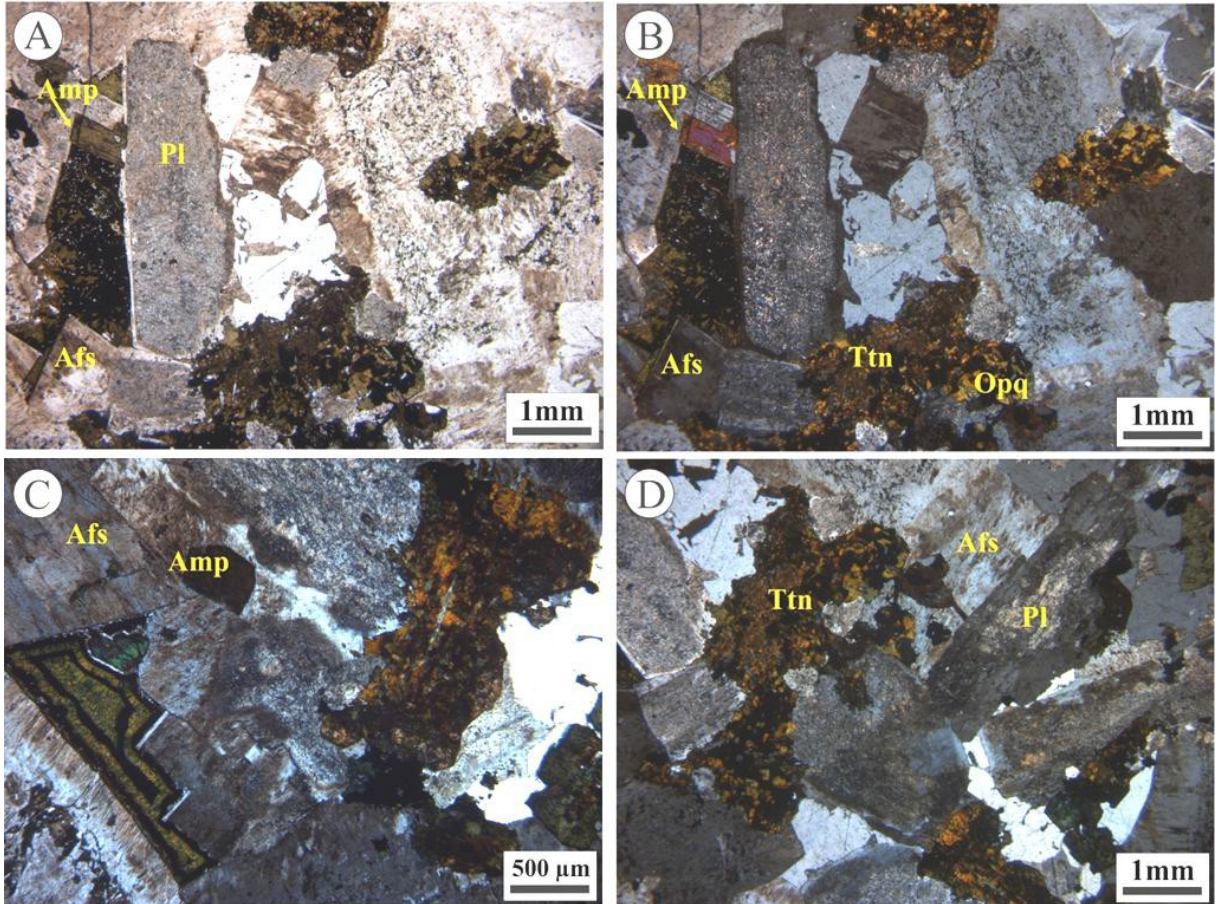


Figura 4.15- Fotomicrografias do Anfibólio-granodiorito. (A) e (B) Aspectos gerais da textura granular hipidiomórfica grossa a média. Os cristais de anfibólio, raramente preservados, estão pseudomorfizados em um agregado de clorita, opacos e titanita. Cristais de plagioclásio apresentam núcleos intensamente saussuritizados e bordas límpidas, e os de álcali-feldspato moderada argilização; (C) Cristais de anfibólio intensamente alterados; mineral intersticial esverdeado de relevo alto (não identificado) aparece no canto inferior esquerdo; (D) Cristais intersticiais de quartzo, plagioclásio intensamente alterado e pseudomorfos de anfibólio. Polarizadores cruzados, exceto em A.

4.3.2.2 Anfibólio-monzogranito

Exibe textura granular hipidiomórfica média a grossa (Figura 4.16 A) e intercrescimento micrográfico subordinado (Figura 4.16 B). É composto essencialmente por plagioclásio (36-20%), álcali-feldspato (29,4-26,4%) e quartzo (22,8-20,3%), além de anfibólio (4,8-2,5%) como fase máfica e minerais acessórios primários como apatita, zircão e opacos. As fases secundárias são representadas por opacos, epidoto e álcali-feldspato hidrotermal (Afs2).

O plagioclásio forma cristais predominantemente subédricos a anédricos, com dimensões variando de 0,7 a 3,8 mm, forte a moderadamente saussuritizados, o que impossibilitou a determinação dos teores de An. No entanto, análises realizadas em plagioclásios com aspecto turvo (Figuras 4.16 A, F) registram composição albítica ($An_{2,4-1,6}$), provavelmente descalcificados pela alteração hidrotermal. Alguns cristais mostram maclamento albita e albita-periclina, além de franjas de albita (Figura 4.16 C).

Os cristais de álcali-feldspato são do tipo microclínio que ocorrem com faces subédricas a anédricas, e podem exibir zoneamento em fenocristais (Figura 4.16 E); Localmente, ocorre ortoclásio fortemente alterado para argilominerais e álcali-feldspato hidrotermal (Afs2) o que confere ao cristal aspecto turvo e coloração avermelhada (Figura 4.16 D).

Os cristais de quartzo exibem forte extinção ondulante e bordas irregulares ou côncavo-convexas; localmente podem desenvolver textura em subgrãos.

Os cristais de anfibólio são do tipo Fe-hornblenda e subordinadamente Fe-tschermakita (identificado por meio de microsonda eletrônica; Cap 5), euédricos a subédricos, com dimensões entre 1-1,7 mm; apresentam maclamento simples e pleocroísmo verde amarelado (X) a verde oliva (Z). Apresentam-se fraca a moderadamente alterados para clorita e epidoto, principalmente ao longo de microfraturas; localmente podem formar agregados máficos (Figura 4.16 B) ou alterar para clorita (Figura 4.16 F).

As lamelas de biotita, raramente preservadas, apresentam-se intensamente cloritizadas e com pleocroísmo marrom alaranjado (X) a marrom avermelhado (Y=Z). Além de alterar cristais de biotita e anfibólio (Figura 4.16 F), a clorita pode ocorrer sob a forma de agregados microcristalinos nos interstícios. O epidoto associa-se à clorita e titanita na biotita, altera o plagioclásio ou ocorre como cristais intersticiais na rocha (Figura 4.16 A, C).

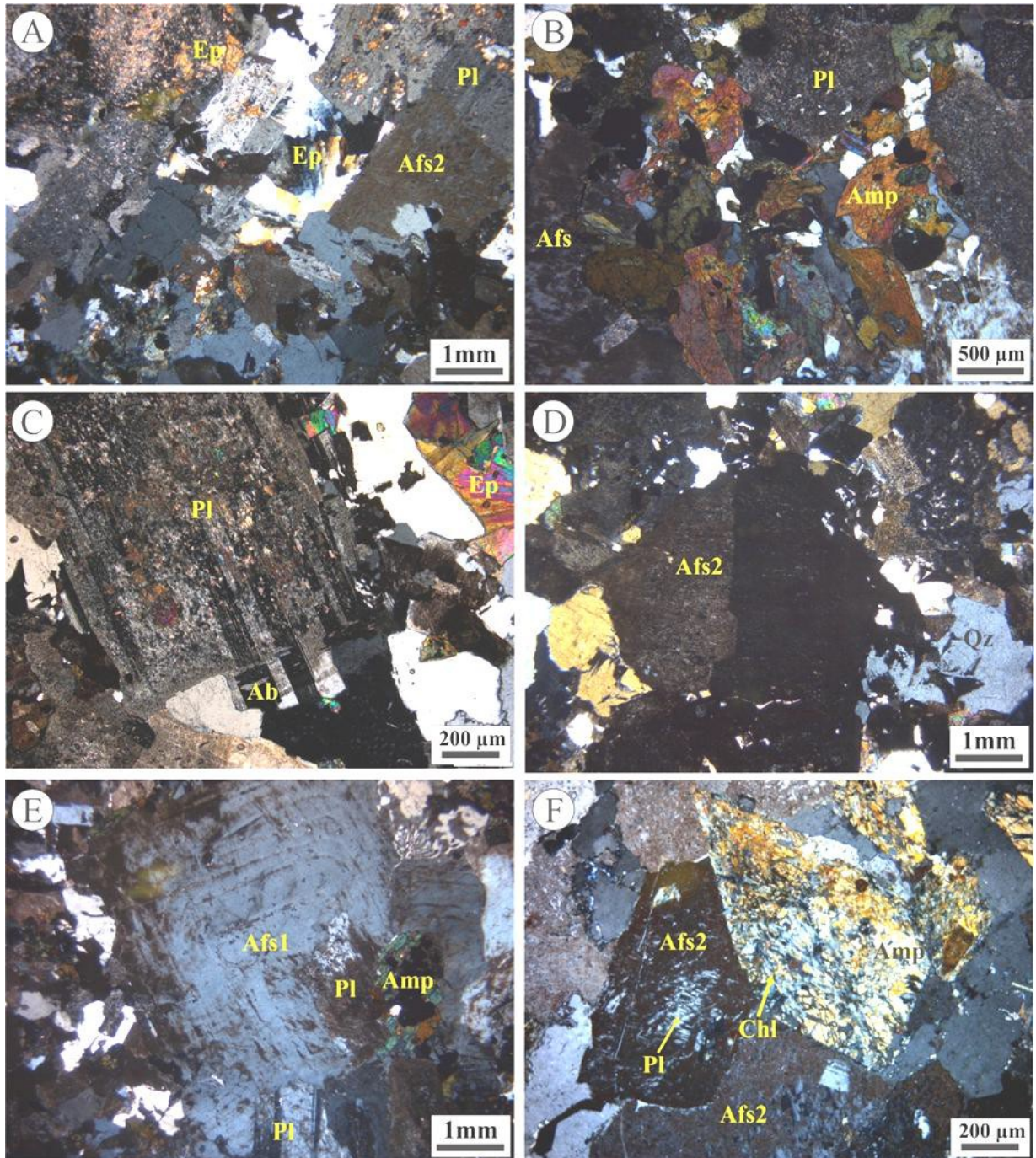


Figura 4.16- Fotomicrografias do Anfibólio-monzogranito. (A) Textura granular hipidiomórfica média a grossa com cristais de plagioclásio alterados para álcali-feldspato ou epidoto, os quais podem ocorrer intersticialmente; (B) Agregado de cristais de anfibólio preservados e cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados; (C) Cristal de plagioclásio com núcleo intensamente alterado e borda de albita; (D) cristal reliquiar de ortoclásio alterado para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); (E) Fenocristal zonado de álcali-feldspato; (F) Cristais reliquiares de plagioclásio com maclamento albitico alterados para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2), em contato reto com cristal de anfibólio intensamente cloritizado. Polarizadores cruzados.

4.3.2.3 Anfibólio-sienogranito

A fácies anfibólio-sienogranito exhibe textura granular hipidiomórfica média a grossa dominante (Figuras 4.17 A, B) e texturas granofírica (Figura 4.17 C) e microporfírica (Figura 4.18 D) subordinadas. Plagioclásio (21-18,6%), álcali-feldspato (42,4-32,3%) e quartzo (29,4-21,2%) são os minerais essenciais e o anfibólio (4,1-4%) o varietal; os minerais acessórios primários são representados por apatita, zircão e opacos e os secundários por clorita, carbonato, titanita e albita.

Os cristais de plagioclásio apresentam faces subédricas a anédricas, com dimensões que variam de 1,7-6,7 mm. Apresentam predominante maclamento albitico e albita-Carlsbad e albita-periclina, subordinados, além de zoneamento normal-concêntrico. Dominam cristais moderados a fortemente saussuritizados ou alterados para álcali-feldspato e carbonatos; cristais de clorita ocorrem associados (Figuras 4.17 B, D, E; Figura 4.18 B).

Os cristais de anfibólio exibem faces euédricas a subédricas, com dimensões que variam de 0,5-1mm, pleocroísmo verde claro (X) e verde oliva (Z) e fraca a moderada alteração para titanita, clorita \pm opacos (Figura 4.17 F). Podem conter inclusões de opacos e microfraturas preenchidas por minerais de cor alaranjada (hidróxido de Fe?).

Os cristais de quartzo são anédricos e com forte extinção ondulante; podem ocorrer ainda como quartzo micrográfico.

Os cristais de álcali-feldspato são subédricos e forte a moderadamente argilizados (Figura 4.17 B); podem conter inclusões de plagioclásio e quartzo e nos interstícios ocorre albita na forma de franjas (Figura 4.18 A).

Os cristais de clorita podem ser microcristalinos e ocorrer em associação com epidoto, carbonato e titanita; preencher microfraturas no plagioclásio ou alterar cristais de anfibólio (Figura 4.18 C). Em geral, exibem pleocroísmo marrom amarelado (X) a verde oliva (Y=Z); localmente apresentam maclas contorcidas e prehnita interlamelar. Outras fases secundárias que ocorrem de forma intersticial são carbonato e epidoto.

Nos anfibólio-sienogranitos porfíricos (Figura 4.18D), os cristais de plagioclásio euédricos a subédricos, em geral saussuritizados e com maclamento albita, são seccionados por silicato de ferro (identificação por meio de MEV; O=40%, Si=9,2% e Fe=50,4%) de coloração avermelhada, presente também intersticialmente na rocha.

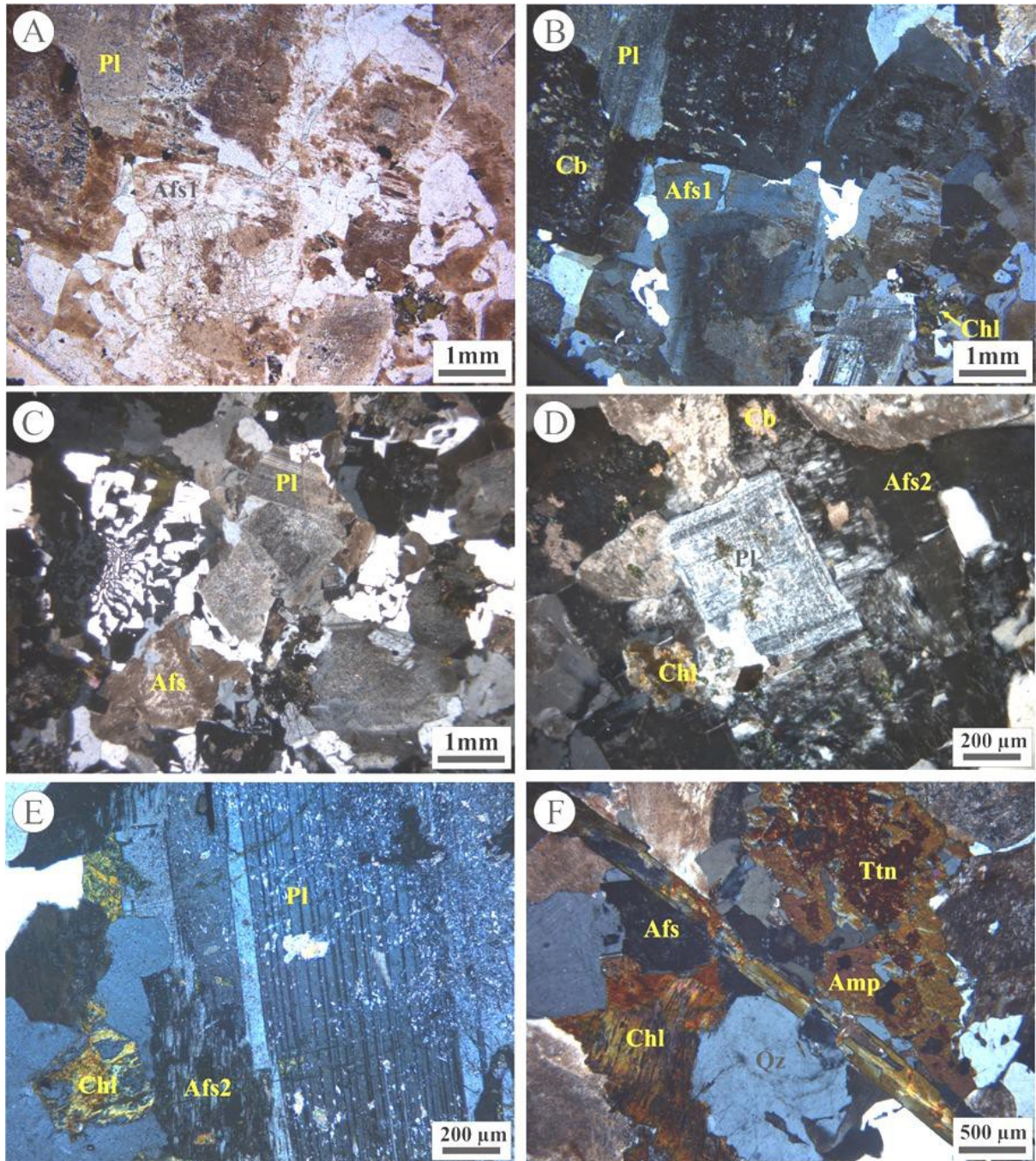


Figura 4.17- Fotomicrografias do Anfibólio-sienogranito; (A) e (B) Feições da textura granular hipidiomórfica média a grossa, com os cristais de plagioclásio moderados a intensamente alterados; (C) Textura granofirica subordinada, com cristais de álcali-feldspato intensamente argilizados e plagioclásio saussuritizados com fraco maclamento albitico; (D) Cristais reliquiares de plagioclásio alterados para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); (E) cristal de plagioclásio com fraca alteração nas bordas para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); (F) Cristais de anfibólio alterados para titanita; cristais de clorita no canto inferior esquerdo. Polarizadores cruzados (exceto em A).

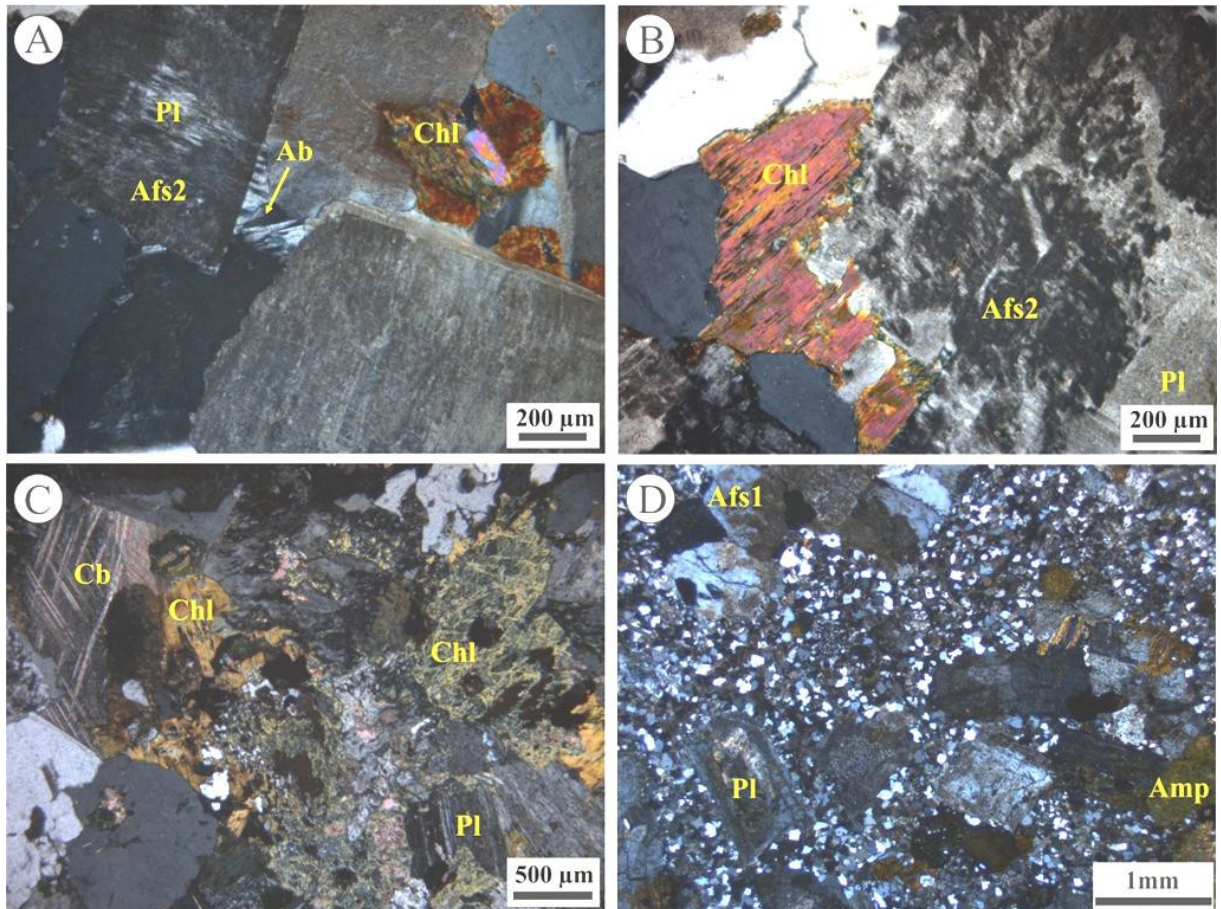


Figura 4.18- Continuação das fotomicrografias do Anfibólio-sienogranito. (A) Cristais de plagioclásio reliquiáres alterados para álcali-feldspato hidrotermal (Afs2); intersticialmente ocorrem franjas de albita hidrotermal; (B) Álcali-feldspato hidrotermal alterando cristais de plagioclásio; cristais de clorita ocorrem associados; (C) Cristais microcristalinos de clorita como alteração de biotita; cristais intersticiais de carbonato aparecem localmente (polarizadores cruzados); (D) anfibólio-sienogranitos com textura porfirítica.

CAPITULO 5 - QUÍMICA MINERAL

5 QUÍMICA MINERAL

Neste capítulo são discutidas as análises de microsonda eletrônica de anfibólios, biotitas e feldspatos das três unidades estudadas. Foram selecionadas dez amostras representativas e menos alteradas, sendo duas amostras do Complexo Cuiú-Cuiú (CC), quatro da Suíte Intrusiva Creporizão (SIC) e quatro da Suíte Intrusiva Parauarí (SIP). Os resultados obtidos (Apêndices D-I) auxiliaram na separação das diferentes fácies petrográficas e na geoquímica de rocha total.

5.1 ÁLCALI-FELDSPATO

A análise de química mineral foi realizada apenas nos representantes da fácies AMZG e ASG da SIP (Tabela 5.1). As análises restringiram-se ao álcali-feldspato hidrotermal. Foram realizadas 16 análises em cinco cristais. Os perfis selecionados incluíram borda e núcleo.

Os teores das moléculas de ortoclásio-albita-anortita são similares nas amostras da SIP, e correspondem a $Or_{98,5} Ab_{1,5} An_{0,0}$ nos monzogranitos, e a $Or_{97,5} Ab_{2,3} An_{0,2}$ nos sienogranitos, situando-os, no diagrama de classificação Or-Ab-An, próximos ao vértice do Ortoclásio (Figuras 5.2 C, D).

Na fácies BAGRN da SIC, e na fácies AMZG da SIP foram mapeados elementos químicos por WDS em cristais de álcali-feldspatos hidrotermal. As análises revelaram que nas porções de aspecto turvo e de coloração avermelhada (Figuras 5.1 A, F) há uma dominância de K (Figuras 5.1 B, G). O Na é evidenciado nas porções reliquiares de maclamento do plagioclásio (Figuras 5.1 C) e na porção inferior direita do fenocristal de plagioclásio (Figuras 5.1 H). Subordinadamente, há presença de cálcio (Figuras 5.1 D, I), marcando porções com epidoto, e ferro que confere ao cristal tonalidades avermelhadas (Figuras 5.1 E, J), e este elemento também evidencia a presença de clorita.

Tabela 5.1- Composições químicas (% em peso) representativas de álcali-feldspato hidrotermal e plagioclásio dos granitoides das Suítes Intrusivas Creporizão e Parauari.

Unidade	Suíte Intrusiva Creporizão										Suíte Intrusiva Parauari			
Fácies	BAMZG										AMZG		ASG	
Amostra	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-102	EY-102	EY-102	FH-30	FH-30	EY-96	EY-96
Análise	C1_1-5 borda	C1_1-3 núcleo	C6_1-1 borda	C6_1-3 núcleo	C6_1-4 núcleo	C6_1-6 borda	C6_1-7 núcleo	C2_1-3 núcleo	C2_1-5 borda	C2_1-6 núcleo	C2_1-4 núcleo	C2_-1-3 borda	C1_1-12 borda	C1_1-14 núcleo
	Oligo	Oligo	Oligo	Oligo	And	Ab	Oligo	And	Oligo	Oligo	And	Afs	Afs	Ab
SiO ₂	63,2	64,9	62,5	62,6	59,8	68,7	61,7	59,0	63,2	65,7	67,5	63,7	64,4	68,3
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	22,7	21,5	23,2	22,9	24,7	19,4	23,7	25,3	22,9	21,2	19,7	18,3	18,2	19,8
FeO*	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,0	0,5	0,0
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	3,9	2,6	4,8	4,6	6,6	0,3	5,4	7,3	4,4	2,7	0,5	0,0	0,0	0,5
Na ₂ O	9,0	10,3	8,7	8,9	7,6	11,5	8,4	7,1	8,6	9,7	11,4	0,2	0,3	11,4
K ₂ O	0,5	0,2	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3	0,6	0,8	0,7	0,0	16,0	16,1	0,1
Total	99,6	99,4	99,6	99,4	99,2	100,0	99,7	99,4	100,0	100,0	99,2	98,2	99,5	100,2
Fórmula estrutural calculada na base de 32 átomos de oxigênio														
Si	11,2	11,5	11,12	11,15	10,74	12,00	11,00	10,61	11,20	11,57	11,90	11,99	11,99	11,92
Al	4,8	4,5	4,9	4,8	5,2	4,0	5,0	5,4	4,8	4,4	4,1	4,0	4,0	4,1
Soma T	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0
Fe*	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,8	0,5	0,9	0,9	1,3	0,1	1,0	1,4	0,8	0,5	0,1	0,0	0,0	0,1
Na	3,1	3,5	3,0	3,1	2,7	3,9	2,9	2,5	3,0	3,3	3,9	0,0	0,0	4,0
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,0	3,8	3,8	0,0
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Soma M	4,0	4,1	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
Ab (% mol)	78,3	87,0	75,2	76,1	66,3	97,8	72,3	61,5	74,5	83,7	97,1	1,5	2,3	97,0
An (%mol)	18,8	12,0	22,8	21,8	31,7	1,3	25,9	35,2	20,9	12,5	2,4	0,0	0,2	2,2
Or (%mol)	2,9	0,9	2,0	2,2	2,0	0,9	1,8	3,2	4,6	3,8	0,5	98,5	97,5	0,8

BAMZG= Biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG= Anfibólio-monzogranito; ASG=Anfibólio-sienogranito; FeO*= ferro total; Oligo=Oligoclásio; And=Andesina; Ab=Albita; Afs=Álcali-feldspato.

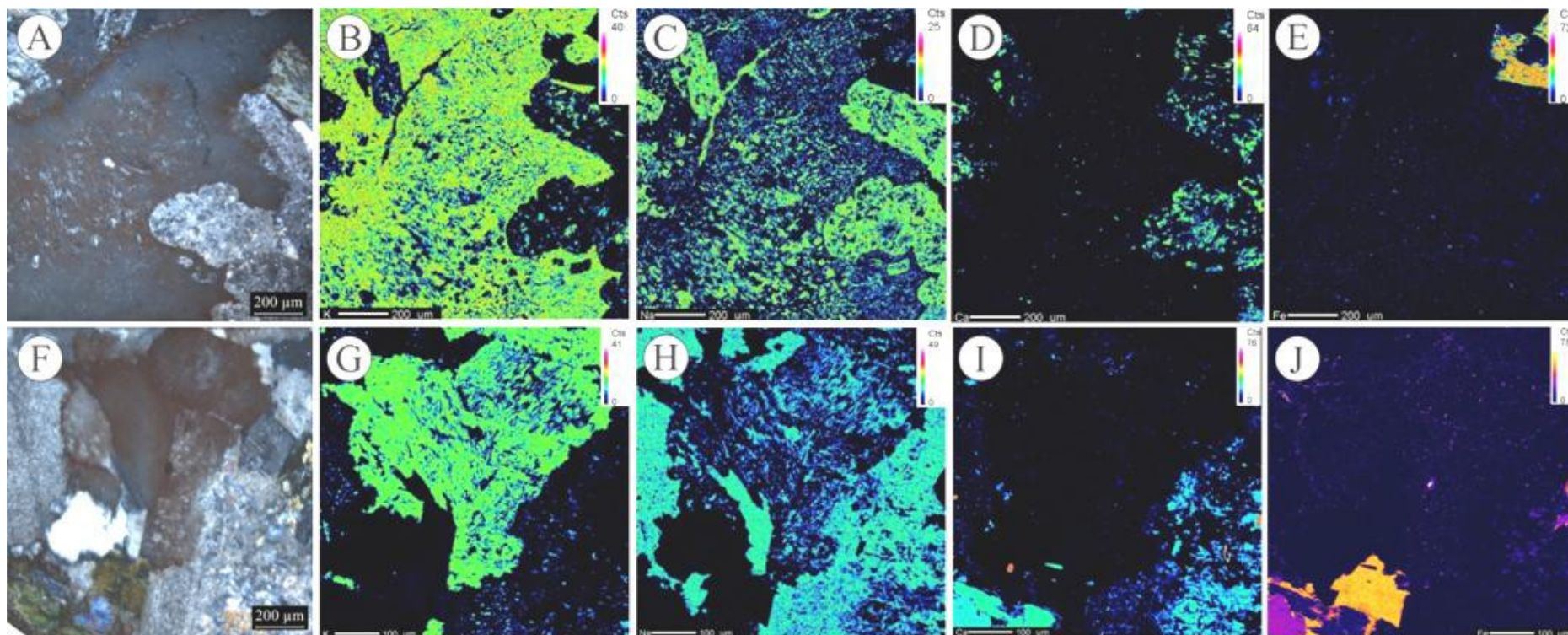


Figura 5.1- Mapeamento elemental por WDS dos álcali-feldspatos hidrotermais da SIC e da SIP. (A) fotomicrografia com analisador do álcali-feldspato hidrotermal da fácies BAGRN da SIC e seu mapeamento (B) do elemento K; (C) do elemento Na; (D) do elemento Ca; (E) do elemento Fe. (F) fotomicrografia com analisador do álcali-feldspato hidrotermal da fácies AMZG da SIP e mapeamento (G) do elemento K; (H) do elemento Na; (I) do elemento Ca; (J) e do elemento Fe.

