



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS – UNICAMP

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG



DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS – DGRN

RAFAEL RODRIGUES DE ASSIS

**CONTEXTO GEOLÓGICO E ASSOCIAÇÃO
PARAGENÉTICA DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS
DE UNIÃO DO NORTE, REGIÃO DE PEIXOTO DE
AZEVEDO, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT).**

CURSO DE GEOLOGIA

– Campinas (SP) –

Dezembro de 2008



RAFAEL RODRIGUES DE ASSIS

**CONTEXTO GEOLÓGICO E ASSOCIAÇÃO
PARAGENÉTICA DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS
DE UNIÃO DO NORTE, REGIÃO DE PEIXOTO DE
AZEVEDO, PROVÍNCIA DE ALTA FLORESTA (MT).**

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GE 001 – TURMA J**

*Trabalho de Conclusão de Curso
(TCC) apresentado ao Instituto de
Geociências da Universidade Estadual de
Campinas (UNICAMP), como parte dos
requisitos obrigatórios à obtenção do título
de bacharel em Geologia.*

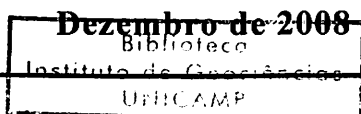
– Orientador –

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

– Co-orientador –

Dr. Antônio João Paes de Barros

– Campinas (SP) –



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	TCC/UNICAMP
V. _____	EX. _____
TOMBO BC/	4009
TOMBO IG/	
PROC.	
C ☐	D ☒
PREÇO	
DATA	11/08/09
N.º CPD	

1) Ouro - Minas e mineração -
Alta Floresta (MT)

cod. 44.449809

2009/16838

RAFAEL RODRIGUES DE ASSIS

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) apresentado como trabalho final do curso de Geologia pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Foi defendido no Instituto de Geociências e, aprovado em 11 de Dezembro de 2008, pela banca examinadora.

ORIENTADOR: _____

Prof.º Dr. Roberto Perez Xavier

CO-ORIENTADOR: _____

Dr. Antônio João Paes de Barros

- BANCA EXAMINADORA -

MEMBRO I: _____

Prof: Dr. Bernardino Figueiredo

MEMBRO II: _____

Profa: Dra. Lena Virgínea Soares Monteiro

DEDICO...

*À minha família, em especial à minha Mãe Rosângela e meu
irmão Carlos, por terem me apoiado e me amado
mesmo quando eu não merecia. Justamente o
momento que eu mais precisei.*

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me apresentado à geologia ainda quando criança, e por ter permitido com que graduasse nesta profissão, além de tudo que ocorreu, ocorre e está por ocorrer em minha vida.

Agradeço aos professores Dr. Roberto Perez Xavier e Dr. Wanilson Luiz Silva. Ao primeiro, por abrir as portas de seu grupo de pesquisa em Metalogênese, tanto no desenvolvimento do meu primeiro Projeto de Iniciação Científica, quanto na execução deste Trabalho de Conclusão de Curso. E ao segundo, pela paciência e dedicação para comigo durante os dois anos de desenvolvimento do nosso Projeto de Iniciação Científica. Mas a ambos, pelo interesse, apoio e dedicação, além da aprendizagem que levarei para sempre. Vocês foram essenciais em minha formação!

Ao meu co-orientador, Antônio João Paes de Barros, pela paciência e esforço em me apresentar à geologia mato-grossense, especialmente por me ensinar o tão fascinante ritmo amazônico.

Às três mulheres mais importantes em minha vida: avó Conchetta, tia Edi, e acima de tudo à minha mãe Rosângela, as quais foram os pilares mais do que rígidos nesta minha jornada. Sem vocês, eu não estaria onde estou, e não seria aquele que me esforcei em ser. Amo intensamente todas vocês!

À toda família Rodrigues de Assis, pelo apoio e momentos a serem eternamente recordados.

Não poderia deixar de agradecer aos mais do que melhores amigos: Patrícia, Vanessa e Edison. À Patrícia pela paciência, confiança e críticas construtivas. À Vanessa, pelos imensos e-mails que trocamos nestes últimos anos, os quais demonstravam todo o carinho e preocupação que um tinha pelo outro. E ao Édison, pelas longas conversas, apoio no começo da minha graduação, e zueiras. Contudo, aos três, pelos inúmeros momentos vividos, que mesmo escassos muitas vezes, eram tão intensos que sempre serão levados comigo. Vocês foram essenciais desde o momento em que nos conhecemos, especialmente neste meu período universitário, pois mesmo com a distância, a amizade e companheirismo mantiveram-se fortalecidos. Vocês foram excelentes!

Aos amigos mais do que especiais, que a graduação fez-me o favor de me apresentar e presentear: Evângela, André e Hugo. À mamãe Eva pelas conversas maduras e pela paciência e dedicação em cuidar de seus três filhos “adultos”. Ao Hugo pelas longas conversas durante nosso primeiro ano, pelas cantadas ditas sem pensar, e pelas inúmeras dores de cabeça na execução dos trabalhos (hehe). Ao André pelos mapas tão bem traçados e editados, pelo gosto em comum à prolixidade, pelo companheirismo e pelas gratificantes conversas, tanto acadêmicas, quanto cotidianas. Mas a todos, pela convivência, harmonia (desarmoniosa em alguns momentos) e especial amizade que serão eternamente (re)lembradas. Nosso quarteto, sem dúvidas, foi o melhor.

Às professoras do colégio: Mariza Bertoni (bióloga) e Eliete (geógrafa) por sempre acreditarem em mim, especialmente no período pré-vestibular.

À professora Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro, pela paciência para comigo durante toda a minha graduação, em especial aos inúmeros socorros prestados durante a petrografia deste trabalho.

À toda sétima turma de Geologia UNICAMP (turma de 2004): Ancillia, André, Eduardo, Evângela, Fernanda, Hugo, Isabel, Júlia, Juliana (minha pikitita preferida), Lenita (agora estraguei meu TCC), Matheus, Nádia, Patrícia, Pedro, Rafael Reginato, Samuel, Stéfano e Tainá; e aos agregados a mesma: Mariana e Rogério; pelos agradáveis trabalhos de campo, e inúmeros momentos juntos compartilhados.

Aos técnicos Cristiano (laminação) e Rosane (MEV), pela dedicação e compromisso nas tarefas técnicas deste TCC. A paciência de vocês para comigo, por todas as vezes que eu tão assiduamente acionava a campainha de suas salas, foi gratificante. Valeu!

Às secretárias Jô, Marlene, Mirian e Zezé pelo apoio concedido todas as vezes que precisei (que não foram poucas).

Ao contrerrâneo Danilo Barbuena, pela grande companhia e força durante o campo, e na realização do Projeto AJAX.

Agradeço a AJAX pelo apoio logístico, financeiro e oportunidade do desenvolvimento deste trabalho em seu depósito (prospecto do Francisco).

E finalmente, a todos os professores e funcionários do Instituto de Geociências UNICAMP, que de forma direta e/ou indireta, contribuíram na minha formação.

Muito obrigado a todos!

“Às vezes, apenas uma brisa,
um alívio bem-vindo.

Às vezes, uma rajada curta,
rapidamente esquecida.

Mas às vezes, uma ventania
nociva e devastadora...

Abrindo uma trilha de destruição...
Que nos deixa preocupados
com nossas vidas preciosas.

O coração é uma coisa frágil,
Por isso o protegemos com tanto vigor.
Nós o abrimos tão raramente...

E então porque significa
tanto quando o fazemos?

Alguns corações são mais frágeis que outros...
Mais puros de certa forma,
como cristal num mundo de vidro.

Até a maneira que se despedaçam é perfeita.”

(Irv, Everwood)
Dedico à minha família e grandes amigos.

*"It is our choices that show what we truly are,
far more than our abilities"*

Albus Dumbledore

RESUMO

O arcabouço geológico da porção sudeste da Província Aurífera de Alta Floresta (norte do Estado do Mato Grosso), na área denominada de União do Norte, consiste principalmente de suítes plutônicas, rochas vulcânicas de composição basáltica e dacítica-andesítica e uma unidade de grauvaca-feldspática, todas recobertas por arenitos arcoseanos com níveis conglomeráticos. As suítes plutônicas dividem-se em: (1) granodiorítica (granodiorito a quartzo-monzodiorito), de natureza magnesiânica, álcali-cálcica, de alto K e peraluminosa; e (2) granítica (sieno a monzogranito e quartzo-monzonito), com assinatura geoquímica de alto K, cálcio-alcalina a álcali-cálcica de caráter peraluminosa, e com características tanto magnesianas quanto ferrosas. Essas suítes têm sua gênese relacionada a arcos vulcânicos (granitos Tipo I).

Exceto pelo arenito de cobertura, todas as outras unidades litológicas da área são afetadas por alteração hidrotermal em diversas intensidades, incluindo: (a) potássica (K-feldspato $\pm$ biotita) particularmente desenvolvida em rochas da suíte granítica; (b) propilítica (clorita + epídoto + magnetita $\pm$ actinolita $\pm$ carbonato); (c) silicificação e; (d) sericitização. As alterações potássica e propilítica têm ampla abrangência regional e são geralmente distais às mineralizações auríferas, enquanto que silicificação e sericitização associam-se espacialmente às zonas de minério dos depósitos auríferos do Francisco e do Bigode.

No depósito do Francisco a mineralização hospeda-se em grauvacas-feldspáticas e é representada pela paragénese pirita + esfalerita + hematita + galena $\pm$ calcopirita em zonas de intensa silicificação e sericitização. No depósito do Bigode a mineralização contém a mesma paragénese do depósito do Francisco, mas hospeda-se em zona de intensa silicificação que afeta rochas da suíte granodiorítica. O ouro, neste último caso, ocorre como inclusões na pirita e preenchendo fraturas, em paragénese com galena + calcopirita $\pm$ esfalerita. A alteração hidrotermal em combinação com a paragénese dos minerais de minério nesses depósitos sugerem que a precipitação do ouro deve ter sido decorrente de aumento das condições de fO_2 do fluido (precipitação de hematita), possivelmente devido à entrada de fluidos externos oxidantes (meteóricos?).

A associação espacial das mineralizações auríferas com as suítes plutônicas, como no caso do depósito do Bigode, ou sua proximidade a essas, como no caso do depósito do Francisco, sugerem que os fluidos mineralizantes possam ter sido provenientes de um sistema magmático-hidrotermal. Além disso, a associação Au-Zn-Pb-Cu nesses depósitos difere da de outros depósitos da província que geralmente mostram a associação Au-Cu-Bi (e.g. Santa Helena, Novo Mundo). Nesse contexto, é provável que depósitos com a associação Au-Zn-Pb-Cu, como Francisco e Bigode, representem um sistema magmático-hidrotermal de mineralizações de menor temperatura e/ou que sejam mais distais da fonte granítica, similar a modelos genéticos de depósitos associados a sistemas intrusivos (*intrusion related gold deposits* – IRGD) ou ouro pórfiro (*porphyry gold*).

ABSTRACT

The southeast sector of the Alta Floresta Auriferous Province (North of Mato Grosso state) named União do Norte consists mainly of plutonic suites, basaltic to dacitic-andesitic volcanic rocks and a sequence of feldspathic greywacke. These rocks are all overlain by a thick unit of arkosic to conglomeratic sandstones. The plutonic suites are grouped into a granodioritic (granodiorite to quartz-monzodiorite) suite and a granitic (sieno to monzogranite and quartz-monzonite) suite. Both are peraluminous, of high K and calcic-alkaline to alkali-calcic, but the former tend to be magnesian whereas the latter both magnesian and ferrous. The tectonic setting of these plutonic suites has been attributed to volcanic arcs (type I).

Except by the overlying arkosic sandstone, all the other lithotypes have been affected by different degrees of hydrothermal alteration, including: (a) potassic (K-feldspar $\pm$ biotite) particularly in rocks of the granitic suite; (b) propylitic (chlorite + epidote + magnetite $\pm$ actinolite $\pm$ carbonate); (c) silicification and; (d) sericitization. Both the potassic and propylitic alterations are broadly distributed and of regional extent, whereas silicification and sericitization display a close spatial association with the gold ore zones of the Francisco and Bigode deposits.

At the Francisco deposit, the mineralization is hosted by feldspathic greywackes and consists of pyrite + sphalerite + hematite + galena $\pm$ chalcopryrite in zones of intense silicification and sericitization. At the Bigode deposit the mineralization displays a similar paragenesis, but is hosted by strongly silicified rocks of the granodioritic suite. Native gold in this case occurs as inclusions and along microfractures in pyrite, commonly with com galena + chalcopryrite $\pm$ sphalerite. The nature of the hydrothermal alteration in combination with the ore assemblages in both deposits suggest that gold deposition may have taken place by increase in the fO_2 of the fluid (i.e. hematite precipitation), possibly by the influx of oxidizing external fluids (meteoric?).

The proximity to or the close spacial association of the Francisco and Bigode deposits with the plutonic suites suggests that both deposits may have been part of a magmatic-hydrothermal system. Additionally, the Au-Zn-Pb-Cu association in these deposits differ from the Au-Cu-Bi association displayed by other gold deposits in the province (e.g. Santa Helena, Novo Mundo). In this context, the Francisco and Bigode deposits may represent examples of gold mineralization in a magmatic-hydrothermal system that formed at lower temperatures and/or distal from the granitic source, similar to models related to intrusion-related gold systems – IRGS) or porphyry gold.

ÍNCIDE

RESUMO	9
ABSTRACT	10
CAPÍTULO I.....	19
1. INTRODUÇÃO	19
1.1 Apresentação	19
1.2 Localização da área e Vias de Acesso	20
CAPÍTULO II.....	22
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
2.1 Trabalho de Campo	22
2.2 Estudos Petrográficos.....	22
2.3 Microscopia Eletrônica de Varredura.....	22
2.4 Geoquímica	23
CAPÍTULO III.....	24
3. Contexto Geológico Regional	24
3.1 Província Aurífera de Alta Floresta	25
CAPÍTULO IV.....	28
4. Unidades Litológicas da Área de União do Norte.....	28
4.1 Suítes Plutônicas	28
4.1.1 <i>Suíte Granodiorítica</i>	28
4.1.2 <i>Suíte Granítica</i>	35
4.2 Unidade vulcânica.....	38
4.2.1 <i>Rochas Basálticas</i>	38
4.2.2 <i>Rochas Dacíticas a Andesíticas</i>	40
4.3 Unidade Sedimentar	43
4.3.1 <i>Grauvaca-feldspática</i>	43
4.3.2 <i>Pelitos-Psamitos</i>	45
4.3.3 <i>Arenito Arcoseano de Cobertura</i>	46
CAPÍTULO V.....	47
5. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	47
5.1 Alteração Potássica.....	47
5.2 Silicificação.....	50
5.3 Alteração Propilítica.....	51
5.4 Alteração sericítica.....	56

CAPÍTULO VI.....	58
6. MINERALIZAÇÕES.....	58
6.1 Depósito do Francisco	58
6.2 Depósito do Bigode.....	62
CAPÍTULO VII.....	66
7. DISCUSSÕES.....	66
7.1 Evolução do Sistema Hidrotermal.....	66
7.2 Mecanismos de Precipitação do Minério.....	69
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	71
BIBLIOGRAFIA	76
ANEXOS	79
Anexo I: Dados Geoquímicos das suítes Vulcânicas e Graníticas da área de União do Norte (MT)	80
Anexo II: Mapa geológico da região de União do Norte (Envelope ao Final do Trabalho)	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização da Província Aurífera de Alta Floresta na Plataforma Sul-Americana.....	19
Figura 2. Localização e vias de acesso à área de União do Norte (quadricula vermelha), além da articulação das folhas na qual a mesma se encontra.....	21
Figura 3. Distribuição das Províncias Geocronológicas e das principais associações litológicas do Cráton Amazônico com a localização da área de estudo dentro deste arcabouço geológico. Modificado de Tassinari & Macambira (1999).....	24
Figura 4. Mapa simplificado dos Domínios Geológicos da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Modificado e simplificado de Paes de Barros, 2007.....	26
Figura 5. Mapa geológico da área de União do Norte (MT), em escala 1:200.000. O mapa geológico, na escala real de mapeamento (1:100.000) encontram-se no Anexo II.....	29
Figura 6. Rochas granodioríticas e sieno a monzograníticas silicificados: (A) Granodiorito fanerítico grosso, isotrópico e inequigranular; (B) apófises de vulcânicas (dacitos) na suíte granodiorítica (Prospecto do Bernaldo, atualmente desativado); (C) plagioclásio saussuritizado a partir das bordas para o centro; (D) sienogranito fanerítico médio, anisotrópico e de coloração rosa esbranquiçada com pontuações escuras e; (E) Monzogranito fanerítico médio, de coloração rosa e pontuações escuras (minerais máficos: anfibólio e clorita); (F) Clorita substituindo o anfibólio magmático (primário); notar a presença de inclusões de magnetita.....	30
Figura 7. Diagrama Quartzo-K-feldspato-Plagioclásio (Streckeisen, 1976) mostrando a composição granodiorítica a quartzo-monzodiorítica de uma das suítes graníticas da área de União do Norte (MT).....	31
Figura 8. Fotomicrografias ao MEV dos principais óxidos (origem magmática) presentes nas rochas granodioríticas: (A) Magnetita com ilmenita granular e em lamelas; (B) Magnetita com lamelas de ilmenita; (C) magnetita “zebrada”, com lamelas de ilmenita e titanita; (D) detalhe do caso anterior, focando o padrão “zebrado”, onde as faixas mais claras correspondem a magnetita, as mais escuras a titanita, e as de tonalidade intermediária, de ilmenita.....	32

Figura 9. Classificação geoquímica das suítes graníticas investigadas na área de União do Norte (MT):

(A) Classificação segundo Maniar & Piccoli (1989) quanto ao índice de saturação de alumina (Aluminum saturation index – ASI); (B) Critério estabelecido por Frost *et al.*, (2001) para a distinção de suítes graníticas ferrosas e magnesianas; (C) Diagrama SiO₂ vs. K₂O (Le Maitre *et al.*, 1989) utilizado na subdivisão das séries sub-alcálicas; (D) Índice e álcali-cálcio, para a classificação de suítes graníticas quanto aos seus teores de K₂O, Na₂O e CaO (Frost *et al.*, 2001).....33