5.2 PLAGIOCLÁSIO

Foram realizadas 52 análises em cristais de plagioclásio da fácies BAMZG da SIC, e das fácies AMZG e ASG da SIP (Tabela 5.1). Os cristais da primeira suíte ocorrem como fenocristais (Figura 5.2 E) ou como inclusões em microclínio (Figura 5.2 F); apresentam fraca saussuritização e zoneamento normal. Já os cristais da segunda suíte ocorrem, em geral, sobrepostos por álcali-feldspato hidrotermal (Figuras 5.2 G, H).

As análises para a averiguação de possíveis variações composicionais foram realizadas seguindo um perfil do núcleo à borda. Para o plagioclásio dos BAMZG da SIC, as análises registram zoneamentos normais, com núcleo de andesina-oligoclásio ($An_{35,2-31,7}$ ou $An_{25,9}$) e zonas mais sódicas em direção às bordas ($An_{22,8-20,9}$) (Figuras 5.2 E, F), ocorrendo, ainda, finas bordas de albita ($An_{1,3}$) (Figura 5.2 F). Adicionalmente, para os fenocristais foram registradas regiões centrais mais escuras com teores de An inferiores ($An_{12,5}$) (Figura 5.2 E). Os cristais de plagioclásio dos monzogranitos e sienogranitos da SIP apresentaram, em geral, baixos conteúdos An tanto para as bordas quanto para os núcleos dos cristais, $An_{2,4-1,6}$ e $An_{2,3-2,2}$, respectivamente (Figuras 5.2 G, H).

5.3 BIOTITA

Constitui a fase máfica dominante nos Anfibólio-biotita-granodioritos (ABGRN) e Biotita-leucosienogranitos (BLSG) do CC, e ocorre de forma secundária nos Biotita-anfibólio-granodioritos (BAGRN) e Biotita-anfibólio-mozogranitos (BAMZG) da SIC. Foram realizadas 152 análises, sendo 60 pertencentes ao CC e 92 à SIC (Tabela 5.2). Nas rochas da Suíte Intrusiva Parauarí (SIP) as biotitas encontram-se intensamente cloritizadas e não foram incluídas neste estudo.

A biotita dos BLSG do CC forma agregados de lamelas curtas e finas, geralmente com bordas irregulares ou formas pisciformes (*mica-fish*). Nos ABGRN estão preservadas e raramente apresentam leve deformação de suas clivagens. A biotita da SIC, por sua vez, mostra maior homogeneidade composicional. A seguir é apresentado a fórmula simplificada de biotita das fácies analisadas:

Unidade	Fácies	Fórmula estrutural baseada em 22O
CC	ABGRN	$(Ca_0Na_{0,1-0}K_{1,8})_{1,9-1,8}(Al_0Ti_{0,5-0,4}Fe^{*}_{3-2,9}Mn_{0,1-0}Mg_{2,4-2,3})_{5,9-5,8}(Si_{5,6-5,5}Al_{2,4-2,5})_8$
	BLSG	$(Ca_0Na_0K_{1,9})_{1,9}(Al_{0,3-0,2}Ti_{0,3-0,2}Fe^{*}_{2,1}Mn_{0,2-0,1}Mg_{3,1-2,8})_{5,8-5,7}(Si_{5,8}Al_{2,3-2,2})_8$
SIC	BAGRN	$(Ca_0Na_0K_{1,8})_{1,8}(Al_{0,1-0}Ti_{0,5}Fe^{*}_{3,5-3,3}Mn_{0,1}Mg_{1,8-1,7})_{5,8}(Si_{5,6}Al_{2,5-2,4})_8$
	BAMZG	$(Ca_0Na_{0,1-0}K_{1,8})_{1,9-1,8}(Al_{0,1-0}Ti_{0,6-0,5}Fe^{*}_{3,5-3,1}Mn_{0,1}Mg_{2,1-1,5})_{5,8-5,7}(Si_{5,6-5,5}Al_{2,5-2,4})_8$

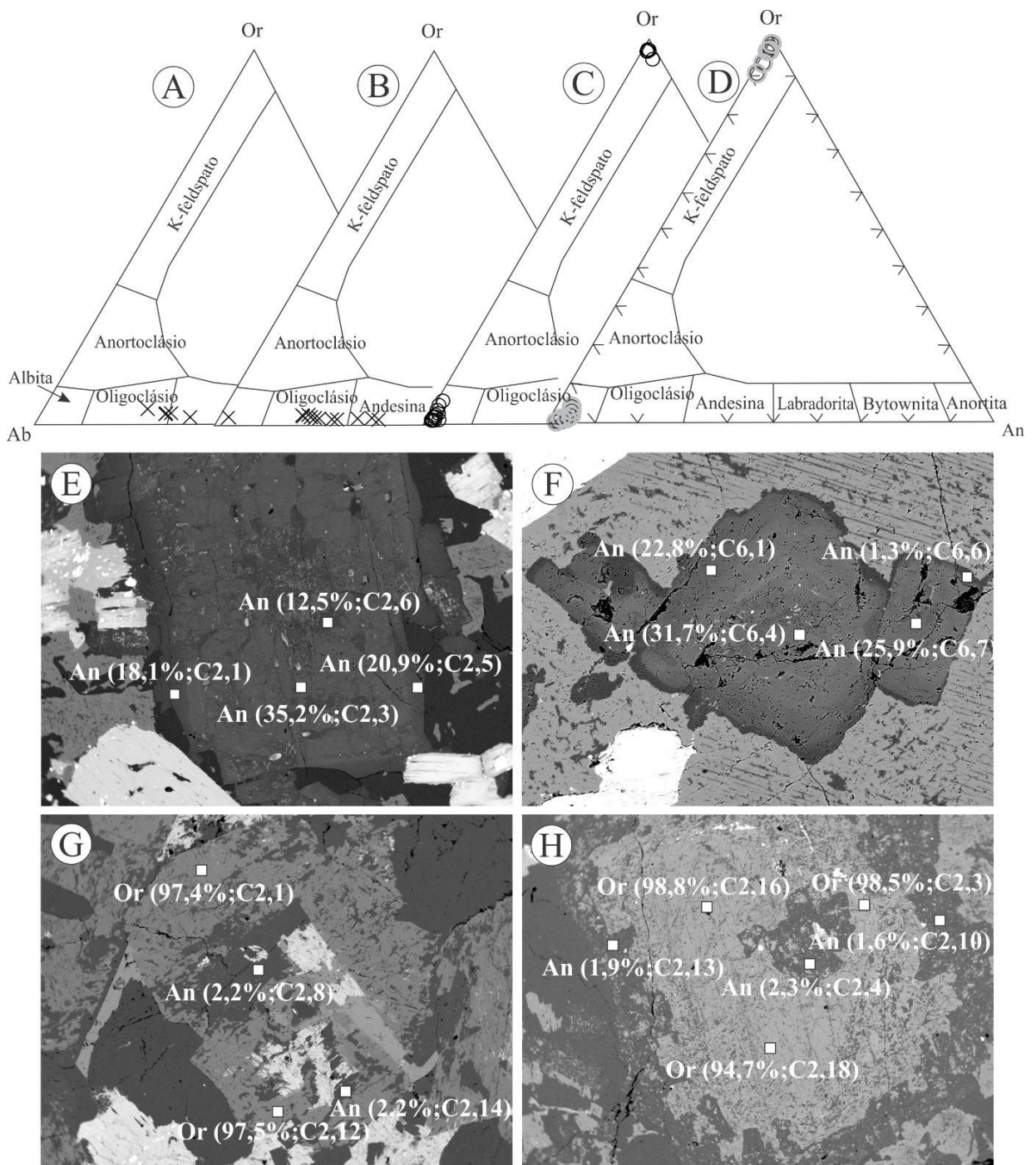


Figura 5.2- Diagramas An-Ab-Or exibindo a composição do plagioclásios dos BAMZG da SIC (A) e (B) e do plagioclásio e K-feldspato dos AMZG e ASG da SIP, (C) e (D) respectivamente. As figuras seguintes representam análises por WDS (E) de fenocristal de plagioclásio; (F) de cristais de plagioclásio inclusos em microclínio, ambos pertencentes aos BAMG da SIC; (G) de plagioclásio com composição albítica sobreposto por álcali-feldspato hidrotermal, representante do AMZG; (H) cristal de albita sobreposto por álcali-feldspato hidrotermal, representante dos ASG. Os números ao lado dos círculos (C2, C6) representam a análise pontual de cada círculo (E, F, G e H), e tais pontos podem ser consultados no apêndice em anexo de composição de feldspatos.

Tabela 5.2- Composições químicas (% em peso) representativas das biotitas dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão.

Complexo Cuiú-Cuiú									Suíte Intrusiva Creporizão															
Amostra	ABGRN				BLSG				BAGRN		BAMZG													
	JK-26	JK-26	JK-26	JK-26	EY-85A	EY-85A	EY-85A	EY-85A	JK-47	JK-47	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	
Análise	C2-1.4	C2-2.1	C4-1.6	C4-4.2	C2-1.3	C1-1.6	C3-1.1	C3-1.2	C2-1.3	C2-3.2	C2-1.1	C5-2.5	C6-1.1	C3-1.2	C4-2.3	C5-2.2	C7-1.5	C1-1.2	C2-1.2	C3-2.10	C4-1.2	C6-1.5		
SiO ₂	35,9	36,1	35,8	35,7	38,4	38,4	38,4	38,6	35,2	35,6	35,2	35,1	35,0	35,4	35,4	35,4	35,8	35,1	35,2	35,4	35,1	34,7		
TiO ₂	4,2	3,5	3,8	3,9	2,5	2,4	3,0	2,1	4,3	4,2	4,7	4,4	4,4	5,1	4,3	5,1	3,9	4,3	4,4	4,7	5,1	4,4		
Al ₂ O ₃	13,5	13,3	13,5	13,6	14,0	14,0	14,2	14,3	13,2	13,5	13,5	13,3	13,1	13,4	13,5	13,3	13,5	13,3	13,3	13,8	13,4	13,3		
FeO*	22,7	22,7	23,2	23,4	17,1	17,0	17,0	16,5	26,5	25,3	26,2	26,7	26,5	25,2	25,9	25,2	24,1	26,8	26,3	26,5	25,7	26,4		
MgO	10,0	10,3	10,0	9,8	13,3	13,2	12,7	13,7	7,4	7,8	7,0	7,1	7,1	7,4	7,7	7,5	9,0	7,1	7,1	6,4	7,1	7,0		
MnO	0,4	0,4	0,5	0,4	1,2	1,2	1,2	1,1	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4		
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0		
Na ₂ O	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1		
K ₂ O	8,8	9,3	9,0	8,8	9,7	9,7	9,8	9,9	8,8	8,8	9,0	8,9	9,0	9,0	9,1	9,0	9,3	9,0	9,0	8,9	9,1	8,7		
F	0,2	0,2	0,2	0,2	1,0	1,0	1,1	1,2	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2		
OH-	3,4	3,4	3,1	3,1	3,0	3,5	3,4	3,2	2,6	2,9	2,9	3,0	3,3	3,1	2,3	3,0	2,9	3,0	3,0	2,9	3,0	4,0		
Total	99,2	99,3	99,2	99,2	100,4	100,3	100,8	100,6	98,60	98,9	99,3	99,2	99,1	99,3	99,2	99,4	99,3	99,4	99,0	99,2	99,4	99,2		
Fórmula estrutural na base de 22 átomos de oxigênio																								
Si	5,6	5,6	5,6	5,5	5,8	5,8	5,8	5,8	5,6	5,6	5,5	5,6	5,6	5,5	5,6	5,5	5,6	5,5	5,6	5,6	5,5	5,5		
Al ^{IV}	2,4	2,4	2,4	2,5	2,2	2,2	2,3	2,2	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,5	2,4	2,4	2,5	2,5		
Soma T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0		
Al ^{VI}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,3	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0		
Ti	0,5	0,4	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,5		
Fe*	3,0	2,9	3,0	3,0	2,1	2,1	2,1	2,1	3,5	3,3	3,5	3,5	3,5	3,3	3,4	3,3	3,1	3,5	3,5	3,5	3,4	3,5		
Mn	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1		
Mg	2,3	2,4	2,3	2,3	3,0	3,0	2,8	3,1	1,7	1,8	1,6	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	2,1	1,7	1,7	1,5	1,7	1,7		
Soma O	5,8	5,8	5,8	5,9	5,8	5,8	5,7	5,8	5,8	5,8	5,7	5,8	5,8	5,7	5,8	5,7	5,8	5,8	5,8	5,7	5,7	5,8		
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Na	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
K	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8		
Soma A	1,8	1,9	1,9	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,8	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8		
Fe/ Fe+Mg	0,6	0,6	0,6	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7		
Al total	2,4	2,4	2,5	2,5	2,4	2,5	2,6	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5		

ABGRN=Anfibólio-biotita-granodiorito; BLSG=Biotita-leucosienogranito; BAGRN=Biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG=Biotita-anfibólio-monzogranito.

No diagrama $10(\text{TiO}_2) - \text{FeO} + \text{MnO} - \text{MgO}$ as biotitas da SIC e dos ABGRN do CC, plotam no campo das biotitas primárias, enquanto as dos BLSG incidem no campo das biotitas primárias reequilibradas (Figura 5.3 A). As biotitas das duas unidades quando plotadas nos diagramas $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_{(\text{t})} \times \text{Mg}$ incidem no campo de granitos cálcio-alcalinos (Figura 5.3 B) e subalcalinos (Figura 5.3 C). As biotitas do ABGRN e do BLSG, ambas do CC, apresentam razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ de 0,6 e 0,4 e plotam no campo das biotitas ferrosas (Anita) e magnesianas, respectivamente (Figura 5.3 D). As biotitas do BAGRN e BAMZG pertencentes à SIC possuem razões $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ um pouco mais elevadas, entre 0,7-0,6, para as duas unidades, e incidem no campo das biotitas ferrosas. (Figura 5.3 D). Nota-se também relativa homogeneidade nos valores de Al^{IV} das biotitas de ambas unidades (2,4 a 2,5), com exceção das biotitas dos BLSG que são mais empobrecidas (2,2 a 2,3) (Tabela 5.2).

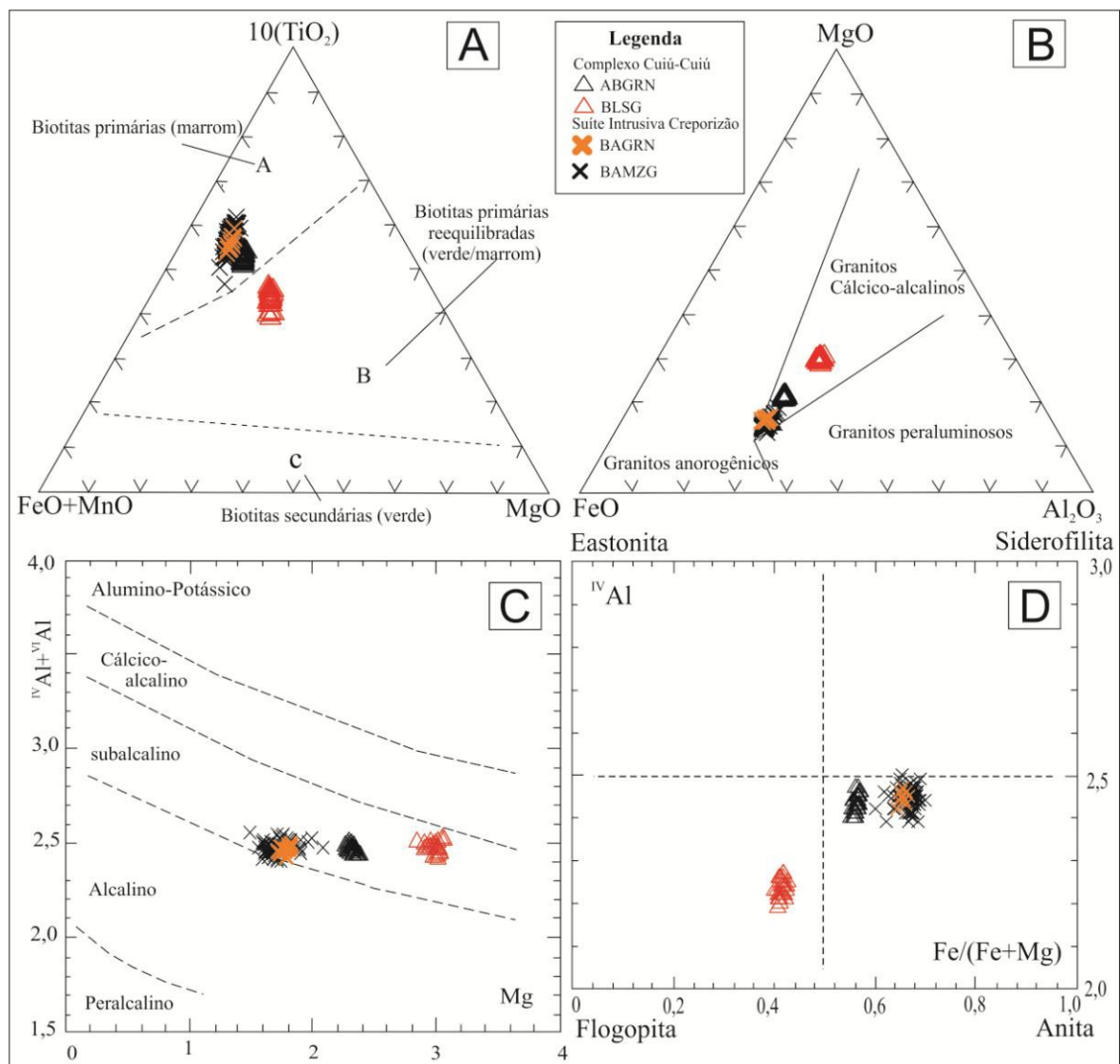


Figura 5.3- Diagramas (A) $\text{TiO}_2 - \text{FeO} + \text{MnO} - \text{MgO}$ (Nachit 1986, óxidos em % em peso); (B) $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Abdel-Rahman 1994); (C) $\text{Al}_{(\text{t})} \times \text{Mg}$ (Nachit *et al.* 1985); (D) $\text{Al}^{\text{IV}} \times \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ (Deer *et al.* 1992) das biotitas estudadas do CC e da SIC.

Nos diagramas das Figuras 5.4 A, B e C (com campos de Abdel-Rahman 1994), as biotitas do BLSG plotam predominantemente no campo dos granitos cálcico-alcalinos e aquelas das rochas ABGRN situam-se no limite entre os campos cálcico-alcalino e alcalino (Figura 5.4 A), ambas representantes do CC. Por outro lado, as biotitas da SIC situam-se no limite entre os campos dos granitos cálcico-alcalino e alcalino (Figuras 5.4 A, C) e cálcico-alcalino e peraluminoso (Figura 5.4 B). No diagrama $\text{TiO}_2 \times \text{MgO}$ (Figura 5.4 D) exibem aumento no conteúdo de MgO e diminuição no de TiO_2 no sentido BAGRN+BAMZG (SIC) \rightarrow ABGRN \rightarrow BLSG (CC).

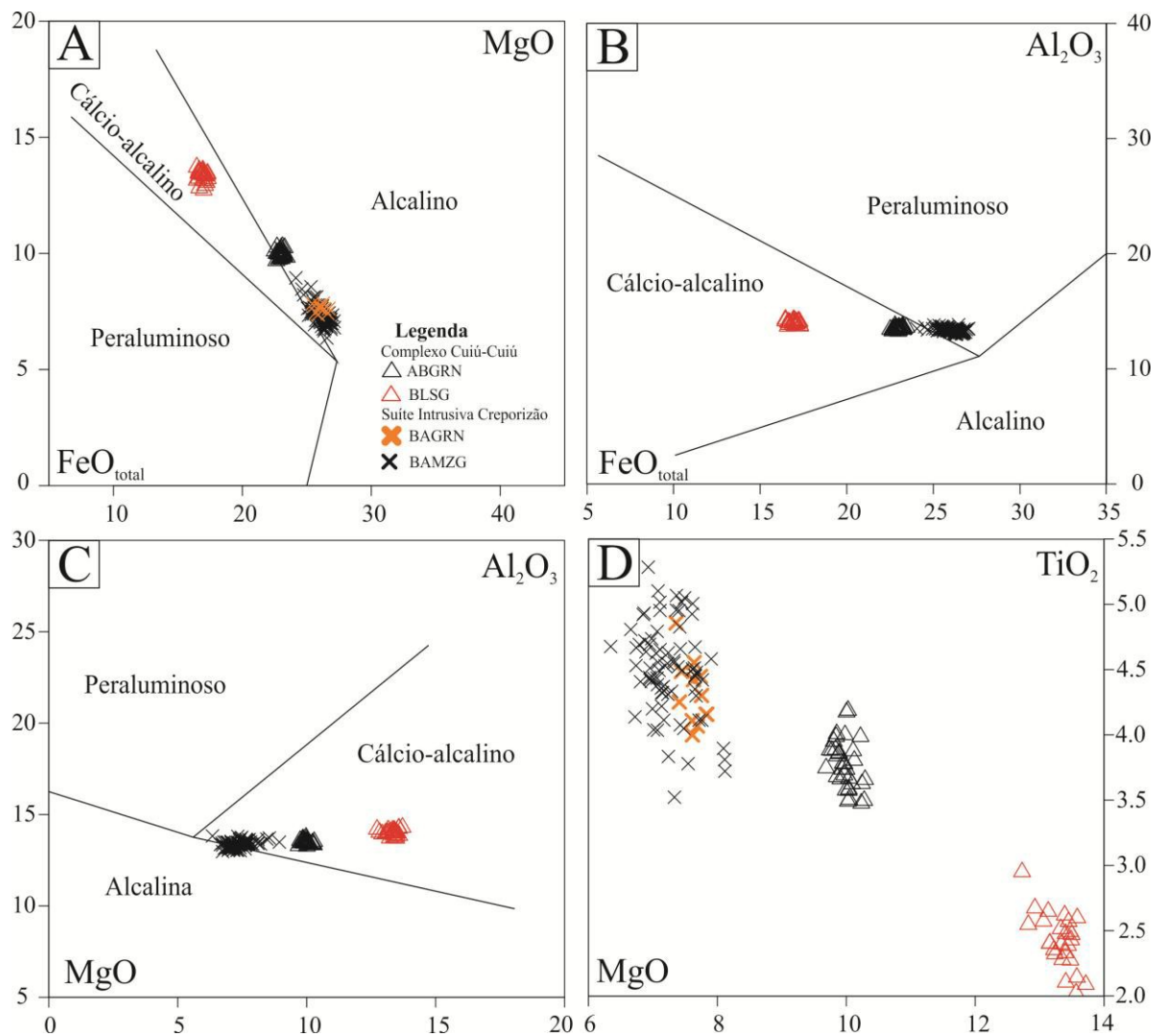


Figura 5.4- Diagramas composicionais com campos de Abdel-Rahman (1994) para as biotitas estudadas. (A) $\text{FeO}_{(t)}$ x MgO ; (B) $\text{FeO}_{(t)}$ x Al_2O_3 ; (C) MgO x Al_2O_3 ; (D) MgO x TiO_2 . (Todos os elementos em % óxido).

5.4 ANFIBÓLIO

Os cristais de anfibólio analisados pertencem aos ABGRN do CC, aos BAGRN e BAMZG da SIC, e aos AMZG e ASG da SIP. Foram realizadas 292 análises, sendo 26 no CC, 206 na SIC e 60 na SIP (Tabela 5.3).

Os resultados das análises foram plotados em diagramas de classificação de Leake *et al.* (1997) e mostram uma nítida separação entre os anfibólios das três unidades, com um aumento do conteúdo de ferro nas hornblendas no sentido CC→SIC→SIP. Nas rochas do CC os anfibólio são mais enriquecidos em Mg e classificados como Mg-hornblenda; já os anfibólios da SIC e da SIP são comparativamente mais enriquecidos em ferro e plotam no campo da Fe-hornblenda e Fe-tschermakita, porém com nítida separação entre eles. Os ASG apresentam anfibólios com os maiores conteúdos de ferro e se separam dos demais (Figura 5.5A). A seguir é apresentada a fórmula estrutural simplificada das fácies analisadas:

Unidade	Fácies	Fórmula estrutural baseada em 23 átomos de oxigênio
CC	ABGRN	$(\text{Na}_{0,2-0,1}\text{K}_{0,2-0,1})_{0,3-0,2} (\text{Ca}_{1,7-1,6}\text{Na}_{0,4-0,3})_2 (\text{Al}_{0,2-0,1}\text{Ti}_{0,2-0,1}\text{Fe}^{+3}_{1,1-0,9}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{2,5-2,1}\text{Fe}^{+2}_{1,6-1,1})_5 (\text{Si}_{6,8-6,6}\text{Al}_{1,4-1,2})_8$
SIC	BAGRN	$(\text{Na}_{0,2}\text{K}_{0,2})_{0,4} (\text{Ca}_{1,7}\text{Na}_{0,3})_2 (\text{Al}_{0,1-0}\text{Ti}_{0,2}\text{Fe}^{+3}_{0,9-0,8}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{1,9-1,8}\text{Fe}^{+2}_{2,1-1,8})_5 (\text{Si}_{6,5}\text{Al}_{1,5})_8$
	BAMZG	$(\text{Na}_{0,1-0,2}\text{K}_{0,2})_{0,3-0,4} (\text{Ca}_{1,7}\text{Na}_{0,3})_2 (\text{Al}_{0,1-0}\text{Ti}_{0,3-0,2}\text{Fe}^{+3}_{1,0-0,8}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{2,1-1,6}\text{Fe}^{+2}_{2,1-1,8})_5 (\text{Si}_{6,7-6,5}\text{Al}_{1,5-1,3})_8$
SIP	AMZG	$(\text{Na}_{0,3-0,1}\text{K}_{0,2-0,1})_{0,5-0,2} (\text{Ca}_{1,7-1,6}\text{Na}_{0,4-0,3})_2 (\text{Al}_{0,2-0}\text{Ti}_{0,3-0,1}\text{Fe}^{+3}_{1,1-0,6}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{1,6-1,1}\text{Fe}^{+2}_{2,7-2,1})_5 (\text{Si}_{6,9-6,5}\text{Al}_{1,5-1,1})_8$
	ASG	$(\text{Na}_{0,4}\text{K}_{0,3})_{0,7} (\text{Ca}_{1,8}\text{Na}_{0,2})_2 (\text{Al}_{0,0}\text{Ti}_{0,2}\text{Fe}^{+3}_{0,7}\text{Mn}_{0,1}\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}^{+2}_{3,6})_5 (\text{Si}_{6,6}\text{Al}_{1,4})_8$

Tabela 5.3- Composições químicas (% peso) representativas dos anfibólios dos granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú, da Suíte Intrusiva Creporizão e da Suíte Intrusiva Parauari.

Unidade	Complexo Cuiú-Cuiú						Suíte Intrusiva Creporizão						Suíte Intrusiva Parauari							
	ABGRN			BAGRN			BAMZG						AMZG			ASG				
Fácies																				
Amostra	JK-26	JK-26	JK-26	JK-47	JK-47	EY-102	EY-102	EY-102	EY-86B	EY-86B	EY-86B	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-59	JK-59	JK-59	FH-30	FH-30	JK-48
Análise	C1_5	C3_1-2	C3_4-2	C1_1-3	C3_1-3	C1_1-3	C1_2-7	C6_1-6	C1_1-1	C7_1-1	C9_1-8	C2_1-3	C6_1-2	C7_1-2	C1_1-2	C2_1-1	C5_1-13	C1_1-11	C3_2-8	C2_1-1
SiO ₂	45,4	44,2	46,2	43,1	42,9	44,5	42,8	42,8	43,0	44,2	44,0	43,7	43,3	43,0	43,1	44,1	45,0	42,4	42,8	40,8
TiO ₂	1,5	1,4	1,2	1,9	1,6	1,5	2,2	1,8	2,0	1,5	1,4	1,6	1,7	1,9	1,2	1,1	0,5	2,2	2,2	1,6
Al ₂ O ₃	8,1	8,7	7,7	8,4	9,2	7,9	8,9	9,2	8,9	7,9	7,6	7,9	8,7	8,9	7,6	7,1	6,5	8,1	8,8	7,6
FeO*	18,8	19,7	18,1	22,9	21,6	22,1	22,9	22,4	22,6	23,3	24,1	23,2	22,5	22,9	25,7	25,8	25,5	24,7	25,5	31,6
MgO	10,7	9,5	11,4	7,9	8,4	8,9	7,5	8,2	7,7	7,9	7,1	8,0	8,0	7,6	6,2	6,5	7,0	6,4	4,9	2,0
MnO	0,6	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,6	0,8	0,8	0,6	0,4	0,5	0,6	0,7	0,6	0,4	0,5	0,6
CaO	10,6	10,7	10,3	10,8	10,5	10,7	10,7	10,7	10,6	10,7	10,5	10,5	10,6	10,5	10,4	10,4	10,4	10,3	9,6	10,2
Na ₂ O	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,4	1,5	1,5	1,7	1,6	1,5	1,5	1,5	1,6	1,5	1,5	1,3	1,7	2,2	1,9
K ₂ O	0,7	0,8	0,5	1,1	1,2	0,8	1,2	1,2	1,2	0,9	0,9	1,0	1,1	1,2	1,0	0,9	0,8	1,2	0,9	1,3
F	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,3	0,6	0,7	0,9
OH-	1,9	2,5	2,1	1,6	2,5	1,4	1,9	1,3	1,5	1,1	1,9	2,1	1,8	1,6	2,4	1,8	2,2	1,9	2,2	1,3
Total	100,0	100,0	99,8	99,9	100,3	99,9	100,2	99,8	99,7	100,1	100,0	100,2	99,8	99,9	100,0	100,4	100,2	99,9	100,3	99,8
Fórmula estrutural na base de 23 átomos de oxigênio																				
Si	6,7	6,6	6,8	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,6	6,7	6,6	6,6	6,5	6,6	6,7	6,9	6,5	6,6	6,6
Al ^{IV}	1,3	1,4	1,2	1,5	1,5	1,4	1,5	1,5	1,5	1,4	1,3	1,4	1,4	1,5	1,4	1,3	1,1	1,5	1,4	1,4
Soma T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
Sítios M1,M2 e M3																				
Al ^{VI}	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
Ti	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,2
Fe ⁺³	1,0	0,9	1,1	0,8	0,9	1,0	0,8	0,9	0,8	0,9	0,9	1,0	0,9	0,9	1,0	1,0	1,1	0,7	0,6	0,7
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mg	2,4	2,1	2,5	1,8	1,9	2,0	1,7	1,8	1,7	1,8	1,6	1,8	1,8	1,7	1,4	1,5	1,6	1,5	1,1	0,5
Fe ⁺²	1,4	1,6	1,1	2,1	1,8	1,8	2,1	1,9	2,1	2,0	2,2	2,0	2,0	2,0	2,3	2,3	2,1	2,4	2,7	3,6
SOMA C	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Sítio M4																				
Ca	1,7	1,7	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,8
Na	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2
Soma B	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Sítio A																				
Na	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4
K	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3
Soma A	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,5	0,4	0,6
Soma Cat	15,3	15,3	15,2	15,4	15,4	15,3	15,4	15,4	15,4	15,4	15,3	15,3	15,4	15,4	15,4	15,3	15,2	15,5	15,4	15,6
(Mg/Mg+Fe ⁺²)	0,6	0,6	0,7	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1
Al total	1,4	1,6	1,3	1,5	1,6	1,4	1,6	1,6	1,6	1,4	1,4	1,4	1,5	1,6	1,4	1,3	1,1	1,5	1,6	1,4
FeO/MgO	1,8	2,1	1,6	2,9	2,6	2,5	3,0	2,7	2,9	2,9	3,4	2,9	2,8	3,0	4,1	3,9	3,6	3,9	5,2	16,1

ABGRN=Anfibólio-biotita-granodiorito;

BAGRN=Biotita-anfibólio-granodiorito;

BAMZG=Biotita-anfibólio-monzogranito;

AMZG=Anfibólio-monzogranito;

ASG=Anfibólio-Sienogranito.

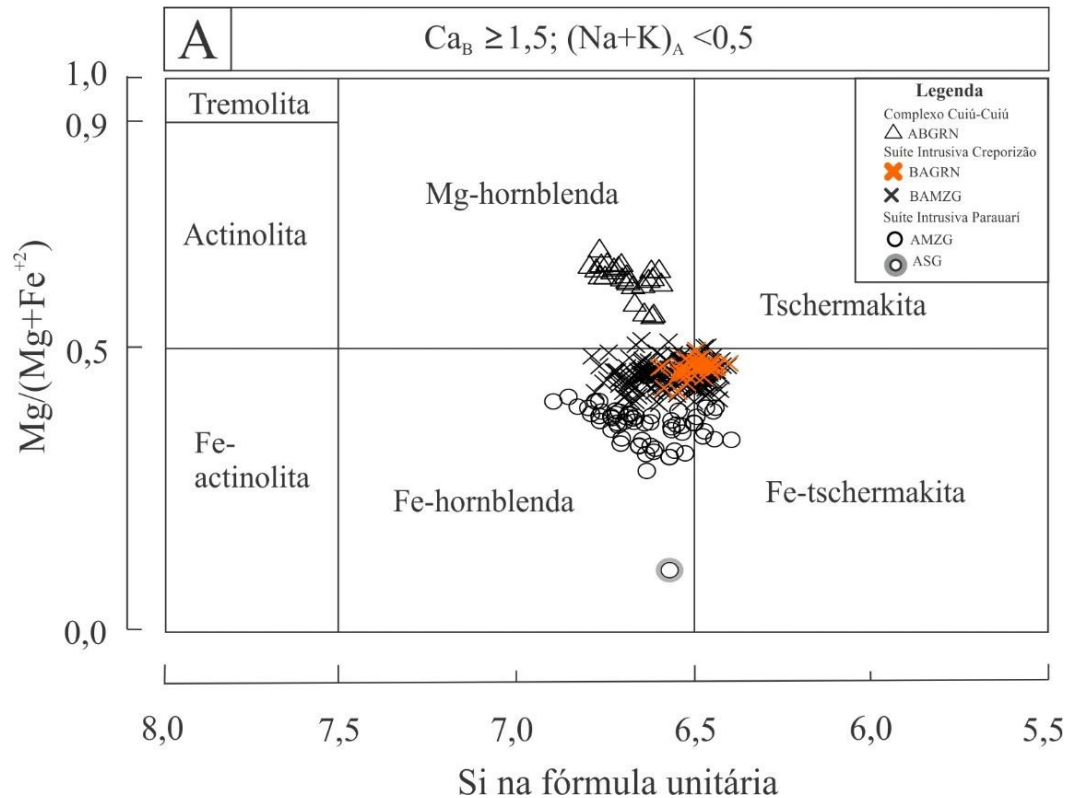


Figura 5.5- Diagrama de classificação dos anfíbólios (Leake *et al.* 1997) dos granitoides das unidades estudadas: ABGRN do CC; BAGRN e BAMZG da SIC, AMZG e ASG da SIP. ABGRN=Anfíbólio-biotita-granodiorito; BAGRN=Biotita-anfíbólio-granodiorito; BAMZG=Biotita-anfíbólio-monzogranito; AMZG= Anfíbólio-monzogranito; ASG=Anfíbólio-sienogranito.

Essa separação química entre os anfíbólios também pode ser visualizada em diagramas de variação de elementos. O diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{FeO}$ exibe correlação negativa, com diminuição dos conteúdos de ferro e aumento de sílica dos ASG passando pelos AMZG da SIP, BAGRN e BAMZG da SIC, até os ABGRN do CC (Figura 5.6 A); comportamento inverso é observado no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$ (Figura 5.6 B). O diagrama $\text{FeO/MgO} \times \text{MgO}$ (Figura 5.6 C) exibe correlação nitidamente negativa, enquanto o diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{FeO/MgO}$ mostra pequena variação da razão FeO/MgO com o aumento da sílica, porém suficiente para separar os anfíbólios das três unidades estudadas (Figura 5.6 D; Tabela 5.3).

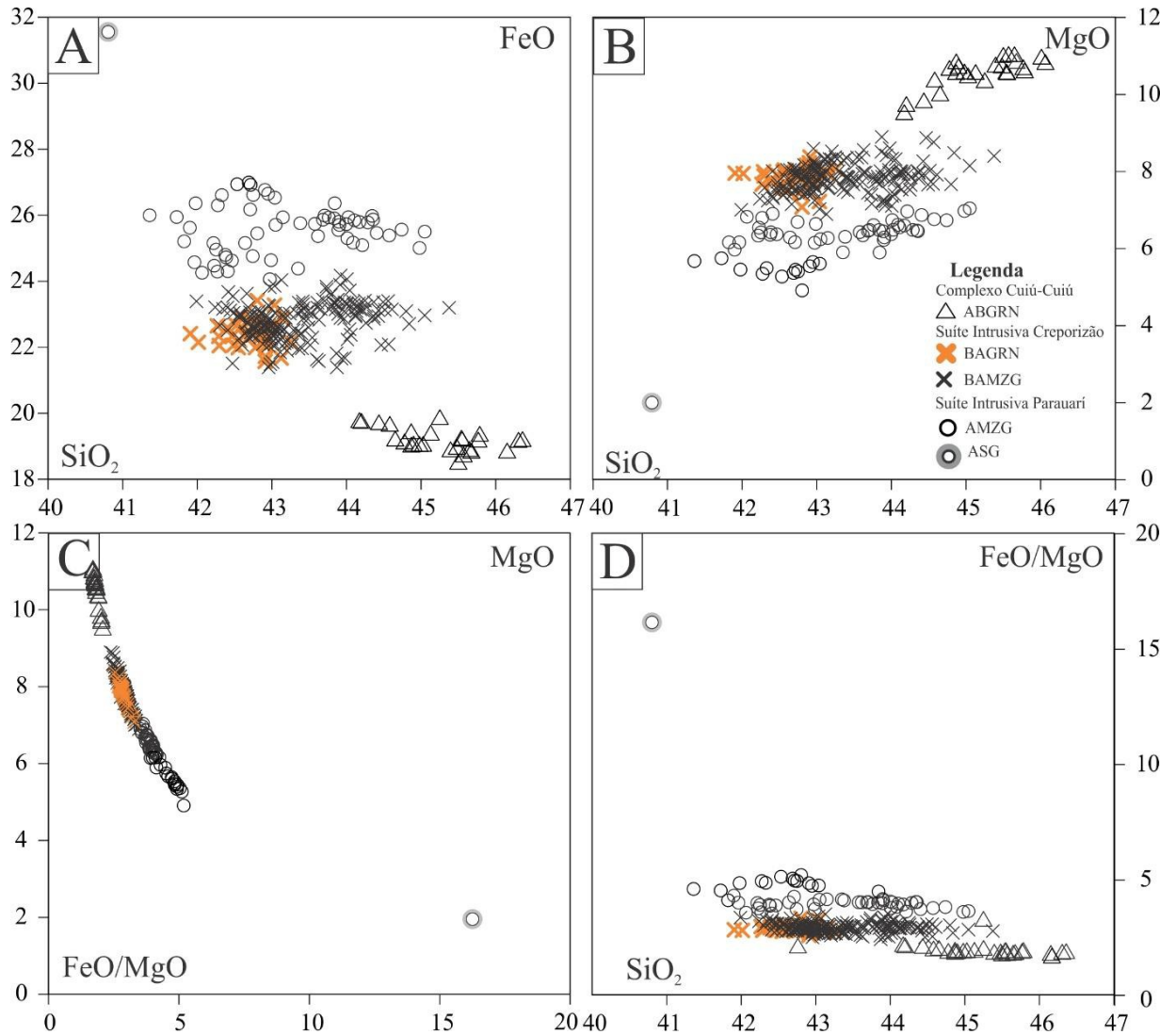


Figura 5.6- Diagrama de variação de elementos dos anfibólios dos granitoides estudados (A) SiO₂ x FeO, exibindo *trend* negativo para o ferro no sentido SIP-SIC-CC; (B) SiO₂ x MgO mostrando correlação positiva para o Mg no sentido SIP-SIC-CC; (C) FeO/MgO x MgO; (D) SiO₂ x FeO/MgO. (Todos os óxidos em % em peso).

5.5 MINERAIS ACESSÓRIOS

As principais fases acessórias identificadas nas rochas do CC foram cristais de magnetita, allanita, titanita, calcopirita e pirita. Nas rochas da SIC ocorrem cristais de ilmenita, magnetita, allanita, titanita, apatita, fluorita, monazita, calcopirita, pirita, esfalerita e galena. Nas rochas da SIP foram identificados cristais de ilmenita, magnetita, allanita, barita, titanita e apatita.

Na fácies ABGRN do CC dominam óxidos de ferro, em associação com cristais de anfibólio ou como alteração nas bordas de cristais de pirita (Figuras 5.7 A, B). Os cristais de pirita ocorrem de forma subordinada juntamente com cristais de monazita, allanita e calcopirita (Figuras 5.7 C, D). Análises de MEV-EDS em cristais de pirita revelaram Au, Pb e Bi como elementos traços em sua composição.

Nos BAMZG da SIC foram identificados predominantemente cristais de titanomagnetita (Figuras 5.7 F, G, H) associada a cristais de biotita ou anfibólio ou ocorrendo intersticialmente. Os cristais de ilmenita ocorrem de forma subordinada, em geral intercrescidos a cristais de titanomagnetita, definindo textura em treliça (Figura 5.7 J), ou em associação com cristais de titanita (Figura 5.7 L). Foram identificados, ainda, cristais de allanita com variados graus de alteração (Figuras 5.7 D, E, I), apatita inclusa em titanomagnetita (Figura 5.7 J) e finos cristais de calcopirita que ocorrem nos interstícios ou como inclusões (Figuras 5.7 G, K).

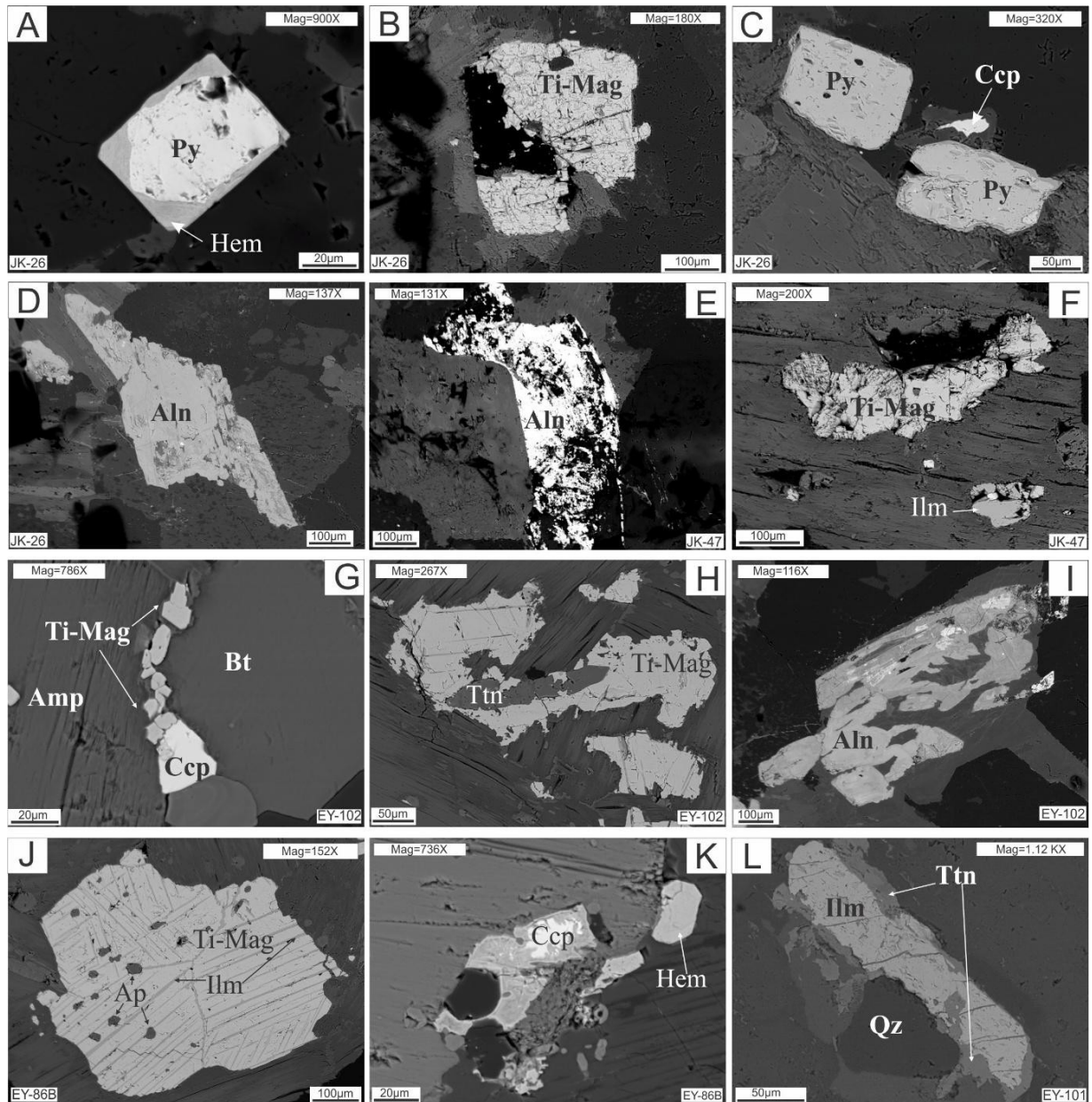


Figura 5.7- Imagens de elétrons retroespalhados de fases acessórias. (A) cristal euédrico de pirita bordado por cristais de hematita; (B) cristal subédrico de titanomagnetita (C) cristais euédricos a subédricos de pirita e fino cristal anédrico de calcopirita; (D) e (E) cristais subédricos de allanita fraco a moderadamente alterados, respectivamente; (F) finos cristais anédricos de titanomagnetita e ilmenita inclusos em cristal de anfibólio; (G) finos cristais anédricos de titanomagnetita e calcopirita intersticiais a cristais de biotita e anfibólio; (H) cristal de titanita subédrica associada a cristais de titanomagnetita; (I) cristal de allanita fortemente alterada (J) cristal de titanomagnetita com ilmenita em textura treliça e com finos cristais de apatita inclusos; (K) cristal de calcopirita como inclusão e cristal subédrico de hematita (L) cristal de ilmenita bordado por cristal anédrico de titanita; (A) a (D) representantes da fácies ABGRN, do CC; (E) e (F) representantes da fácies BAGRN da SIC; (F) a (L) representantes dos BAMZG da SIC. Abreviações: Py=pirita; Hem=hematita; Ti-Mag=Titanomagnetita; Ccp=calcopirita; Aln=Allanita; Ilm=ilmenita; Bt=Biotita; Amp=Anfibólio; Ttn=titanita; Ap=apatita; Qz=quartzo.

Nas rochas BAMZG da SIC, que hospedam o depósito de ouro São Chico, dominam sulfetos como pirita, esfalerita, galena e calcopirita ora mostrando contatos retos entre si, ora ocorrendo como inclusões ou nas bordas de cristais mais desenvolvidos (Figuras 5.8 B, C, D, E, F, G, H, I). Ocorrem, ainda, titanita, monazita, zircão, thorita e fluorita, essa última associada a pseudomorfos de allanita (Figuras 5.8 J, K, L). Além destes, aparecem nas rochas menos alteradas cristais de titanomagnetita com ilmenita em treliça e inclusões de apatita (Figura 5.8 A). Nos veios de quartzo próximos ao depósito foram identificados finos cristais de esfalerita e galena associados à pirita, cristais de hematita com aspecto botrioidal e cristais de monazita (Figuras 5.8 L, M, N, O).

Os minerais acessórios da SIP são representados em sua maioria por ilmenita, comumente associada a cristais de anfibólio cloritizados (Figuras 5.9 A, E, F, H), e por finos cristais de titanomagnetita (Figuras 5.9 D, F, I). Ocorrem de forma subordinada, titanita, zircão, diminutos cristais de barita e apatita comumente associada a cristais de ilmenita e allanita (Figuras 5.9 B, I). Os cristais de allanita apresentam variado grau de alteração, ocorrendo desde formas euédrica a esqueletais; análises de MEV-EDS indicaram que nas porções mais escuras há empobrecimento em Fe e Ca em relação às regiões mais claras (Figura 5.9 C).

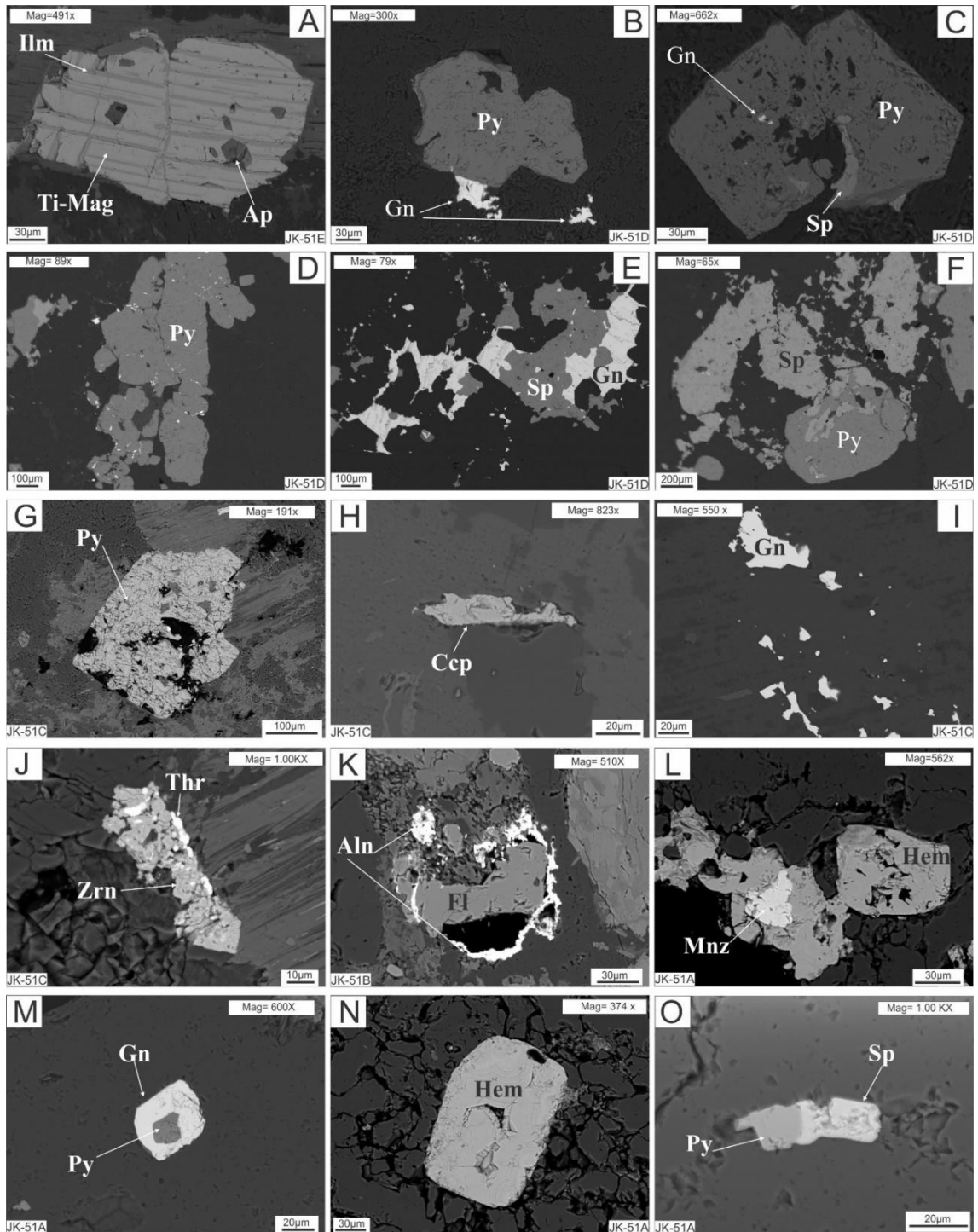


Figura 5.8- Imagens de elétrons retroespalhados dos acessórios das rochas encaixantes imediatas do depósito São Chico. (A) Cristal de titanomagnetita com inclusões de apatita e com lamelas de ilmenita em treliça; (B) cristal subédrico de pirita em contato reto com finos cristais de galena; (C) cristal euédrico de pirita com finas inclusões de cristais de galena e com bordas de substituição de cristal de esfalerita; (D) cristal subédrico de pirita; (E) cristais de esfalerita e galena em contato irregular; (F) cristais de pirita e esfalerita em contato irregular; (G) cristal subédrico de pirita; (H) fino cristal de calcopirita como inclusão; (I) finos cristais de galena como inclusão; (J) cristal de zircão fortemente alterado bordejado por cristais de thorita; (K) cristal de fluorita sendo bordejado por restos de cristais de allanita; (L) cristal anédrico de monazita sendo bordejado por cristal de hematita; (M) fino cristal de galena com núcleo de pirita; (N) cristal de hematita euédrico; (O) finos cristais de pirita e esfalerita em contato irregular. Abreviações: Ilm=ilmenita; Ti-Mag=titanomagnetita; Ap=apatita; Py=pirita; Gn=galena; Sp=esfalerita; Ccp=calcopirita; Zrn=zircão; Thr=thorita; Aln=allanita; Mnz=monazita; Hem=hematita.

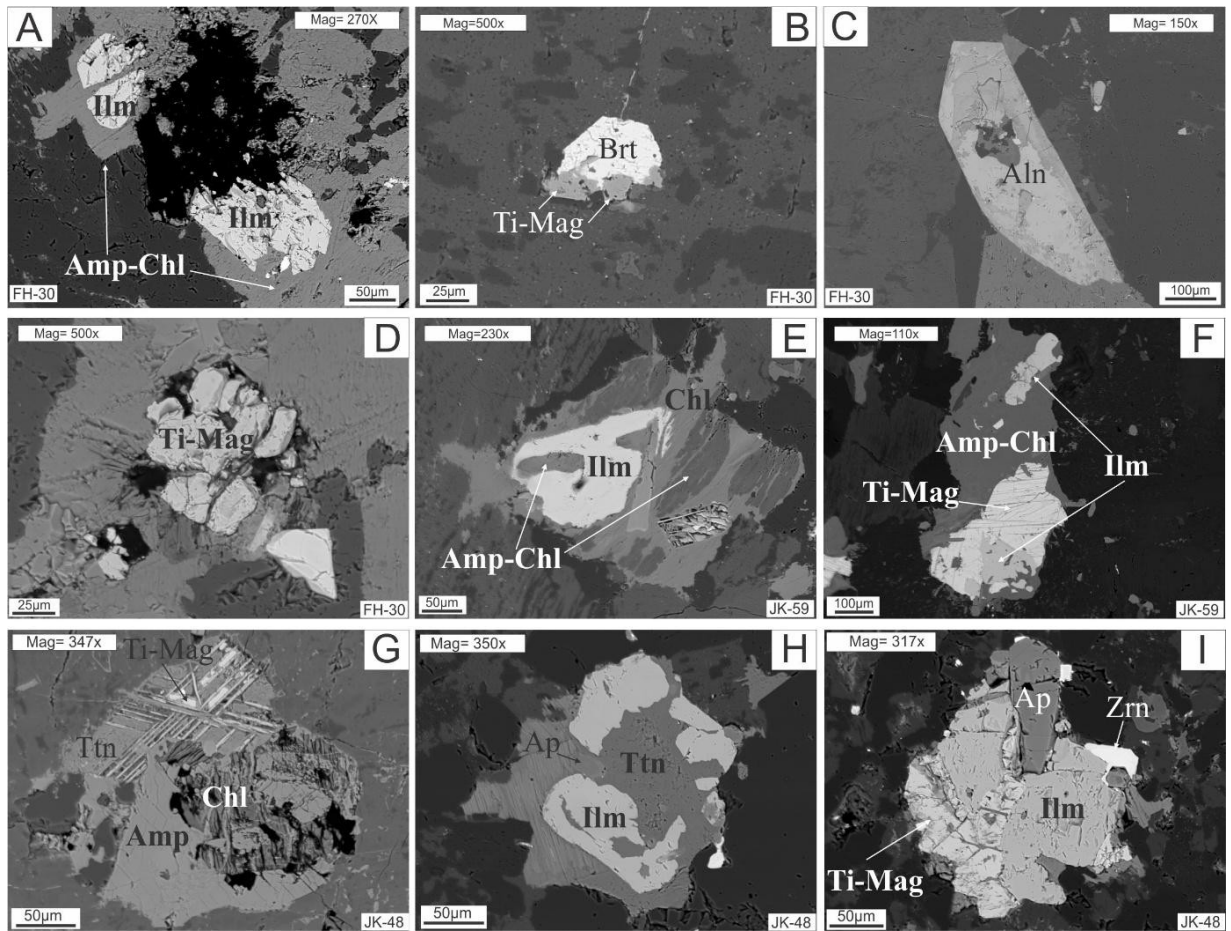


Figura 5.9- Imagens de elétrons retroespalhados das fases acessórias da SIP. (A) cristais de ilmenita associados a cristais de anfíbólio cloritizados; (B) fino cristal de barita associado a finos cristais de titanomagnetita; (C) cristal euédrico de allanita; (D) cristal de titanomagnetita como inclusão; (E) cristal de ilmenita associado a cristal de anfíbólio cloritizado; (F) cristal de titanomagnetita e ilmenita associados a cristal de anfíbólio cloritizado; (G) cristal reliquiar de titanomagnetita alterado para titanita (H) cristal de ilmenita associado à titanita anédrica; (I) cristais de ilmenita e titanomagnetita associados (A) a (F) representantes do AMZG; (G) a (I) representantes dos ASG. Ilm=ilmenita; Amp-Chl=pseudomorfo de anfíbólio cloritizado; Brt=barita; Ti-Mag=titanomagnetita; Aln=allanita; Ilm=ilmenita; Chl=clorita; Ttn=titanita, Ap=apatita; Zrn=zircão.

CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA

6 GEOQUÍMICA

As rochas do entorno do depósito São Chico também interagiram em maior ou menor grau com fluidos hidrotermais e exibem alterações em diferentes intensidades. Dessa forma, foram selecionadas as amostras mais preservadas para a realização das análises químicas desta dissertação. No entanto, é importante ressaltar que mesmo as rochas mais preservadas da unidade SIP apresentam alterações incipientes que acabam por interferir na composição química original da rocha, entretanto estas análises serão mantidas nesta dissertação com algumas ressalvas. Treze amostras foram selecionadas e analisadas no laboratório Acme-Lab, além de cinco cedidas pela CPRM e analisadas no laboratório Geosol. Deste conjunto, três representam a fácies ABGRN, pertencente ao CC, duas amostras a BAGRN e seis a BAMZG, pertencentes à SIC, além de duas amostras da AMZG e três da ASG, constituintes da SIP (Tabela 6.1).

6.1 VARIAÇÕES DOS ELEMENTOS

6.1.1 Maiores e Menores

A Tabela 6.1 apresenta a composição química das rochas estudadas. Os granitoides do Complexo Cuiú-Cuiú apresentam moderados teores de SiO_2 (65,16-66,16%), TiO_2 (0,39-0,37%), FeO^* (3,94-3,58) e Na_2O (3,89-3,18%), mais altos teores de Al_2O_3 (17,64-14,73%), MgO (1,5-1,45%) e CaO (4,31-3,64%) e mais baixos conteúdos de K_2O (3,08-2,99%). As razões $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (0,63-0,59), A/NK (1,81-1,74) e $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,26-1,06) apresentam os mais altos valores, moderados de A/CNK (1-0,97) e mais baixos de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (6,97-6,19%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,95-0,79) e MALI (2,66-2,48).

Os granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão (SIC) exibem composições químicas com poucas variações, e apresentam moderados teores de SiO_2 (67,12-65,12), TiO_2 (0,48-0,41%), Al_2O_3 (15,65-14,55%), FeO^* (4,35-3,61%), MgO (1,27-0,96%), CaO (3,47-2,93%), Na_2O (3,96-3,32) e K_2O (4,88-3,74%) e também moderadas razões de MALI (5,53-4), $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (0,46-0,37), A/NK (1,56-1,32), A/CNK (0,98-0,87), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,23-1,05), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,95-0,81) e relação $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (8,84-7,06%).

Os granitoides da Suíte Intrusiva Paraurai (SIP) apresentam os mais elevados teores de SiO_2 (69,1-66,25), FeO^* (4,42-3,46) e K_2O (5,67-4,37%), moderados conteúdos de TiO_2 (0,48-0,34%), Na_2O (3,68-3,34%) e mais baixos conteúdos de Al_2O_3 (15-20-14,02), MgO (0,88-

0,17%) e CaO (2,9-1,23%). Esta suíte também apresenta as maiores relações $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (9,25-7,95), MALI (8,02-5,05) e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,63-1,22), moderadas razões de A/CNK (1,01-0,94) e mais baixos teores de $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (0,36-0,13), A/NK (1,43-1,2) e $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,82-0,62).

6.1.2 Traços

Os granitoides do CC apresentam os mais baixos conteúdos de Ba (719-471 ppm), Rb (139-109,4), Nb (9,1-7,06), Y (23,47-16,8), Zr (139,9-104,4), Hf (4,48-3,7) e Th (10,1-6,4) e mais altos teores de Sr (279,3-171,3). As fácies da SIC apresentam moderados conteúdo dos elementos Ba (1042-765), Rb (198,1-153,3), Sr (209,7-174,7), Nb (12,6-11), Zr (258,9-183,6), Th (22,4-11,6), Hf (6,8-5,03) e Y (45,5-25,52). Já os granitoides da SIP apresentam os mais elevados teores de Ba (1187-988), Rb (244,6-177,3), Nb (18,7-13,7), Y (59-40,6), Zr (388,4-264,8), Th (23,1-17,3) e Hf (10,5-6,9) e mais baixos teores de Sr (178-84,6).

Tabela 6.1- Composição química em termos de elementos maiores (% peso) e traço (ppm) das rochas encaixantes e de unidades que ocorrem no entorno do depósito de ouro São Chico, PAT.