Figura 10. Diagramas de discriminação tectônica, das suítes graníticas da área de União do Norte (MT):

(A), (B) e (C) Diagramas Ta vs. Yb, Rb vs. Y+Nb e Nb vs. Y (Pearce *et al.*, 1984) exibindo o padrão de granitos de arcos vulcânicos; (D) Diagrama de discriminação, segundo Harris *et al.*, (1986), de rochas graníticas de arcos vulcânicos, intra-placa e cordilheira oceânica; (E) Classificação tectônica, segundo Gorton and Schandl (2000).....34

Figura 11. Diagrama Quartzo-K-feldspato-Plagioclásio (Streckeisen, 1976) mostrando a composição modal, variando de monzogranito/quartzo-monzonito a subordinadamente sienito/sieno-granito de uma das suítes graníticas da área de União do Norte (MT).....36

Figura 12. Aspectos gerais das rochas das suítes sieno a monzogranítica:

(A) Forte coloração avermelhada (alteração potássica), textura inequigranular e porfirítica, esta última dada por fenocristais de plagioclásio centimétricos; (B) típica textura granofírica encontrada nas rochas desta suíte plutônica; (C) microfotografia exibindo texturas inequigranular e hipidiomórfica, típicas destas rochas; (D) cristais de plagioclásio inclusos por K-feldspato; (E) enclaves de composição granofiorítica inclusos em sieno-granito de textura granofírica; (F) cristais de quartzo, de formato anédrico, ocupando os interstícios entre os fenocristais de K-feldspato.....37

Figura 13. Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) mostrando, especialmente, a composição modal para as rochas de composição basáltica, encontradas na área de União do Norte (MT).....39

Figura 14. Microfotografia mostrando alguns aspectos gerais das rochas basálticas:

(A) Fenocristais de plagioclásio e augita imersos em matriz muito fina; (B) Amígdalas preenchidas por carbonato e K-feldspato.....39

Figura 15. Classificação química para rochas vulcânicas (diagrama TAS) encontradas nas imediações dos depósitos estudados.....40

Figura 16. Alguns aspectos gerais das rochas da suíte vulcânica:

(A) Dacito, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio; (B) Dacito truncado por vênulos milimétricos preenchidos por epídoto; (C) Afloramento de traquiandesitos intensamente falhados; (D) Andesito com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica; (E) Cristais de quartzo bi-terminado em rocha dacítica; (F) Traquiandesito com fenocristais de piroxênio imersos em matriz constituída essencialmente por plagioclásio.....42

Figura 17. Aspectos petrográficos das grauvacas-feldspáticas:

(A) Rocha de granulometria fina, geralmente truncada por vênulos de quartzo; (B) Fotomicrografia exibindo a laminação bem pronunciada destas rochas. Notar que as formas angulares a sub-angulares dominam; (C) Laminação anteriormente descrita, truncada por vênulo de actinolita + clorita; (D) Cimento silicoso ao redor de alguns cristais de quartzo; (E) Fragmento de vulcânica, com textura sub-ofítica.....44

Figura 18. Classificação segundo Pettijohn *et al.*, (1972), dos litotipos que hospedam a mineralização no depósito do Francisco, sendo (A) o intervalo no qual essas rochas estão compreendidas.....45

Figura 19. Arenito-arcoseano da Seqüência de Cobertura:

(A) Estratificação plano-paralela decimétrica, sotaposta a estratificação cruzada; (B) Estratificação plano-paralela, sotoposta a estratificação cruzada de alto ângulo; (C) Níveis conglomeráticos encontrados lateralmente a seqüência.....46

Figura 20. Modos de manifestação da alteração potássica representada pela cristalização de K-feldspato:

(A) Monzogranito com forte coloração, típica da potassificação a base de K-feldspato; (B) halo de alteração potássica ao redor de vênulas preenchidas por epídoto $\pm$ actinolita, em rocha dacítica; (C) alteração potássica fissural, como halo de alteração ao redor de vênulos de epídoto, em rocha granodiorítica; (D) substituição a partir das bordas de cristal de plagioclásio por K-feldspato, em granodiorito; (E) Microfotografia exibindo plagioclásio parcialmente substituído por feldspato alcalino em rocha granodiorítica; (F) Imagem de elétrons retroespalhados (MEV) mostrando K-feldspato bordejando cristal de plagioclásio em rocha de traquiandesítica.....48

Figura 21. Alteração potássica representada pela geração de biotita:

(A) e (B) Microfotografia mostrando cristais de biotita anédricos alterando diopsídio em quartzo-monzodiorito; (C) Microfotografia ilustrando substituição do diopsídio das rochas quartzo-monzodioríticas por biotita.....49

Figura 22. Modos de ocorrência da silicificação:

(A) Disseminada, em rochas da suíte granítica, normalmente sobrepondo-se a alteração potássica; (B) Microfotografia exibindo estilo disseminado, de granulometria fina a média, que substitui a matriz, cimento e fragmentos líticos nas grauvacas-feldspáticas; (C) disseminada, originando texturas similares àquelas do tipo pente, em grauvaca-feldspática; (D) Confinada a fratura discordantes ao estilo disseminado, com cristalização de quartzo monocristalino de granulção média; (E) bordejando cristais de feldspato em rochas da suíte granítica.....52

Figura 23. Microfotografias exibindo os modos de ocorrência da propilitização nas diferentes rochas da região:

(A) Paragênese clorita + epidoto + actinolita, comum nas grauvacas-feldspáticas; (B) Paragênese clorita + actinolita, em enclave de composição granodiorítica encontrado em monzogranito; (C) Paragênese clorita + epidoto ± magnetita, em granodiorito; (D) Clorita + actinolita + epidoto em paragênese, em rocha de composição traquiandesítica; (E) epidoto + clorita + actinolita, em andesito; (F) carbonato + clorita, em enclave granodiorítico encontrado em monzogranito.....54

Figura 24. Microfotografias exibindo o modo de ocorrência de alguns minerais da alteração propilitica:

(A) e (B) Cristais sub-euédricos de epidoto, em paragênese com clorita, em rocha quartzo-monzodiorito; (C) Rocha quartzo-diorítica com cristal de epidoto parcialmente cloritizado; (D) Cristal de plagioclásio, em rocha granodiorítica, sendo substituído por epidoto; (E) cristal de quartzo, em grauvaca-feldspática, sendo cortado por vênula de actinolita, e subsequente alteração pela mesma; (F) cristal de quartzo, em grauvaca-feldspática, sendo alterado a partir das bordas, por actinolita.....55

Figura 25. Fotomicrografias exibindo as relações texturais da alteração sericítica:

Sericitização em estágio avançado de cristais de plagioclásio em: (A) sienogranito, (B) granodiorito e, (C) quartzo-monzodiorito; (D) e (E) Magnetita e hematita de granulometria fina a grossa, decorrente da sericitização de anfibólios em rochas da suíte granodiorítica; (F) Hábito “asa de borboleta” de sericita encontrada em grauvaca-feldspática, em zona de alteração sericítica.....57

Figura 26. Fluxograma representando a evolução do sistema hidrotermal para o depósito do Francisco.....59

Figura 27. Fotomicrografias mostrando os principais modos de ocorrência dos minerais de minério no depósito do Francisco:

(A) Mineralização em zona de alteração sericítica e silicificada; (B) Cristais euhedrais a sub-euédricos de pirita, de formato granular. Notar que a pirita encontra-se em paragênese com esfalerita e galena; (C) Galena e esfalerita em estilo fissural; (D) Inclusões de pirita e galena em esfalerita; (E) Galena em paragênese com hematita; (F) Fotomicrografia ao MEV, ilustrando substituição de esfalerita por galena III.....60

Figura 28. Evolução paragenética dos depósitos do Francisco e do Bigode, referente aos estágios de alteração hidrotermal e à mineralização. A segunda trajetória marcada corresponde ao estágio fissural de cristalização de cada mineral.....61

Figura 29. Fotomicrografias ilustrando os modos de ocorrência dos minerais de minério no prospecto do Bigode:

Paragênese principal da mineralização (estilo disseminado): pirita + esfalerita + galena + hematita ± calcopirita em (A) Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV) e (B) ao microscópio convencional; (C) galena I englobando cristais de pirita; (D) esfalerita I com doença da calcopirita, e em paragênese com pirita; (E) galena + esfalerita + calcopirita, preenchendo fraturas extra-cristais na pirita (paragênese II); (F) pirita + esfalerita I, em associação com galena II e esfalerita II.....63

Figura 30. Fluxograma representando a evolução do sistema hidrotermal para o depósito do Bigode.....64

Figura 31. Fotomicrografias exibindo os modos de ocorrência do ouro:

(A), (B), (C), (D) e (E) inclusos em cristais de pirita, que geralmente apresentam inclusões de esfalerita; (F), (G) e (H) Ouro preenchendo fraturas, em paragênese com galena + calcopirita ± esfalerita.....65

Figura 32. Fluxograma representando a evolução do sistema hidrotermal instalado na região de União do Norte (MT).....66

Figura 33. Diagrama da solubilidade do Au em função da f_{O_2} e do pH, para diversas fases minerais (adaptado de Hodgson 1993). Notar que da propilitização (magnetita ± pirita ± calcopirita), à sericitização (pirita + hematita + galena + esfalerita + calcopirita + ouro), ocorre aumento das condições redox do sistema, assim como diminuição do seu pH.....70

**SUMÁRIO DAS ABREVIACÕES MINERAIS UTILIZADAS NESTE
TRABALHO:**

A abreviação dos minerais utilizados neste trabalho seguiu as recomendações da USGS, Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas (Siivola & Schid, 2007). As abreviações utilizadas, em ordem alfabética de abreviação, constam a seguir:

Act	=	Actinolita	Fr.Lt.	=	Fragmento Lítico
Aln	=	Allanita	Gn	=	Galena
Am	=	Anfibólio	Hm	=	Hematita
Au	=	Ouro	Mag	=	Magnetita
Bt	=	Biotita	Pl	=	Plagioclásio
Carb	=	Carbonato	Px	=	Piroxênio
Chl	=	Clorita	Py	=	Pirita
Cpy	=	Calcopirita	Qtz	=	Quartzo
Di	=	Diopsídio	Sp	=	Esfalerita
Ep	=	Epídoto	Ttn	=	Titanita
FK	=	Feldspato alcalino			

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Entre as décadas de 1970 e 1990, a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), porção norte do estado do Mato Grosso (*Fig. 1*) tornou-se a principal região produtora de ouro no Brasil,

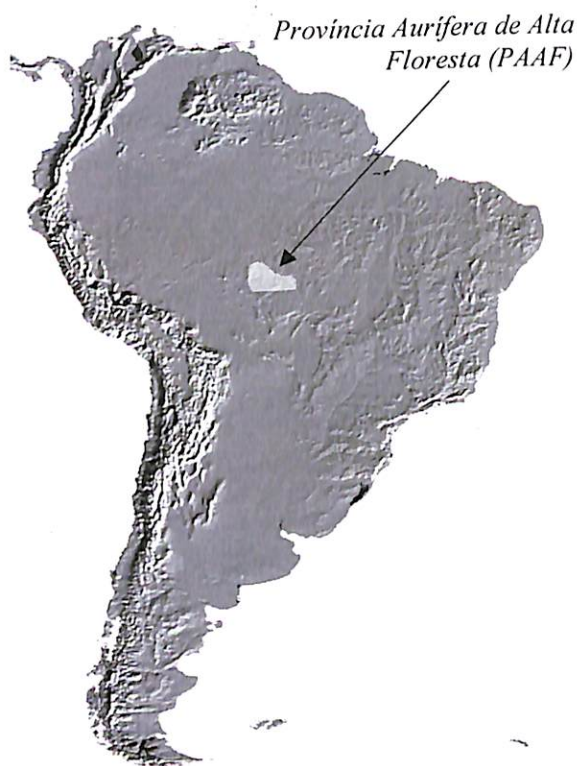


Figura 1. Localização da Província Aurífera de Alta Floresta na Plataforma Sul-Americana.

com uma produção estimada entre 200 e 300 toneladas (Dardenne & Schobbenhaus, 2003).

Nesse período, o ouro foi extraído primeiramente de depósitos secundários (aluviões e elúvios/colúvios) e, após a sua exaustão, mineralizações primárias filoneanas passaram a ser extraídas (Mareton & Martins, 2005). Dessa forma, somado ao seu histórico na produção de ouro, a ocorrência de quase uma centena de depósitos ao longo de um cinturão de direção NW, com mineralizações na forma de veios, sistemas de veios ou disseminadas, indicam que a PAAF ainda sustenta potencial exploratório significativo, particularmente para depósitos auríferos primários. Outro parâmetro importante é que uma parcela considerável desses depósitos hospedam-se preferencialmente em granitos paleoproterozóicos do tipo I, sub-alcalinos a

cálcio-alcalinos, metaluminosos a peraluminosos, de médio a alto potássio, variando em composição de tonalito-granodiorito a sienogranito, provenientes de fonte crustal e arqueana, e que possivelmente se alojaram em ambiente de arco (Paes de Barros, 2007).

Neste contexto a partir dos estudos de casos dos depósitos (prospectos) do Francisco e do Bigode (inseridos na área de União do Norte, MT), esse trabalho tem como objetivos principais o reconhecimento: (a) do contexto geológico da área de União do Norte (MT), (b) das hospedeiras destes depósitos, (c) dos tipos e padrões do sistema hidrotermal local, (d) da evolução paragenética e temporal dos depósitos estudados, e por fim, (e) da natureza dos fluidos associados

à gênese dos mesmos. Esses depósitos, mesmo por apresentarem similaridades quanto a paragênese do minério (pirita + esfalerita + galena $\pm$ calcopirita $\pm$ hematita), foram selecionados devido às diferenças quanto aos estilos das mineralizações e de suas hospedeiras. Esses fatores contribuirão à agregação de informações na documentação geológica referentes às mineralizações auríferas inseridas na PAAF.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na Vila de União do Norte, na porção SW da cidade de Peixoto de Azevedo, centro norte do estado do Mato Grosso (*Fig. 2*). Encontra-se a aproximados 68 km do centro urbano e administrativo da cidade de Peixoto de Azevedo, e aproximadamente 732 km da capital Cuiabá.

O acesso à área realiza-se, de Cuiabá a Matupá, especialmente pela BR-163, em aproximadamente 580 km, e secundariamente pelas rodovias MT-010 e BR-364, respectivamente, em aproximados 72 km e 45 km de estrada. Todas essas rodovias encontram-se asfaltadas.

O trajeto ocorre no sentido norte, iniciando-se na capital Cuiabá, e passando pelas cidades de Alcorizal, Rosário Oeste, Nobres, Diamantino, Nova Mutum, Lucas do Rio Verde, Sorriso, Sinop, Itaúba, Nova Santa Helena, Terra Nova do Norte, Peixoto de Azevedo, e finalmente Matupá. O trecho que liga as cidades de Cuiabá a Rosário Oeste ocorre ao longo da MT-010, e desta até a cidade de Diamantino, pela BR-364, e a partir de então, pela BR-163.

A partir de Matupá até a Vila de União do Norte, o acesso é feito pela MT-322 (antiga BR-080), que se liga a leste à BR-163. O trajeto ocorre em aproximados 56 km de estrada, que apesar de estar como asfaltada nos mapas rodoviários federais e estaduais, encontra-se em leito natural (estrada de terra). Na Vila de União do Norte (MT), o acesso às áreas mineralizadas (depósitos do Francisco e do Bigode) é feito a partir de estradas vicinais, localmente conhecidas como Travessões Zero, 01, 02, 03, 04 e 05, (*Fig. 1*).

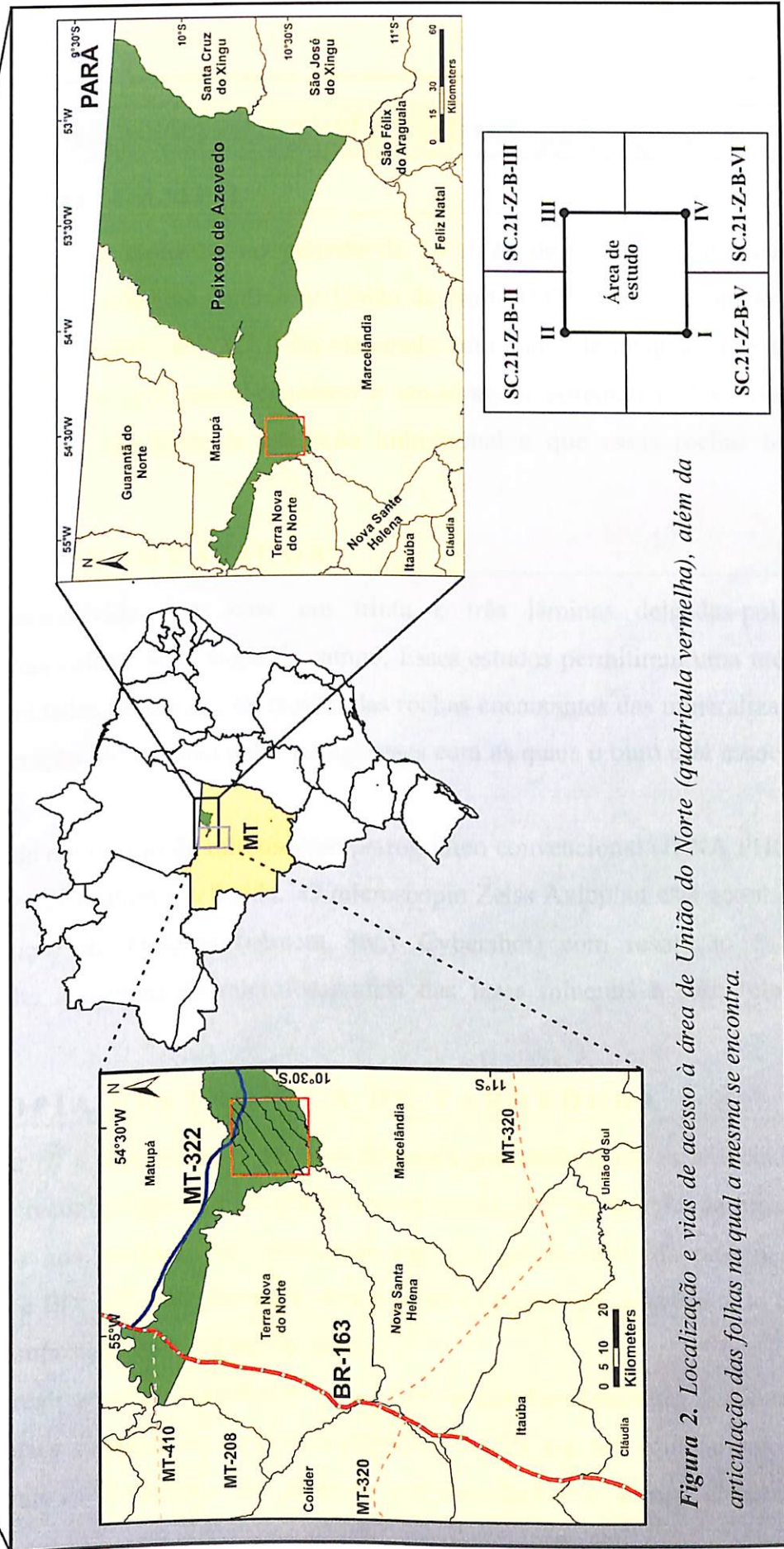


Figura 2. Localização e vias de acesso à área de União do Norte (quadrícula vermelha), além da articulação das folhas na qual a mesma se encontra.