Unidade	Complexo Cuiú-Cuiú			Suíte Intrusiva Creporizão								Suíte Intrusiva Parauari				
Fácies	ABGRN			BAGRN		BAMZG						AMZG		ASG		
Amostras	JK-26	JK-27A	JK-25	EY-82A	JK-47	EY-101	EY-95	JK-51E	EY-102	EY-86B	EY-82B	JK-59	FH-27	EY-96	JK-48	FH-31 B
SiO ₂ (%)	65,16	65,64	66,16	65,12	65,39	65,61	65,82	66,15	66,41	66,70	67,12	66,25	66,53	68,77	69,02	69,10
TiO ₂	0,39	0,38	0,37	0,42	0,47	0,48	0,47	0,44	0,44	0,45	0,41	0,48	0,46	0,34	0,36	0,37
Al ₂ O ₃	16,63	17,64	14,73	14,55	15,41	15,60	15,32	15,54	15,65	15,14	15,04	15,20	14,98	14,02	14,44	14,18
FeO*	3,58	3,94	3,82	3,99	4,35	4,24	4,19	4,23	3,91	4,07	3,61	4,42	4,27	3,46	3,70	3,79
MnO	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08
MgO	1,49	1,45	1,50	0,98	1,27	1,19	0,96	1,16	1,11	1,06	1,08	0,88	0,76	0,17	0,19	0,21
CaO	4,25	4,31	3,64	3,02	3,47	3,43	3,12	3,31	3,40	3,20	2,93	2,90	2,86	1,82	1,23	1,68
Na ₂ O	3,74	3,89	3,18	3,32	3,64	3,58	3,52	3,96	3,51	3,42	3,36	3,58	3,57	3,34	3,58	3,68
K ₂ O	2,99	3,08	3,01	3,74	3,83	4,00	4,30	4,88	3,95	4,11	4,14	4,37	4,46	5,43	5,67	5,19
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,05	0,12	0,11	0,11	0,12	0,13	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,05	0,05	0,06
LOI	1,00	0,60	0,46	0,29	1,30	1,00	1,40	0,62	0,80	1,00	1,50	1,00	1,20	1,90	1,00	1,00
Soma	99,80	101,48	97,44	96,07	99,80	99,79	99,76	100,98	99,79	99,79	99,78	99,76	99,77	99,76	99,74	99,76
Ba (ppm)	719	471	628	866	765	854	1042	850	844	853	898	988	1010	1108	1187	1025
Rb	111,1	109,4	139	157,1	165,3	166,4	188,3	198,1	164,1	176,8	153,3	177,3	182,5	235,9	234,5	244,6
Sr	279,3	171,3	181,8	193,6	186,6	200,2	203,4	174,7	209,7	191,7	193,4	178,0	160,9	84,6	120,6	106,0
Nb	8,2	7,06	9,1	11,13	11,9	11,0	12,6	11,12	11,6	12,4	11,4	13,7	14,8	18,7	17,6	18,4
Zr	136,2	104,4	139,9	210,5	183,6	209,1	236,2	216,1	203,2	258,9	205,2	264,8	331,0	355,9	362,6	388,4
Y	16,8	16,81	23,47	25,52	45,5	27,2	33,9	31,01	29,2	32,4	26,4	41,1	40,6	59,0	56,1	58,1
Th	10,1	7,3	6,4	11,6	16,9	14,2	16,3	22,4	18,2	12,7	17,0	17,3	17,9	20,8	23,0	23,1
U	3,6	2,03	3,21	2,93	4,9	2,9	2,9	5,89	5,0	3,3	3,6	3,8	4,3	3,7	4,6	4,0
Pb	7,6	nd	nd	nd	12,8	11,1	14,3	nd	9,0	9,4	15,4	16,8	19,9	19,9	22,5	20,6
Hf	3,7	3,89	4,48	5,03	5,3	5,5	6,1	5,79	5,4	6,8	5,5	6,9	8,2	9,0	9,6	10,5
Zn	42	nd	nd	nd	46	45	40	nd	42	43	40	54	73	80	84	60
W	24,8	8,1	1,1	5,9	26,5	12,7	13,9	12,9	24,4	22,2	31,8	36,2	18,0	17,2	25,9	14,1
Ta	0,9	0	0,0	1,2	1,5	1,0	1,1	1,14	1,2	1,4	1,2	1,5	1,1	1,4	1,6	1,3
La	35,3	30,3	38,9	42,6	47,1	48,0	64,6	49,8	53,3	44,3	50,4	85,8	56,2	65,9	76,3	69,6
Ce	67,7	53,4	66,5	86,1	91,4	91,8	104,9	88,20	99,1	92,7	96,6	161,3	110,9	130,4	142,0	139,2
Pr	6,99	6,25	7,96	9,82	9,92	9,73	12,19	10,48	10,22	10,04	9,90	16,46	12,25	14,42	16,37	15,07
Nd	22,4	24,1	31	33,9	37,2	35,1	44,1	39,8	36,3	37,0	33,5	58,0	44,3	52,2	59,8	54,1
Sm	4,13	3,9	4,9	6,5	7,06	5,99	7,21	6,6	5,90	6,53	6,07	9,44	7,95	9,30	10,67	9,93
Eu	0,89	0,95	1,1	0,8	1,19	1,04	1,24	1,03	1,04	1,11	0,95	1,48	1,34	1,43	1,49	1,40
Gd	3,45	3,51	4,53	5,65	7,00	5,66	6,67	6,07	5,66	6,11	5,13	8,61	7,46	9,39	9,95	9,30

Tb	0,53	0,46	0,71	0,73	1,09	0,83	1,05	0,81	0,87	0,97	0,79	1,30	1,21	1,54	1,60	1,58
Dy	3,12	3,23	4,09	5,49	6,59	4,74	6,04	5,73	4,79	5,84	4,75	7,50	7,17	9,08	9,76	9,65
Ho	0,59	0,51	0,74	1,01	1,37	1,00	1,29	1,21	1,02	1,14	0,92	1,52	1,38	1,93	1,92	1,98
Er	1,79	1,75	2,19	2,91	4,34	2,89	3,73	3,29	3,12	3,40	2,82	4,40	4,22	5,66	5,74	5,91
Tm	0,26	0,19	0,28	0,34	0,58	0,42	0,51	0,50	0,46	0,52	0,41	0,63	0,63	0,91	0,85	0,92
Yb	1,73	1,7	2,5	2,6	3,62	2,90	3,39	3,5	2,91	3,45	2,77	4,28	3,99	5,45	5,56	5,97
Lu	0,29	0,22	0,44	0,53	0,61	0,42	0,54	0,46	0,43	0,54	0,41	0,62	0,65	0,79	0,86	0,86
ΣETR	149,17	130,47	165,84	198,98	219,07	210,52	257,46	217,48	225,12	213,65	215,42	361,34	259,65	308,40	342,87	325,47
Eu/Eu*^f	0,73	0,79	0,72	0,41	0,52	0,55	0,55	0,5	0,55	0,54	0,52	0,51	0,54	0,47	0,44	0,45
(La/Sm)_N^g	4,69	4,26	4,35	3,59	3,66	4,4	4,91	4,14	4,95	3,72	4,55	4,99	3,88	3,89	3,92	3,84
(La/Yb)_N^h	12,37	10,8	9,43	9,93	7,89	10,03	11,55	8,62	11,1	7,78	11,03	12,15	8,54	7,33	8,32	7,07
(Gd/Yb)_Nⁱ	1,6	1,66	1,46	1,75	1,55	1,57	1,58	1,39	1,56	1,42	1,49	1,62	1,5	1,38	1,44	1,25
(Nb/Zr)_N^j	0,95	1,06	1,02	0,83	1,02	0,83	0,84	0,81	0,90	0,75	0,87	0,81	0,70	0,83	0,76	0,75
Na₂O+K₂O	6,73	6,97	6,19	7,06	7,47	7,58	7,82	8,84	7,46	7,53	7,50	7,95	8,03	8,77	9,25	8,87
MALl^k	2,48	2,66	2,55	4,04	4,00	4,15	4,70	5,53	4,06	4,33	4,57	5,05	5,17	6,95	8,02	7,19
CaO/(Na₂O+K₂O)	0,63	0,62	0,59	0,43	0,46	0,45	0,40	0,37	0,46	0,42	0,39	0,36	0,36	0,21	0,13	0,19
A/NK^l	1,77	1,81	1,74	1,53	1,52	1,53	1,47	1,32	1,56	1,50	1,50	1,43	1,40	1,23	1,20	1,21
A/CNK^m	0,97	1,00	0,97	0,97	0,94	0,95	0,95	0,87	0,96	0,95	0,98	0,96	0,94	0,95	1,01	0,96
K₂O/Na₂O	0,80	0,79	0,95	1,13	1,05	1,12	1,22	1,23	1,13	1,20	1,23	1,22	1,25	1,63	1,58	1,41
Na₂O/K₂O	1,25	1,26	1,06	0,89	0,95	0,90	0,82	0,81	0,89	0,83	0,81	0,82	0,80	0,62	0,63	0,71
Na₂O/CaO	0,88	0,90	0,87	1,10	1,05	1,04	1,13	1,20	1,03	1,07	1,15	1,23	1,25	1,84	2,91	2,19
MgO/FeO*	0,42	0,37	0,39	0,25	0,29	0,28	0,23	0,27	0,28	0,26	0,30	0,20	0,18	0,05	0,05	0,06
MgO/MnO	18,63	18,13	16,67	12,25	14,11	14,88	10,67	12,89	13,88	13,25	13,50	9,78	8,44	2,13	2,11	2,63

Fácies: PQMZN= piroxênio-quartzo-monzonito; ABGRN= anfibólio-biotita-granodiorito; BAGRN= biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG= biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG= anfibólio-monzogranito; ASG=anfibólio-sienogranito. LOI= perda ao fogo.

Análises **EY-93B; JK-27A; JK-25; EY-82A; JK-51E**: cedidas pela CPRM.

Eu/Eu* = $Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$; (La/Sm)_N; (La/Yb)_N; (Gd/Yb)_N; (Nb/Zr)_N, valores de ETR normalizados pelo condrito de Haskin *et al* (1968); MALI= (Na₂O+K₂O-CaO); A/NK= molecular Al₂O₃/(Na₂O+K₂O); A/CNK= molecular Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O); nd.= valor não detectado ou não determinado.

6.2 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

6.2.1 Elementos Maiores e Traços

Nos diagramas de Harker (Figura 6.1) foram plotados as três unidades em conjunto, este fato, no entanto, não significa que tais unidades são provenientes de uma mesma câmara magmática. O comportamento dos elementos é irregular, o TiO_2 , por exemplo, apresenta correlação negativa, em relação à sílica, para as fácies do CC, para as fácies da SIC e para a fácies AMZG da SIP, e positiva para o ASG. O Al_2O_3 exibe uma dispersão para a fácies do CC, enquanto que para as fácies da SIC e SIP apresentam correlação negativa. O CaO apresenta correlação negativa para as três unidades. O FeO^* exibe dispersão para a fácies do CC, correlação negativa para as fácies da SIC e para o AMZG da SIP e correlação positiva para a fácies ASG. O MgO não exibe espalhamento para a fácies do CC e apresenta correlação negativa para as fácies da SIC e SIP. O Na_2O exibe correlação negativa para as fácies da SIC e uma dispersão para as fácies do CC e para o AMZG da SIP, enquanto que a fácies ASG apresenta correlação positiva. O K_2O para a fácies do CC não exibe dispersão e exibe correlação positiva para as fácies da SIC e SIP. Observa-se, ainda, que os BAGRN da SIC, mais pobres em sílica, inicialmente se enriquecem (com exceção do K_2O) e depois mostram uma diminuição dos teores em direção às rochas da fácies BAMZG mais evoluídas (Figuras 6.1 A-F). As rochas da SIP mostram um alinhamento mais evidente, no entanto apresentam um *gap* entre os monzogranitos e sienogranitos.

A variação para os elementos traço também é irregular (Figura 6.2). O Rb, Ba, Zr e a razão Rb/Sr exibem correlação positiva com a sílica, em que as rochas mais empobrecidas nestes elementos correspondem às fácies do CC, passando pelas fácies da SIC e chegando às rochas representadas pela SIP, mais enriquecidas (Figuras 6.2 A, B, C, F). Nestes diagramas, as fácies do CC exibem um pequeno espalhamento enquanto que as da SIC não apresentam dispersão de seus teores com o aumento da sílica, já os representantes da fácies da SIP, apesar de apresentarem um *gap* composicional, apresentam relação mais linear. Os diagramas Sr versus SiO_2 e Sr/Ba versus SiO_2 apresentam relação inversa, com trends negativos, com as rochas do CC mais enriquecidos em Sr em comparação às fácies da SIC e da SIP, que são mais empobrecidas, respectivamente (Figuras 6.2 D, E). No diagrama Rb/Sr versus Zr/Sr, apresentam correlação positiva (Figura 6.2 G), já nos diagramas Sr/Ba versus Zr/Rb e no Ba versus Sr, a correlação é negativa (Figuras 6.2 H, I).

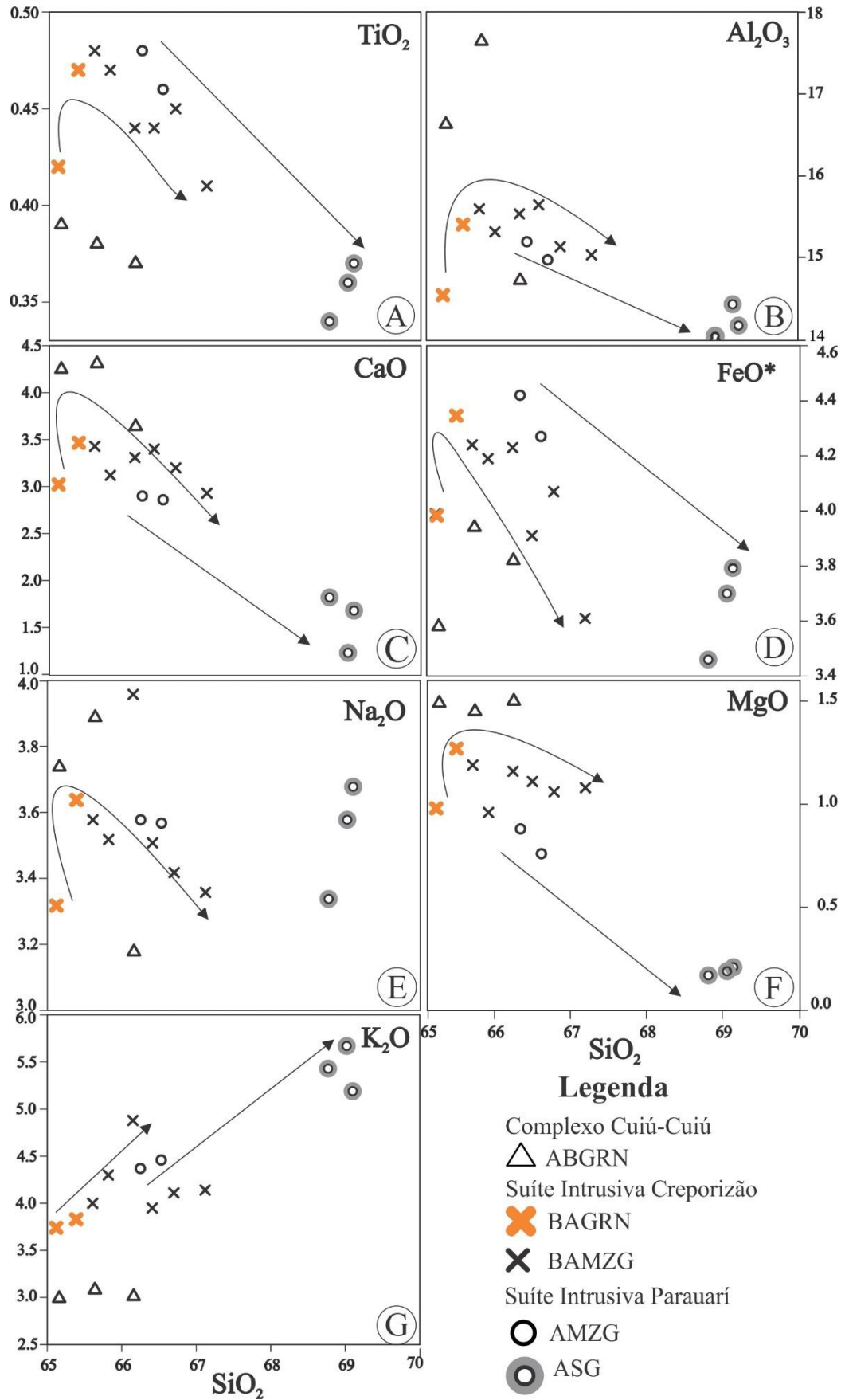


Figura 6.1- Diagramas de Harker para os elementos maiores das amostras representativas dos granitoides estudados.

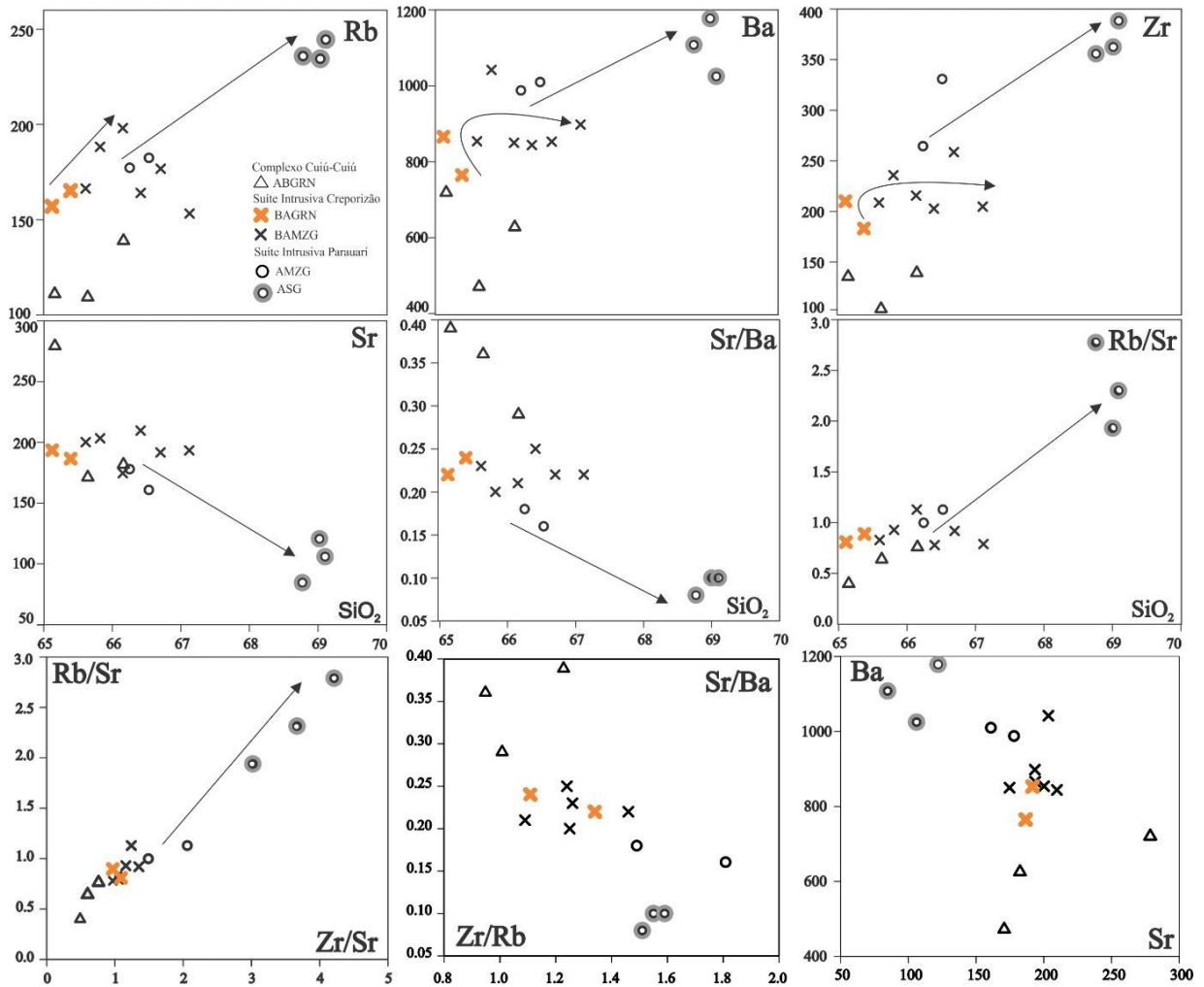


Figura 6.2- (A-F) Diagramas de Harker e (G-I) diagramas bivariantes para os elementos-traço das amostras representativas dos granitoides estudados.

6.2.2 Diagramas de classificação e séries magmáticas

No diagrama P-Q (Debon & Lefort 1983), observa-se uma maior coerência com a classificação modal obtida no QAP (Figura 4.1); a fácies ABGRN do CC plota no campo dos granodioritos. As fácies da SIC transicionam entre os campos de granodioritos e monzogranitos com predominância neste último; apenas uma amostra plotou no campo do quartzo-monzonito (JK-51E). As fácies AMZG e ASG da SIP plotam respectivamente nos monzogranitos e sienogranitos (Figura 6.3A). São rochas predominantemente metaluminosas, com raras amostras dos ABGRN e ASG apresentando razões A/CNK em torno de 1 e plotando no campo peraluminoso (Figura 6.3 B).

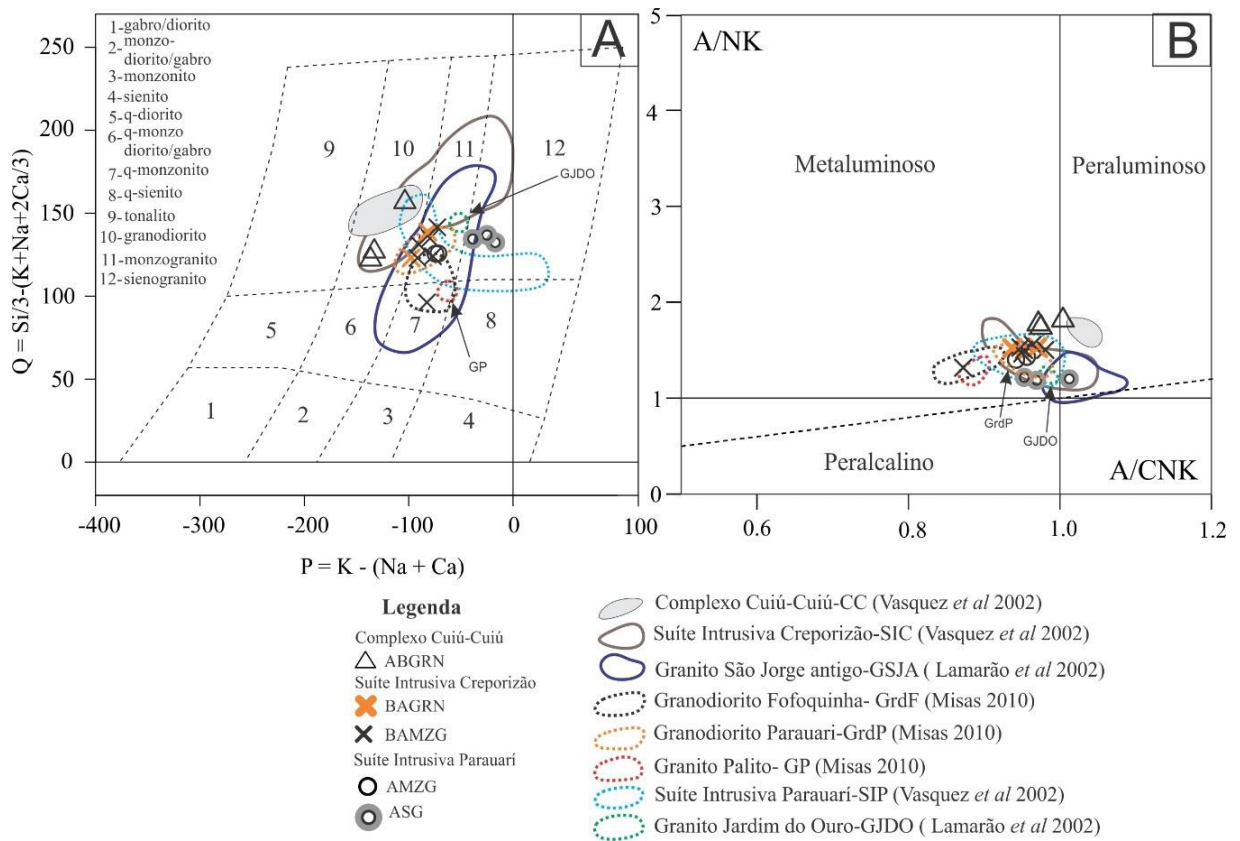


Figura 6.3- (A) diagrama P-Q (Debon & Le Fort 1983); (B) índice de saturação em alumina (Shand 1943). O campo preenchido em cinza representa amostras do Complexo Cuiú-Cuiú, os campos com linhas fechadas representantes da Suíte Intrusiva Creporizão e os campos com linhas pontilhadas são representantes da Suíte Intrusiva Parauari. Esses campos foram utilizados para efeitos de comparação com as fácies estudadas, e serão discutidos no capítulo 7.

No diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 6.4 A), as rochas do CC e SIC são predominantemente alto-K, enquanto as rochas da SIP são predominantemente shoshoníticas, no entanto, este caráter shoshonítico pode decorrer do fato de algumas amostras, mesmo que de forma incipiente, apresentarem alteração potássica. No diagrama AFM (Figura 6.4 B) as unidades exibem *trend* cálcio-alcálico.

No diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs SiO_2 (Figura 6.4 C), o ABGRN do CC é predominantemente cálcio-alcálicos. As rochas da SIC plotam predominantemente nos campos cálcio-alcálico (BAGRN e BAMZG) e álcali-cálcico (BAMZG), enquanto os representantes da SIP (AMZG e ASG) são predominantemente álcali-cálcicos, com uma amostra (JK-48) ocupando o campo alcalino.

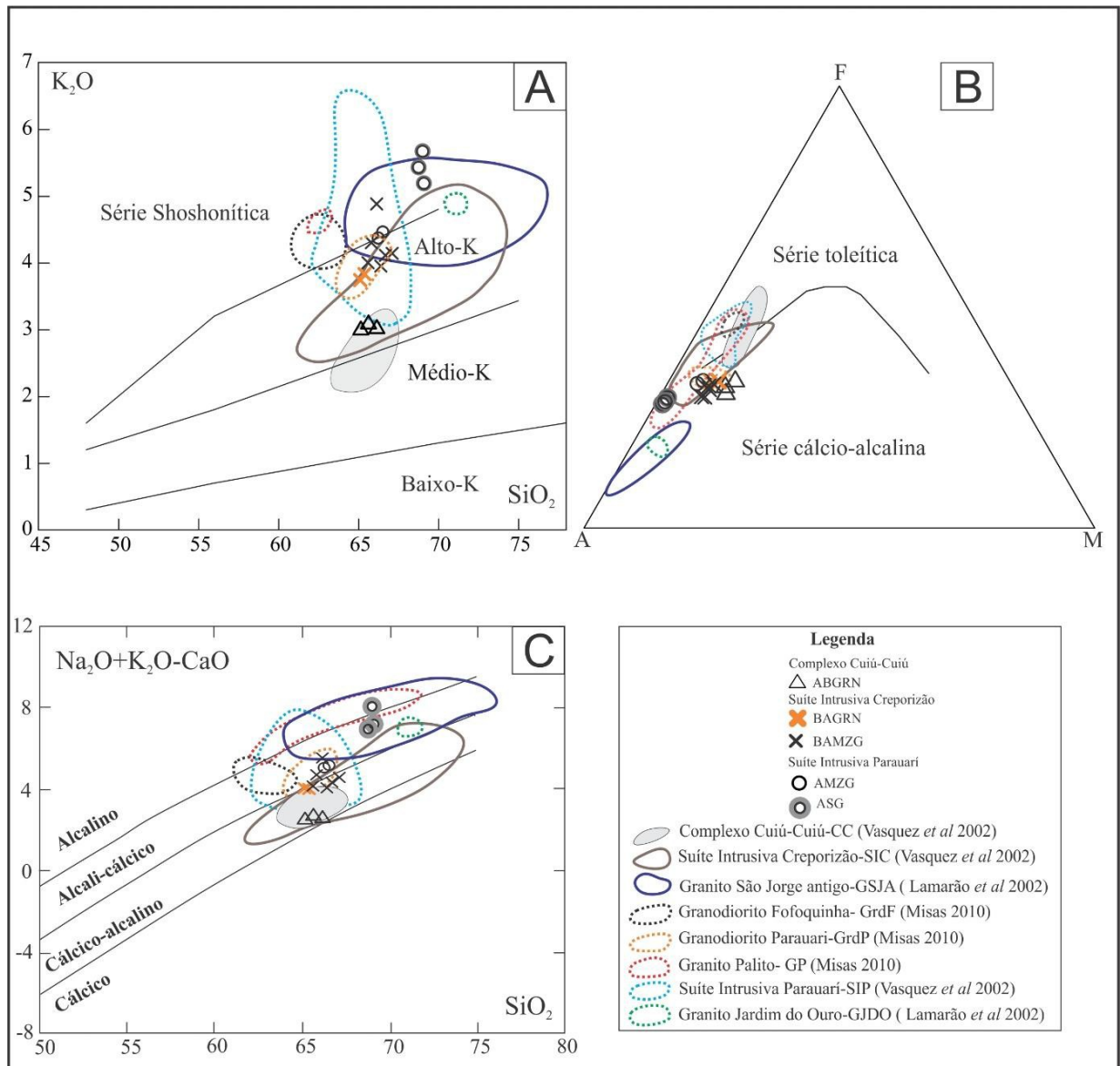


Figura 6.4- (A) Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976) (B) diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) (C) diagrama Na_2O+K_2O-CaO (MALI) vs SiO_2 (Frost *et al.* 2001); Campos composicionais para comparação descritos na legenda da figura.

6.2.3 Diagramas de elementos terras raras

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), normalizados pelo condrito de Haskin *et al* (1968), no geral, exibe comportamento similar entre as fácies analisadas, com enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) e empobrecimento dos ETRP (Figuras 6.5 A, C, E). A fácies ABGRN do CC apresenta os mais baixos conteúdos de ETR (165,84-130,47 ppm), moderado fracionamento geoquímico representado por $(La/Yb)_N$ (12,37-9,43), $(La/Sm)_N$ (4,69-4,26) e da razão $(Gd/Yb)_N$ (1,66-1,46) e exibem fracas anomalias negativas de Eu [$(Eu/Eu^*)_N$ (0,79-0,72)].

Os granitoides da SIC apresentam moderado conteúdo de ETR (257,46-198,98 ppm) e de anomalias de Eu $[(Eu/Eu^*)_N (0,55-0,41)]$, tais anomalias são similares as da fácies da SIP que são de Eu $[(Eu/Eu^*) (0,54-0,44)]$. Esta última unidade, no entanto, já apresenta os maiores conteúdos de ETR (361,34-259,65 ppm). Os fracionamentos dos ETR e ETRL são similares nas duas unidades, entretanto às fácies da SIC exibem razões levemente menores de $(La/Yb)_N (11,55-7,78)$ e de $(La/Sm)_N (4,95-3,59)$, em comparação às razões apresentadas pelas fácies da SIP, que são de $(La/Yb)_N (12,15-7,07)$, $(La/Sm)_N (4,99-3,84)$. Já o fracionamento ETRP é ligeiramente maior nas amostras da SIC $(Gd/Yb)_N (1,75-1,39)$, enquanto que na SIP esta razão é de $(Gd/Yb)_N (1,62-1,25)$.