CAPÍTULO II

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 TRABALHO DE CAMPO

Uma etapa de campo foi realizada no período de 14 a 24 de julho de 2008 para a elaboração de um mapeamento geológico da área de União do Norte (MT). Como resultado, um mapa geológico em escala 1:100.000 (*ANEXO I*) foi elaborado com apoio de imagens de satélite ASTER. Essa etapa ainda permitiu o reconhecimento e amostragem sistemática dos diversos litotipos presentes, bem como dos tipos de alteração hidrotermal a que essas rochas foram submetidas.

2.2 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Essa etapa foi desenvolvida com base em trinta e três lâminas delgadas-polidas, confeccionadas das amostras coletadas na etapa de campo. Esses estudos permitiram uma melhor definição das principais unidades litológicas da região, das rochas encaixantes das mineralizações auríferas, dos tipos de alteração hidrotermal e das paragêneses com as quais o ouro está associado nos depósitos investigados.

Essa fase foi realizada com o uso de microscópio petrográfico convencional (JENA PHOL e ZEISS Axiophot) com luz transmitida e refletida. O microscópio Zeiss Axiophot está acoplado a um dispositivo de obtenção de imagens (câmera Sony Cybershot) com resolução de 8,0 megapixels, o que permite a captura de microfotografias das fases minerais e suas relações texturais.

2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Esta etapa enfatizou: *(I)* a determinação de fases minerais, particularmente as associadas à paragênese sulfetada, não reconhecidas na petrografia convencional; *(II)* verificação da presença de possíveis zoneamentos nos sulfetos, particularmente pirita e galena além da presença de elementos traços (e.g. Ag e Bi); *(III)* complementar dados sobre os modos de ocorrência do ouro, assim como obter a sua composição química aproximada.

Os estudos foram realizados no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências, na Universidade Estadual de Campinas (IG-UNICAMP), em um equipamento Leo 430i, da Oxford, acoplado a detectores de elétrons retroespalhados e a um sistema de

microanálises, que utiliza-se de um detector de dispersão de energia (*energy-dispersive spectrum* – EDS). O equipamento opera com uma voltagem de aceleração de 20 kV, distância focal de 19 mm, e corrente de fluxo de aproximadamente $3,0 \times 10^{-9}$ A.

2.4 GEOQUÍMICA

Os dados geoquímicos para elementos maiores e traço foram obtidos a partir de um conjunto de dezoito amostras representativas das suítes graníticas e vulcânicas encontrados na área de União do Norte (*ANEXO I*).

A primeira etapa consistiu na limpeza de cada amostra, através da remoção de porções alteradas intempérica e hidrotermalmente, objetivando a homogeneidade da amostra, e eliminação de possíveis fontes de contaminação. Posteriormente, houve o tritramento das mesmas em um triturador de mandíbulas modelo Pulverisette II, da Fritsch. Essas etapas foram realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências (UNICAMP).

Posteriormente, as amostras, já trituradas, foram enviadas para o Laboratório ACME Lab. do Canadá, e analisadas pelos seguintes procedimentos:

Rocha Total: elementos maiores na forma de óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , e Cr_2O_3) e alguns elementos traço (e.g. Sc) foram obtidos a partir da análise de 0,2 g de rocha total por ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer), após fusão na presença de LiBO_2 e posterior digestão em ácido nítrico.

Elementos Traço: Adicionalmente, uma alíquota de 0,5 g de cada amostra foi digerida em água-régia e analisada por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) para os elementos traço Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zr, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Ni, Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, e Se. A perda ao fogo (LOI) foi também determinada por diferença de peso após ignição a 1000°C , além do total de enxofre e carbono nas amostras por LECO.

Os resultados obtidos por ICP-MS apresentam erro de precisão que pode chegar a $\pm 5,0\%$ do valor coletado, ao passo que a precisão associada ao ICM-ES, é de aproximadamente $\pm 1,0\%$. No caso da amostragem geoquímica, de Au e Ag, por *Fire Assay*, esse erro chega a $\pm 0,5\%$. Quanto à certificação internacional, todas essas técnicas analíticas estão asseguradas pelo ISSO 9001.

CAPÍTULO III

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está situada na porção centro sul do Cráton Amazônico (Fig. 3), o qual apresenta evolução ainda controversa. Contudo, a hipótese atualmente mais aceita baseia-se que durante o Arqueano, Paleo e Mesoproterozóico, teriam ocorrido sucessões de arcos magmáticos envolvendo a formação de material juvenil, além de processos subordinados de retrabalhamento crustal (Cordani *et al.*, 1979, Teixeira *et al.*, 1989, Tassinari *et al.*, 1996, Tassinari & Macambira 1999). Neste contexto, a área de União do Norte (MT) insere-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico, compreendendo partes das Províncias Geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga) (Tassinari e Macambira, 1999). A primeira teria se originado de uma sucessão de arcos magmáticos com idades entre 2,0 e 1,4 Ga, derivados de colisões dirigidas contra um núcleo arqueano da Província Amazônia Central. A Província Ventuari-Tapajós (PVT) corresponde ao primeiro arco magmático que foi acrescido ao protocráton formado pelas

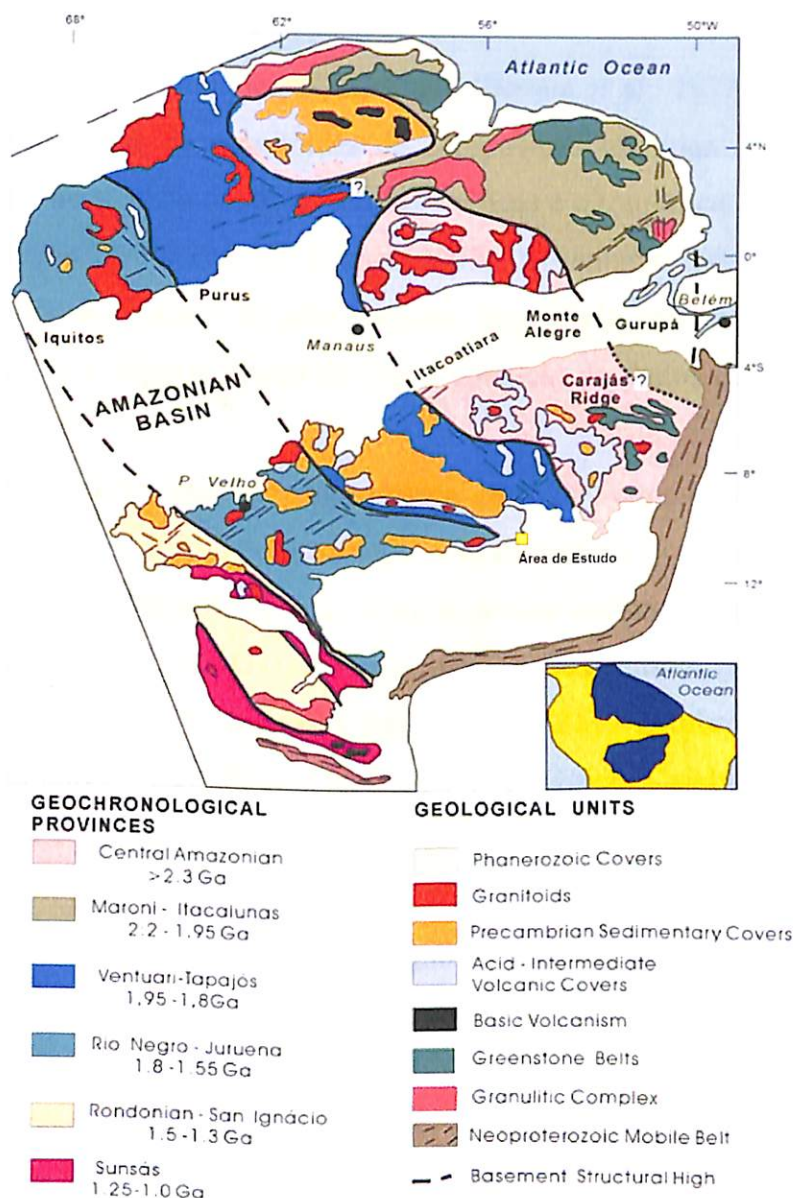


Figura 3. Distribuição das Províncias Geocronológicas e das principais associações litológicas do Cráton Amazônico com a localização da área de estudo dentro deste arcabouço geológico. Modificado de Tassinari & Macambira (1999).

Províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas (Tassinari *et al.*, 1999). As rochas deste contexto apresentam predominantemente *trends* estruturais NW-SE e N-S.

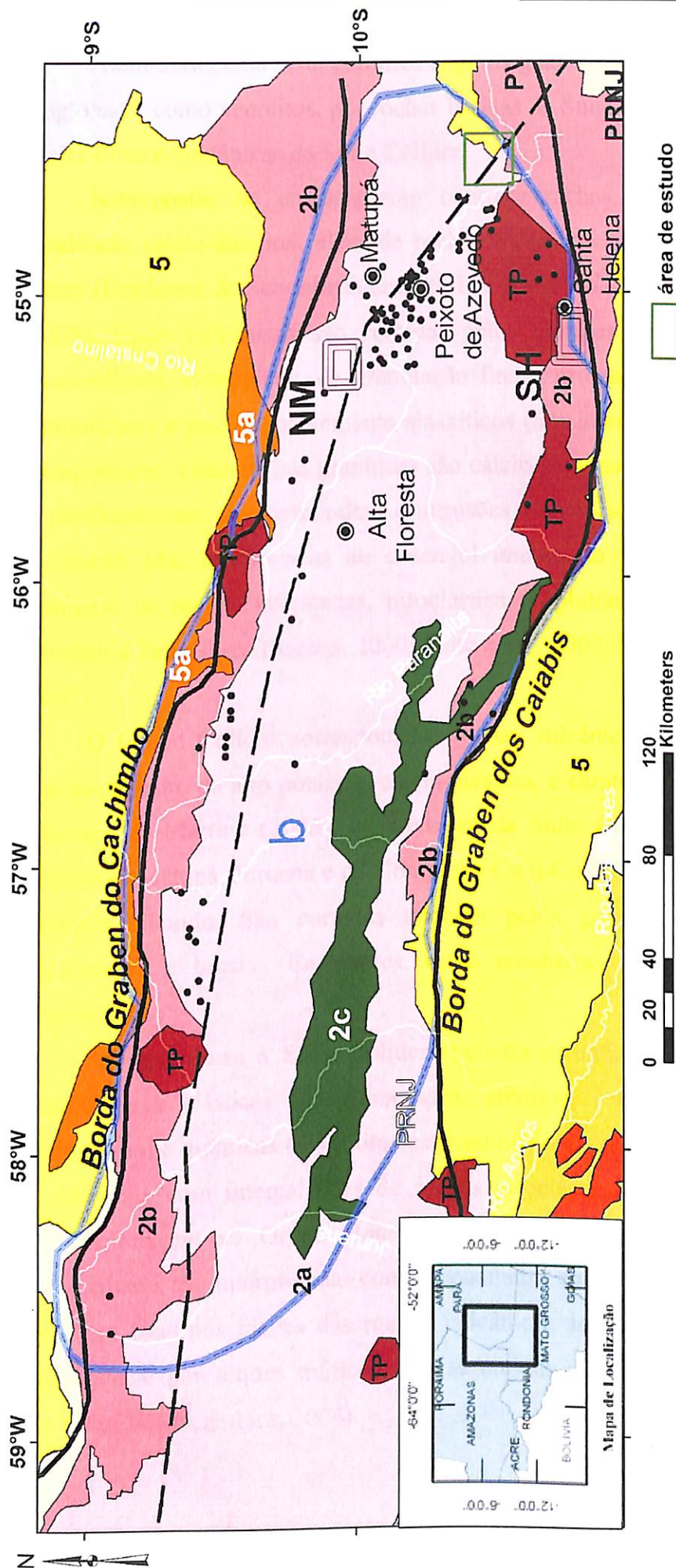
3.1 PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) localiza-se na porção sul do Cráton Amazônico (região norte do Estado do Mato Grosso) onde configura uma área alongada na direção W-NW limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis e a Chapada dos Dardanelos (Fig. 3).

O seu embasamento, atualmente denominado de Complexo Cuiú-Cuiú, (Pessoa *et al.*, 1977; Mareton & Martins, 2005), consiste essencialmente de granitóides de composição granítica a monzogranítica, de gnaisses graníticos a tonalíticos, além de xistos, rochas máficas e ultramáficas, BIFs e migmatitos (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Paes de Barros, 2007). No entanto, esse embasamento ainda é pouco conhecido devido à escassez de afloramentos, imprecisão entre os limites da Província Amazônia Central (PAC), e especialmente devido a carência de dados de isótopos de ϵ_{Nd} .

A PAAF, em especial a área de União do Norte, segundo mapeamento geológico em escala 1:250.000 (Folha Vila Guarita, Mareton & Martins, 2005), é constituída pela ocorrência de uma série de rochas vulcânicas e plutônicas, de idade paleoproterozóica, além de rochas sedimentares clásticas Mesoproterozóicas (Formação Dardanelos, 1,383 Ga). Ainda segundo esses autores, as unidades aflorantes nesta região, correspondem a Suíte Intrusiva Matupá (1,872±12, Moura, 1998), Suíte Colíder (1,801-1,781 Ga), Granito Teles Pires (1,75 Ga) e o Grupo Caiabis (Formação Dardanelos). A Fig. 4 representa a coluna estratigráfica, modificada de Paes de Barros (2007) da área em questão.

A Suíte Matupá **(a)** forma batólitos homogêneos em formatos irregulares e controlados por sistemas transcorrentes dúctil-rúptil de direção E-W; **(b)** contém significativa variação litológica que inclui biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita ± hornblenda monzonito, e hornblenda monzodiorito; **(c)** compreende rochas graníticas do tipo I, geradas em ambiente de arco vulcânico; **(d)** apresentam idade Pb/Pb de 1.872 ± 12 Ma.; e **(e)** hospeda mineralizações auríferas disseminadas e/ou em *stockworks* associadas a pirita e calcopirita, com expressiva potassificação, sericitização, cloritização, epidotização, piritização e carbonatação (Paes de Barros 2007; Mareton & Martins 2005).



Domínios Tectônicos - Geológicos das Províncias Tapajós e Alta Floresta

DOMÍNIO TECTÔNICO	SÍMBOLO	DOMÍNIO GEOLÓGICO	UNIDADES LITOLÓGICAS E IDADE (Ma)
Bacias Proterozóicas	5	Bacias tipo Rift e/ou Gráben	Buiuçu (1.780 - 1.860 Ga, U-Pb) Beneficente (< 1.714 Ga, U-Pb) Dardanelos (< 1.383 Ga, U-Pb) Beneficente Deformado
Intraplaca	TP	Granitos Anorogênicos	Teles Pires (1.75 - U-Pb) Maloquinha (1.880 - 1.870 Ga - U-Pb)
Orogênico 2	2a	Granitos Tardí a pós-Colisionais	Paranáti (1.780 - 1.700 Ga, U-Pb) São Pedro (1.784 Ga - U-Pb)
	2b	Sequência de Arco Vulcânico e Intraplaca	Grupo Colíder (1.801 - 1.781, U-Pb) Complexo Bacari-Mogno e Nova Monte Verde (1.785 Ga - U-Pb)
	2c	Complexo Metamórfico	Suíte Vitória e Sequência Vulcano-Sedimentar Cabeça

Figura 4. Mapa simplificado dos Domínios Geológicos da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Modificado e simplificado de Paes de Barros, 2007.

Além disso, essa suíte granítica engloba gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú, porém é cortada e englobada, como xenólitos, por rochas básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra, pela suíte granítica Teles Pires e vulcânicas da Suíte Colíder.

Sobrepostas ao embasamento ocorrem rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, de tendência cálcio-alcálica, além de rochas piroclásticas, denominadas de Suíte Vulcânica Teles Pires (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Leite *et al.*, 2002; Pinho, 2002; Mareton & Martins, 2005). Essas vulcânicas são cortadas pelos granitos denominados Teles Pires, de coloração avermelhada, isotrópicos, de granulação fina a grossa, equigranulares a porfíricos, por vezes granofíricos e predominantemente alaskíticos (Souza *et al.*, 1979; Silva *et al.*, 1980). Em termos geoquímicos, essas rochas graníticas são cálcio-alcálicas de médio a alto potássio, metaluminosas a peraluminosas e correspondem a intrusões *sin*-colisionais a pós-orogênicas, de idade U-Pb de $1,756 \pm 16$ Ma, relacionadas ao desenvolvimento do arco vulcânico ora proposto. Todo esse conjunto de rochas vulcânicas, piroclásticas e plutônicas, é denominado de Suíte Vulcânica-Plutônica Teles Pires (Santos, 2000; Leite *et al.*, 2002; Mareton & Martins, 2005; Paes de Barros, 2007).