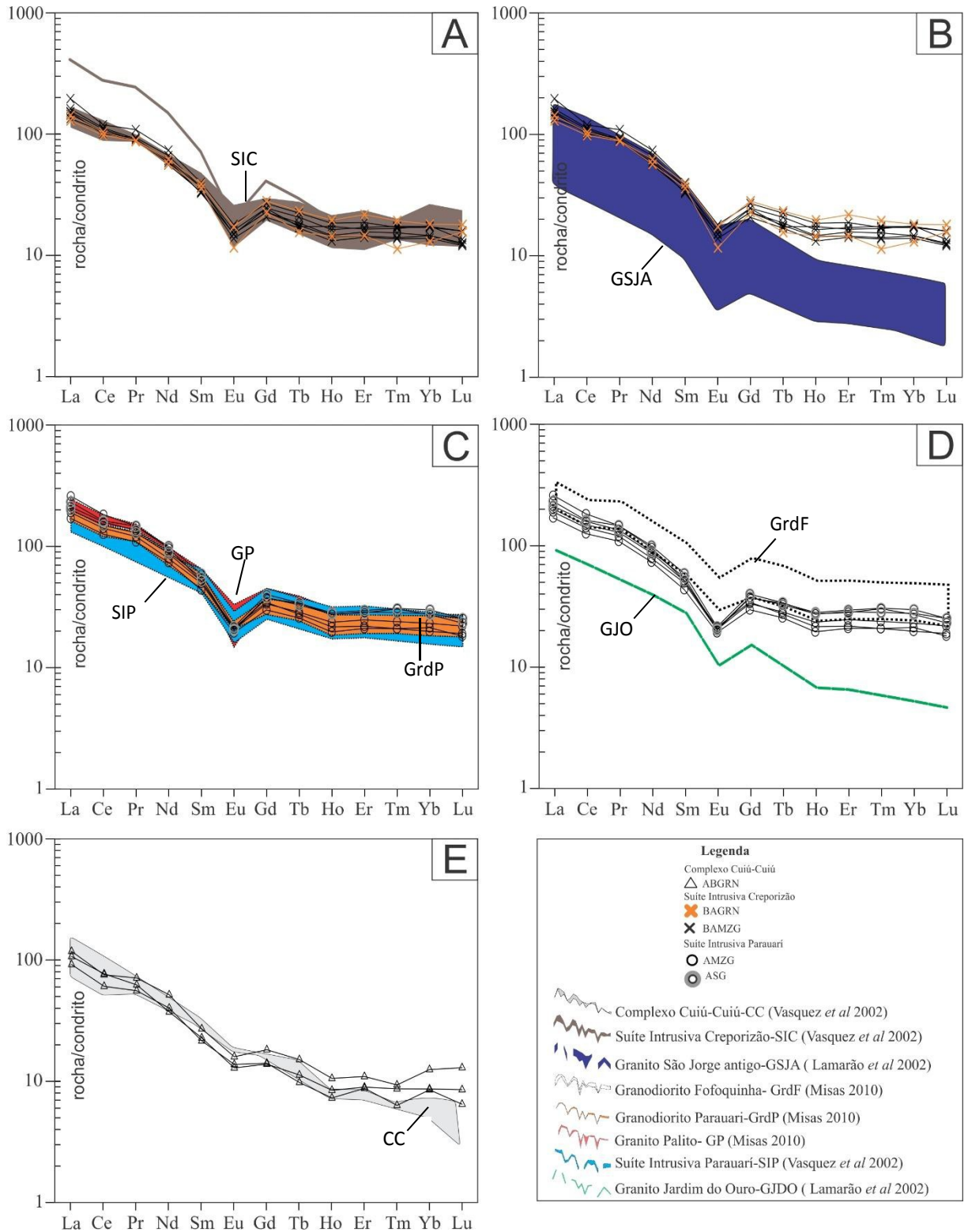


Figura 6.5- Diagramas de ETR normalizados ao condrito de Haskin *et al.* (1968) para (A) fácies BAGR e BAMZG da SIC; são plotadas também para comparação os ETR da SIC de Vasquez *et al.* (2002) e (B) campos do GSJA (Lamarão *et al.* 2002); (C) fácies AMZG e ASG da SIP; SIP (Vasquez *et al.* 2002), GP (Misas 2010), GrdP (Misas 2010), são plotados para comparação. (D) fácies AMZG e ASG da SIP com campos correlatos do GrdF (Misas 2010) e GJDO (Lamarão *et al.* 2002); (E) fácies ABGRN com campos correlacionáveis do CC (Vasquez *et al.* 2002). Abreviações: ABGRN=Anfibólio-biotita-granodiorito; BAGR= Biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG=Biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG=Anfibólio-monzogranito; ASG=Anfibólio-sienogranito.

6.2.4 Diagramas Multielementos

O padrão dos elementos traços das rochas estudadas foi normalizado segundo o condrito de Thompson (1982). Esse padrão é relativamente similar e exhibe um relativo enriquecimento em LILE em relação aos ETRP. No entanto, as principais diferenças são os teores relativamente elevados de Ba, Rb, Th, K e Nb e as anomalias negativas de Sr, P e Ti.

Na SIC as amostras são homogêneas, com a sobreposição das fácies BAGRN e BAMZG; essas rochas mostram anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti e enriquecimento em Rb, Th, K, La, Ce, Nb, e valores relativamente similares em Sm, Zr, Hf, Tb, Y, Tm e Yb (Figura 6.6 A). A SIP mostra também sobreposição de suas fácies e o mesmo padrão de distribuição, porém com teores mais elevados nos elementos supracitados. A fácies ASG é mais fracionada e apresenta anomalias negativas levemente mais acentuadas se comparadas à fácies AMZG (Figura 6.6 C).

A fácies ABGRD do CC exhibe moderadas a leves anomalias de Ba, Th, Nb, Sr e Ti e fortes anomalias de P (Figura 6.6 E).

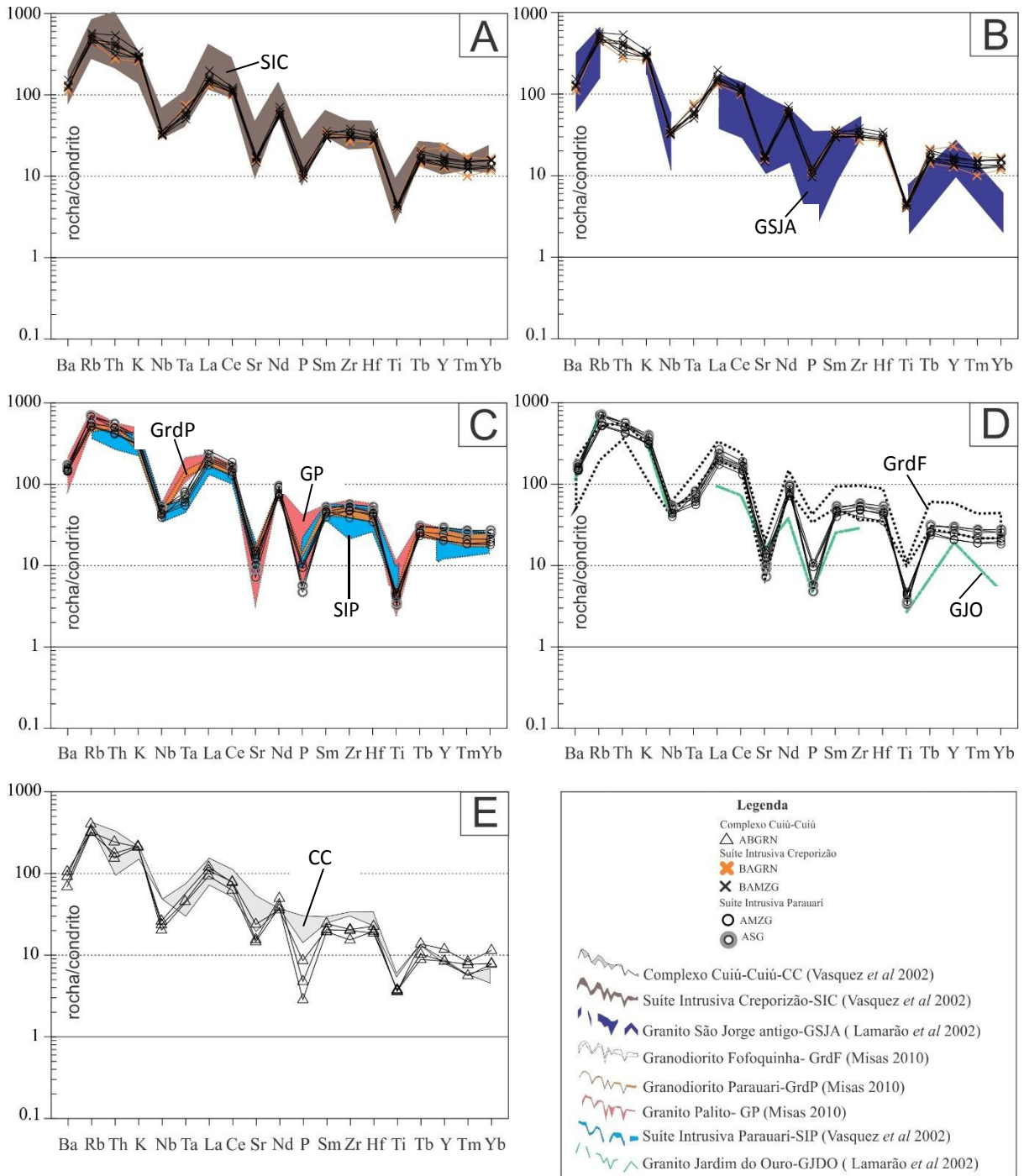


Figura 6.6- Diagramas multielementares (*Spidergrams*) normalizados em relação ao condrito de Thompson (1982) (A) fácies BAGRN e BAMZG e unidade correlata SIC de Vasquez *et al.* (2002). (B) com campos correlatos de GSJA (Lamarão *et al.* 2002); (C) fácies AMZG e ASG da SIP; unidades correlacionadas SIP (Vasquez *et al.* 2002), GP (Misas 2010), GrdP (Misas 2010) plotadas para comparação; (D) fácies AMZG e ASG da SIP com campos correlatos do GrdF (Misas 2010) e GJDO (Lamarão *et al.* 2002); (E) fácies ABGRN com campos correlacionáveis ao CC (Vasquez *et al.* 2002). Abreviações: ABGRN=Anfibólio-biotita-granodiorito; BAGRN=Biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG=Biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG=Anfibólio-monzogranito; ASG=Anfibólio-sienogranito.

6.2.5 Ambiência Tectônica e Séries Magmáticas

De acordo com o diagrama de Pearce (1996), as rochas do CC e da SIC plotam no campo dos granitos formados em arcos vulcânicos (VAG), com esta última suíte mais próxima do campo de granitos intraplacas (WPG), enquanto as rochas da SIP plotam no campo WPG. Todo esse conjunto, no entanto, incide predominantemente no campo dos granitos pós-colisionais (Figuras 6.7 A, B). No diagrama $(\text{Nb/Zr})_N$ vs Zr, as rochas da SIC e SIP caem no campo de granitos pós-colisionais, enquanto que os ABGRN plotam no campo de rochas cálcio-alcálicas geradas em zonas de subducção (Figura 6.7 C). No diagrama $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ versus SiO_2 de Brown *et al.* (1984; Figura 6.7 D) todos os litotipos do CC, SIC, assim como as rochas monzograníticas da SIP exibem *trends* similares aos de rochas geradas em arcos continentais normais, enquanto as rochas sienograníticas da SIP plotam no campo de granitos alcalinos.

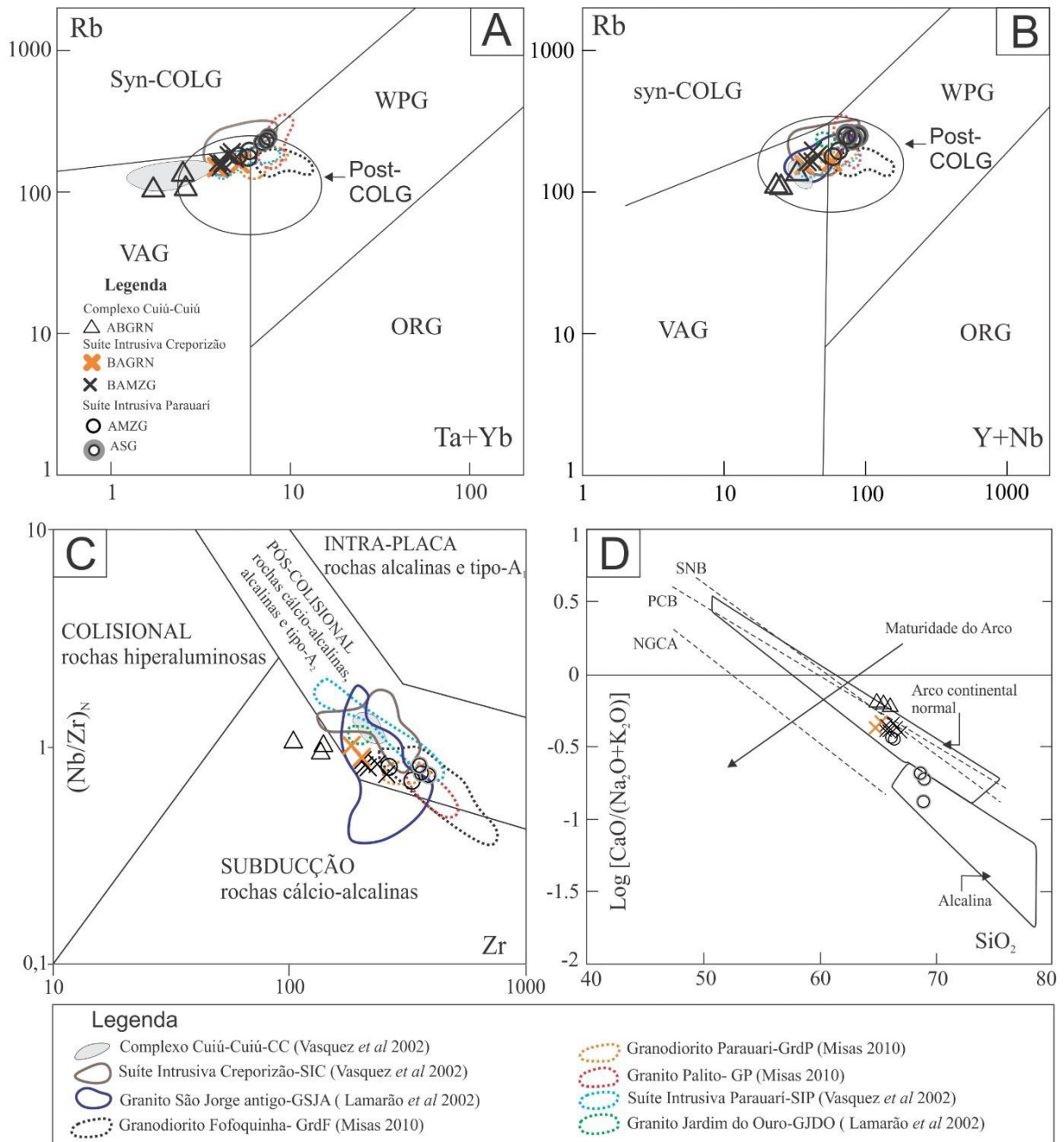


Figura 6.7- Diagramas (A) Rb vs Ta+Yb e (B) Rb vs Y+Nb. COLG- granitoides colisionais; WPG- granitoides intraplaca; VAG-granitos de arcos vulcânicos; ORG-granitos de dorsais oceânicas (Pearce 1996). (C) diagrama $(Nb/Zr)_N$ vs Zr (Thiéblemont & Tegye 1994); (D) diagrama $\log [CaO/(Na_2O+K_2O)]$ vs SiO_2 (Brown *et al.* 1984). SNB – Batólito Sierra Nevada, PCB – Batólito costeiro do Peru NGCA – Arco continental Nova Guiné. Campos composicionais para comparação descritos na legenda da figura.

CAPÍTULO 7 – DISCUSSÕES

7 DISCUSSÕES

7.1 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E DE QUÍMICA MINERAL

As principais características das unidades que afloram na área de estudo estão sumarizadas na Tabela 7.1. Na área, dominam monzogranitos com subordinados sienogranitos e granodioritos e, localmente, quartzo-monzonitos. As fácies do CC, com exceção do PQMZN, exibem curvas evolutivas compatíveis com as das séries magmáticas (Lameyre & Bowden 1982) cálcio alcalina granodiorítica (cálcio-alcalina de médio K), enquanto que as demais fácies da SIC e SIP transicionam para as séries subalcalina monzoníticas (cálcio-alcalina de alto-K e shoshoníticas) (Figura 4.1).

Na área de estudo, foram individualizados dois grupos de rochas para o CC, um aflorante na porção sudeste representado por Biotita-leucogranodiorito (BLGRD), Biotita-leucomonzogranito (BLMG) e Biotita-leucosienogranito (BLSG), e outro na porção noroeste, constituído por Anfibólio-biotita-granodiorito (ABGRD), Piroxênio-quartzo-monzonito (PQMZ) e Anfibólio-biotita-monzogranito (ABMG).

As rochas que ocorrem na porção sudeste possuem biotita como principal fase máfica e exibem evidências de processos deformacionais. A fácies BLSG apresenta deformação dúctil com recristalização em condições de grau médio-baixo (400-500°C). Os principais reflexos desta deformação são a presença de geminação dobradas e afuniladas nas maclas do plagioclásio, textura em subgrãos, leve estiramento dos cristais de feldspato e micas pisciformes (*mica fish*), com recristalização da borda desses minerais (Passchier & Trouw 2005). Essas características podem estar ligadas a processos de metamorfismo dinâmico, possivelmente em zonas de cisalhamento dúctil. Nas demais fácies, esta deformação é mais tênue (mais baixa T), e o principal mineral afetado é o cristal de quartzo, com formação de extinção ondulante ou desenvolvimento de subgrãos, os outros minerais essenciais e varietais, especialmente os feldspatos e biotita, não apresentam sinais de deformação, ou quando apresentam está de forma localizada. Essas rochas também comumente apresentam microfraturas, indicando que foram submetidos a deformação rúptil.

Por outro lado, os litotipos do CC que dominam na porção noroeste apresentam biotita e anfibólio como principais fases máficas ou piroxênio ocorrendo de forma localizada. Suas feições magmáticas ainda estão preservadas, como zoneamento concêntrico, maclamento simples do plagioclásio e zoneamento de cristais de anfibólio marcado pela inclusão de finos

cristais de plagioclásio ao longo de suas linhas de crescimento. Além disso, uma característica marcante das fácies com anfibólio é a presença de cristais de anfibólio substituídos por cristais de biotita, tal substituição é resultado de processos magmáticos em que há reação do anfibólio com o líquido residual estabilizando a biotita magmática. A caracterização dessas biotitas como magmáticas (tardimagmáticas) ocorreu principalmente pela composição química similar delas (identificação por MEV-EDS) com aquelas que ocorrem como cristais individuais na rocha, além disso, apresentam colorações marrom e comumente são subédricas, semelhantes aos cristais individuais.

Os dois grupos de rochas do CC também se distinguem quanto à química mineral. Nas rochas da porção sudeste que apresentam deformação, análises de microsonda em biotitas revelaram a presença de cristais primários reequilibrados com composições de biotitas magnesianas. Por outro lado, para as rochas isotrópicas da porção noroeste os cristais de biotita são primários, de coloração marrom e com composições ferríferas. Os gráficos ternários e binários de Abdel-Rahman (1994) (Figuras 5.3A; 5.4 A-C) mostram que o BLSG do CC (biotita reequilibrada) e o ABGRN são francamente cálcio-alcálicos. No entanto, as biotitas da fácies ABGRN transicionam para os campos mais alcalinos e peraluminosos.

No diagrama Al(t) x Mg (Nachit *et al.*, 1985) todas as biotitas plotam no campo subalcalino, mas as populações se distinguem, as do BLSG se aproximam das biotitas de granitoides cálcio-alcálicos (mais magnesianos), enquanto que as biotitas do ABGRN se situam entre as do BLSG e as biotitas da SIC, essas últimas se aproximam das biotitas de granitos alcalinos. Esses gráficos reforçam o caráter transicional desses granitoides, mudando para magmas cálcio-alcálicos mais evoluídos como os magmas de alto K.

As características macro e microscópicas observadas, assim como os dados de química mineral de anfibólios e biotitas, sugerem que as amostras das porções sudeste e noroeste da área de estudo que foram englobadas no CC por Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*), podem na verdade pertencer a unidades distintas; as rochas da porção sudeste que apresentam deformação são as que mais se aproximam das descrições encontradas para o CC do Domínio Tapajós. Enquanto que as fácies ABGRN e ABMZG localizadas na porção noroeste, exibem rochas não deformadas e assemelham-se, em seus aspectos texturais e mineralógicos às fácies da SIC, no entanto seriam necessários estudos geocronológicos para confirmar tal correlação.

A fácies PQMZ, também localizada na porção noroeste da área, é isenta de deformação e composta predominantemente por plagioclásio e piroxênio, e foi correlacionada por Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) ao CC. Entretanto, apresenta similaridades petrográficas com rochas da Suíte Intrusiva Ingarana, as quais são constituídas principalmente por

hiperstênio, augita e plagioclásio (andesina e labradorita); quartzo e feldspato alcalino são intersticiais e subordinados. O plagioclásio está comumente saussuritizado e o piroxênio substituído por hornblenda, actinolita, biotita, clorita, epitodo, titanita e minerais opacos (óxido de Fe-Ti e sulfetos; Vasquez *et al.* 2008). No entanto, ressalta-se a importância de estudos geocronológicos para confirmar tal afirmativa.

As rochas da SIC, como visto anteriormente, apresentam aspectos texturais e mineralógicos semelhantes aos das rochas granodioríticas (ABGRD) do CC, no entanto, divergem quanto à química mineral e geoquímica de rocha total. Os cristais de anfíbólio da SIC apresentam composição predominante de Fe-hornblenda e de forma subordinada, Fe-tschermakita, diferenciando-se dos anfibólios da fácies ABGRN que são predominantemente Mg-hornblenda. As biotitas da SIC são primárias, de coloração marrom e enriquecidas em Fe (anita) e Ti, enquanto aquelas do ABGRN também são primárias, de coloração verde-marrom, no entanto são mais enriquecidas em Mg (Figuras 5.3, 5.4). Caso o ABGRN pertença à SIC, esta fácies poderia representar um corpo menos evoluído e talvez mais precoce.

Na fácies da SIC, outra feição comum é a presença de coroas de anfíbólio bordejando cristais de piroxênio (Figuras 4.10 F e 4.12 F). De acordo com Vernon (2008), tais reações incompletas são as que podem ser usadas para definir uma sequência de cristalização, outras características tais como: minerais euédricos se cristalizaram primeiro que minerais anédricos, ou inclusões são mais antigas que os cristais hospedeiros, são critérios que são comumente enganosos. Por isso, que neste trabalho não foi proposto ordem de cristalização para os cristais que hospedam inclusões. Há ainda, subordinadamente, a presença de cristais de biotita que substituem cristais de anfíbólio (Figura 4.10 D), esses cristais também foram interpretados como formados em estágio tardimagmático, semelhante aos descritos para a fácies ABGRN.

Na fácies BAMZG da SIC ocorrem cristais de plagioclásio intensamente saussuritizados em contato com plagioclásios levemente alterados (Figura 4.11 E). Esta feição deve ser resultado da alteração que não é homogênea. Ainda com relação a esses minerais é comum a presença cristais com núcleos mais cálcios e bordas mais sódicas, ou os núcleos descalcificados devido a alteração, especialmente a sassuritização e sericitização (Figura 5.2 E).

É comum também a presença de prehnita interlamelar nos cristais de biotita das fácies da SIC (BAGRN e BAMZG), assim como nas fácies ABGRN e ABMZG. De acordo com Delvigne (1998) o processo de transformação de um cristal de biotita em clorita provoca expansão e conseqüentemente forma aberturas de poros lenticulares, que tornam-se

preenchidos por materiais alóctones transferidos de outras partes da rocha por fluidos hidrotermais. Desta forma, o Ca disponível para formar a prehnita poderia ser proveniente de fluidos hidrotermais que percolaram a rocha durante o processo de alteração.

Tabela 7.1- Características petrográficas e mineralógicas dos granitoides da região de Vila São Chico, Província Aurífera do Tapajós.

Unidade	Fácies	Minerais máficos (%)	Minerais acessórios primários	Minerais secundários	Anfibólio	Mg/(Mg+Fe) (anfibólio)	Biotita	Fe/(Fe+Mg) (biotita)	Feldspato	Teor anortita e ortoclásio
	PQMZN	14,6		Chl; Ser; Ep; Ttn; Opq						
	ABGRN	(13,3-9,9)	Ti-Mag; Hem; Ccp; Py	Chl; Ep; Opq	Mg-hornblenda	(0,7-0,6)	Fe-biotita	0,6		
CC	ABMZG	13,2		Chl; Ep; Opq						
	BLGRN	1,3		Chl; Ser; Ep; Ttn; Opq						
	BLMZG	(3,0-2,1)		Opq; Ms						
	BLSG	3,8	Mag?; Ttn; Ap, Aln	Chl; Opq			Mg-biotita	0,4		
SIC	BAGRN	(16,1-8,2)	Ilm; Ti-Mag; Aln; Thr	Chl; Ep; Opq	Fe-hornblenda	(0,5-0,4)	Fe-biotita	(0,7-0,6)		
	BAMZG	(13,1-9,3)	Ilm; Ti-Mag; Ap; Ccp; Aln; Ttn; Thr; Hem; Rt; Mnz; Py; Sp; Gn; Fl	Chl; Ep; Opq; Prh	Fe-hornblenda	(0,5-0,4)	Fe-biotita	(0,7-0,6)	Albita; oligoclásio; andesina	An (1,3); An (12-29,7); An (35,2-31,7)
	AGRN	13,7		Kfs; Chl; Opq						
SIP	AMZG	(5,6-3,5)	Ilm; Ti-Mag; Aln; Brt	Kfs; Chl; Opq; Ep	Fe-hornblenda	(0,4-0,3)			Albita; K-feldspato	An (2,4); Or (98,5)

CC: Complexo Cuiú-Cuiú; SIC: Suíte Intrusiva Creporizão; SIP: Suíte Intrusiva Parauari; PQMZN: Piroxênio-quartzo-monzonito; ABGRN: Anfibólio-biotita-granodiorito; BAGRN: Biotita-anfibólio-granodiorito; BAMZG: Biotita-anfibólio-monzogranito; AMZG: Anfibólio-monzogranito; ASG: Anfibólio-sienogranito; Mag: Magnetita; Ti-Mag: Titanomagnetita; Hem: Hematita; Ccp: Calcopirita; Py: Pirita; Ttn: Titanita; Ap: apatita; Aln: Allanita; Ilm: Ilmenita; Thr: Torita; Chl: Clorita; Ser: Sericita; Ep: Epidoto; Opq: Opaco; Ms: Muscovita; Rt: Rutilo; Mnz: Monazita; Sp: Esfalerita; Gn: Galena; Fl: Fluorita; Brt: Barita; Kfs: K-feldspato; Prh: Prehnita; Cb: Carbonato.

As rochas da SIP se distinguem das demais unidades pela intensa coloração avermelhada e maior grau de alteração; são rochas pobres em minerais máficos, representados principalmente pelo anfibólio. Além disso, comumente apresentam enclaves microgranulares máficos, possivelmente relacionados a mistura de magmas tipo *mingling*, característica semelhante às descritas por Vasquez *et al.* (2002) para a SIP da porção leste do Domínio Tapajós.

A presença de intercrescimento granofírico pressupõe ambientes rasos de colocação de magma (Vernon 2008). Essa textura está presente nos PQMZN e ABGRN, ambos mapeados como CC, e nos BAMZG da SIC e nos três litotipos da SIP

Outra característica importante observada para estas unidades é que há um enriquecimento em ferro no sentido CC→SIC→SIP, marcado tanto pela composição dos cristais de anfibólio (Mg-hornblenda→Fe-hornblenda) e dos cristais de biotita (flogopita→anita). As fases acessórias como magnetita são enriquecidas nas fácies do CC e SIC, enquanto que na SIP dominam ilmenita e titanita xenomorfa. As fases sulfetadas estão presentes apenas nos BAMZG da SIC e ocorrem nos ABGRN como finos cristais; nas fácies da SIP estão ausentes (Tabela 7.1).

7.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As rochas encaixantes do depósito e as que ocorrem em seu entorno foram afetadas variavelmente por alterações hidrotermais, que acabaram por mascarar parcial ou totalmente suas características ígneas, sendo a saussuritização e sericitização do plagioclásio, a cloritização dos minerais máficos (biotita e anfibólio) e a microclinitização dos feldspatos (K-feldspato? plagioclásio?) as alterações mais comuns e que acabam por interferir na estimativa modal primária e refletir na composição química original da rocha, especialmente nas fácies da SIP.

A alteração potássica está presente de forma subordinada nas fácies do CC, que no BLGRN é acompanhada com vênulas monomineralicas de coloração avermelhada (biotita?), podendo representar uma das associações típicas desse tipo de alteração (K-feldspato-biotita-quartzo (intersticial) (Pirajno 2009). Por outro lado, é mais proeminente nas fácies da SIP e confere a rocha tonalidades avermelhadas. De acordo com Pirajno (2009), Putnis *et al.* (2007), Engevic *et al.* (2008) e Guthrie Jr & Veblen (1991) essas tonalidades são devidas à liberação do Fe da rede cristalina do mineral de alteração para formar diminutas inclusões de hematita que conferem à rocha um aspecto túrbido sob a luz transmitida, e tonalidades avermelhadas

em amostras de mão. No Domínio Tapajós, tais características foram descritas por Misas (2010) no Granito Palito, por Juliani *et al.* (2002) nas alterações hidrotermais do Granito Batalha e nos pórfiros associados a mineralizações epitermais (Juliani *et al.* 2005). Esta coloração avermelhada foi mencionada também em rochas do depósito Bom Jardim, entretanto, Borgo (2013) associa esse fato a um processo de ferruginização das rochas, que afeta exclusivamente o plagioclásio, e descreve ausência comum do microclinio na moda das rochas ferruginizadas. A albita hidrotermal, em geral, está presente principalmente nas fácies ABMZG (CC? ou SIC?), BAGRN (SIC) e ASG (SIP), como constituintes de vênulas que cortam os minerais magmáticos, ou como mineral intersticial formando franjas. Segundo Pirajno (2009), nos estágios finais de cristalização de um líquido magmático formam-se fluídos residuais alcalinos e altamente salinos, com temperaturas em torno de 800 a 600° C, que provocam uma ampla alteração potássica e sódica. Esses fluídos promovem reações de trocas químicas e crescimento *subsolidus* de novas fases minerais que incluem troca de base nos feldspatos (especialmente Na⁺ por K⁺, e vice e versa), mudanças na estrutura cristalina, albitização, microclinitização e crescimento de micas octaédricas (Pirajno 2009).

A alteração propilitica é dominante nas rochas da SIC, e são caracterizadas por um estilo pervasivo representado pela paragênese: clorita+epidoto+apatita +prehnita+titanita+magnetita, a qual substitui principalmente os minerais ferromagnesianos como biotita e anfibólio. Essa alteração é gerada por soluções quase neutras em um intervalo variável de temperatura, ocorrem nas porções distais da fonte de calor (intrusão do magma), e a paragênese é definida pela composição química da rocha e não do fluido (Reed 1997 segundo Pirajno 2009).