O Grupo Colíder corresponde a rochas vulcânicas e plutônicas de composição riódacito-dacito-andesito de alto potássio, cálcio-alcálica, e caráter peraluminoso a metaluminoso. Segundo Mareton & Martins (2005), as unidades da Suíte Colíder recobrem os granitóides das suítes intrusivas Matupá, Juruena e do Complexo Cuiú-Cuiú, mas apresentam contatos intrusivos com os granitos Nhandu. São cortadas também pelos granitos Teles Pires, por contato intrusivo discordante e brusco. Em partes, estão recobertas pelas rochas sedimentares da Formação Dardanelos.

Sobrepondo-se à Suíte Colíder encontra-se uma sequência de direção NW-SE de rochas sedimentares clásticas (conglomerados, arenitos, calcarenitos, dolarenitos maciços, argilitos carbonosos) e químicas (dolomitos estromatolíticos, calcários oolíticos, brechas intraformacionais e silexitos), com intercalações de rochas piroclásticas, de origem plataformais e marinhas rasas, correlacionáveis ao Grupo Beneficente (Dardenne & Schobbenhaus, 2001). Essas rochas sedimentares são interpretadas como depositadas em ambiente de *rift* continental entre 1,55 e 1,33 Ga, com base nas idades das rochas vulcânicas ácidas a intermediárias que estão sotopostas à sequência e por diques máficos que as cortam (Tassinari *et al.*, 1978; Leite & Saes, 2003; Tassinari & Macambira, 2004).

CAPÍTULO IV

4. UNIDADES LITOLÓGICAS DA ÁREA DE UNIÃO DO NORTE

Na área de União do Norte, situada no extremo SE da PAAF (*Fig. 2*), foram definidas por relações de campo e petrográficas, uma seqüência vulcânica, duas suítes graníticas, além de rochas sedimentares clásticas que recobrem discordantemente todas essas unidades. Esse capítulo destina-se a caracterização dessas unidades, tendo como base o mapa representado pela *Figura 05*.

4.1 SUÍTES PLUTÔNICAS

Na área de União do Norte, foram individualizadas duas suítes plutônicas: (a) uma de composição granodiorítica, e (b) uma segunda de composição sienogranítica a monzogranítica.

4.1.1 SUÍTE GRANODIORÍTICA

De modo geral essa suíte ocorre em terrenos de topografia suave a plana com afloramentos em blocos e matações. São rochas de coloração cinza-escuro a cinza-claro com porções mais rosadas, dadas pela presença de feldspato potássico. São rochas isotrópicas, inequigranulares, com textura essencialmente fanerítica média a grossa e, secundariamente, intersticial e granofírica. Os minerais na matriz exibem formatos hipidiomórficos a xenomórficos, com contatos irregulares entre si (*Fig. 6A*). Corresponde a unidade geológica mais antiga da região, por ser intrudida pela suíte granítica, além de apresentar apófises de vulcânicas (*Fig. 5B*).

A composição mineralógica modal dessa suíte granítica inclui plagioclásio (42%), quartzo (17,7%), feldspato alcalino (15,6%), epídoto (6,2%), clorita (4,8%) e anfibólio (4,9%). Como acessórios, ocorrem magnetita (2,2%), clinopiroxênio (1,9%), biotita (1,7%) e sericita (1,6%), além de hematita, ilmenita, calcopirita, pirita, apatita e ortopiroxênio, todos com concentrações inferiores a 1%. Localmente, o clinopiroxênio pode corresponder a 8,7% da rocha, ao passo que magnetita 3,6%. Trata-se de uma série plutônica composta predominantemente por rochas de composição granodiorítica, e subordinadamente por rochas de composição quartzo-monzodioríticas (*Fig. 7*).

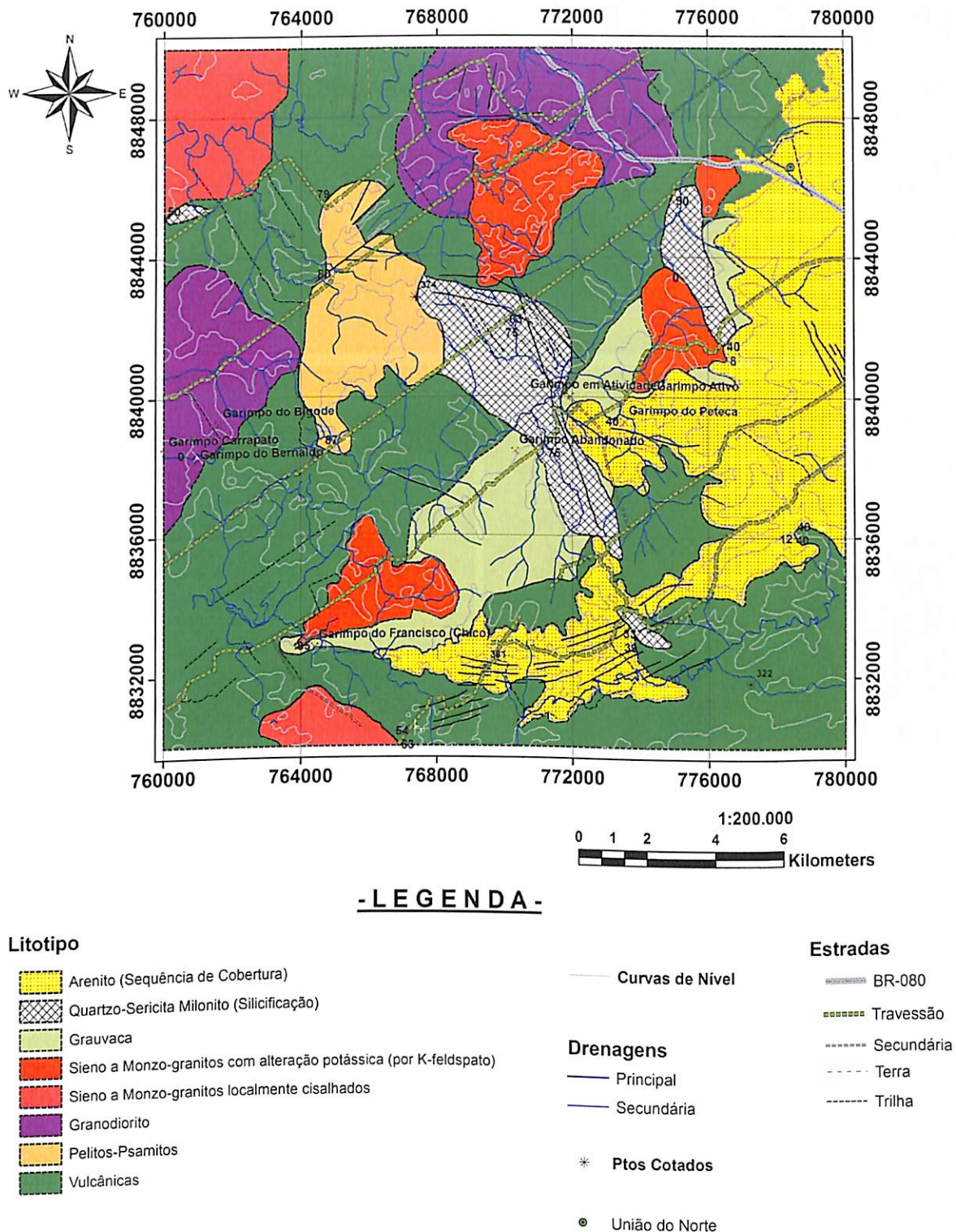


Figura 5. Mapa geológico da área de União do Norte (MT), em escala 1:200.000. O mapa geológico, na escala real de mapeamento (1:100.000) encontram-se no Anexo II.

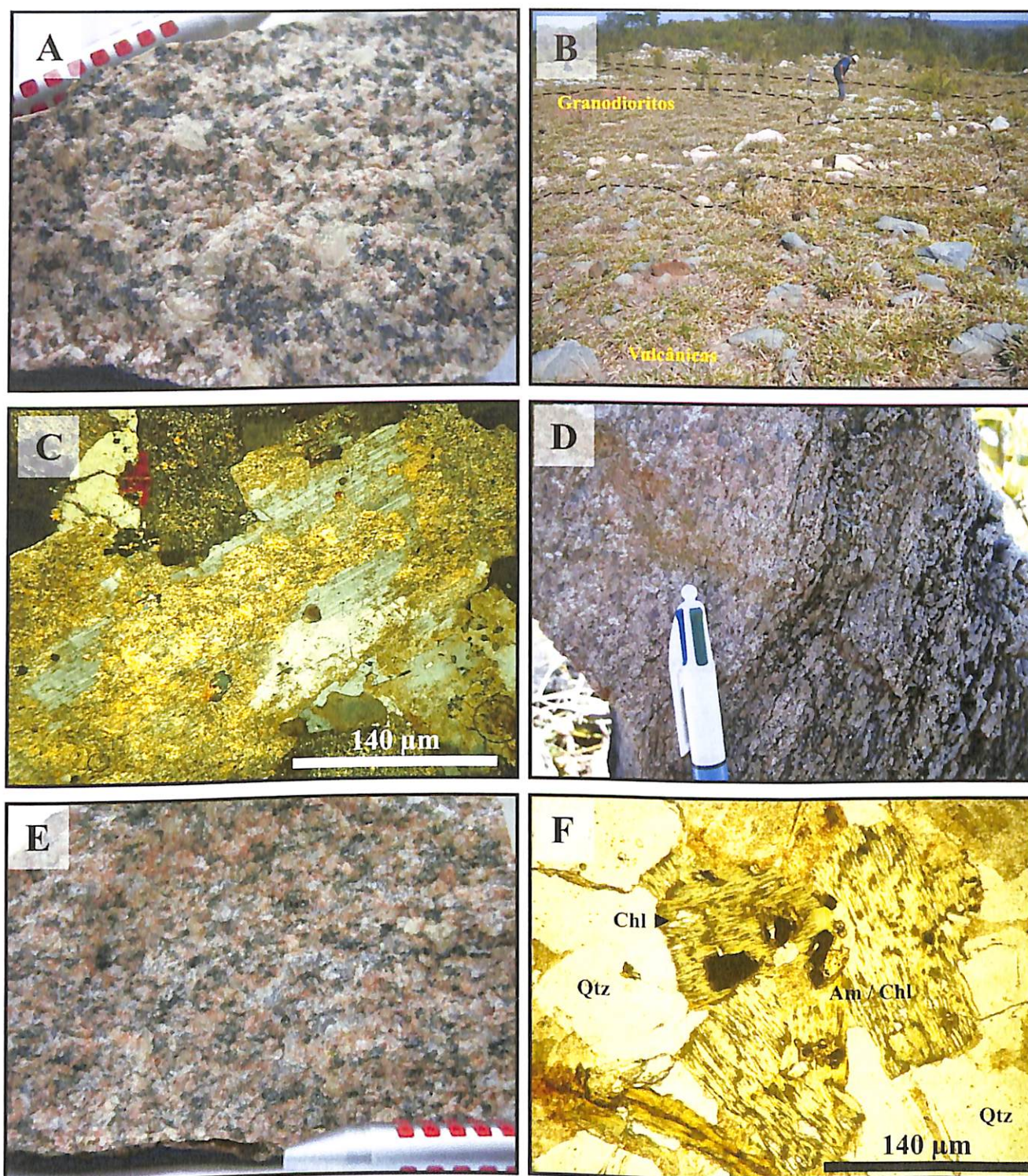


Figura 6. Rochas granodioríticas e sieno a monzograníticas silicificados:

(A) Granodiorito fanerítico grosso, isotrópico e inequigranular; (B) apófises de vulcânicas (dacitos) na suíte granodiorítica (Prospecto do Bernaldo, atualmente desativado); (C) plagioclásio saussuritizado a partir das bordas para o centro; (D) sienogranito fanerítico médio, anisotrópico e de coloração rosa esbranquiçada com pontuações escuras e; (E) Monzogranito fanerítico médio, de coloração rosa e pontuações escuras (minerais máficos: anfibólio e clorita); (F) Clorita substituindo o anfibólio magmático (primário); notar a presença de inclusões de magnetita.

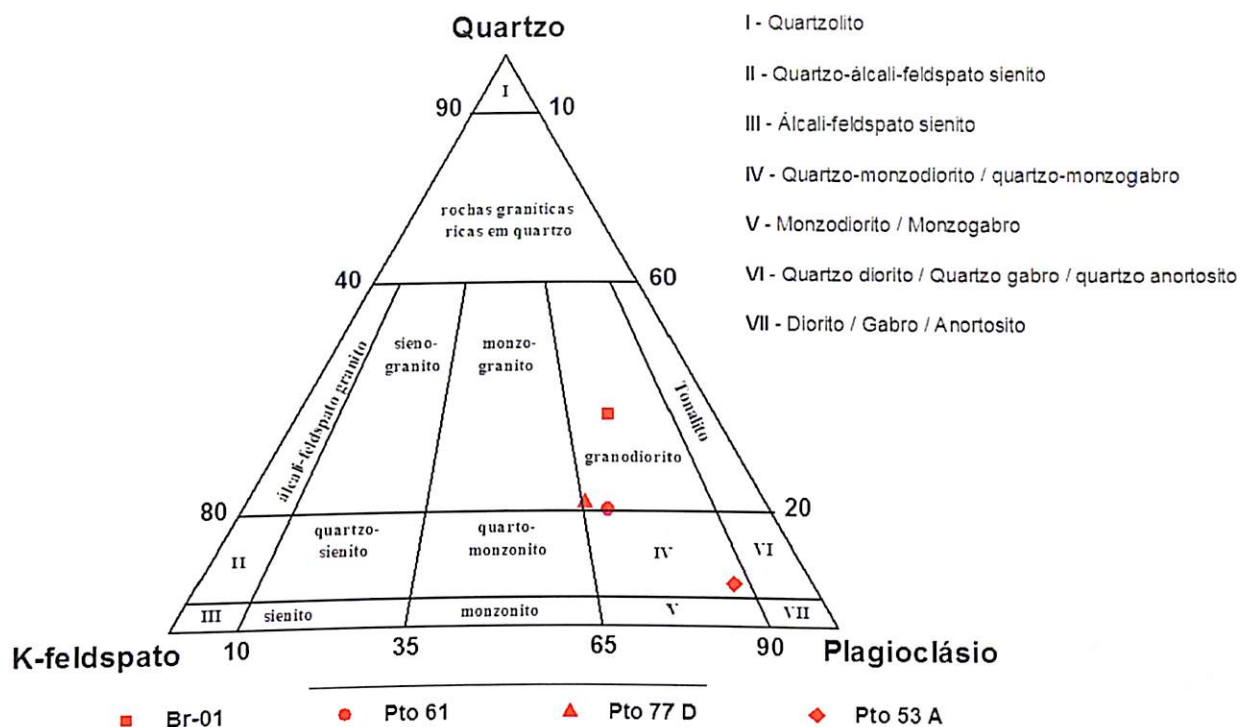


Figura 7. Diagrama Quartzo-K-feldspato-Plagioclásio (Streckeisen, 1976) mostrando a composição granodiorítica a quartzo-monzoniorítica de uma das suítes graníticas da área de União do Norte (MT).

O plagioclásio, geralmente de composição da labradorita, apresenta maiores dimensões do que o feldspato potássico, encontrar-se saussuritizado (Fig. 6C), e forma interstícios onde o quartzo se cristaliza. É comum o feldspato alcalino apresentar exsolução meso e micropertítico com o plagioclásio.

A magnetita, que no caso é de origem magmática, corresponde ao opaco dominante, e grande partes dos casos, apresenta lamelas de ilmenita. Constatou-se também a presença de dois tipos de ilmenita: (a) como lamelas na magnetita e, (b) granular, especialmente na borda dos cristais de magnetita (Fig. 8). Em alguns casos percebe-se alteração da ilmenita para leucoxênio.

Essa suíte apresenta os valores mais elevados de Fe_2O_3 (6,86 – 7,71 %), MgO (3,15 – 3,78%), CaO (4,43 – 6,89%) e P_2O_5 (~0,32%) das suítes graníticas investigadas, além dos menores valores de SiO_2 (54,33 e 57,94%) e Na_2O (< 4,04%) (Fig. 9 e Anexo I).

De acordo com a classificação geoquímica para rochas graníticas (Frost *et al.*, 2001; Le Maitre *et al.*, 1989; Maniar & Piccoli, 1989); trata-se de uma suíte de características magnesiânica, álcali-cálcica, de alto K e peraluminosa (Fig. 9). Segundo os diagramas de discriminação

tectônica (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986), correspondem a rochas graníticas de arcos vulcânicos (granitos Tipo I) (Fig. 10).