A calcita, identificada nas fácies da SIP, ocorre associada aos cristais de plagioclásio, juntamente com clorita, como fases de alteração, ou pode ocorrer nos interstícios. A presença daquele mineral pode representar uma fase mineral estável da alteração propilitica ou um evento de carbonatação posterior. Klein *et al.* (1999) também descreveram para os garimpos São Chico e São Domingos, associações propiliticas. Para esta última suíte também é comum epidotização de plagioclásios e cloritização das fases máficas.

A argilização, principalmente dos feldspatos, encontrada na maioria das suítes pode advir do intemperismo, visto que estas rochas são de superfície e não foram identificadas vênulas com argilominerais, para dar suporte a uma alteração argilítica.

As rochas identificadas como as encaixantes do depósito (JK-51 A-E), apresentam variados graus de alteração. Nelas dominam a cloritização das fases máficas, epidotização dos plagioclásios e, subordinadamente, substituição do anfibólio por tremolita (?). Além disso,

ocorrem também vênulas com minerais de alta birrefringência (carbonato?), que juntamente com as demais associações sugerem uma alteração propilitica. A sericitização intensa de plagioclásio ocorre, restritamente, em uma amostra (JK-51C). As fases sulfetadas, como calcopirita, pirita, esfalerita e galena ocorrem associadas a estas alterações.

7.3 ASPECTOS GEOQUÍMICOS

A heterogeneidade nas composições químicas das fácies analisadas está relacionada principalmente à ampla variação modal, que vai desde termos granodioríticos, monzograníticos até sienograníticos. Esta heterogeneidade pode ser acentuada, principalmente para os elementos maiores, quando considerados os processos hidrotermais que tendem a concentrar ou lixiviar elementos.

A fácies ABGRN apresenta os mais altos teores de Al_2O_3 , MgO e CaO, tais valores podem estar associadas ao fato de serem rochas menos evoluídas, ou à leve alteração hidrotermal registrada com formação de clorita e epidoto (Tabela 4.1). O caráter menos evoluído também é registrado nos mais baixos conteúdos de K_2O , Na_2O+K_2O . De forma inversa, as fácies da SIP, por serem mais evoluídas apresentam os mais elevados teores de SiO_2 , K_2O e relação Na_2O+K_2O e mais baixos teores de Al_2O_3 , MgO e CaO. As maiores razões K_2O/Na_2O podem estar associadas tanto ao fator evolutivo quanto à presença de metassomatismo potássico, mesmo que incipiente.

O comportamento dos elementos traços reforça a ideia de que os magmas mais evoluídos seguem o sentido: ABGRN→SIC→SIP. De acordo com Brown *et al.* (1984), a maturidade do arco tende acompanhar um aumento na concentração de elementos como Nb, Y, Hf, Th e Zr (Figura 7.1 B).

A fácies BAGRN da SIC apresenta pequena variação no teor de sílica entre as amostras, e a amostra com maior valor de LOI (1,30% - JK-47), também exhibe teores ligeiramente mais elevado de elementos tais como Fe, Al e Mg em relação à amostra EY-82A, esse valor elevado pode estar relacionados à presença de clorita que é observada na petrografia (Tabela 4.1).

As unidades estudadas apresentam filiação magmática cálcio-alcalina a álcali-calcica, metaluminosas a levemente peraluminosas e representam associações magmáticas de médio a alto K, a associação fracamente shoshoníticas pode decorrer da presença da alteração potássica, mesmo que incipiente nas rochas da SIP, por isso não se pode afirmar o caráter shoshonítico desses magmas. O predomínio do caráter metaluminoso do magma exerce forte

influência na mineralogia ferromagnésiana (Gill 2010), em que dominam biotita e anfibólio como observado na petrografia. No diagrama de Frost *et al.* (2001), os granitos transicionam das séries cálcio-alcalinas para álcali-cálcicas. Essas características podem estar associadas a uma mudança na configuração de ambiente orogênico para pós-orogênico, como proposto por Vasquez *et al.* (2002).

Em uma configuração de ambiente de arco magmático, o maior enriquecimento em elementos como Th e ETRL relativo a elementos como Ta, Nb e ETRP, que crescem no sentido CC – SIC – SIP (Figura 7.1 B), sugere que o manto foi progressivamente modificado por crosta oceânica subductada (Schandland & Gorton 2002). Nesse contexto, os fluidos derivados por desidratação da crosta oceânica subductante desenvolvem um papel importante na transferência de elementos desta crosta para os magmas gerados em configuração de arco (Gorton & Schandl 2000). Os HFSE e os ETRP não se enriquecem no fluido, ou por estarem contidos em discretas fases acessórias, ou porque não são mobilizados. Por outro lado, os LILE e ETRL são incorporados nos magmas gerados em subducção via fusão ou por fluidos aquosos, em decorrência de sua maior mobilidade (Pearce & Peate 1995). No entanto, apesar do Th ser um HFSE, se comporta como elemento móvel em ambiente de arco (Pearce & Peate 1995). Devido a solubilidade deste elemento ser extremamente baixa em fluidos de zona de subducção (Bailey & Ragnasdottir 1994), considera-se que este elemento derive do componente sedimentar da placa oceânica descentente.

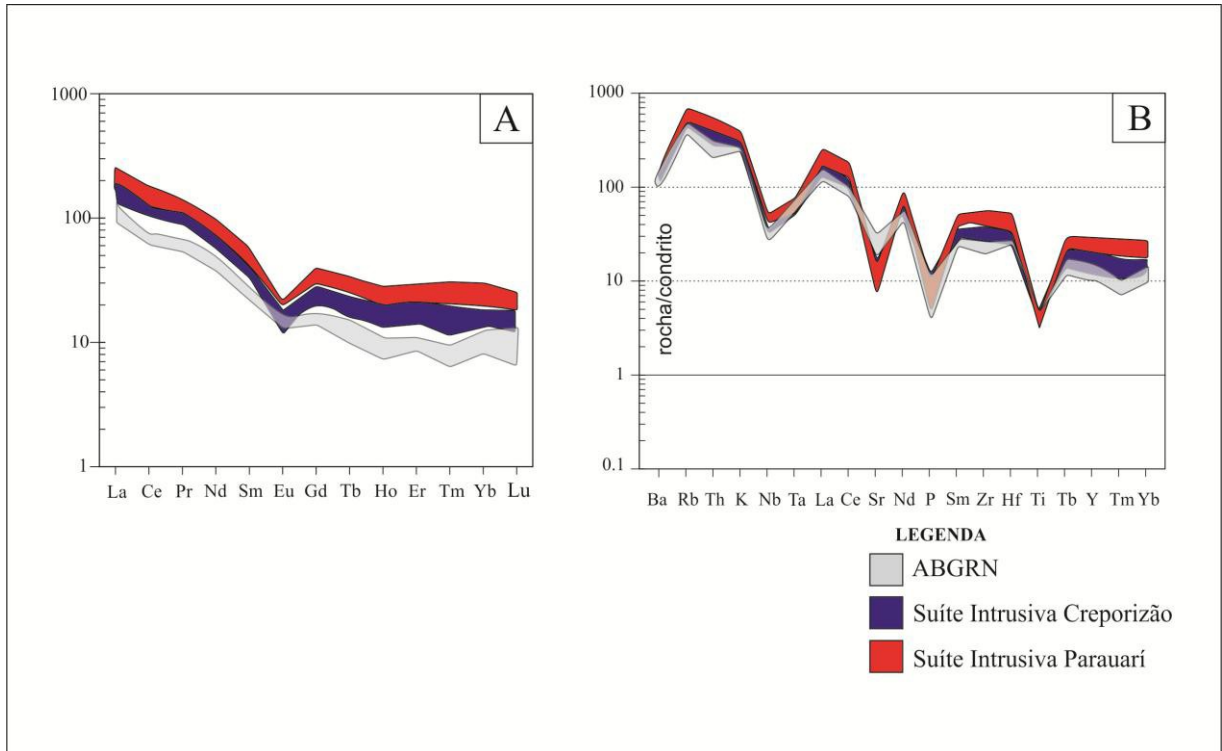


Figura 7.1- (A) Padrão de distribuição dos ETR em relação ao condrito (Haskin *et al.* 1968.) das unidades do ABGRN, SIC e SIP. (B) Padrão de distribuição multielementar normalizado pelo condrito de Thompson (1982).

Alternativamente, o aumento da concentração de elementos tais como Ta e Nb na SIP pode refletir uma contribuição a partir de fontes mantélicas intraplaca, o que condiz com a transição de ambiente de arco para intraplaca, como proposto por Vasquez *et al.* (2002). Adicionalmente, com o aumento da maturidade do arco, há um claro aumento na concentração de elementos tais como Rb, Th, Ta, Nb, Hf e Y. A diminuição na concentração de elementos como Ba, Sr, P e Ti em arcos maduros pode estar relacionada a um elevado grau de fracionamento de, respectivamente, feldspato alcalinos, plagioclásio, apatita e óxidos de Fe e Ti (Brown *et al.* 1984), como observado na Figura 7.1 B.

7.3.1 Tipologia de granitos

As unidades estudadas assemelham-se aos granitos tipo-I de Chappell & White (1974), com ampla variação composicional, e exibem em suas modas minerais como hornblenda, biotita, apatita e raro piroxênio. Chappell & White (1974) observaram que os granitos tipo-I apresentam amplo espectro composicional, desde termos máficos a félsicos, enquanto os do tipo-S estão restritos a granitos com altos conteúdos de SiO₂. Esta variação composicional nos granitos tipo-I é atribuída a processos tais como cristalização fracionada, assimilação ou mistura de magmas (Blevin & Chappell 1995).

O relativo enriquecimento em Na_2O (3,18-3,99%), conforme observado na geoquímica, é semelhante aos valores esperados para os granitos tipo-I, normalmente $>3,2\%$ nas variedades félsicas, assim como o observado com Ca e Sr. Granitos tipo-S apresentam baixos valores nestes elementos, pois os materiais fonte foram fracionados durante intemperismo, transporte e sedimentação.

Outra característica típica de granitos tipo-I são as baixas razões do índice de saturação em alumina (ISA) ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ molecular), geralmente $<1,1$. Nas rochas estudadas, este índice varia entre 0,7-1,01. De acordo com Clarke (1992, segundo Yang *et al.* 2008) tais diferenças podem ser atribuídas a fontes distintas, processos de diferenciação (evolução magmática) ou estar relacionadas a sistemas hidrotermais.

As unidades deste estudo quando plotadas nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), que distinguem entre granitos tipo A, I e S, plotam predominantemente no campo dos granitos tipo-I e S (Figuras 7.2 A-D). Apenas a fácies ASG da SIP plotou no campo dos granitos tipo-A (Figura 7.2 B). No entanto, tais granitos não se enquadram quimicamente nesta categoria, a qual se caracterizava pelos elevados conteúdos de SiO_2 , Fe, Na+K e de elementos como Ga, Nb, Y, Zr, Zn e ETR e baixas concentrações de Al, Mg, Ca e V. Adicionalmente, os ASG não apresentam padrões de ETR típicos de granitos tipo A, nem tampouco razões $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ compatíveis (entre 2,2 a 5,5). Nos granitos deste estudo esta razão é bem mais elevada, entre 5,3 a 11,08, e as anomalias negativas de Eu bem menos pronunciadas.

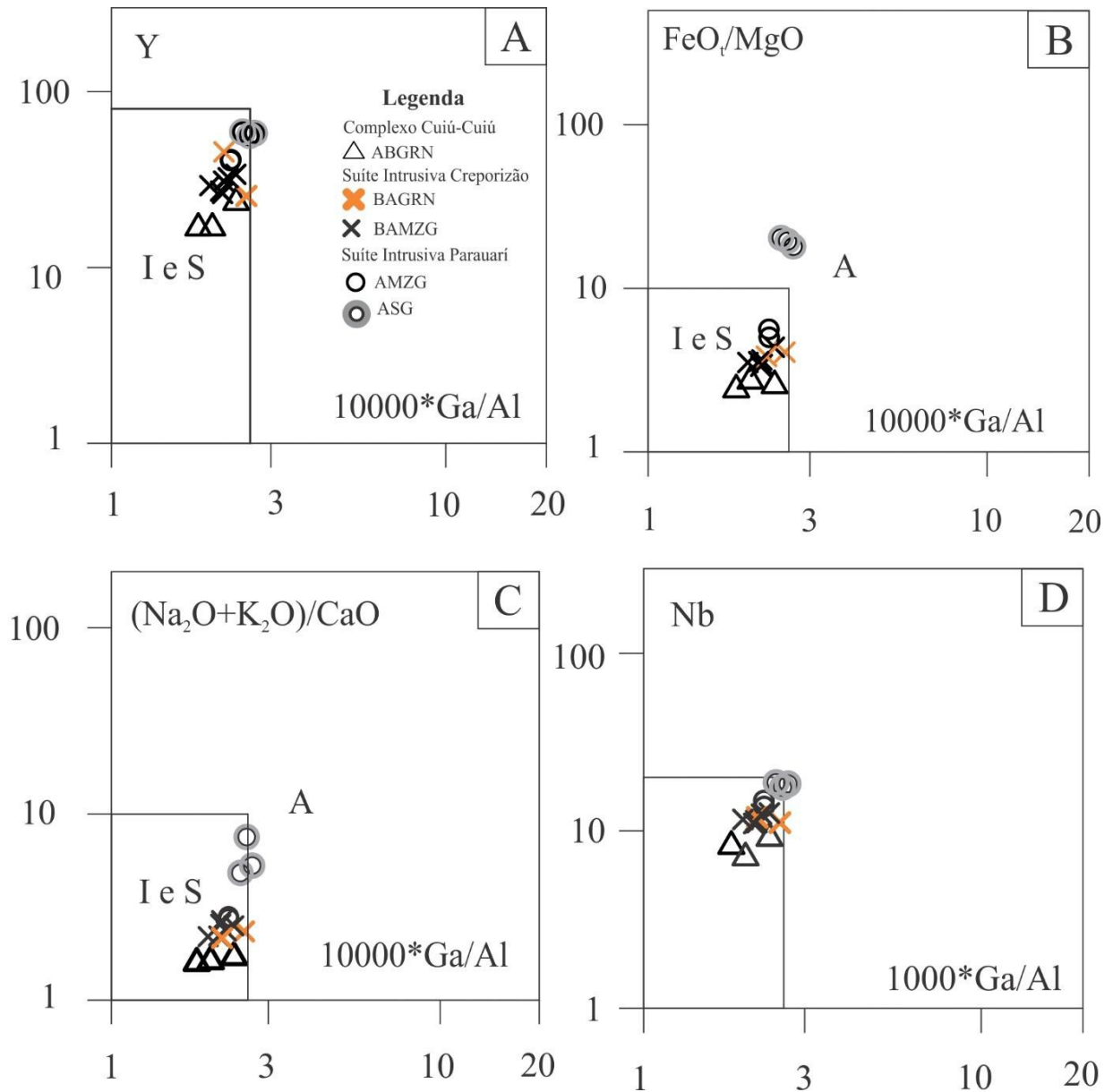


Figura 7.2- Diagramas de tipologia de granitos propostos por Whalen *et al.* (1987). Os granitos das unidades agrupadas como CC, SIC e SIP são predominantemente granitos tipo I e S. Em (B) rochas mais evoluídas da SIP (ASG) plotam no campo dos granitos tipo A.

7.3.2 Evolução magmática e composicional

O grau de evolução pode ser visualizado a partir do diagrama Rb/Sr vs Zr/Sr que indica que a fácies ABGRN é a menos evoluída, as da SIC apresentam composição intermediária e as da SIP representam as rochas mais evoluídas. A razão Rb/Sr é um bom indicador do grau de cristalização fracionada de magmas félsicos, além de exibir as tendências evolutivas de séries graníticas (Blevin & Chappell 1995).

Nos diagramas de variação de Harker, as unidades estudadas não apresentam *trends* contínuos, o que sugere que elas não são comagmáticas. Ao contrário, nota-se que as amostras

apresentam, na maioria dos casos, *trends* paralelos, sugerindo a existência de suítes com evoluções distintas. Apenas as fácies da SIP exibem *trends* bem definidos, sugerindo que a cristalização fracionada foi um fator envolvido na diferenciação magmática. Entretanto, apresenta um *gap* composicional no intervalo de sílica entre 67,09-68,77%, o qual pode ser em decorrência de amostragem. A evolução da composição do magma pode ser também visualizada a partir das análises químicas dos anfibólios que mostram fracionamento entre as fácies AMZG e ASG da SIP, assim como nos diagramas de ETR e multielementos (Figuras 6.5 e 6.6).

Devido ao pequeno número de amostras do CC, não se pode sugerir qual foi o processo atuante na sua formação. Com relação a SIC, só exibem *trends* para alguns elementos e em outros os valores são constantes em relação ao aumento da SiO₂. No entanto, estas unidades exibem em comum correlações negativas de Ti, Ca, Fe e Mg que podem estar ligadas à cristalização de hornblenda, plagioclásio e biotita durante o processo de evolução magmática; tais características são compatíveis com a evolução de séries cálcio-alcálicas.

A dispersão, muitas vezes observadas nos diagramas de Harker, pode ser em decorrência da alteração que tende a concentrar ou lixiviar elementos. A alteração de fases primárias e estabilização de fases hidrotermais como albita, K-feldspato e clorita, mesmo que de forma incipiente, influenciaram na dispersão e concentração de elementos como Na, K e Al. O ASG da SIP, por exemplo, apresenta um aumento na concentração de Ti e Fe, isto pode ser em decorrência da substituição da ilmenita e anfibólio por titanita (Figura 5.9 G, H) e formação de silicato de ferro (identificado por MEV-EDS), observados durante a petrografia. Além disso, as variações de CaO, também observadas nessas fácies, podem estar associadas à substituição de plagioclásio e K-feldspato hidrotermal por calcita. Enquanto que as concentrações mais elevadas de K poderiam estar relacionadas à evolução e, portanto, aos maiores teores de álcalis, ou associadas à alteração potássica.

O aumento de Na+K no sentido das fácies mais evoluídas da SIP e o Ca aumentando em direção às fácies menos evoluídas, estão relacionadas às concentrações de K-feldspato e plagioclásio, minerais geralmente envolvidos no grau de evolução das unidades.

As razões $(La/Yb)_N$ e Eu/Eu^* diminuem com o fracionamento (Schandland & Gorton 2002). No CC, os valores destas razões são de 12,37-9,43 e de 0,79-0,72, enquanto na SIC são de 11,55-7,78 e de 0,55-0,52; já na SIP variam de 12,15-7,07 e de 0,54-0,41, demonstrando que a SIP é a unidade mais fracionada. Adicionalmente, a SIP apresenta maior abundância de HFSE (Nb, Ta, Th, U), o que estaria associado ao aumento do fracionamento (Yang *et al.*, (2008) e seria consistente com a natureza incompatível destes elementos.

7.3.3 Ambientes tectônicos

Os diagramas de discriminação tectônica propostos por Pearce *et al.* (1984) exibem um *trend* geoquímico com os granitoides menos evoluídos do ABGRN ocupando o campo de granitos gerados em arco vulcânico, e os granitos da SIC e SIP mostrando analogias geoquímicas aos granitos pós-colisionais. A sobreposição entre os limites dos campos VAG e WPG pode ser decorrente de diferenciação entre as suítes de rochas ou devido às características da rocha fonte (Foster 1997).

Os diagramas de Gorton & Schandland (2000), Thieblemont & Tegye (1993) e Brown *et al.* (1984) reforçam a geração dos granitos estudados em um ambiente de arco magmático. No primeiro diagrama, as rochas plotam predominantemente no campo de granitos gerados em arcos magmáticos (Figuras 7.3 A-C); no segundo diagrama, ocupam predominantemente o campo pós-colisional, excetuando-se os ABGRN do CC que caíram no campo de granitos cálcico-alcálicos (Figura 6.7 C). No terceiro diagrama, os granitoides do CC, SIC e os monzogranitos da SIP plotaram no campo de arco magmático normal, enquanto os ASG da SIP plotou no campo dos granitos alcalinos (Figura 6.7 D).

Esses diagramas, associados às outras características geoquímicas, sugerem uma evolução geodinâmica do ambiente, onde as rochas do CC representam a fase inicial de formação do arco e as rochas da SIC e SIP corresponderiam às rochas transitórias para o ambiente extensional, como proposto por Vasquez *et al.* (2002). A ausência de deformação reforça a hipótese de ambiente pós-colisional para as rochas da SIP e SIC.

Os granitos pós-colisionais da SIP apresentam características geoquímicas que sugerem processos de cristalização fracionada durante sua evolução magmática. O fato de possuírem os mais elevados conteúdos de HFSE e ETRP sugere que tais magmas podem ter sido gerados por fusão parcial do manto com algumas características intraplaca, seguidos de assimilação e cristalização fracionada (AFC) combinadas durante sua subida através da crosta continental. Outra forma de geração de granitos pós-colisionais seria por meio da fusão da crosta inferior devido ao relaxamento termal seguido da colisão, ou da fusão do manto superior. Alternativamente, a geração desses granitos pode ser devida à decompressão adiabática que acompanha a elevação pós-colisional e erosão (England & Thompson 1984; Harris *et al.* 1984; Pearce *et al.* 1984). Adicionalmente, uma nova subducção após a colisão poderia gerar arco vulcânico “normal” em uma configuração pós-colisional (Colman-Sadd 1982 segundo Pearce *et al.* 1984).

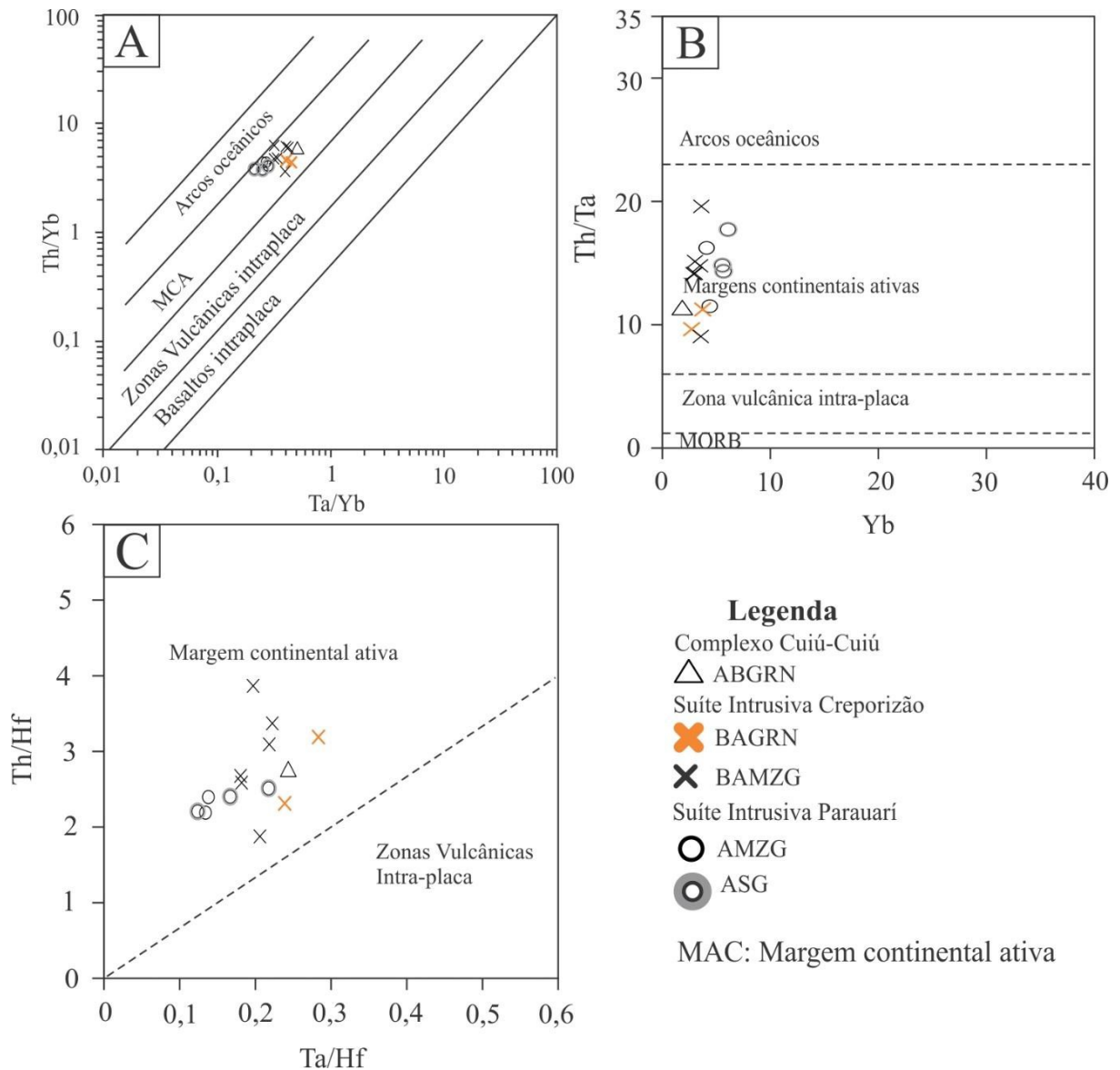


Figura 7.3- Diagramas de discriminação tectônica segundo Gorton & Schandland (2000) das unidades que ocorrem no entorno do Depósito São Chico. Observar que a totalidade das unidades estudadas plotam no campo de granitos de margem continental ativa (A-C).

7.4 ESTUDOS COMPARATIVOS

Considerando que as unidades abordadas neste trabalho já foram estudadas em outras localidades do Domínio Tapajós, procurou-se realizar um estudo comparativo entre elas. As unidades utilizadas para efeito de comparação foram: (1) O Complexo Cuiú-Cuiú e as Suítes Intrusivas Creporizão e Parauarí estudadas por Vasquez *et al.* (2002); (2) Os granitos São Jorge Antigo e Jardim do Ouro de Lamarão *et al.* (2002); (3) Os granodioritos Fofquinha e Parauarí, e o Granito Palito de Misas (2010).

As rochas do Complexo Cuiú-Cuiú descritas por Vasquez *et al.* (2002) plotam no campo dos granodioritos (Figuras 6.3 A, B) semelhante à fácies ABGRN descrita neste

trabalho. Apresentam caráter predominantemente peraluminoso (Figura 6.3 C) e pertencem à série cálcio-alcálica (Figuras 6.4 B, C) de médio a alto-K (Figura 6.4 A). Nos diagramas de ETR (Figura 6.5 E) e multielementos (Figura 6.6 E), apresentam padrões geoquímicos que se sobrepõem aos dos granitos da fácies ABGRN, porém esta fácies apresenta anomalias negativas de Nb, P e Ti, bem mais pronunciadas. De modo geral o ABGRN mostra um padrão LILE-HFSE que também se assemelha com a SIC, o que os distingue são os padrões de ETR, com maior fracionamento de ETR, especialmente ETRP, e menores anomalias negativas de Eu (Figuras 7.1 A, B). Adicionalmente, vale ressaltar que as fácies ABGRN assemelham-se em seus aspectos texturais e mineralógicos às fácies da SIC, e que para efeito de correlação seriam necessários estudos geocronológicos.

A Suíte Intrusiva Creporizão, também estudada por Vasquez *et al.* (2002), apresentou um amplo espectro de rochas representadas por granodioritos, monzogranitos e subordinados sienogranitos (Figuras 6.3 A, B). São rochas predominantemente metaluminosas e subordinadamente peraluminosas (Figura 6.3 C) e pertencem às séries cálcio-alcálica a alcali-calcica (Figuras 6.4 B, C) de alto K (Figura 6.4 A). O comportamento geoquímico desta suíte, nos diagramas de ETR (Figura 6.5A) e multielementar (Figura 6.6A), exibiu semelhanças com o das fácies BAGRN e BAMZG deste trabalho. Por fim, as rochas da Suíte Intrusiva Parauarí, também descritas por aqueles autores, são representadas por granodioritos, monzogranitos e sienogranitos (Figuras 6.3 A, B). Apresentam caráter metaluminoso (Figura 6.3 C) e pertencem às séries cálcio-alcálica a alcalina (Figura 6.4 C) de alto-K a shoshonítica (Figura 6.4 A). Nos diagramas ETR (Figura 6.5 C) e multielementar (Figura 6.6 C) exibiram comportamento geoquímico similar ao das fácies AMZG e ASG da área estudada.

O Granito São Jorge Antigo (GSJA), com idades de cristalização Pb-Pb em zircão de 1981 ± 9 Ma e 1981 ± 2 Ma (Lamarão *et al.* 2002) foi correlacionado à SIC (Vasquez *et al.* 2002; Vasquez *et al.*, 2016 *no prelo*). O GSJA é isotrópico e constituído por biotita-anfibólio-monzodiorito, quartzo-monzodiorito, anfibólio-biotita-monzogranito, leucomonzogranito e sienogranito. Esse espectro composicional é mais acentuado que o das rochas da SIC estudadas, as quais correspondem predominantemente a biotita-anfibólio-granodioritos e monzogranitos. O GSJA possui caráter metaluminoso a peraluminoso, assinatura cálcio-alcálica de alto-K a shoshonítica dominantes (Figuras 6.4 A; B). O padrão de ETR do GSJA não se sobrepõe ao dos granitos da SIC estudados (Figura 6.5 B), além de apresentar maior fracionamento dos ETRP. Esta não coerência de padrões de ETR também é percebida nos diagramas de multielementos (Figura 6.6 B). O GSJA, baseado neste estudo geoquímico

comparativo, parece ser constituído por rochas mais evoluídas e fracionadas que os granitos da SIC deste estudo.

O Granito Jardim do Ouro (GJDO) é formado por anfibólio-biotita-monzogranitos isotrópicos ou fracamente foliados, com idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 1880 ± 3 Ma (Lamarão *et al.* 2002). Geoquimicamente é caracterizado como um granito metaluminoso, cálcico-alcálico de alto-K (Figuras 6.4 A, B) ou álcali-cálcico (Figura 6.4 C) e pós-colisional (Figuras 6.7 B, C). Foi correlacionado à SIP por Vasquez *et al.* (no prelo). Entretanto, apresenta padrões de ETR e multielementos destoantes aos dos granitos estudados (Figuras 6.5 D e 6.6 D).

Dentre as rochas hospedeiras do depósito de ouro Palito (Misas 2010), localizado a NW do depósito São Chico, foram utilizadas para comparação o Granodiorito Fofquinha e o Granito Palito. O Granodiorito Fofquinha é constituído por rochas cinza, cinza-escuro e cinza esverdeado, com índice de cor geralmente $> 15\%$. Apresenta granulação geralmente média e textura porfírica subordinada. Mineralogicamente possui plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, tendo como fases máficas hornblenda e biotita. Próximo ao Granito Palito, assume coloração rosa a rosa-avermelhada devido à cristalização de feldspato potássico hidrotermal (Costa 2008, Misas 2010). Tais características são diferentes das fácies AMZG e ASG da SIP, uma vez que ambas apresentam conteúdos de máficos variando de 6,5-3,5%. Entretanto, mostram similaridades com os AGRN da SIP da área de estudo. O Granodiorito Fofquinha possui afinidade geoquímica com granitos da série cálcico-alcálica (Figura 6.4 B), shoshonítica (Figura 6.4 A) ou álcali-cálcica (Figura 6.4 C), porém seus padrões ETR (Figura 6.5 D) e multielementares (Figura 6.6 D) não se assemelham aos dos granitos da SIP estudados, o que reforça a hipótese de não serem rochas correlatas àquelas da SIP deste estudo. Lima *et al.* (2010) determinaram para esta unidade idade Pb-Pb em zircão de 1946 ± 57 Ma. Entretanto, Misas (2015) ressaltou o erro expressivo desta idade e sugeriu que este granodiorito, anteriormente interpretado como correlato ao Granito Parauarí, correspondesse na verdade a uma unidade mais antiga.

O Granito Palito hospeda os principais veios mineralizados do depósito homônimo; apresenta granulação fina a grossa, coloração intensamente avermelhada e índice de cor entre 5 e 7; subordinadamente ocorrem rochas porfíricas; tais feições são indicativas de ambientes rasos de colocação (Costa 2008, Misas 2010). As alterações presentes neste granito são metassomatismo potássico pervasivo, alteração propilítica e sericitica fissural, localmente argilítica em alguns veios; a albitização ocorre associada a cristais de feldspatos potássicos e plagioclásio ígneos, com formação de bordas descontínuas de albita, e como preenchimento

de fraturas (Misas 2010). Essas características petrográficas, bem como as de alteração, são similares àquelas das rochas da SIP deste estudo. Os aspectos geoquímicos, dos granitos estudados por Misas (2010), reiteram tal similaridade uma vez que são rochas cálcico-alcalinas, shoshoníticas ou alcalinas, com padrões de ETR e multielementos similares aos dos granitos estudados (Figuras 6.5 C; 6.6 C). Esse autor associa os litotipos que compõem o depósito Palito e unidades associadas a uma evolução ligada à geração de um arco magmático, com as rochas dos granodioritos Fofóquina e Parauarí geradas em um arco de margem continental ativa, seguido pela evolução do arco e geração dos granitos Parauarí e Palito em um ambiente tardi a pós-cinemático, anterior à cratonização e geração do magmatismo tipo-A representado pelo Granito Maloquina. Misas (2015) atribui este conjunto como sendo formado em dois arcos magmáticos continentais superpostos. Tal hipótese, no entanto, não se aplica à área do depósito São Chico, visto que não foram analisados outros elementos tais como zonas de sutura, núcleo metamórfico de alto grau, *melange* ofiolítica e bacia molássica, que compõem o segundo arco magmático, como descrito por Vasquez *et al.* (2002).

O Granodiorito Parauarí ocorre fora da área da mina Palito. O Granodiorito Parauarí apresenta textura porfíritica grossa, comumente contendo xenólitos de rochas máficas a intermediárias finas, semelhantes às fácies da SIP (Figura 4.14 B). Além disso, apresenta afinidade cálcio-alcalina de alto-K, ou álcali-cálcica (Figuras 6.4 A-C) e nos diagramas de ETR e multielementos apresenta padrões geoquímicos similares aos dos granitos da SIP estudados (Figuras 6.5 C; 6.6 C). Esse granodiorito, ainda segundo Misas (2010), ocorre nas proximidades do depósito São Chico e configuram suas encaixantes. As principais alterações presentes nesse granodiorito são sericitização e argilização; localmente potassificação e propilitização ocorrem em diferentes estilos e intensidades, variando desde pervasiva seletiva até fissural fraca a forte (Misas 2010). As mineralizações desse corpo associam-se a zonas de alteração sericítica sulfetada, como as que ocorrem na mina Palito; no entanto, por serem mais ricas em esfalerita e galena e com sulfetos de cobre subordinados, teriam sido geradas em temperaturas mais baixas. Tais características, no entanto, assemelham-se às das rochas encaixantes imediatas do depósito São Chico, aqui interpretadas como pertencentes à SIC (este estudo).

CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES

8 CONCLUSÕES

Baseado em estudos petrográficos foi possível individualizar diferentes fácies para as rochas granitoides das imediações da mina de ouro São Chico, Domínio Tapajós, representadas pelo Complexo Cuiú-Cuiú (CC) e pelas Suítes Intrusivas Creporizão (SIC) e Parauarí (SIP), segundo mapeamento da CPRM (Vasquez *et al.* 2016, *no prelo*).

Para o CC foram distinguidos dois grupos com aspectos texturais e mineralógicos distintos: o primeiro na porção noroeste, representado por Anfibólio-biotita-granodiorito (ABGRD), Piroxênio-quartzo-monzonito (PQMZ), Anfibólio-biotita-monzogranito (ABMG), e o segundo na porção sudeste, formado por Biotita-leucogranodiorito (BLGRD), Biotita-leucomonzogranito (BLMG) e Biotita-leucosienogranito (BLSG). Na Suíte Intrusiva Creporizão (SIC) foram distinguidos Biotita-anfibólio-monzogranito (BAMG) e Biotita-anfibólio-granodiorito (BAGRD), enquanto na Suíte Intrusiva Parauarí (SIP) foram reconhecidos Anfibólio-granodiorito (AGRD), Anfibólio-monzogranito (AMG) e Anfibólio-sienogranito (ASG).

Os estudos de química mineral e geoquímica desses granitoides indicam que algumas correlações com as unidades previamente mapeadas pela CPRM devem ser revisadas, pois:

- O PQMZ não apresenta semelhanças mineralógicas e texturais com os granitoides mapeados como CC e nem com os outros granitoides da SIC ou SIP. Contudo, apresenta características petrográficas que assemelham-se à Suíte Intrusiva Ingarana. Por se tratar de uma ocorrência localizada deve corresponder a uma pequena intrusão na área. Além disso, Vasquez *et al.* (2016, *no prelo*) mapearam diversos corpos desta suíte nos arredores da área de estudo (Figuras 3.3 B, C).
- A fácies ABGRN não apresenta aspectos texturais semelhantes aos descritos para o CC identificados em outras áreas do Domínio Tapajós. Este complexo domina nas porções oeste caracterizadas por rochas fortemente deformadas, diferentemente da fácies ABGRN, que ainda preserva suas características magmáticas, e se assemelha em seus aspectos texturais e mineralógicos às fácies da SIC. Contudo, os ABGRN apresentam anfibólio com razões Mg/(Mg+Fe) mais elevadas (0,7-0,6) que as distinguem dos outros anfibólios analisados na SIC e SIP; essas diferenças também foram observadas nos cristais de biotita. Quanto às características geoquímicas, apresentam padrões LILE-HFSE que se assemelham tanto aos da SIC quanto aos do CC, descrito por Vasquez *et al.* (2002), porém

para este último, os ABGRN apresentam anomalias negativas de Nb, P e Ti bem mais pronunciadas. O padrão de ETR identificado nos ABGRN distingue-se do padrão da SIC; aquele exibe maior fracionamento de ETR, especialmente ETRP, e menores anomalias negativas de Eu. Assim, os ABGRN podem se tratar, na verdade, de uma fácies mais precoce da SIC; no entanto, são necessários estudos geocronológicos para confirmar esta correlação.

- As amostras EY-82B e EY-98, mapeadas anteriormente nas folhas São-Domingos-Jardim do Ouro como pertencentes ao CC, apresentaram maiores semelhanças texturais e mineralógicas com as rochas da SIC. Também as amostras JK-58, EY-103, JK-51 (E), EY-102 (as duas últimas, além da petrografia, possuem química mineral e geoquímica) mostraram maiores similaridades com as rochas da SIC e não com as da SIP. Com base nos dados deste estudo, o depósito São Chico passaria a ter como rocha encaixante propriamente dita as rochas da SIC. Por outro lado, as amostras EY-96 e EY-104, mapeadas como pertencentes à SIC, seriam incorporadas à SIP, com base nos aspectos texturais e mineralógicos semelhantes às outras amostras descritas como SIP. Ressalta-se, no entanto, que as correlações estratigráficas propostas neste estudo necessitam ser confirmadas com datações geocronológicas.

Na porção sudeste da área dominam rochas com aspectos texturais e mineralógicos semelhantes, em geral pobres em minerais máficos (biotita), com conteúdos entre 3,8-1,3%. Essas rochas também apresentam graus variados de deformação, onde foi registrada deformação dúctil de média a alta temperatura apenas na amostra (EY-85 A), com recristalização dos cristais de feldspatos e biotita. Nas demais amostras domina deformação rúptil de baixa a média temperatura; os cristais de quartzo exibem forte extinção ondulante e desenvolvimento de subgrãos e os de feldspatos não mostram sinais de recristalização.

A alteração propilítica é a dominante nas rochas do entorno do depósito e afeta principalmente as rochas da SIC, encaixantes imediatas do depósito. Ocorrem cloritização dos cristais de biotita e anfibólio, saussuritização dos plagioclásios, marcados pela descalcificação dos núcleos, e sericitização localizada dos plagioclásios. A argilização encontrada na maioria dos granitoides parece estar relacionada ao intemperismo, tendo em vista a exposição dos afloramentos aos agentes intempéricos, além de não terem sido encontradas vênulas com argilominerais, o que suportaria uma alteração argílica.

Nas fácies da SIP (AMZG e ASG) a alteração potássica é a mais proeminente, ocorrendo de forma incipiente ou dominante, como na amostra FH-30 (Tabela 4.1); nessas fácies também é comum a epidotização, principalmente dos plagioclásios, e cloritização de

biotitas e anfibólios. A alteração potássica pode influenciar no caráter shoshonítico ou alcalino (Figura 6.4 A-C) encontrado nesses corpos e tal interpretação deve ser feita com cautela.

As unidades estudadas correspondem a granitos tipo-I, com filiação magmática do tipo cálcio-alcalina a alcalina subordinada. Representam associações geoquímicas de médio a alto K e são predominantemente metaluminosas a levemente peraluminosas. O padrão de ETR exhibe, em geral, enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e relativo enriquecimento em LILE em relação aos ETRP no diagrama multielementar.

As unidades estudadas podem estar associadas a uma evolução geodinâmica caracterizada por uma mudança na configuração de ambiente orogênico para pós-orogênico. As rochas do CC são menos evoluídas e representariam a fase inicial de formação do arco; as rochas da SIC, com composições intermediárias, e da SIP, representando as rochas mais evoluídas, corresponderiam às fases transicionais para o ambiente extensional, como proposto por Vasquez *et al.* (2002). A ausência de deformação reforça a hipótese de ambiente pós-colisional para as rochas da SIP e SIC.

REFERÊNCIAS

- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, **35**:525-541
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Review*. **17**: 1-29.
- Almeida M.E., Monteiro M.A.S., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Vasquez M.L., Ricci P.S.F. 2000. *Geologia e recursos minerais da folha Vila Mamãe Anã. Projeto Província Mineral Tapajós*. Rio de Janeiro, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Relatório Integrado, 133 p.
- Almeida M.E., Ferreira A.L., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. 2001. Evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos estados do Amazonas e Pará. In: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. (orgs.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus, SBG-NO, v. 2, p. 57-112.
- Amaral G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. TS Livre Docência, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 212 p.
- Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C). Estado do Pará*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (PROMIM). Brasília, DF, CPRM, escala 1:250.000.
- Bailey E.H., Ragnasdottir K.V. 1994. Uranium and thorium solubilities in subduction zone fluids. *Earth Planet. Sci. Lett.* **124**, 119-129.
- Bard J.P. 1980. *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. Mason, Paris, 192p.
- Best M. G. (eds.) 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. [S.l.], Blackwell Science, 758p.
- Blevin P.L., Chappell B.W. 1995. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, **90**: 1604–1619.
- Bonin B. 1987. From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline – alkaline complex. *Revista Brasileira de Geociências*, **17** (4): 366-371.
- Bonin B., Azzoni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, **45**: 45-70.
- Borges R.M.K., Dall’Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Leite A.A.S., Barros C.E.M., Costi H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**: 375-393.

Borgo A. 2013. *Alterações hidrotermais e mineralização associada ao depósito de Au (Zn, Pb) Bom Jesus, Itaituba – Pa.* DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Paraná, 169p.

Borgo A., Biondi J. C., Chauvet A., Ocampo R. C. 2014. Depósito de ouro Tocantinzinho (Pará): análise preliminar do controle das alterações hidrotermais e da deformação sobre a mineralização. *In: SBG, 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Salvador, Anais...* 2014. 1 CD-ROM.

Brito M.F.L. 2000. Suíte intrusiva Parauari. *In: Almeida, M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB. 21-V-D. Estado do Amazonas e Pará.* Escala 1: 250.000. Nota Explicativa. Manaus, CPRM.

Brito Neves B.B., Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N. 1995. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. *Geonomos*, **3** (2): 1-21.

Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, **141**:413–426.

Chappell B.W., White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173–174.

Chappell B.W., White A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* **83**: 1-26.

Chayes F. 1956. *Petrographic modal analysis*. New York, John Willey & Sons. 113p.

Clarke D.B. 1992. *Granitoid rocks*. London, Chapman & Hall. 283 p.

Colerman D.S., Walker J.D. 1992. Evidence for generation of juvenile granitic crust during continental extension, mineral mountains batholith, Utah. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B7): 11011 – 11024.

Colman-Sadd S.P. 1982. Two stage continental collision and plate driving forces. *Tectonophysics*, **90**: 253-82.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: 2º Congresso Geológico Chileno, Arica, Chile. Actas...* Arica, Chile, v. 4, p. 137-148.

Cordani U.G., Brito Neves B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 78-88.

Costa R.M. 2008. *Geologia e metalogênese do depósito aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba-Pa.* DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 134p.

- Coutinho M.G.N. 2008. Geologia geral da Província mineral do Tapajós. In: M.G.N. Coutinho (ORG). *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previewal para ouro em SIG*. Rio de Janeiro: CPRM. p.:35-75
- Dall'Agnol R., Lamarão C.N., Figueiredo M.A.B.M., Borges R.M.K., Leite A.A.S., Barros C.E.M., Costi H.T. 2003. Processos hidrotermais associados a mineralizações auríferas: o exemplo do depósito São Jorge, Província Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, *Boletim de Resumos*, **8** (CD-ROM).
- Debon F. & Le Fort P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **73**, 135–149.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (eds.). 1992. *Rock-forming minerals*. London, 2a ed., Longmans, 696 pp.
- Delvigne J.E.1998. *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. The Canadian Mineralogist*, Special Publication 3, 495 pp.
- Dreher A.M., Vlach S.R.F., Martini S.L.1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará State, Northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(3):397- 404.
- England P. & Thompson A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. Part I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrology*, **25**, 894-928.
- Engvik A.K., Putnis A., Fitz Gerald J.D., Austrheim H. 2008. Albitisation of granitic rocks: the mechanism of replacement of oligoclase by albite. *Can Mineral* **46**(6):1401–1415.
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará, Nota explicativa, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Manaus, PROMIM Tapajós/CPRM, escala 1: 250.000. 1 CD-ROM.
- Ferreira A.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Lopes R.C., Oliveira M.A. 2004. Folha SB.21-Tapajós. In: Schobbenhaus C.; Gonçalves J.H.; Santos J.O.S.; Abram M.B.; Leão Neto R.; Matos G.M.M.; Vidotti R.M.; Ramos M.A.B.; Jesus J.D.A. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD ROM.
- Forster H.J., Tischendorf G., Trumbull R.B. 1997. An evaluation of Rb vs. (Y+Nb) discriminant diagram to infer tectonic setting of silic igneous rock. *Lithos*, **40**: 261-293.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**, 2033–2048
- Gill R. (Eds.) 2010. *Igneous rocks and process: a practical guide*. Wiley-Blackwell, London, 472p.

- Gorton M.P., Schandl E.S. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, v. **38**, p. 1065–1073.
- Guthrie Jr G.D. & Veblen D.R. 1991. Turbid alkali feldspars from the Isle of Skye, northwest Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 298-304
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1984. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Shackleton, R. M., Ries, A. C, & Coward, M. P. (eds.), *Collision Tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundance of rare earths. In: L.H. Arhens (ed.), *Origin and distributions of the elements*. Oxford, Pergamon, 889-911.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symposium Amazônico, 2., Manaus. *Anais...* Manaus: DNPM, v. 1, p. 129-148.
- Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N. 1995. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research*, v.**100**, n. B6, p. 10271-10286.
- Hooper P.R., Bailey D.G., McCarley Holder G.A. 1995. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research*, v.**100**, n. B6, p. 10303-10319.
- 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.
- Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. 2002. The Batalha Au–granite system Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, **199**: 225-256.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chem. Geol.*, **215**:95-125.
- Kerr P. Optical Mineralogy. 1959. McGraw-Hill Book Co., New York, Third Edition, 492 p.
- Klein E.L., Vasquez M.L., Santos R.A., Costa L.T.R. 1999. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: SBG, Simp. Geol. Amaz. 6, *Boletim de resumos expandidos*, p. 128-131
- Klein E.L., Araújo O.B., Martins R.C. 2000. Geologia Estrutural e Tectônica. In: Vasquez M.L., Klein E.L. (Org.). *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-Z-C: Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

Klein E.L., Vasquez M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho SB.21-Z-A, Estado do Pará, escala 1:250.000*. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

Klein E.L., Almeida M.E., Vasquez M.L., Bahia R.B.C., Quadros M.L.E.S., Ferreira A.L. 2001a. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e do Amazonas. Escala 1:500.000*. Nota Explicativa. Belém: CPRM, 104 p. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

Klein E.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angélica R.S. 2001b. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim mineralization, Tapajós Province, Amazonian craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**(2):149-164.

Lamarão, C.N. Geologia, geoquímica e Geocronologia do Magmatismo Paleoproterozóico da Região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. 2001. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior.

Lamarão C.N., Dall'Agnol R. 2002. Granitoides São Jorge Antigo e São Jorge Jovem: petrografia e geoquímica de magmatismo cálcico-alcalino alto-K paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. In: Klein, E.L., Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG-NO, Belém, (3): 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**: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 of the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:277-292.

Lamarão, C.N., Souza K. S., Dall' Agnol R., Galarza M. A. 2008. Granitos pórfiros da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 3, p. 533-543.

Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volc. Geoth. Res.* **14**, 169-186.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Wolley A.R. 2002. *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the international Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks*. 2 ed. Cambridge University Press, United Kingdom. 236 pp.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag.*, **61**:295-321.

- Liégeois J.P. & Black R. 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of Adrar the Iforas (Mali) In: J. G. Fitton & B.G.J. Upton (eds.) *Alkaline Igneous Rock. Geological Society Especial Publication*, **30**: 381-401.
- Lima M.V.G.R., Santos M.D., Lafon J.M. 2010. Geologia e geocronologia do depósito aurífero do Palito, Província do Tapajós, Itaituba-PA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. Belém-PA.
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Scientific & Technical. John Wiley & Sons, New York, 148p.
- Melo A. F.F., Andrade A. F., Yamaguti H. S., Oliveira J. R., Carmona J. R. M., D'antona R. J. G., Lopes R. C., Bizinella G. A., Santiago A. F., Santos A., Borges F. R., Godoy H.H., Oliveira R. L., Melo C. F., Matos E. B. O. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri: relatório final. Manaus: CPRM/DNPM. v. I-A, p. 1-356.
- Misas C.M.E. 2010. Evolução Magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 179p.
- Misas C.M.E. 2015. Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozóicas na porção sul da província mineral do Tapajós (PA). Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190p
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**:813-818.
- Nachit H. 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques, Tese de doutoramento, Université de Bretagne Occidentale, 181 pg.
- Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes rendus geosciences.*, **337**: 1415-1420
- Nardi L.V.S. 1987. Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: Formoso M.L.L.; Hartmann L.A.; Nardi L.V.S. (Eds.), *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, p. 71-81.
- Passchier C. W., Trouw R. A. J. 2005. *Microtectonics*. 2nd, revised and enlarged edition with 322 images. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 352 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Pet.* **25**, 956-983.
- Pearce J.A., Peate D.W. 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. *Earth and planetary sciences*. **23**: 251-285
- Pearce J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120–125.
- Peccerillo A., Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**, 63–81

- Pirajno F. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer-Verlag, New York.
- Putnis A., Hinrichs R., Putnis C.V., Golla-Schindler U., Collins L.G. 2007. Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of large-scale crustal fluid–rock interaction. *Lithos.* **95**: 10-18
- Reed M.H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In : Barnes H.L (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3 ed). 303-365.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, **36**, 905-912.
- Rollinson H. (Eds.). 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Zimbabwe*. Pearson Education Asia. 355p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2001. 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. *J. South Am. Earth Sci.* **15**:409-429.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, pp.169-226.
- Santos J.O.S., 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*, **13**:73-109.
- Santos J.S.O., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: Anais do 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, SBG. CD ROM.
- Schandl E.S., Gorton M.P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* **97**, 629–642.
- Schumacher J.C. 1991: Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers. *Mineral. Mag.* **55**, 3-18.
- Shand, S.J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.
- Smith E.I., Feuerbach D.L., Naumann T.R., Mills J.G. 1990. Mid-Miocene volcanic and plutonic rocks in the Lake Mead area of Nevada and Arizona; production of intermediate igneous rocks in an extensional environment. In: Andersom J.L. (Ed.). *The nature and origin*

of Cordilleran magmatism. Colorado: *Geological Society of America*, p. 169-194, 1990. (Memoir, 174).

Streckeisen A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**, 1-33.

Tassinari C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 139p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. (Tese de Livre docência)

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton.. *Episodes*, **22**:174-182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartoreli, C.Celso Dal Ré, B. B. Brito Neves (Eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. p. 471-485.

Teixeira W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, v. 42, p. 213-27, 1989.

Thiéblemont D. & Tegye M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences Paris*, **319**:87-94.

Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, **18**: 49-107.

Tunningley A.J, Atkinson B. 2010. *Field Review and Observations of the Sao Chico Property, Brazil. NI 43-101* Technical Report. 38 p.

Vasquez M.L., Klein E.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo – SB.21-ZC: Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós).

Vasquez M.L., Ricci P.S.F., Klein E.L., Santos A., Martins R.C. 2000. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas. In: Klein E.L. & Vasquez M.L. (eds.) *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A), Estado do Pará, Escala 1:250.000*. Nota Explicativa, Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Vasquez M.L., Klein E.L., Ricci P. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein E.L., Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. (Ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG. (3)*:67-84.

Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas - SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores, Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Vasquez M.L., Chaves C.L., Moura E.M., Oliveira J.K.M., Lafon J.M. 2013. Eventos magmáticos de 2020-1980 Ma nas folhas São Domingos e Jardim do Ouro, Porção Leste do Domínio Tapajós. *In: SBGeo-Núcleo Norte, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais...* 1 CD-ROM.

Vasquez M. L., Chaves C. L., Moura E. M., Oliveira J. K. M., Lafon J. M. 2014. Identificação das fontes das rochas de 2020 – 2010 Ma do leste do Domínio Tapajós com base nos isótopos de Sm-Nd. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47. Salvador, Anais...*, Salvador: SBG, 2014. CD-ROM.

Vasquez M.L., Chaves C.L., Melo E.M., Oliveira J.K.M. 2016 (no prelo). *Geologia e recursos minerais das folhas São Domingos – SA.21-Z-A-II e Jardim do Ouro – SA.21-Z-A-III estado do Pará escala: 1:100.000*. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Vernon R. H. (Eds.) 2008. A practical guide to rock microstructure. Cambridge: Cambridge University Press.

Villas R.N.N., Santiago E.S.B., Castilho M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, Domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Rev. inst. Geoc. USP*, **13**:119-138.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Miner. Pet.* **95**, 407-419.

Whitney D.L. & Evans B.W. 2010. Abbreviations for names of rockforming minerals. *American Mineralogist*. **95**:185:187.

Wilson M. 2007. Igneous Petrogenesis- a global tectonic approach. Unwln Hyman Ltd, London, 350 pp.

Wyborn L.A. Page R.W. 1988. Petrology and isotopic geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanism for the generation of Proterozoic anorogenic granites. *Precambrian Research*, v. **40/41**, p. 509-541.

Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thorne K.G. 2008. Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos*. **104**: 355-377.

APÊNDICES

APÊNDICE A - ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS DA REGIÃO DE VILA RIOZINHO, UTILIZADAS PARA EFEITO DE COMPARAÇÃO COM AS UNIDADES ESTUDADAS.

Suíte Intrusiva Creporizão										
Granito São Jorge antigo										
Fácies	ABQM a ABQS		ABMZG			BLMZ/SG-sul		BLMZ/SG-center		Parauari
Amostras	103	32	27a	28	73a	68a	74	85	35a	JOG
										ABMZG
										03a
SiO ₂	64,50	66,80	67,80	68,90	71,60	72,50	73,20	74,20	75,10	71,10
TiO ₂	0,43	0,50	0,39	0,37	0,26	0,27	0,24	0,19	0,19	0,28
Al ₂ O ₃	17,80	16,00	16,20	15,30	14,70	14,70	14,30	14,10	13,50	14,60
Fe ₂ O ₃	1,87	1,80	1,86	1,71	1,37	1,23	1,03	0,94	1,00	1,29
FeO	1,20	0,90	0,94	0,98	0,39	0,42	0,33	0,14	0,12	1,00
MnO	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03
MgO	0,88	0,62	0,81	0,83	0,46	0,33	0,28	0,09	0,11	0,57
CaO	2,80	1,80	2,30	2,00	1,40	0,99	0,91	0,54	0,65	1,70
Na ₂ O	4,70	4,50	4,40	4,00	4,00	4,30	4,40	4,10	4,10	3,90
K ₂ O	4,40	5,20	4,20	4,30	4,90	4,80	5,10	5,00	5,00	4,90
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,14	0,11	0,08	0,06	0,05	0,02	0,02	0,05
LOI	0,64	0,50	0,61	0,80	0,39	0,51	0,21	0,45	0,38	0,55
Total	99,47	98,81	99,71	99,37	99,60	100,7	100,10	99,82	100,21	99,97
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Ba	2230	1278	1312	1236	1053	959	675	409	423	765
Rb	135	234	155	163	150	212	158	217	190	236
Sr	859	360	622	563	390	333	212	123	129	187
Zr	368	358	246	240	197	264	208	188	198	194
Nb	15	12	7	11	5	17	13	12	21	14
Y	25	55	35	40	25	39	27	46	29	38
Ga	25	25	24	25	20	24	22	20	20	22
IV	48	44	40	44	12	12	10	< 10	<10	20
La	24,69	58,46	28,13	42,54	25,54	25,84	20,38	31,86	12,36	30,39
Ce	51,36	122,20	49,89	71,37	49,70	49,75	43,26	63,45	24,87	61,60
Nd	19,19	42,40	20,18	25,94	16,75	17,70	15,71	22,01	9,02	23,61
Sm	3,23	7,27	3,46	4,58	2,96	3,07	2,87	3,97	1,71	5,08
Eu	0,79	1,20	0,67	0,81	0,52	0,49	0,42	0,49	0,24	0,72
Gd	2,18	4,97	2,57	3,19	1,98	2,16	2,06	2,62	1,22	3,83
Dy	1,30	3,21	1,62	1,92	1,46	1,28	1,38	1,65	0,94	2,61
Ho	0,26	0,64	0,29	0,39	0,26	0,20	0,25	0,26	0,20	0,48
Er	0,73	1,66	0,75	0,95	0,80	0,55	0,70	0,73	0,58	1,32
Yb	0,57	1,35	0,53	0,69	0,66	0,46	0,59	0,54	0,49	1,06
Lu	0,13	0,20	0,08	0,11	0,10	0,09	0,11	0,08	0,08	0,16
Rb/Sr	0,16	0,65	0,25	0,29	0,38	0,64	0,75	1,76	1,47	1,26
Ba/Rb	16,52	5,46	8,46	7,58	7,02	4,52	4,27	1,88	2,23	3,24
Rb/Zr	0,37	0,65	0,63	0,68	0,76	0,80	0,76	1,15	0,96	1,22
(La/Yb) _n	29,44	29,27	35,82	41,37	26,00	37,75	23,32	39,97	17,06	19,32
Eu/Eu*	0,86	0,58	0,65	0,62	0,63	0,55	0,50	0,43	0,48	0,48
A/CNK ^a	1,01	0,98	1,01	1,03	1,02	1,04	0,99	1,07	1,01	0,99
FeO _{tot} /MgO ^b	0,77	0,80	0,76	0,75	0,78	0,82	0,82	0,92	0,89	0,79

ABQM = Anfibólio-biotita-quartzo monzonito; ABQS= Anfibólio-biotita-quartzo sienito; ABMZG= Anfibólio-biotita-monzogranito; BLMZG = Biotita-leucomonzogranito; BLSG= Biotita-leucosienogranito; JOG = Granito Jardim do ouro

Fonte: (Lamarão *et al.* 2002)

**APÊNDICE B - ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS ENCAIXANTES DO
DEPÓSITO PALITO, UTILIZADAS PARA EFEITO DE COMPARAÇÃO COM AS
UNIDADES ESTUDADAS.**

Fácies Amostras	GRANODIORITO FOFOQUINHA							GRANITO PALITO			GRANODIORITO PARAUARI	
	SER-06	SER-07a	SER-08	FOF	CJ-77	CJ-78	CJ-	SER-43	CJ-28	CJ-80	SER-52	SER-55
SiO ₂	62,5	61,76	63,41	63,03	63,24	61,81	63,86	62,2	71,23	62,74	66,18	64,55
Al ₂ O ₃	14,06	14,16	14,11	14,26	13,81	13,7	14,1	14,09	13,19	13,74	14,18	15,04
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	8,45	8,74	7,88	8	8,35	8,03	8,02	9	3,42	7,3	4,94	4,95
MnO	0,133	0,138	0,123	0,131	0,132	0,123	0,129	0,164	0,021	0,131	0,089	0,088
MgO	0,98	1,07	0,91	0,97	0,97	0,95	0,94	1,03	0,28	1,07	0,66	1,1
CaO	3,16	3,07	2,99	3,19	3,25	3,01	3,19	2,84	0,35	2,57	2,29	3,36
Na ₂ O	3,35	3,64	3,53	3,24	3,36	3,47	3,49	3,4	1,5	3,62	3,55	3,68
K ₂ O	4,28	4,02	4,28	4,12	4,52	4,51	4,25	4,59	7,42	4,66	4,24	3,69
TiO ₂	1,106	1,15	1,066	1,124	1,081	1,046	1,06	1,216	0,252	1,151	0,48	0,51
P ₂ O ₅	0,41	0,45	0,41	0,39	0,41	0,38	0,39	0,46	0,06	0,45	0,13	0,15
LOI	0,98	1,81	1	1,21	1,09	1,15	0,96	1,78	2,14	2,18	1,91	1,64
Total	99,41	100	98,7	99,67	99,1	98,17	99,43	100,8	99,85	99,61	98,65	98,77
S	0,019	0,023	0,025	0,019	0,03	0,25	0,017	0,006	0,61	0,1	0,006	0,004
Ba	1371	1384	1259	1462	1239	1233	1235	1562	583	1204	1062	1016
Rb	166	150	177	146	179	166	166	175	296	180	180	151
Sr	237	173	200	238	201	221	198	188	39	160	142	198
Cs	3,9	2,3	5	4	6,7	5	8,4	2,6	2,9	7	4,1	4,3
Ga	26	25	27	20	21	23	20	22	24	20	20	18
Tl	0,97	1,01	1,08	0,71	1,26	1,12	0,96	1,77	1,94	1,24	1,37	0,93
Ta	2,49	2,15	2,66	2,18	2,33	1,98	2,18	2,19	4,41	2,27	2,87	2,38
Nb	19,6	18,9	20,8	14,8	16,4	14,7	14,6	16,6	21,4	15,1	17	12,6
Hf	12,7	10,7	9,1	9	17,7	7,2	7	8,8	9,1	12	9,1	6,8
Zr	482	384	357	342	659	265	254	342	313	453	349	264
Y	80,4	118	81,5	55,1	54,4	55,9	57,2	59,4	46,6	58,6	56,1	39,6
Th	21,6	21	23,8	17,7	20,6	17,2	19,1	18,7	24,9	18,3	22,2	20
U	4,89	4,71	5,27	4,06	4,7	3,68	4,33	3,32	6,88	4,12	5,15	4,33
La	84,4	110	99,1	70,3	74,1	70,7	67,5	64,5	80,9	69,5	67	54,4
Ce	165	209	191	137	143	134	132	136	159	133	133	108
Pr	19,1	25,9	21,9	15,6	16,3	15,3	16	15,5	17,1	15,7	15,1	12,4
Nd	68,4	93,3	74,1	56,9	58,1	53,9	53,2	55,3	58,7	57	54,2	42,5
Sm	14,3	19	14,8	11,7	12,8	11	10,4	10,7	11,8	11,7	10,9	8,28
Eu	3,11	3,76	3,03	2,38	2,19	2,45	2,04	2,29	1,02	2,26	1,68	1,45
Gd	14,5	19,7	15,3	10,2	9,4	10,7	10,1	11	9,59	11,2	9,28	6,93
Tb	2,32	3,18	2,42	1,7	1,7	1,62	1,65	1,83	1,43	1,83	1,62	1,16
Dy	12,8	18,4	13,2	10,1	10,6	8,93	9,16	10,8	8,03	10,3	9,59	6,77
Ho	2,47	3,59	2,51	1,99	2,17	1,75	1,8	2,14	1,61	2,02	1,93	1,31
Er	7,23	10,3	7,1	5,69	6,31	5,04	5,26	6,18	4,78	5,81	5,51	3,87
Tm	1,09	1,49	1,03	0,834	0,924	0,748	0,791	0,879	0,705	0,857	0,819	0,581
Yb	7,16	9,8	6,68	5,27	5,81	5,05	5,22	5,47	4,45	5,51	5,42	3,71
Lu	1,15	1,62	1,03	0,884	0,903	0,825	0,828	0,826	0,722	0,932	0,875	0,617

Fonte: (Misas 2010).