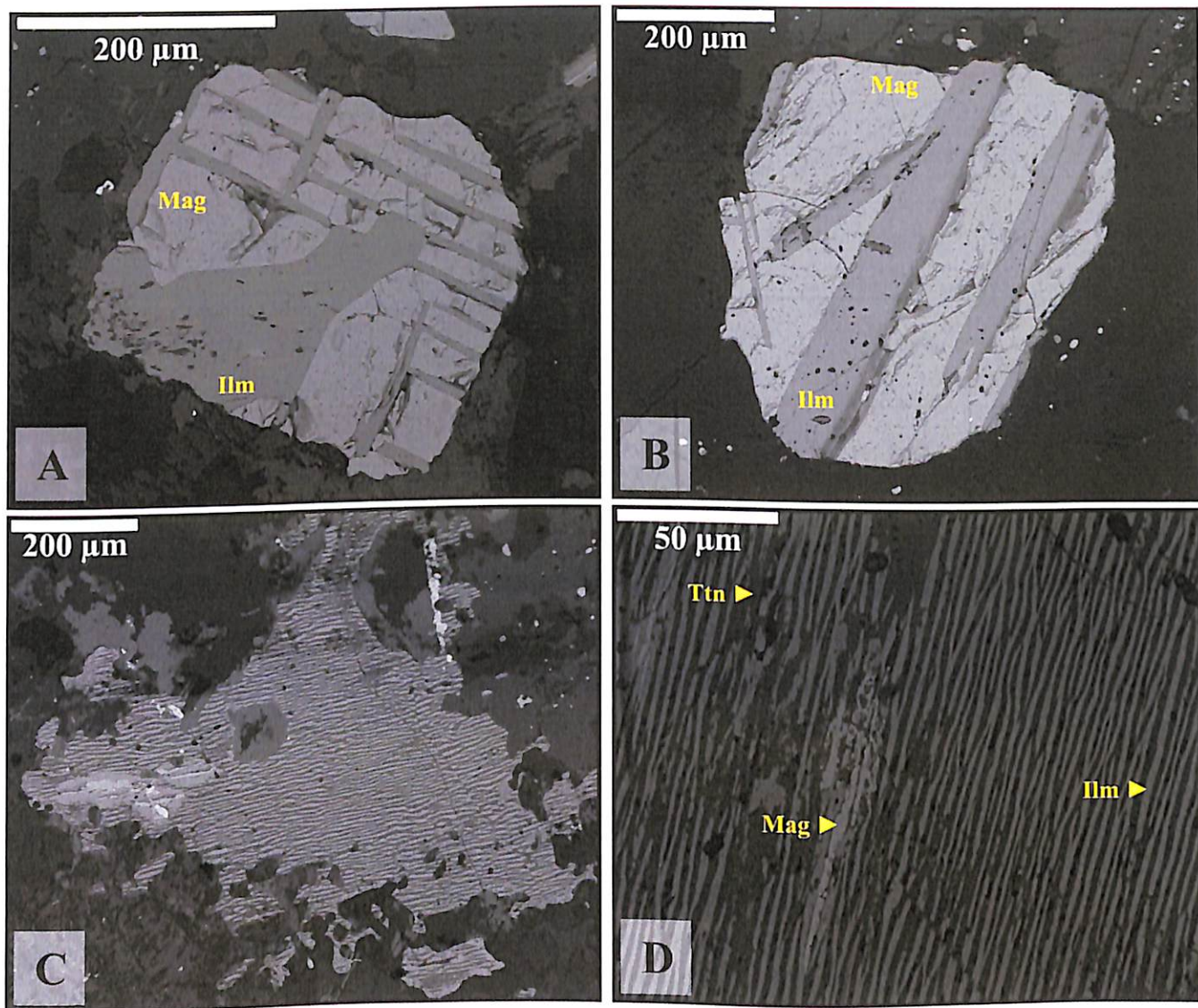


Figura 8. Fotomicrografias ao MEV dos principais óxidos (origem magmática) presentes nas rochas granodioríticas:

(A) Magnetita com ilmenita granular e em lamelas; (B) Magnetita com lamelas de ilmenita; (C) magnetita “zebrada”, com lamelas de ilmenita e titanita; (D) detalhe do caso anterior, focando o padrão “zebrado”, onde as faixas mais claras correspondem a magnetita, as mais escuras a titanita, e as de tonalidade intermediária, de ilmenita.

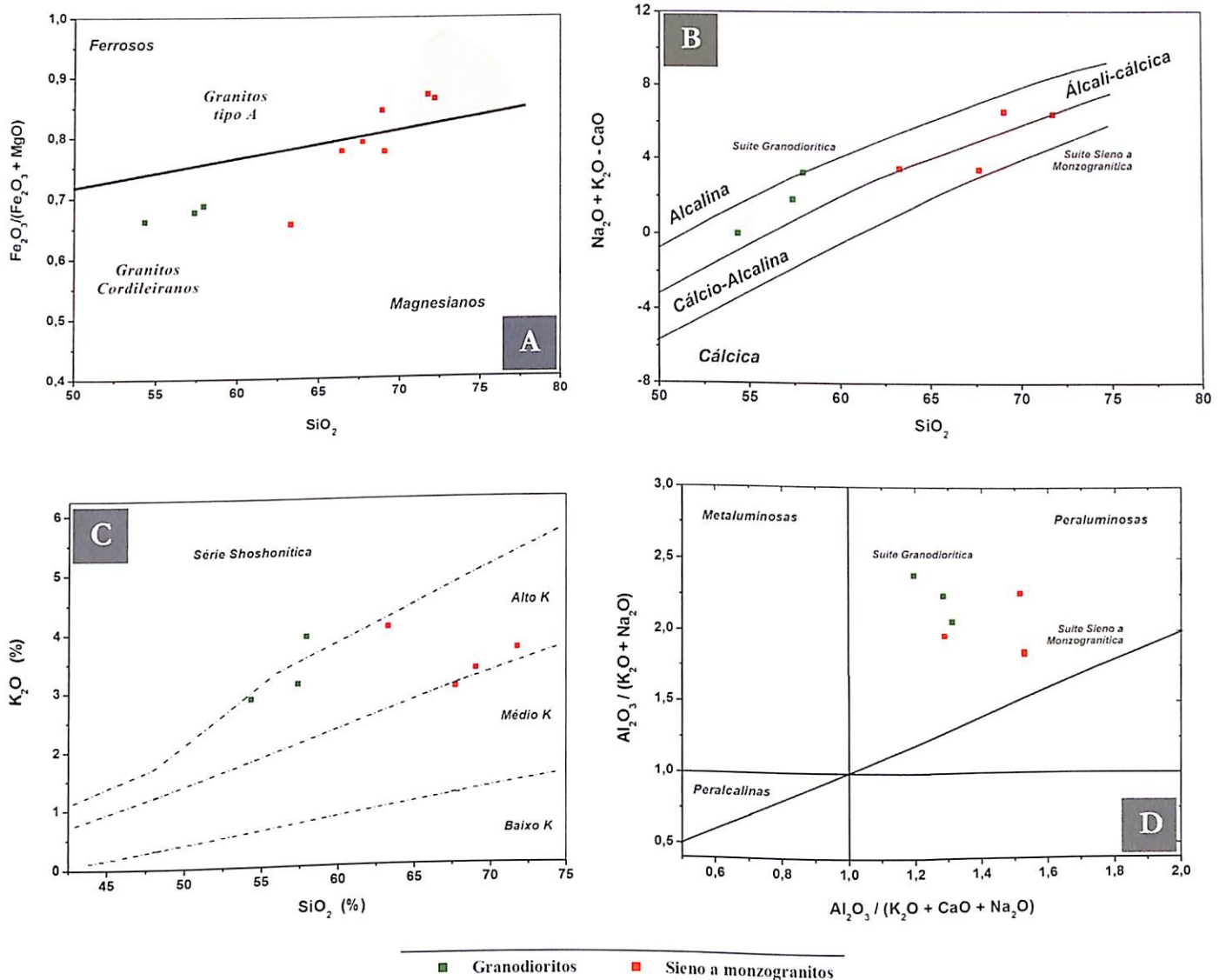


Figura 9. Classificação geoquímica das suítes graníticas investigadas na área de União do Norte (MT):

(A) Classificação segundo Maniar & Piccoli (1989) quanto ao índice de saturação de alumina (Aluminum saturation index – ASI); (B) Critério estabelecido por Frost et al., (2001) para a distinção de suítes graníticas ferrosas e magnesianas; (C) Diagrama SiO_2 vs. K_2O (Le Maitre et al., 1989) utilizado na subdivisão das séries sub-alcálicas; (D) Índice e álcali-cálcio, para a classificação de suítes graníticas quanto aos seus teores de K_2O , Na_2O e CaO (Frost et al., 2001).

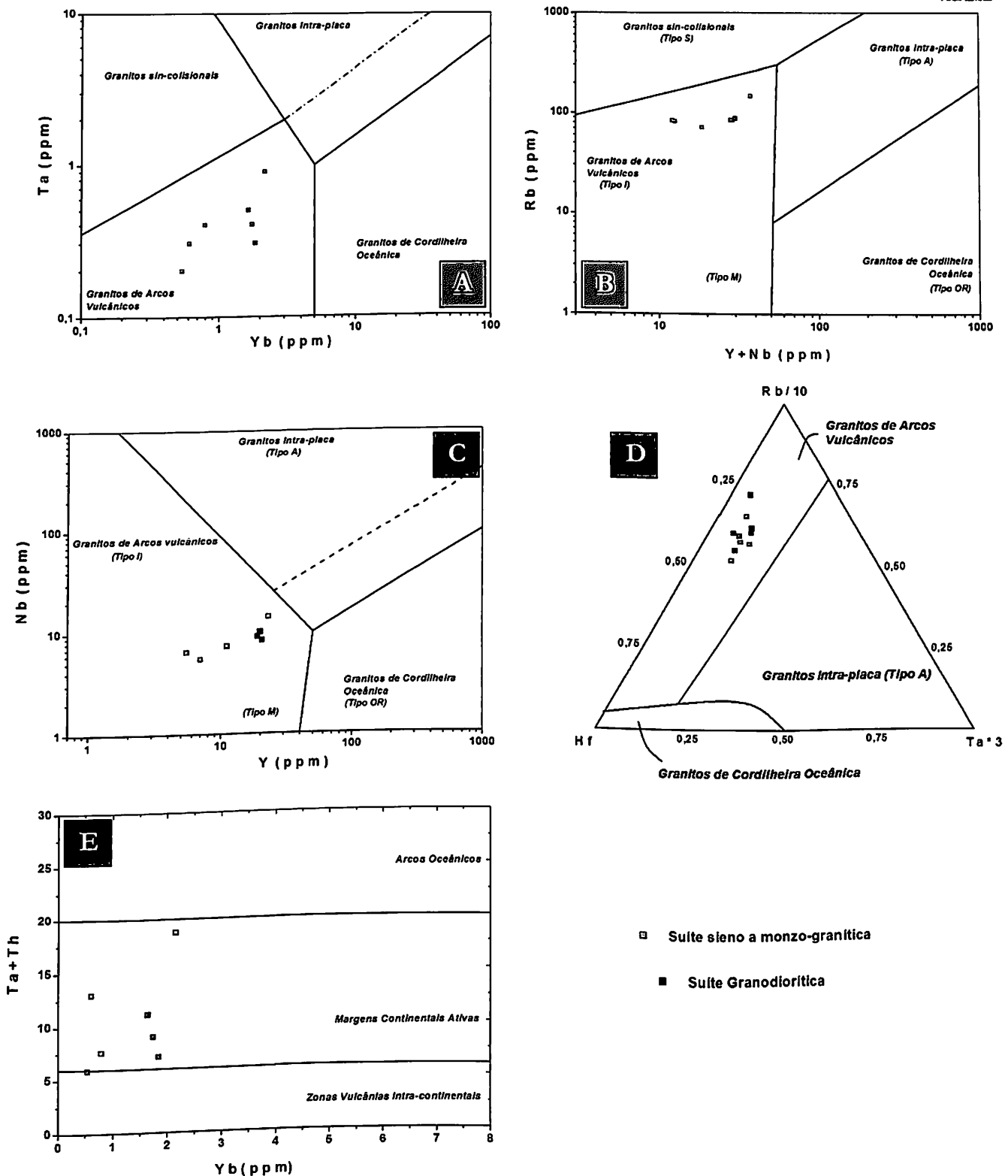


Figura 10. Diagramas de discriminação tectônica, das suítes graníticas da região de União do Norte (MT):

(A), (B) e (C) Diagramas Ta vs. Yb, Rb vs. Y+Nb e Nb vs. Y (Pearce et al., 1984) exibindo o padrão de granitos de arcos vulcânicos; (D) Diagrama de discriminação, segundo Harris et al., (1986), de rochas graníticas de arcos vulcânicos, intra-plata e cordilheira oceânica; (E) Classificação tectônica, segundo Gorton and Schandl (2000).

4.1.2 SUÍTE GRANÍTICA

Essa suíte é composta essencialmente por rochas de composição sienogranítica a monzogranítica, com ocorrências subordinadas de sienitos e quartzo-monzinitos (*Fig. 11*).

De modo geral, são rochas inequigranulares, não-magnéticas, de coloração rósea a vermelho tijolo, fanerítica média (alguns casos) a grossa, de textura porfírica e granofírica (*Fig. 12A-C*), esta última, indício de que houve saturação de uma fase fluida durante a cristalização do magma (Candela, 1997; Wernick, 2004). Por vezes, os cristais de feldspatos potássicos envolvem os de plagioclásio (*Fig. 12C*). Os fenocristais, de feldspato apresentam dimensões de 3,0 a 5,0 cm e, localmente, a rocha exibe textura rapakivi. Enclaves de composição granodiorítica (*Fig. 12D*), são raros, contudo, reforçam a conclusão de corresponderem a suíte granítica mais jovem da região.

Apresentam pequena variação na composição modal, sendo constituídas por feldspato alcalino (42,4%), plagioclásio (36,1%), quartzo (21,5%), e secundariamente pirita ($< 1\%$). No entanto, em alguns afloramentos a proporção de quartzo varia de 10 a 25%, sendo que as regiões de maior concentração apresentam quartzo inequigranular, que ocupa espaços entre o feldspato alcalino (textura gráfica). Contudo, e de modo geral, os cristais de quartzo apresentam formato equigranular e arredondado, sendo que formas anédricas, que ocupam os interstícios entre os fenocristais de K-feldspato e plagioclásio são de ocorrência subordinada (*Fig. 12E*). O feldspato alcalino ocorre tanto como fenocristais, da ordem de 3-5 cm de comprimento, como na matriz. O plagioclásio, no entanto, ocorre apenas como fenocristais, da ordem de 2-4 cm.

Subordinadamente, as rochas desta suíte encontram-se afetadas por zonas de cisalhamento, com venulação preenchida por quartzo (*Fig. 6D*). São rochas faneríticas média a grossas e coloração rosa esbranquiçada a bege-acinzentada (*Fig. 6E*). Em termos texturais são inequigranulares com minerais exibindo textura poiquilíticas. Entre os feldspatos é comum a ocorrência de textura mesopertítica a micropertítica, sendo secundárias texturas do tipo mimerquíticas, vermiformes e goticulares.

Sua composição mineralógica é dada por K-feldspato (39%), quartzo (28,1%), plagioclásio (23,2%) e clorita (5%). Como acessórios ocorrem epidoto e clinozoízita (2,2%), apatita (1,1%), magnetita, allanita, anfibólio, muscovita, biotita, apatita e anfibólio, os quais apresentam concentrações individuais abaixo de 1%.

O feldspato ocorre como cristais euédricos e sub-euédricos, geralmente envolvidos por cristais de quartzo, devido a intensidade da silicificação. Os anfibólios apresentam formatos euédricos a anédricos. A clorita ocorre especialmente como pseudomorfos de anfibólio (Fig. 6F).

Algumas rochas desta unidade, por estarem fortemente silicificadas, a contagem modal torna-se imprecisa, pois os cristais de quartzo primário dificilmente são distinguidos daqueles derivados do cisalhamento (recristalizados). Apesar da imprecisão, a composição modal dessas rochas, foi estimada considerando situações de ausência de texturas de substituições de feldspato por quartzo, o que reflete apenas a entrada deste último componente no sistema, sem a saída, portanto, de outras fases. Deste modo, o diagrama QFP (Streckeisen, 1976) revelou que essas rochas apresentam composição que varia de sienito a quartzo-monzodiorito (Fig. 11).

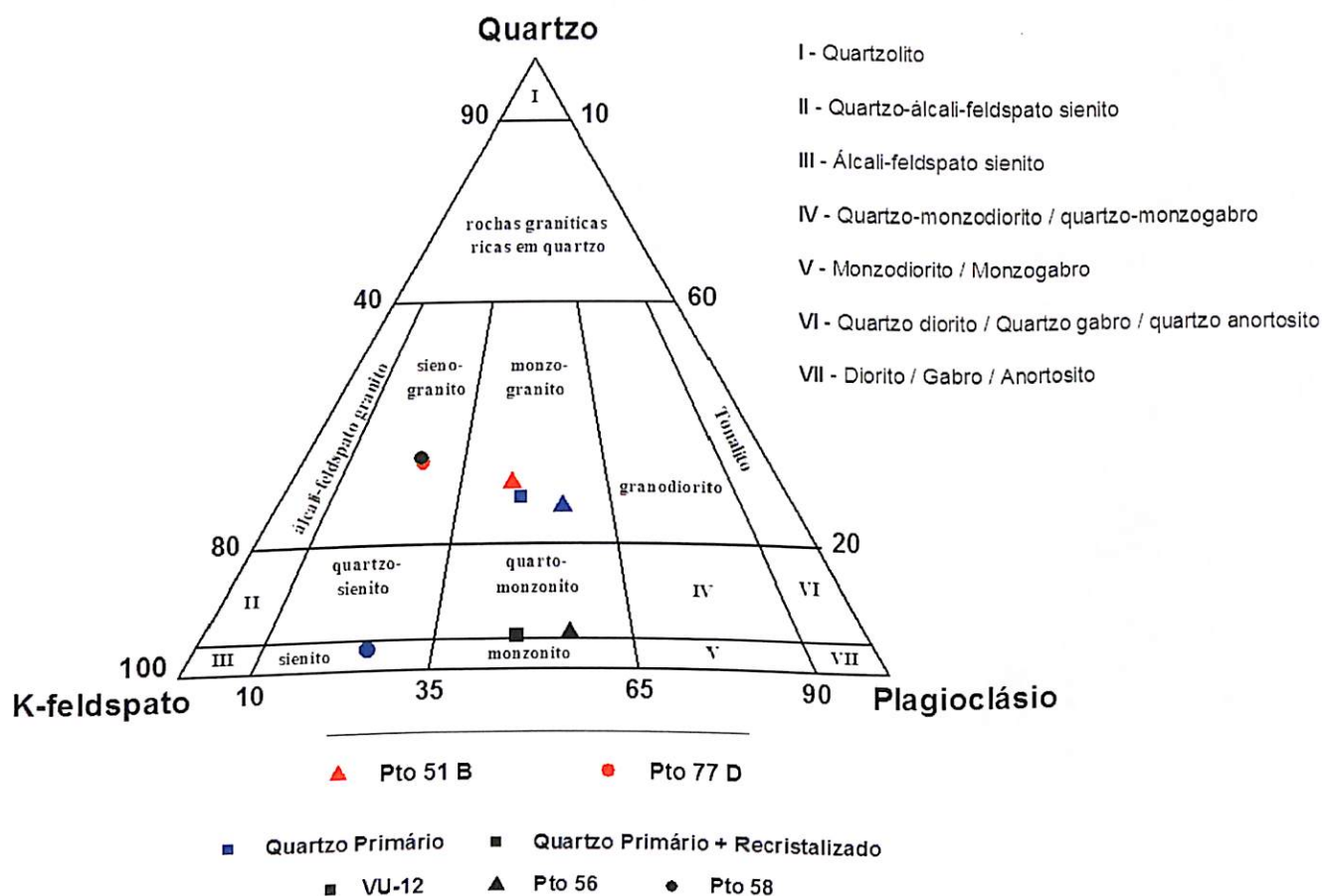


Figura 11. Diagrama Quartz-K-feldspato-Plagioclásio (Streckeisen, 1976) mostrando a composição modal, variando de monzogranito/quartzo-monzonito a subordinadamente sienito/sieno-granito de uma das suítes graníticas da área de União do Norte (MT).