APÊNDICE C - ANÁLISES QUÍMICAS DAS ROCHAS REPRESENTATIVAS DO COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ (CC), DA SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO (SIC) E DA SUÍTE INTRUSIVA PARAUARÍ (SIP), UTILIZADAS PARA EFEITO DE COMPARAÇÃO COM AS UNIDADES ESTUDADAS.

Unidade Amostras	CC		SIC									SIP		
	MQ-102	HA-39	HG-02	HG-08	HG-11	HA-90	EK-41	EK-54	MV-30	EK-39	HA-12	HA-118	HA-124	HA-114
SiO ₂	64,29	67,08	62,58	65,19	69,12	70,22	70,94	71,61	72,12	72,21	73,44	62,59	64,39	67,29
TiO ₂	0,62	0,56	0,96	0,75	0,41	0,33	0,37	0,38	0,32	0,41	0,27	0,90	0,81	0,50
Al ₂ O ₃	15,45	15,10	15,02	14,53	14,41	13,43	14,13	12,35	13,92	12,89	12,30	14,16	14,20	14,82
FeO	8,32	4,66	6,70	6,09	3,66	3,93	4,37	5,53	3,76	4,66	4,14	8,15	7,39	4,90
MnO	0,09	0,06	0,10	0,09	0,06	0,06	0,06	0,09	0,07	0,06	0,06	0,12	0,08	0,08
MgO	1,30	1,11	1,89	1,51	0,76	0,35	0,88	0,44	0,53	0,42	0,36	1,09	0,37	1,01
CaO	3,46	3,07	4,25	3,62	2,11	1,63	2,18	1,58	1,59	1,74	1,10	3,38	1,65	3,06
Na ₂ O	3,93	3,38	3,56	3,37	3,05	3,35	3,23	3,00	3,77	3,74	3,05	3,15	2,75	3,57
K ₂ O	2,17	3,09	2,67	3,41	4,87	5,00	3,69	4,25	4,49	3,76	4,52	4,06	6,37	3,27
P ₂ O ₅	0,32	0,15	0,30	0,23	0,15	0,11	0,19	0,24	0,08	0,16	0,08	0,23	0,15	0,10
P.F.	0,48	0,44	1,02	0,58	0,62	0,49	0,35	0,81	0,30	0,66	0,35	0,58	0,31	0,48
Ba	594	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	662	744	876	516	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
Rb	148	125	149	180	225	226	246	260	168	182	287	178	192	144
Sr	230	630	327	279	225	166	198	116	212	116	109	180	104	231
Zr	231	207	264	234	232	255	177	331	145	302	250	361	379	144
Nb	17	17	17	20	24	23	15	21	12	16	24	19	18	16
Y	16	18	37	31	35	40	21	38	23	33	51	51	59	24
Ta	1,5	0,6	1,1	1,2	1,6	1,4	1,8	2,2	1,2	1,3	1,8	1,3	1,3	1,1
Hf	6,8	4,6	5,6	5,1	5,6	4,4	5,3	9,5	4,6	8,9	7,4	6,8	10,7	5,2
Th	4,0	13,9	13,1	14,4	22,9	9,7	21,8	18,8	19,6	42,9	37,6	15,1	11,2	17,5
U	1,1	1,2	3,4	3,7	4,6	2,0	4,6	4,2	3,9	2,9	6,6	0,5	3,2	6,0
La	23,8	50,8	47,7	48,7	51,7	37,6	42,8	46,8	46,2	135,7	55,9	46,6	56,4	62,9
Ce	44,6	96,9	95,2	99,2	102,5	77,6	81,6	89,5	87,8	244,6	115,4	98,6	120,6	106,7
Pr	5,8	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	9,72	11,2	10,2	27,4	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
Nd	23,4	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	33,7	41,2	35,3	90,3	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
Sm	5,0	6,0	8,6	7,4	8,1	6,9	6,2	8,4	6,2	13,1	8,7	9,4	11,7	7,4
Eu	1,2	1,3	1,8	1,4	1,2	1,4	0,9	1,2	0,9	1,4	0,8	1,8	2,0	1,1
Gd	4,14	3,9	7,4	5,9	6,3	5,7	4,8	7,1	4,9	10,3	7,3	8,5	11,1	6,2
Tb	0,7	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	0,7	1,3	0,8	1,4	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
Dy	3,52	2,9	6,8	5,1	5,9	5,7	4,4	7,9	4,6	8,0	7,3	8,3	10,8	5,8
Ho	0,6	0,5	1,3	1,0	1,1	1,1	0,8	1,3	0,8	1,4	1,5	1,7	2,2	1,2
Er	1,7	1,4	3,8	2,8	3,2	3,4	2,2	3,8	2,4	3,4	4,7	4,9	6,4	3,5
Tm	0,2	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	0,4	0,6	0,4	0,5	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>
Yb	1,5	1,0	3,3	2,5	2,9	3,3	2,4	4,2	2,6	3,6	5,3	4,5	5,7	3,1
Lu	<i>n.a.</i>	0,1	0,5	0,4	0,4	0,5	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	0,8	0,7	0,9	0,5

Fonte: (Vasquez *et al.* 2002)

APÊNDICE D - ANÁLISES DE MICROSSONDA REPRESENTATIVAS DOS ANFIBÓLIOS DOS GRANITOIDES DO COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ E DA SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO

(continua)

Amostra	Complexo Cuiú-Cuiú							Suíte Intrusiva Creporizão												
	JK-26	JK-26	JK-26	JK-26	JK-26	JK-26	JK-26	JK-47	JK-47	JK-47	JK-47	JK-47	JK-47	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102
Análise	C1 1-9	C2 1-1	C2 1-6	C3 1-1	C3 1-2	C3 4-2	C3 4-4	C1 1-1	C1 1-4	C1 1-7	C1 1-8	C3 1-7	C3 2-2	C1 1-2	C1 1-5	C1 1-6	C1 1-8	C1 2-2	C1 2-8	C1 2-13
SiO ₂	45,0	45,8	44,7	45,6	44,2	46,2	45,5	42,9	42,9	42,4	42,9	43,3	42,8	43,4	42,5	42,7	42,7	44,6	42,7	44,1
TiO ₂	1,3	1,1	1,5	1,3	1,4	1,2	1,0	2,0	2,0	2,1	1,9	1,6	1,7	1,9	2,1	1,8	2,2	1,6	2,2	1,5
Al ₂ O ₃	8,5	7,5	8,3	7,5	8,7	7,7	7,8	8,8	8,7	9,2	8,6	8,3	8,5	8,7	9,3	9,1	8,7	7,8	8,7	8,0
FeO*	19,0	19,1	19,2	18,8	19,7	18,1	19,2	22,0	22,3	22,6	22,6	22,2	23,4	22,4	21,5	23,0	23,2	22,1	23,6	22,4
MgO	10,5	10,6	10,0	11,0	9,5	11,4	10,5	8,2	7,9	7,7	8,2	8,1	7,1	7,9	7,7	8,1	7,6	8,8	7,1	8,3
MnO	0,5	0,9	0,8	0,7	0,8	0,6	0,9	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,9	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,6
CaO	10,6	10,2	10,6	10,6	10,7	10,3	10,3	10,6	10,8	10,4	10,5	10,7	10,5	10,6	10,9	10,7	10,7	10,6	10,7	10,8
Na ₂ O	1,7	1,5	1,7	1,6	1,6	1,6	1,5	1,7	1,6	1,5	1,6	1,5	1,6	1,6	1,6	1,5	1,6	1,4	1,6	1,2
K ₂ O	0,7	0,5	0,7	0,6	0,8	0,5	0,5	1,2	1,1	1,2	1,1	1,0	1,1	1,1	1,3	1,2	1,2	0,9	1,2	1,0
F	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
OH-	2,1	2,3	2,4	2,1	2,5	2,1	2,1	1,8	1,9	2,3	1,9	2,7	1,9	1,4	2,4	1,2	1,5	1,4	1,7	1,7
Total	100,1	99,6	99,7	100,0	100,0	99,8	99,6	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	99,6	99,9	99,9	99,9	99,9	99,8	100,0	99,8
Fórmula estrutural na base de 23 átomos de oxigênio																				
Si	6,6	6,8	6,7	6,7	6,6	6,8	6,7	6,5	6,5	6,4	6,5	6,6	6,5	6,6	6,5	6,4	6,5	6,7	6,5	6,6
Al ^{IV}	1,4	1,2	1,3	1,3	1,4	1,2	1,3	1,5	1,5	1,6	1,5	1,4	1,5	1,4	1,5	1,6	1,5	1,3	1,5	1,4
Soma T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
Sítios M1, M2 e M3																				
Al ^{VI}	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1
Ti	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
Fe ⁺³	1,0	1,2	0,9	1,0	0,9	1,1	1,1	0,9	0,7	0,9	1,0	0,8	0,9	0,8	0,5	1,0	0,8	1,0	0,7	0,9
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mg	2,3	2,3	2,2	2,4	2,1	2,5	2,3	1,9	1,8	1,7	1,8	1,8	1,6	1,8	1,8	1,8	1,7	2,0	1,6	1,9
Fe ⁺²	1,4	1,2	1,5	1,3	1,6	1,1	1,2	1,9	2,1	1,9	1,9	2,0	2,1	2,0	2,2	1,9	2,1	1,8	2,3	1,9
SOMA C	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Sítio M4																				
Ca	1,7	1,6	1,7	1,7	1,7	1,6	1,6	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8
Na	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2
Soma B	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Sítio A																				
Na	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
K	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Soma A	0,3	0,1	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3
Soma Cat (Mg/Mg+Fe ⁺²)	15,3	15,1	15,3	15,2	15,3	15,2	15,2	15,4	15,5	15,4	15,4	15,4	15,4	15,4	15,5	15,4	15,4	15,3	15,4	15,3
Al total	1,5	1,3	1,5	1,3	1,5	1,3	1,4	1,6	1,6	1,6	1,5	1,5	1,5	1,6	1,7	1,6	1,6	1,4	1,6	1,4

(continuação)

Amostra	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	
Análise	C1 1-10	C4 2-5	C4 2-10	C7 1-2	C8 1-6	C8 1-10	C2 1-4	C2 3-3	C3 1-1	C3 1-2	C3 1-4	C5 1-2	C5 1-3	C6 1-1	C6 1-7	C6 1-11
SiO ₂	43,7	43,6	42,5	42,6	45,0	42,6	42,2	44,0	45,4	43,9	42,5	44,1	42,3	44,4	42,3	43,4
TiO ₂	1,5	1,6	2,3	2,0	1,4	2,1	2,1	1,5	1,3	1,5	1,8	1,4	2,2	1,4	1,9	1,7
Al ₂ O ₃	7,9	7,9	8,7	9,2	7,2	9,1	9,2	7,7	6,9	8,4	8,9	7,8	9,4	7,4	9,1	8,7
FeO*	23,8	23,2	23,0	22,9	23,0	22,9	23,2	23,3	23,2	23,0	23,5	23,4	23,2	22,9	22,7	22,9
MgO	7,2	7,9	7,5	7,6	8,1	7,4	7,3	7,4	8,4	7,2	7,6	7,6	7,2	8,0	7,6	7,8
MnO	0,8	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,8	0,6	0,6	0,5	0,7	0,5	0,6	0,5	0,5
CaO	10,6	10,5	10,5	10,5	10,4	10,8	10,5	10,6	10,5	10,9	10,4	10,5	10,5	10,6	10,7	10,7
Na ₂ O	1,5	1,5	1,7	1,7	1,5	1,7	1,6	1,5	1,3	1,3	1,6	1,5	1,5	1,4	1,6	1,5
K ₂ O	1,0	1,0	1,3	1,3	0,9	1,3	1,3	1,0	0,8	1,0	1,2	0,9	1,3	0,9	1,2	1,1
F	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,1
OH-	1,6	1,8	1,6	1,3	1,3	1,6	1,7	2,2	1,6	1,8	1,7	1,8	1,7	2,2	1,9	1,7
Total	99,8	99,9	99,7	99,8	99,8	100,2	99,8	100,1	100,2	99,9	100,0	99,8	100,0	100,0	99,7	100,1
Fórmula estrutural na base de 23 átomos de oxigênio																
Si	6,7	6,6	6,5	6,4	6,8	6,5	6,4	6,7	6,8	6,7	6,4	6,7	6,4	6,7	6,5	6,6
Al ^{IV}	1,3	1,4	1,5	1,6	1,2	1,5	1,6	1,3	1,2	1,3	1,6	1,3	1,6	1,3	1,5	1,4
Soma T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
Sítios M1,M2 e M3																
Al ^{VI}	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ti	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
Fe ⁺³	0,8	1,0	0,8	0,9	0,9	0,7	0,9	0,8	1,0	0,7	1,1	0,9	0,8	0,9	0,8	0,9
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mg	1,6	1,8	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,9	1,6	1,7	1,7	1,6	1,8	1,7	1,8
Fe ⁺²	2,2	2,0	2,1	2,0	2,0	2,2	2,1	2,2	1,9	2,3	1,9	2,0	2,1	2,0	2,1	2,0
SOMA C	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Sítio M4																
Ca	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7
Na	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Soma B	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Sítio A																
Na	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1
K	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
Soma A	0,4	0,3	0,5	0,5	0,3	0,5	0,4	0,4	0,2	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,5	0,4
Soma Cat	15,4	15,3	15,5	15,5	15,3	15,5	15,4	15,4	15,2	15,4	15,4	15,3	15,4	15,3	15,5	15,4
(Mg/Mg+Fe ⁺²)	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5
Al total	1,4	1,4	1,6	1,6	1,3	1,6	1,7	1,4	1,2	1,5	1,6	1,4	1,7	1,3	1,6	1,5

(continuação)

Amostra	JK-59	JK-59	JK-59	JK-59	JK-59	JK-59	JK-59	JK-59	JK-59	JK-59	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	JK-48	
Análise	C1 1-5	C1 1-9	C1 1-12	C1 1-13	C1 1-15	C3 1-3	C3 1-4	C4 1-1	C5 1-3	C5 1-13	C1 1-8	C1 1-11	C1 1-15	C3 1-8	C3 2-7	C3 2-8	C4 1-6	C2 1-1	
SiO ₂	43,0	42,5	42,6	42,4	42,1	43,8	43,4	44,3	45,0	45,0	42,2	42,4	43,0	41,4	42,3	42,8	41,9	40,8	
TiO ₂	2,6	2,2	1,7	2,3	2,4	1,3	0,6	1,1	0,7	0,5	2,3	2,2	1,5	2,3	2,0	2,2	2,1	1,6	
Al ₂ O ₃	7,8	8,1	8,2	8,7	8,8	7,4	8,9	6,9	6,2	6,5	8,5	8,1	7,6	8,9	8,1	8,8	8,4	7,6	
FeO*	24,1	24,6	25,2	24,3	24,3	26,4	24,4	25,8	25,0	25,5	24,5	24,7	26,5	26,0	26,3	25,5	25,6	31,6	
MgO	6,1	6,4	6,3	6,9	6,8	5,9	5,9	6,5	7,0	7,0	6,5	6,4	5,6	5,7	5,3	4,9	6,0	2,0	
MnO	0,6	0,5	0,6	0,4	0,4	0,8	0,6	0,8	0,8	0,6	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	
CaO	11,1	10,8	10,6	10,5	10,5	10,6	11,8	10,6	10,3	10,4	10,3	10,3	10,2	10,2	10,1	9,6	10,3	10,2	
Na ₂ O	1,5	1,5	1,6	1,7	1,6	1,5	0,9	1,4	1,4	1,3	1,7	1,7	1,6	1,7	1,8	2,2	1,8	1,9	
K ₂ O	1,0	1,1	1,1	1,3	1,2	0,9	0,5	0,8	0,7	0,8	1,2	1,2	1,0	1,3	1,2	0,9	1,2	1,3	
F	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,5	0,6	0,6	0,4	0,6	0,7	0,6	0,9	
OH-	1,8	1,6	1,8	1,4	1,7	1,2	2,7	1,8	2,8	2,2	2,1	1,9	1,7	1,8	2,4	2,2	1,4	1,3	
Total	99,9	99,5	100,0	100,2	100,0	100,0	99,9	100,3	100,2	100,2	100,3	99,9	99,8	100,0	100,5	100,3	99,9	99,8	
Fórmula estrutural na base de 23 átomos de oxigênio																			
Si	6,7	6,6	6,6	6,5	6,4	6,7	6,7	6,8	6,9	6,9	6,5	6,5	6,7	6,4	6,6	6,6	6,5	6,6	
Al ^{IV}	1,3	1,4	1,4	1,5	1,6	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	1,5	1,5	1,3	1,6	1,4	1,4	1,5	1,4	
Soma T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	
Sítios M1,M2 e M3																			
Al ^{VI}	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	
Ti	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	
Fe ⁺³	0,3	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,5	0,9	1,0	1,1	0,8	0,7	0,9	0,9	0,8	0,6	0,8	0,7	
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Mg	1,4	1,5	1,4	1,6	1,6	1,3	1,4	1,5	1,6	1,6	1,5	1,5	1,3	1,3	1,2	1,1	1,4	0,5	
Fe ⁺²	2,8	2,5	2,4	2,3	2,3	2,5	2,6	2,4	2,2	2,1	2,3	2,4	2,5	2,4	2,6	2,7	2,5	3,6	
SOMA C	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	
Sítio M4																			
Ca	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7	2,0	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	1,8	
Na	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	
Soma B	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	
Sítio A																			
Na	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	
K	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	
Soma A	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5	0,6	
Soma Cat	15,5	15,5	15,5	15,5	15,4	15,3	15,3	15,3	15,2	15,2	15,4	15,5	15,4	15,5	15,5	15,4	15,5	15,6	
(Mg/Mg+Fe ⁺²)	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,1	
Al total	1,4	1,5	1,5	1,6	1,6	1,3	1,6	1,2	1,1	1,2	1,5	1,5	1,4	1,6	1,5	1,6	1,5	1,4	

(continuação)

Amostra	Complexo Cuiú-Cuiú											Suíte Intrusiva Creporizã o				
	JK-26	JK-26	JK-26	JK-26	EY-85A	EY-85A	EY-85A	EY-85A	EY-85A	EY-85A	EY-85A	JK-47	JK-47	JK-47	JK-47	
Análise	C2 1-1	C2 2-1	C4 3-2	C4 3-3	C2 1-1	C2 1-4	C2 1-6	C3 1-1	C3 1-2	C3 1-3	C3 4-2	C2 1-3	C2 2-1	C2 3-2	C2 3-5	
SiO ₂	36,1	36,1	35,5	35,6	38,1	38,4	38,3	38,4	38,6	38,5	38,5	35,2	35,4	35,6	35,4	
TiO ₂	3,5	3,5	4,0	3,7	2,3	2,6	2,1	3,0	2,1	2,6	2,4	4,3	4,9	4,2	4,0	
Al ₂ O ₃	13,4	13,3	13,5	13,7	13,9	14,0	14,3	14,2	14,3	13,9	13,8	13,2	13,3	13,5	13,1	
FeO*	23,0	22,7	22,9	23,3	17,1	17,2	16,9	17,0	16,5	16,7	16,9	26,5	25,8	25,3	26,6	
MgO	10,2	10,3	10,0	9,9	13,4	13,1	13,6	12,7	13,7	13,6	13,5	7,4	7,4	7,8	7,6	
MnO	0,4	0,4	0,4	0,4	1,1	1,1	1,1	1,2	1,1	1,2	1,2	0,5	0,4	0,4	0,4	
CaO	0,1	0,0	0,1	0,1	Nd.	Nd.	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	0,0	0,0	0,0	0,1	
Na ₂ O	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
K ₂ O	8,9	9,3	8,8	8,7	9,8	9,8	9,8	9,8	9,8	9,8	9,6	8,8	9,0	8,8	8,9	
F	0,2	0,2	0,1	0,2	1,0	1,0	1,0	1,1	1,2	1,2	1,2	0,1	0,2	0,2	0,2	
OH-	3,6	3,4	4,0	3,8	3,5	3,3	3,2	3,4	3,2	3,0	2,8	2,6	2,7	2,9	2,5	
Total	99,6	99,3	99,6	99,3	100,3	100,5	100,4	100,8	100,6	100,5	100,1	98,6	99,2	98,9	98,9	
Fórmula estrutural na base de 22 átomos de oxigênio																
Si	5,6	5,6	5,5	5,5	5,8	5,8	5,7	5,8	5,8	5,8	5,8	5,6	5,5	5,6	5,6	
Al ^{IV}	2,4	2,4	2,5	2,5	2,2	2,2	2,3	2,2	2,2	2,2	2,2	2,4	2,5	2,4	2,4	
Soma T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	
Al ^{VI}	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	
Ti	0,4	0,4	0,5	0,4	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,5	0,6	0,5	0,5	
Fe*	3,0	2,9	3,0	3,0	2,2	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	3,5	3,4	3,3	3,5	
Mn	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
Mg	2,4	2,4	2,3	2,3	3,0	2,9	3,0	2,8	3,1	3,0	3,0	1,7	1,7	1,8	1,8	
Soma O	5,9	5,8	5,8	5,9	5,8	5,8	5,8	5,7	5,8	5,8	5,8	5,8	5,7	5,8	5,8	
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Na	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
K	1,8	1,8	1,8	1,7	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	
Soma A	1,8	1,9	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	
(Fe/Fe+Mg)	0,6	0,6	0,6	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,7	
Al total	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,4	

(continuação)

Amostra	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E	JK-51E
Análise	C3_1-13	C2_1-2	C5_1-4	C5_2-1	C3_1-2	C4_2-1	C4_2-8	C5_2-3	C7_1-5	C7_1-7	C3_1-5	C3_2-7	C3_2-10	C3_3-1	C6_1-9	C8_1-7
SiO ₂	35,2	35,4	34,9	35,2	35,4	35,7	35,9	35,0	35,8	35,7	35,6	34,8	35,4	35,3	34,8	35,0
TiO ₂	4,7	4,6	4,2	4,5	5,1	4,8	3,0	4,5	3,9	4,9	3,8	3,5	4,7	4,1	4,7	4,0
Al ₂ O ₃	13,3	13,2	13,1	13,0	13,4	13,3	13,7	13,6	13,5	13,4	13,4	13,4	13,8	13,8	13,5	13,2
FeO*	26,3	26,3	26,8	26,3	25,2	25,8	25,2	25,8	24,0	24,7	26,3	26,9	26,5	25,3	27,0	26,0
MgO	7,1	7,2	7,0	7,0	7,4	7,4	8,6	7,6	8,9	8,2	7,5	7,3	6,3	7,5	6,8	7,0
MnO	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,4	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4
CaO	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
Na ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1
K ₂ O	9,0	9,0	9,0	9,2	8,9	9,1	9,4	8,5	9,3	8,9	9,3	8,6	8,9	8,9	8,2	9,1
F	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
OH-	2,6	2,3	3,8	3,1	3,1	2,1	3,1	3,1	2,9	2,8	3,3	4,3	2,9	3,4	3,1	3,7
Total	99,1	99,0	99,5	99,0	99,3	99,3	99,7	99,1	99,3	99,4	99,9	99,6	99,2	99,1	98,8	98,7
Fórmula estrutural na base de 22 átomos de oxigênio																
Si	5,5	5,6	5,6	5,6	5,5	5,6	5,6	5,5	5,6	5,6	5,6	5,5	5,6	5,6	5,5	5,6
Al ^{IV}	2,5	2,4	2,4	2,4	2,5	2,4	2,4	2,5	2,4	2,4	2,4	2,5	2,4	2,4	2,5	2,4
Soma T	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
Al ^{VI}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Ti	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,4	0,5	0,5	0,6	0,4	0,4	0,6	0,5	0,6	0,5
Fe*	3,5	3,4	3,6	3,5	3,3	3,4	3,3	3,4	3,1	3,2	3,4	3,6	3,5	3,3	3,6	3,5
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Mg	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7	1,7	2,0	1,8	2,1	1,9	1,8	1,7	1,5	1,8	1,6	1,7
Soma O	5,7	5,7	5,8	5,7	5,7	5,7	5,8	5,8	5,8	5,8	5,8	5,9	5,7	5,8	5,8	5,7
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	1,8	1,8	1,8	1,9	1,8	1,8	1,9	1,7	1,8	1,8	1,9	1,7	1,8	1,8	1,7	1,9
Soma A	1,9	1,8	1,9	1,9	1,8	1,8	1,9	1,8	1,9	1,8	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,9
(Fe/Fe+Mg)	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
Al total	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,5	2,5

(conclusão)

Amostra	Suíte Intrusiva Creporizã o											Suíte Intrusiva Parauari												
	EY-102	EY-102	EY-102	EY-102	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	EY-86B	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	FH-30	EY-96	EY-96	EY-96	EY-96	EY-96
	C2_1-1-1	C2_1-2	C2_1-5	C2_1-6	C1_1-2	C1_1-4	C6_1-2	C6_1-6	C6_1-7	C9_1-2	C9_1-4	C2_1-1	C2_1-2	C2_2-2	C2_2-3	C2_2-6	C2_2-7	C2_1-4	C2_1-5	C2_1-2	C2_1-7	C2_1-8	C2_1-12	C5_1-15
Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	Plag	K-fds	K-fds	Plag	K-fds	K-fds	K-fds	Plag	
SiO ₂	63,5	59,3	63,2	65,6	63,5	63,1	59,0	68,7	61,7	61,0	62,5	66,1	66,8	66,8	66,2	67,0	66,5	62,6	63,6	68,1	66,8	67,3	65,0	67,6
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	22,4	25,1	22,9	21,2	22,5	22,5	25,7	19,4	23,7	24,5	23,4	20,7	20,0	19,7	20,6	19,7	20,4	18,2	18,3	19,8	20,8	20,4	18,4	19,7
FeO*	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,4	0,2	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1
MgO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
CaO	3,8	7,2	4,4	2,6	3,9	4,3	7,6	0,3	5,4	6,2	5,1	0,3	0,5	0,7	0,3	0,4	0,4	0,7	0,0	0,4	0,4	0,5	0,0	0,3
Na ₂ O	9,0	7,2	8,6	9,7	9,1	9,1	7,0	11,5	8,4	7,9	8,5	10,5	11,0	11,1	10,7	11,3	11,1	0,2	0,2	11,4	10,9	11,0	1,0	11,3
K ₂ O	0,7	0,7	0,8	0,7	0,5	0,6	0,3	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	0,4	0,1	0,8	0,1	0,2	15,6	16,0	0,3	0,9	0,7	15,4	0,3
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
OH	0,5	0,1	0,0	0,0	0,3	0,1	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,9	1,1	1,2	1,2	1,3	0,6	2,0	0,8	0,0	0,1	0,0	0,0	0,6
Total	99,4	99,6	100,0	100,0	99,7	99,6	99,8	100,0	99,7	100,2	100,3	98,9	98,8	98,5	98,7	98,5	98,9	97,6	98,1	100,1	99,8	100,0	99,9	99,4
Fórmula estrutural calculada na base de 32 átomos de oxigénios																								
Si	11,3	10,6	11,2	11,6	11,3	11,2	10,6	12,0	11,0	10,8	11,1	11,7	11,8	11,9	11,8	11,9	11,8	11,9	12,0	11,9	11,7	11,8	12,0	11,9
Al	4,7	5,3	4,8	4,4	4,7	4,7	5,4	4,0	5,0	5,1	4,9	4,3	4,2	4,1	4,3	4,1	4,3	4,1	4,1	4,1	4,3	4,2	4,0	4,1
Soma T	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	15,9	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,1	16,0	16,0	16,1	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,1	16,0	16,0	16,0
Fe*	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ca	0,7	1,4	0,8	0,5	0,7	0,8	1,5	0,1	1,0	1,2	1,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1
Na	3,1	2,5	3,0	3,3	3,1	3,2	2,4	3,9	2,9	2,7	2,9	3,6	3,8	3,8	3,7	3,9	3,8	0,1	0,1	3,8	3,7	3,8	0,3	3,9
Ti	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,2	0,0	0,1	3,8	3,8	0,1	0,2	0,1	3,6	0,1
Mg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Soma M	4,0	4,1	4,0	4,0	4,0	4,1	4,0	4,0	4,0	4,0	4,1	3,9	4,0	4,0	3,9	4,0	4,0	4,0	3,9	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
Ab	18,2	34,1	20,9	12,5	18,5	19,8	36,7	1,3	25,9	29,7	23,7	1,7	2,3	3,3	1,4	1,9	2,1	3,6	0,1	2,1	1,7	2,3	0,1	1,4
An	77,8	62,0	74,5	83,7	78,5	77,0	61,6	97,8	72,3	67,8	72,6	92,8	95,4	96,1	94,2	97,5	96,5	1,7	1,9	96,1	93,5	94,1	8,6	97,0
Or	4,1	3,9	4,6	3,8	3,1	3,2	1,7	0,9	1,8	2,6	3,7	5,6	2,3	0,6	4,4	0,6	1,4	94,7	98,0	1,9	4,8	3,7	91,3	1,6