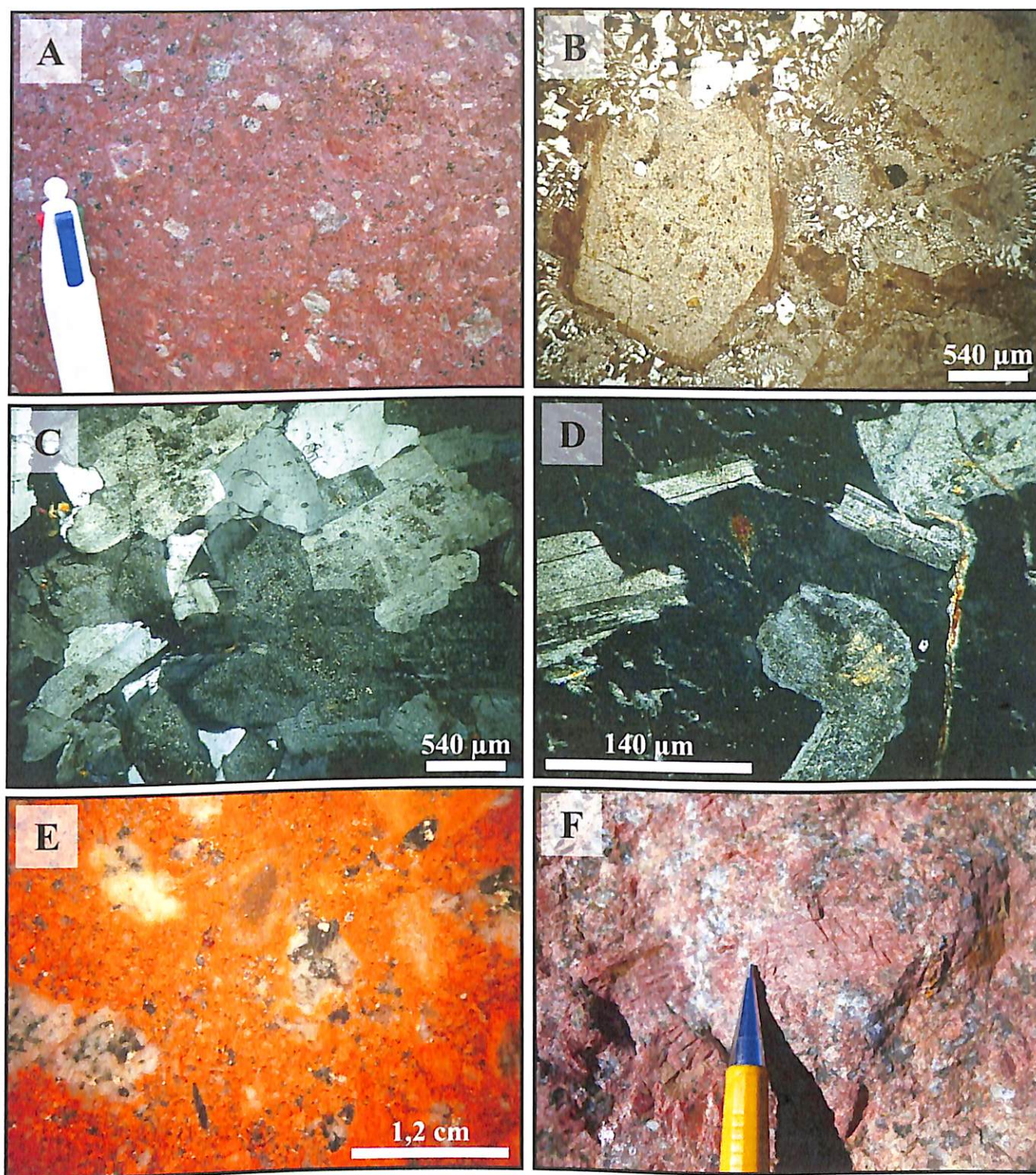


Figura 12. Aspectos gerais das rochas das suítes sieno a monzogranítica:

(A) Forte coloração avermelhada (alteração potássica), textura inequigranular e porfírica, esta última dada por fenocristais de plagioclásio centimétricos; (B) típica textura granofírica encontrada nas rochas desta suíte plutônica; (C) microfotografia exibindo texturas inequigranular e hipidiomórfica, típicas destas rochas; (D) cristais de plagioclásio inclusos por K-feldspato; (E) enclaves de composição granofiorítica inclusos em sieno-granito de textura granofírica; (F) cristais de quartzo, de formato anédrico, ocupando os interstícios entre os fenocristais de K-feldspato.

Diferentemente da suíte granodiorítica, as rochas da suíte granítica apresentam os maiores valores de SiO_2 (66,42 – 72,17 %) e os menores de P_2O_5 (0,1 – 0,23%).

Assim como a suíte anterior, essas rochas também apresentam características peraluminosas, de alto K, e caráter cálcio-alcálico a álcali-cálcico (*Fig. 9*). Contudo, apresentam características tanto magnesianas quanto ferrosas (*Fig. 9A*). De uma maneira geral, há uma tendência de aumento da razão $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ com o aumento de SiO_2 da suíte granodiorítica para a granítica.

Similarmente às rochas da suíte granodiorítica, os diagramas de discriminação tectônica (Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986), apontam para rochas graníticas de arcos vulcânicos (Tipo I) (*Fig. 10*). Gorton and Schandl (2000) empregou elementos HFSE para discriminar rochas vulcânicas intermediárias a félsicas de zonas vulcânicas de margens continentais e de intra-placa. Em seu diagrama proposto (Yb vs. Th/Ta), as rochas analisadas posicionam-se inteiramente no campo de Margens Continentais Ativas (*Fig. 10E*).

4.2 UNIDADE VULCÂNICA

Em termos areais corresponde a unidade geológica mais extensa encontrada na área de União do Norte, na qual foram identificados dois grupos principais: vulcânicas de composição (a) basáltica; e (b) dacítica – andesítica (*Fig. 13*).

4.2.1 ROCHAS BASÁLTICAS

São rochas de granulação fina, de cor cinza-esverdeada, por vezes com textura porfirítica (*Figs. 14*). Sua composição mineralógica é dada por plagioclásio (28,4%), augita (28,2%), epídoto (12,7%), olivina (11,8%), além de ocorrências locais de amígdalas preenchidas por carbonatos (7,6%). Como minerais secundários, ocorrem K-feldspato (3,6%), quartzo, magnetita e vidro, todos com concentrações inferiores a 1,7%. Localmente, o (clino)piroxênio pode corresponder a 8,5% da rocha. Os fenocristais são essencialmente de plagioclásio euhedral e concentrações subordinadas de quartzo, e quando presentes, de piroxênios com formato arredondado. A matriz, parcialmente epidotizada, é composta de plagioclásio. A ocorrência de cavidades preenchidas por quartzo + carbonato + epídoto ocorre, mas não são comuns. Segundo o diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979), essas rochas apresentam composição basáltica a traquibasáltica (*Fig. 15*).

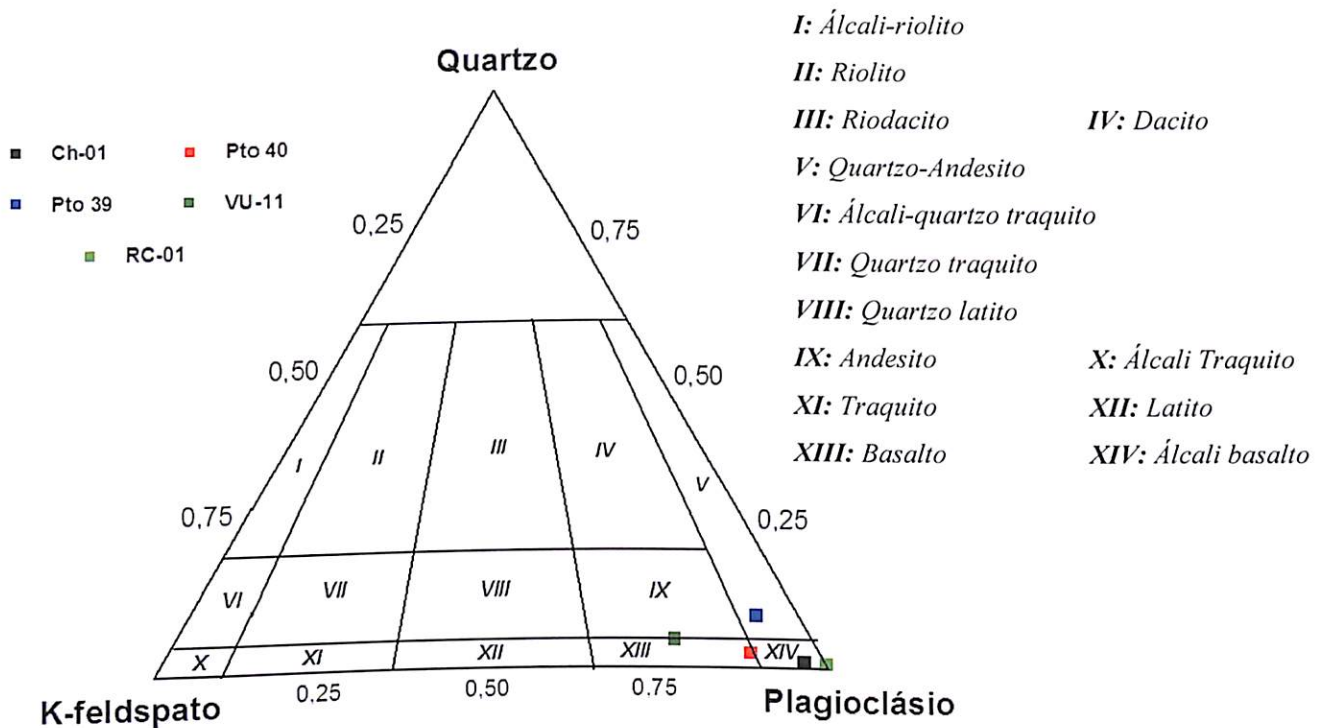


Figura 13. Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) mostrando, especialmente, a composição modal para as rochas de composição basáltica, encontradas na região de União do Norte (MT).

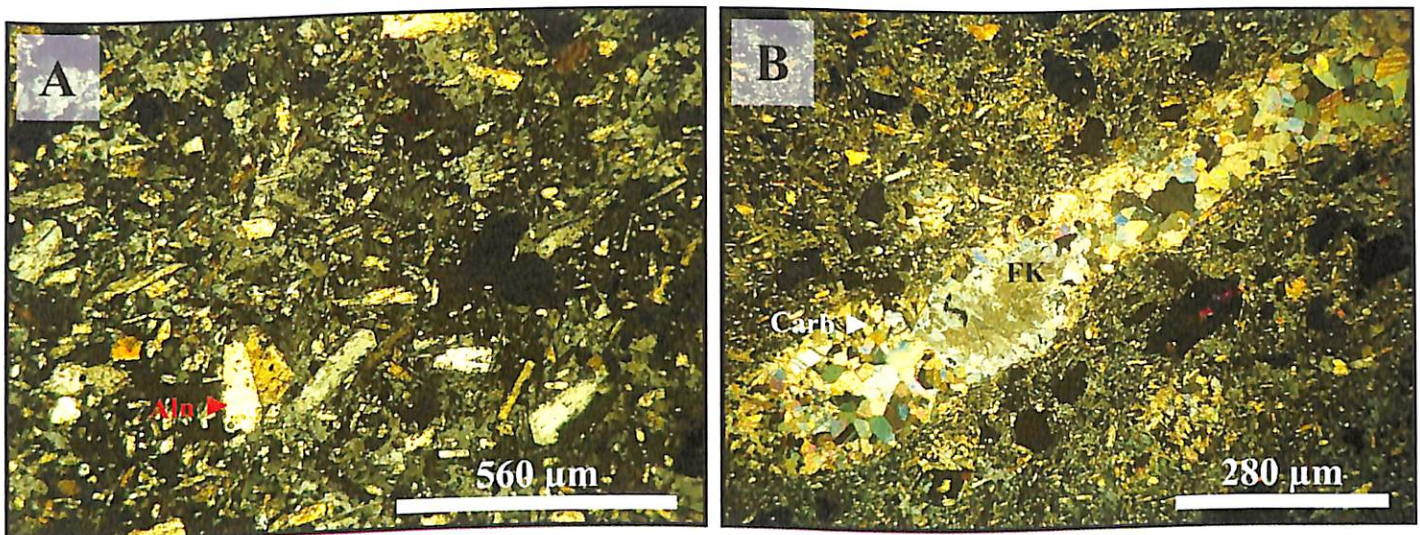
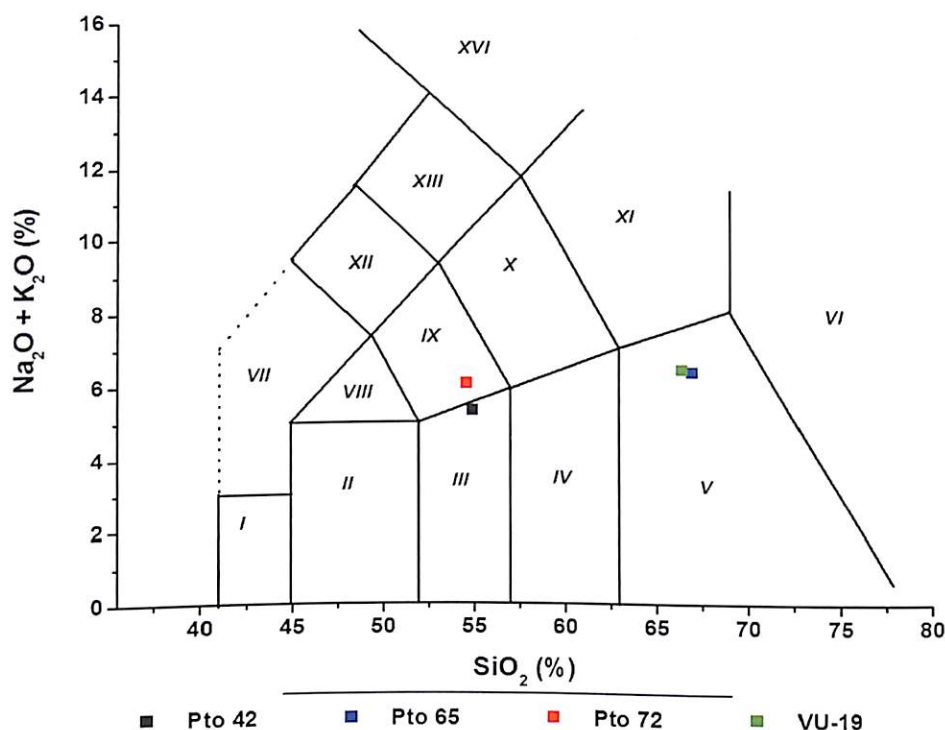


Figura 14. Microfotografia mostrando alguns aspectos gerais das rochas basálticas:

(A) Fenocristais de fenocristais de plagioclásio e augita imersos em matriz muito fina; (B) Amígdalas preenchidas por carbonato e K-feldspato.



I: Picrobasalto

III: Andesito basáltico

V: Dacito

VII: Tefrito (Ol < 10%) ou Basanita (Ol > 10%)

IX: Traquiandesito basáltico

XI: Traquito (Q < 20%) ou Traquidacito (Q > 20%)

XIII: Tefri-fonolito

I: Basalto

IV: Andesito

VI: Riolito

VIII: Basalto traquítico

X: Traquiandesito

XII: Fonotefrito

XIV: Fonolito

Figura 15. Classificação química para rochas vulcânicas (diagrama TAS) encontradas nas imediações dos depósitos estudados.

4.2.2 ROCHAS DACÍTICAS A ANDESÍTICAS

Correspondem a rochas de textura porfírica, de matriz afanítica e fenocristais milimétricos de plagioclásio e quartzo eudrais. Em campo foram caracterizados: (a) tufo de cristais, (b) dacitos e (c) andesitos (Figs. 16A-C).

Os tufos de cristais ocorrem de forma restrita na área. São rochas de coloração rosa amarelada, de baixa densidade e compostas por fenocristais de feldspato arredondado já caolinizado, e subordinadamente por quartzo sub-eudral.

Os dacitos ocorrem na porção sudoeste-oeste da área. Correspondem a rochas de coloração cinza-escura a cinza-amarronadas, com porções esbranquiçadas. São rochas de granulação muito fina, com fenocristais de plagioclásio com até 3,8 mm (*Figs. 16A-C*). A matriz é composta essencialmente por quartzo, com cristais de no máximo 0,02 mm, e subordinadamente por plagioclásio, os quais apresentam contatos suturados entre si. O quartzo e o plagioclásio também formam fenocristais, da ordem de 1 mm e 1,5 mm respectivamente. Os fenocristais de quartzo apresentam formas euhedrais, e comumente mostram-se bi-terminados (*Fig. 16E*), ao passo que os de plagioclásio (*Fig. 16D*), maiores, apresentarem formatos euédricos a sub-euédricos, com grande variação nas formas.

Os andesitos por sua vez apresentam textura porfírica, com matriz afanítica, coloração rosada com cristais esbranquiçados (*Figs. 16E-F*). Os fenocristais predominantemente de plagioclásio, são abundantes e apresentam formatos euédricos a sub-euédricos.

Os dados litogeoquímicos confirmam a natureza dacítica-andesítica dessas rochas, pois segundo diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979), elas inserem-se nos campos composicionais de dacitos a andesitos basálticos (*Fig. 15*).

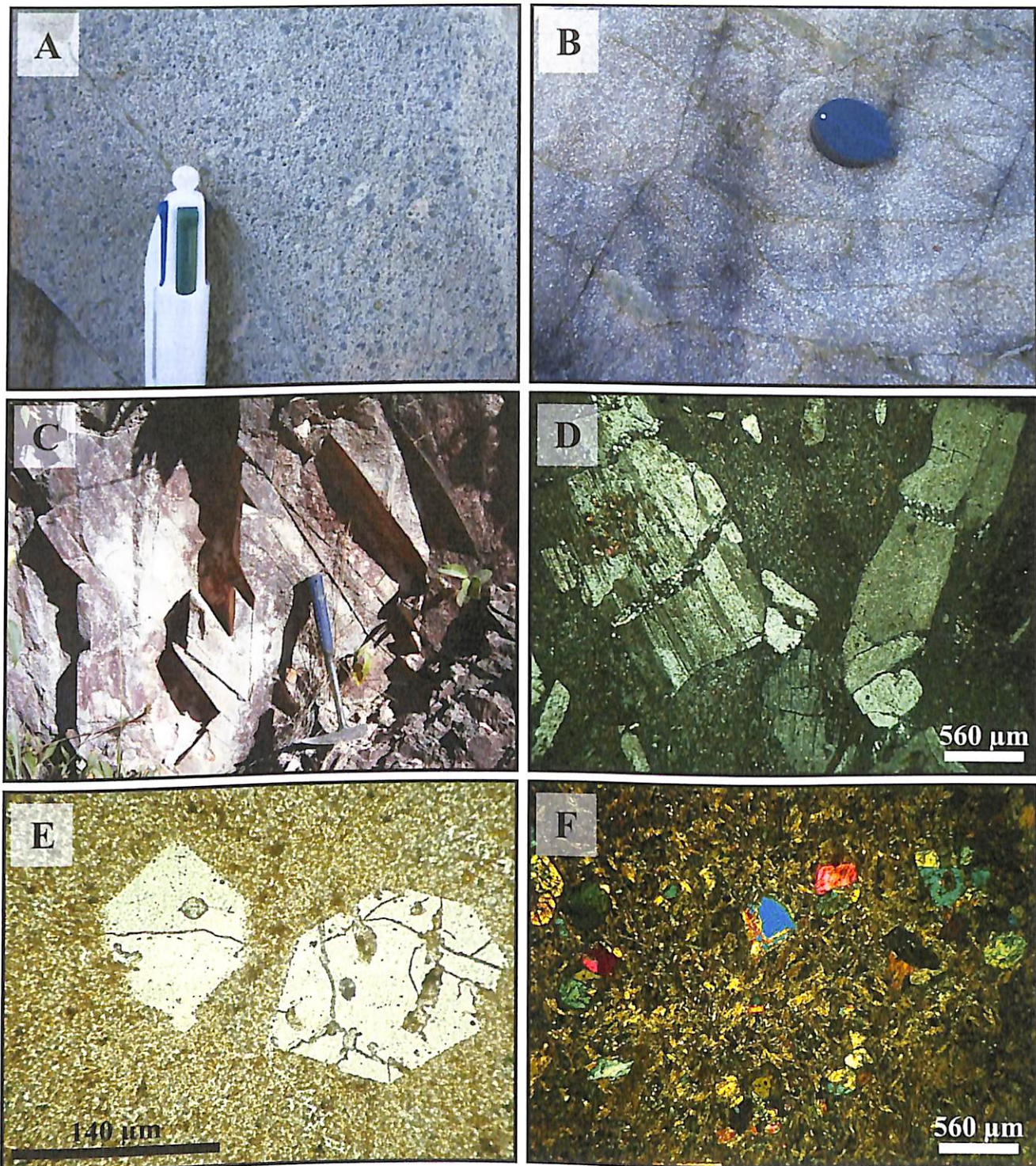


Figura 16. Alguns aspectos gerais das rochas da suíte vulcânica:

(A) Dacito, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio; (B) Dacito truncado por vênulos milimétricos preenchidos por epídoto; (C) Afloramento de traquiandesitos intensamente falhados; (D) Andesito com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica; (E) Cristais de quartzo bi-terminado em rocha dacítica; (F) Traquiandesito com fenocristais de piroxênio imersos em matriz constituída essencialmente por plagioclásio.

4.3 UNIDADE SEDIMENTAR

4.3.1 GRAUVACA-FELDSPÁTICA

Rocha de coloração creme, granulometria média com fragmentos finos e estrutura homogênea (maciça) em campo, mas que em lâmina mostra-se finamente laminada, devido a forte iso-orientação dos grãos e gradação granulométrica descontínua (*Figs. 17A-C*).

Petrograficamente, os cristais são em sua maioria, angulosos a sub-arredondados, com presença subordinada de cristais arredondados (*Figs. 17B-C*). A composição mineralógica média é dada por feldspato (41,6%), quartzo (26,2%), fragmentos líticos (20,5%), clorita (7,4%), epídoto (4,2%). Como minerais secundários, ocorrem actinolita (3,3%), opacos (magnetita + hematita $\pm$ galena $\pm$ esfalerita, 2,5%) e muscovita (0,7%), além de sericita como produto de alteração dos feldspatos.

Os cristais de quartzo são angulosos a arredondados, com predomínio de formas sub-angulares. É comum estarem envolvidos por um cimento silicoso (sílica) (*Fig. 17D*). Na ausência deste cimento, apresentam contatos retos a pontuais com outros grãos.

Os fragmentos líticos apresentam granulometria interna muito fina a fina, formatos sub-angulares a sub-arredondados, com predomínio destes últimos. Alguns fragmentos são de origem vulcânica devido a presença de finos cristais de plagioclásio (em ripas) em meio a uma matriz constituída por quartzo recrystalizado (*Fig. 17E*), o que remete a uma provável textura sub-ofídica. Nestes fragmentos de vulcânicas ocorrem quartzo (80%), plagioclásio (15%) e K-feldspato (5%). Na ausência de plagioclásio, apresentam textura sacaroidal, com contatos internos suturados entre os grãos.

O feldspato alcalino corresponde ao feldspato mais abundante, e apresentam granulometria fina a média e formas sub-angulares a sub-arredondadas. Em termos absolutos, os feldspatos alcalinos apresentam intercrescimento mesopertítico (47%), intercrescimento micropertítico de exsolução de feldspato rico em sódio e feldspato rico em K (10%), microclínio (5%) e ortoclásio (5%), no entanto, os 33% restantes não apresentam nenhum tipo de geminação.

Os plagioclásios, de composição da labradorita e secundariamente da andesina, correspondem a cristais de granulometria fina a grossa, com predomínio das medianas, cristais sub-angulares a sub-arredondados, com ligeiro predomínio dos primeiros. Geminação do tipo albita é comum, com alguns casos exibindo geminação mecânica.

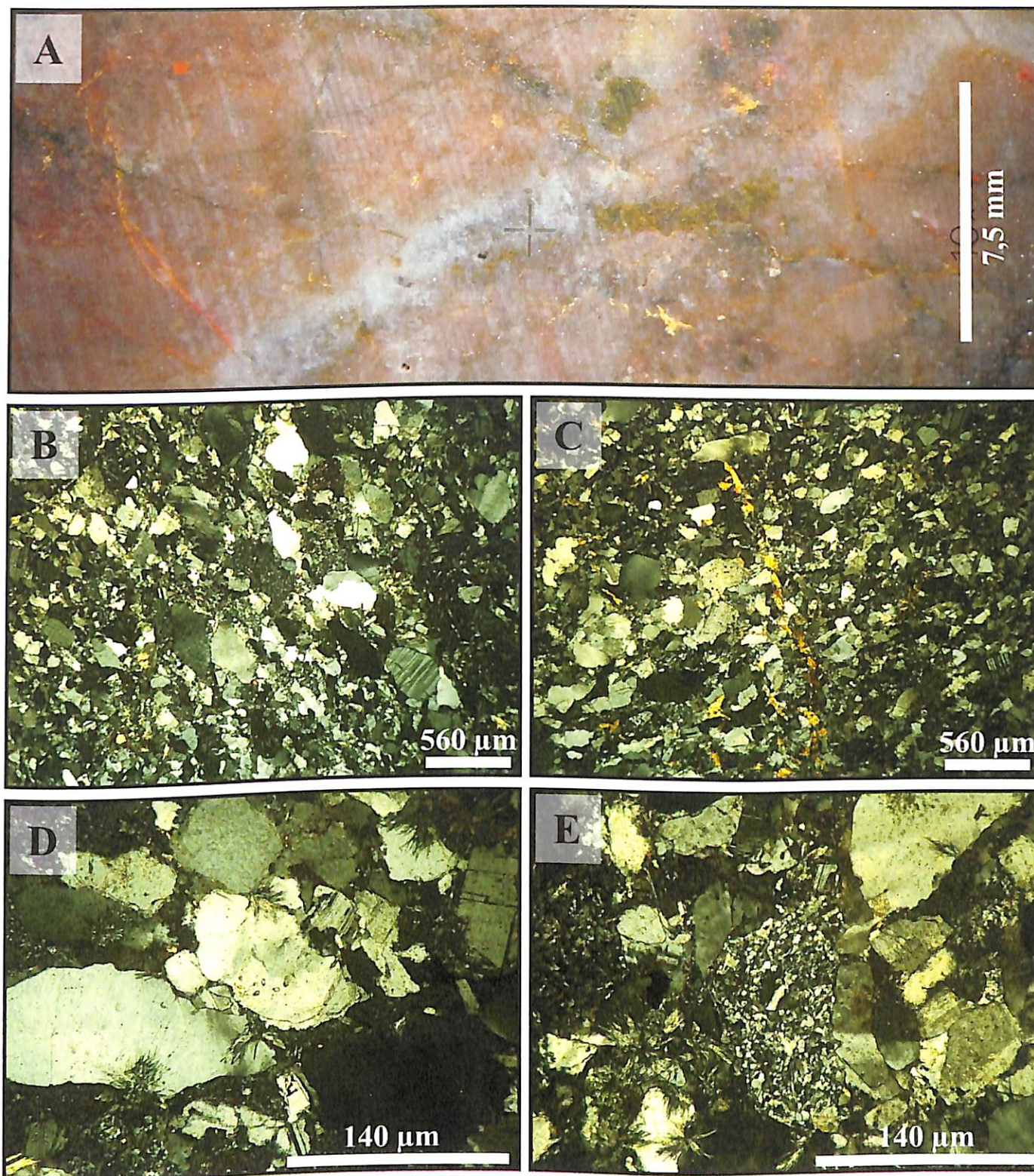


Figura 17. Aspectos petrográficos das grauvas-feldspáticas:

(A) Rocha de granulometria fina, geralmente truncada por vênulos de quartzo; (B) Fotomicrografia exibindo a laminação bem pronunciada destas rochas. Notar que as formas angulares a sub-angulares dominam; (C) Laminação anteriormente descrita, truncada por vênulo de actinolita + clorita; (D) Cimento silicoso ao redor de alguns cristais de quartzo; (E) Fragmento de vulcânica, com textura sub-oftica.

É comum os grãos de feldspatos estarem envolvidos por um cimento de natureza feldspática, além dos mesmos encontrarem-se em moderado estágio de saussuritização e sericitização. Devido as informações até aqui reunidas, percebe-se que o litotipo apresenta submaturidade textural e química. O envolvimento de alguns cristais por uma matriz sericitica é comum, e que em lâmina da zona menos alterada, perfaz um total de 16,7% da rocha, que aliado a estimativa modal, conferem ao litotipo a designação de grauvacca-feldspática (Fig. 18). Contudo, essas rochas por apresentarem aproximadamente 20,5% de fragmentos líticos, podem ser consideradas, segundo os critérios de Fisher & Smith (1991) como rochas vulcanoclásticas.

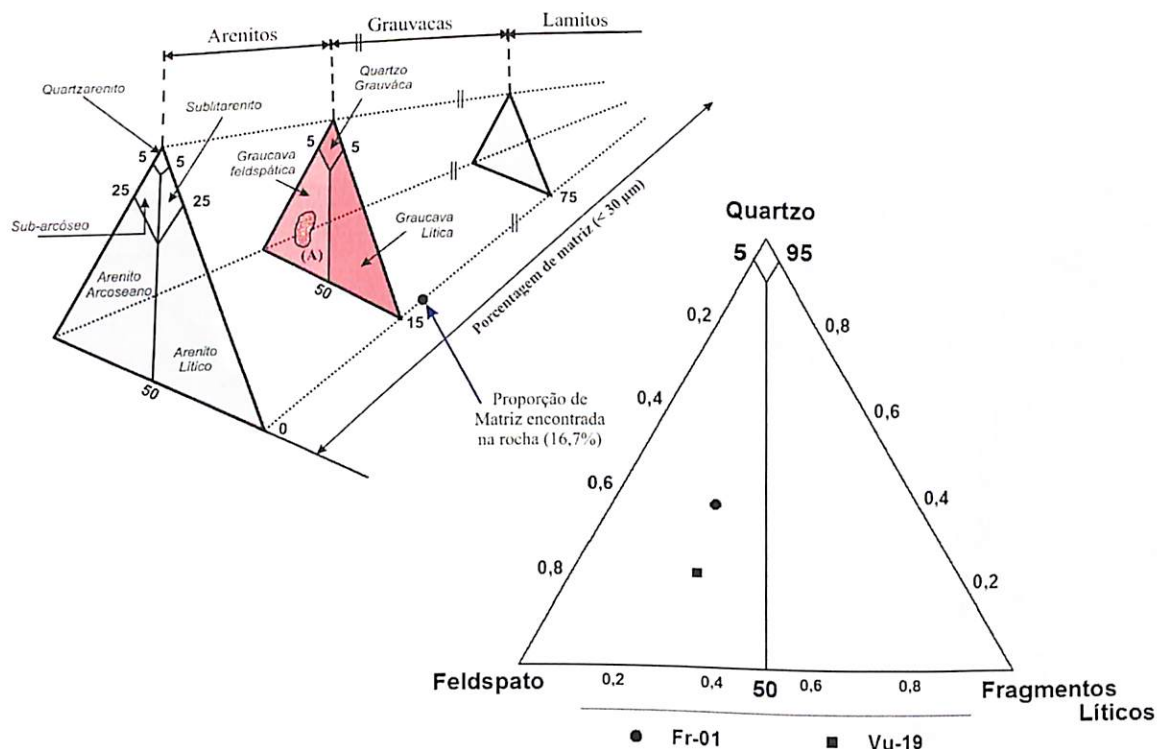


Figura 18. Classificação segundo Pettijohn et al., (1972), dos litotipos que hospedam a mineralização no depósito do Francisco, sendo (A) o intervalo no qual essas rochas estão compreendidas

4.3.2 PELITOS-PSAMITOS

Os pelitos-psamitos têm coloração amarela clara, granulometria muito fina e caracterizam-se por uma laminação rítmica com alternância de termos mais pelíticos e mais arenosos. Localmente apresentam o S_0 sub-verticalizado, com direção N-S.

4.3.3 ARENITO ARCOSEANO DE COBERTURA

Corresponde ao pacote de rochas sedimentares que recobrem as unidades anteriormente descritas. Ocorrem geralmente como extensos platôs, sustentando o relevo local.

São rochas que exibem na base estratificação cruzada de médio a alto ângulo, com atitude N15W 40NE (Figs. 18A-B). No entanto, o topo exibe estratificação plano-paralela (Figs. 19A-B). Apresentam camadas de até 10 cm de espessura, de granulometria fina e grãos sub-arredondados. Sua composição mineralógica dominante é dada por quartzo (> 75%) e feldspato (< 25%).

Lateralmente, essas rochas gradam para níveis mais conglomeráticos (Fig. 19C), que apesar da não variação na composição mineralógica, os grãos de quartzo apresentam-se maiores e mais angulosos. Isso indica que a fonte dos sedimentos estava mais próxima a bacia, além da maior energia do sistema.

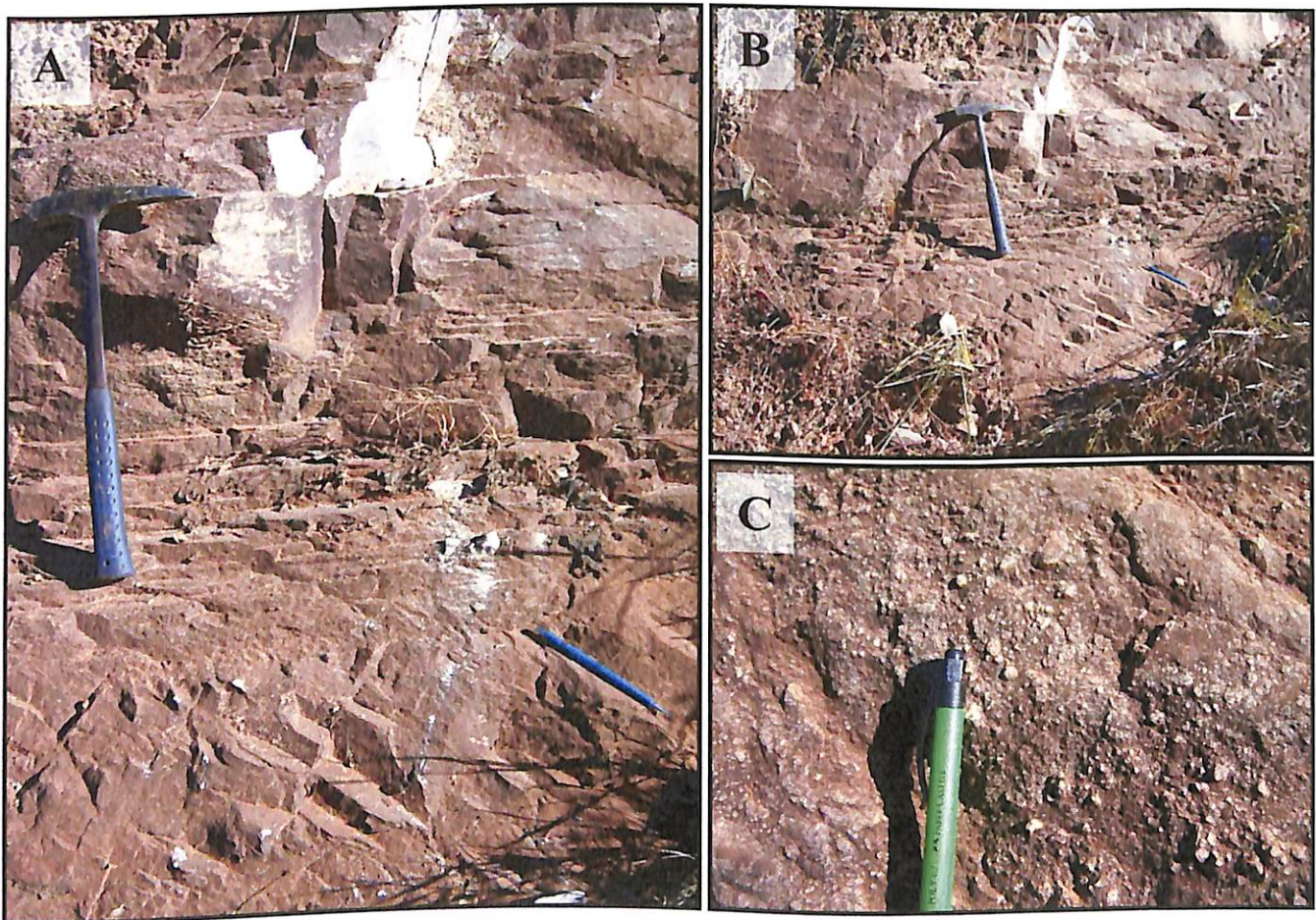


Figura 19. Arenito-arcoseano da Sequência de Cobertura:

(A) Estratificação plano-paralela decimétrica, sotaposta a estratificação cruzada; (B) Estratificação plano-paralela, sotoposta a estratificação cruzada de alto ângulo; (C) Níveis conglomeráticos encontrados lateralmente a sequência.

CAPÍTULO V

5. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

As rochas da suíte plutônica, das unidades vulcânicas e sedimentares mostram-se invariavelmente afetadas por alteração hidrotermal em distintos graus de intensidade, particularmente em setores adjacentes aos depósitos auríferos investigados. A unidade sedimentar de cobertura, por outro lado, não apresenta evidência alguma de ter sido sujeita à alteração hidrotermal. Em geral, os tipos de alteração hidrotermal reconhecidos incluem potássica, silicificação, propilitização e sericitização.

5.1 ALTERAÇÃO POTÁSSICA

A alteração potássica é caracterizada pela assembléia K-feldspato + hematita $\pm$ biotita. Corresponde à primeira fase de alteração hidrotermal e apresenta maior intensidade em setores mais distais das mineralizações auríferas investigadas.

Em campo essa alteração torna-se particularmente evidente pela forte coloração vermelha (vermelho tijolo) apresentada pelas rochas das suítes plutônicas (*Fig. 20A*) e vulcânicas, como resultado da ocorrência de K-feldspato, que ocorre de forma disseminada na matriz ou subordinadamente controlada por fraturas. Neste último estilo (fissural), o K-feldspato tende a formar um halo ao redor de vênulas e bolsões preenchidos por epídoto + clinozoízita $\pm$ clorita (*Figs. 20B-C*). Este estilo fissural, com paragênese ortoclásio + epídoto $\pm$ clorita, ocorre fortemente associado às rochas vulcânicas e granodioríticas, especialmente nos corpos próximos a mineralizações.

Em amostras de mão, por exemplo, observa-se o plagioclásio bordejado por K-feldspato avermelhado, como sendo alterado ao longo de seus planos de clivagem (*Fig. 20D*). Nessa alteração, o feldspato potássico é predominantemente sub-euédrico a anédrico e substitui especialmente o plagioclásio e K-feldspato primário (*Figs. 20E-F*).

Nas grauvacas-feldspáticas o K-feldspato é muito fino e altera a matriz e fragmentos líticos e, menos intensamente, o plagioclásio. Em alguns setores a alteração potássica é tão intensa que não é mais possível distinguir a rocha hospedeira. Por vezes, vênulos de quartzo estão associados a intensa potassificação destas rochas.

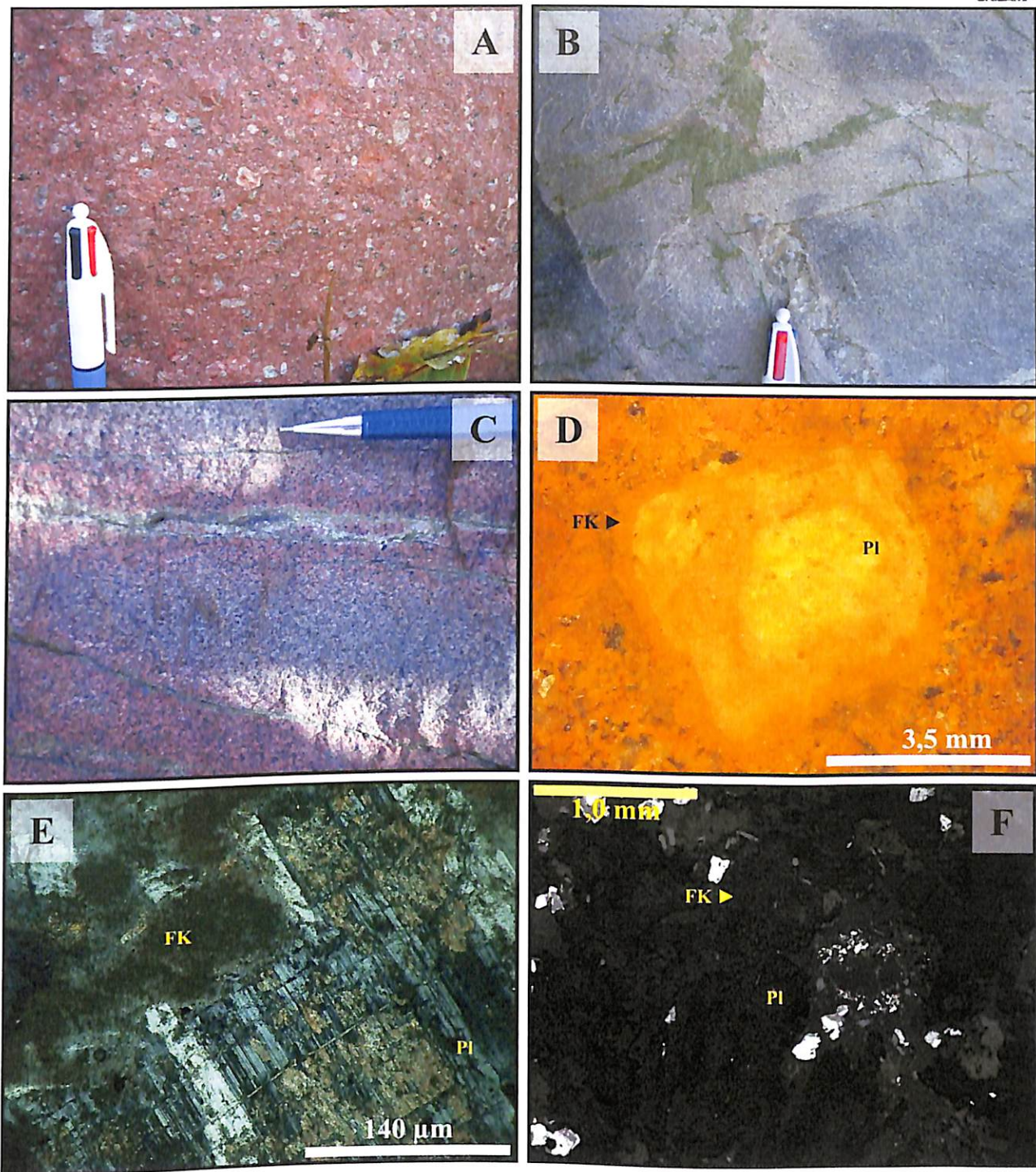


Figura 20. Modos de manifestação da alteração potássica representada pela cristalização de K-feldspato:

(A) Monzogranito com forte coloração, típica da potassificação a base de K-feldspato; (B) halo de alteração potássica ao redor de vênulas preenchidas por epidoto $\pm$ actinolita, em rocha dacítica; (C) alteração potássica fissural, como halo de alteração ao redor de vênulos de epidoto, em rocha granodiorítica; (D) substituição a partir das bordas de cristal de plagioclásio por K-feldspato, em granodiorito; (E) Microfotografia exibindo plagioclásio parcialmente substituído por feldspato alcalino em rocha granodiorítica; (F) Imagem de elétrons retroespalhados (MEV) mostrando K-feldspato bordejando cristal de plagioclásio em rocha de traquiandesítica.

A alteração potássica representada pela formação de biotita é de ocorrência subordinada, e geralmente em estilo disseminado (Fig. 21A-B). Ocorre exclusivamente nas rochas quartzo-monzodioríticas, onde a substituição do piroxênio por biotita é comum (Fig. 21C). Nas grauvacas-feldspáticas ocorre em regiões muito específicas, preenchendo fraturas que geralmente estão associadas espacialmente a regiões de moderada a intensa silicificação. Adicionalmente, os cristais de biotita encontram-se em estágio moderado a avançado de cloritização, com geração de clorita em pseudomorfos.

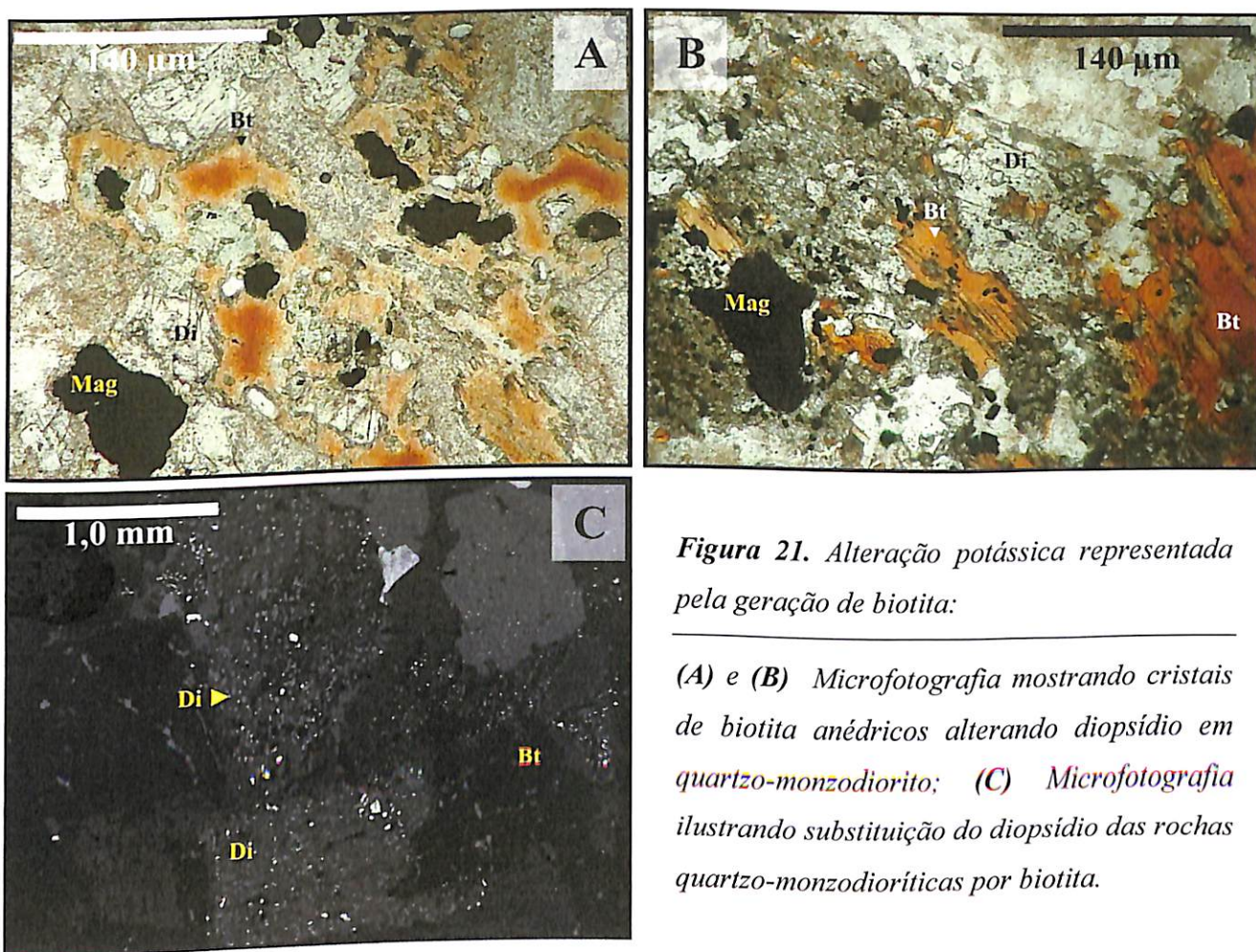


Figura 21. Alteração potássica representada pela geração de biotita:

(A) e (B) Microfotografia mostrando cristais de biotita anédricos alterando diopsídio em quartzo-monzodiorito; (C) Microfotografia ilustrando substituição do diopsídio das rochas quartzo-monzodioríticas por biotita.

5.2 SILICIFICAÇÃO

Esse tipo de alteração hidrotermal, sobreposta a alteração potássica, é marcada pela geração de grande quantidade de quartzo hidrotermal, particularmente em setores mais próximos das mineralizações auríferas. A depender da intensidade, essa alteração ocorre tanto disseminada (*Fig. 22A-C*) quanto em vênulas (*Fig. 17A*), e aparentemente não afeta as vulcânicas. Galena e esfalerita, além de quantidades subordinadas de pirita e calcopirita já aparecem associadas a esse estágio de alteração. Verifica-se que a intensidade da silicificação é função da proximidade com os corpos mineralizados, sendo branda a inexistente em porções mais distais, ou então com sobreposição do estilo fissural ao disseminado.

O estilo disseminado é marcado pela recristalização de quartzo de granulação muito fina a média. Nas grauvas-feldspáticas, a substituição inicia-se pela matriz e cimento da rocha, sendo que os fragmentos líticos e feldspatos são alterados posteriormente. Por fim ocorre a (re)cristalização do quartzo. Nestas rochas, esse estilo ocorre como amêndoas concordantes ao acamamento e/ou bordejando os fragmentos líticos.

Em rochas granodioríticas, ocorre intensa silicificação nas zonas mineralizadas (e.g. depósito do Bigode), com total substituição dos minerais primários. As porções mais distais a mineralização, não são afetadas pela alteração.

Discordante ao estilo disseminado, ocorre a silicificação fissural, geralmente em menor intensidade e confinada a sistema de fraturas milimétricas a sub-milimétricas (*Fig. 22D*), que por vezes truncam zonas potassificadas. Vênulos com preenchimento secundário de biotita e muscovita (posteriormente cloritizados) ocorrem restritos aos locais de moderada silicificação, aos quais também ocorrem pequenas quantidades de galena + esfalerita $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita. A estes mesmos setores, o fraturamento forma um padrão em *stockworks* e texturas do tipo pente (*comb texture*).

Nas grauvas-feldspáticas, vênulos concordantes a laminação são comuns e ocorrem bordejando especialmente os fragmentos líticos maiores. Nas rochas silicificadas da suíte granítica, quartzo de granulação fina a média ocorre bordejando os cristais de feldspato (*Fig. 22E*).

5.3 ALTERAÇÃO PROPILÍTICA

É marcada pela paragênese clorita + epídoto + magnetita $\pm$ actinolita $\pm$ carbonato $\pm$ apatita $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ quartzo $\pm$ esfalerita $\pm$ margarita. Essa alteração tem abrangência regional e afeta todas as rochas investigadas da área de União do Norte, exceto as rochas sedimentares de cobertura. A propilitização apresenta tanto estilo disseminado, na matriz das rochas, como fissural, preenchendo fraturas.

Na suíte granodiorítica, a alteração propilítica, de paragênese clorita + epídoto + magnetita $\pm$ pirita $\pm$ apatita $\pm$ carbonato, ocorre de modo subordinado, e geralmente afeta os cristais de plagioclásio, biotita e piroxênios. Está melhor representada, nas porções proximais à mineralização, onde sua intensidade é maior.

Na suíte granítica, no entanto, essa alteração é pouco desenvolvida, e apresenta paragênese dada por clorita $\pm$ carbonato $\pm$ actinolita $\pm$ epídoto $\pm$ magnetita $\pm$ pirita. Nos raros enclaves de rocha granodiorítica presentes, essa paragênese hidrotermal encontra-se mais desenvolvida. É comum o anfibólio destas rochas apresentar avançado estágio de alteração, especialmente pela clorita.

A propilitização, nas grauvacas-feldspáticas, esta registrada pela paragênese clorita + epídoto + actinolita + magnetita $\pm$ pirita $\pm$ carbonato, a qual altera inicialmente a matriz e cimento da rocha, e posteriormente os fragmentos líticos e feldspatos. Subordinadamente, venulações de actinolita $\pm$ epídoto ocorrem truncando a laminação destas rochas (*Fig. 17C*).

No entanto, a propilitização afeta a unidade vulcânica de modo diferente das demais unidades. A paragênese clorita + epídoto é rara, uma vez que esses minerais normalmente estão envolvidos em estilos próprios de alteração, ou seja: epidotização e cloritização. A matriz dessas rochas, constituída quase que inteiramente por plagioclásio, é afetada por epidotização, com concentrações muito subordinadas de magnetita, actinolita e clorita. Raramente encontra-se epídoto ao longo de fraturas sub-milimétricas. A cloritização, no entanto, afeta especialmente os máficos (e.g. piroxênios) e em menor escala os plagioclásios da matriz, estando a actinolita geralmente associada à clorita.

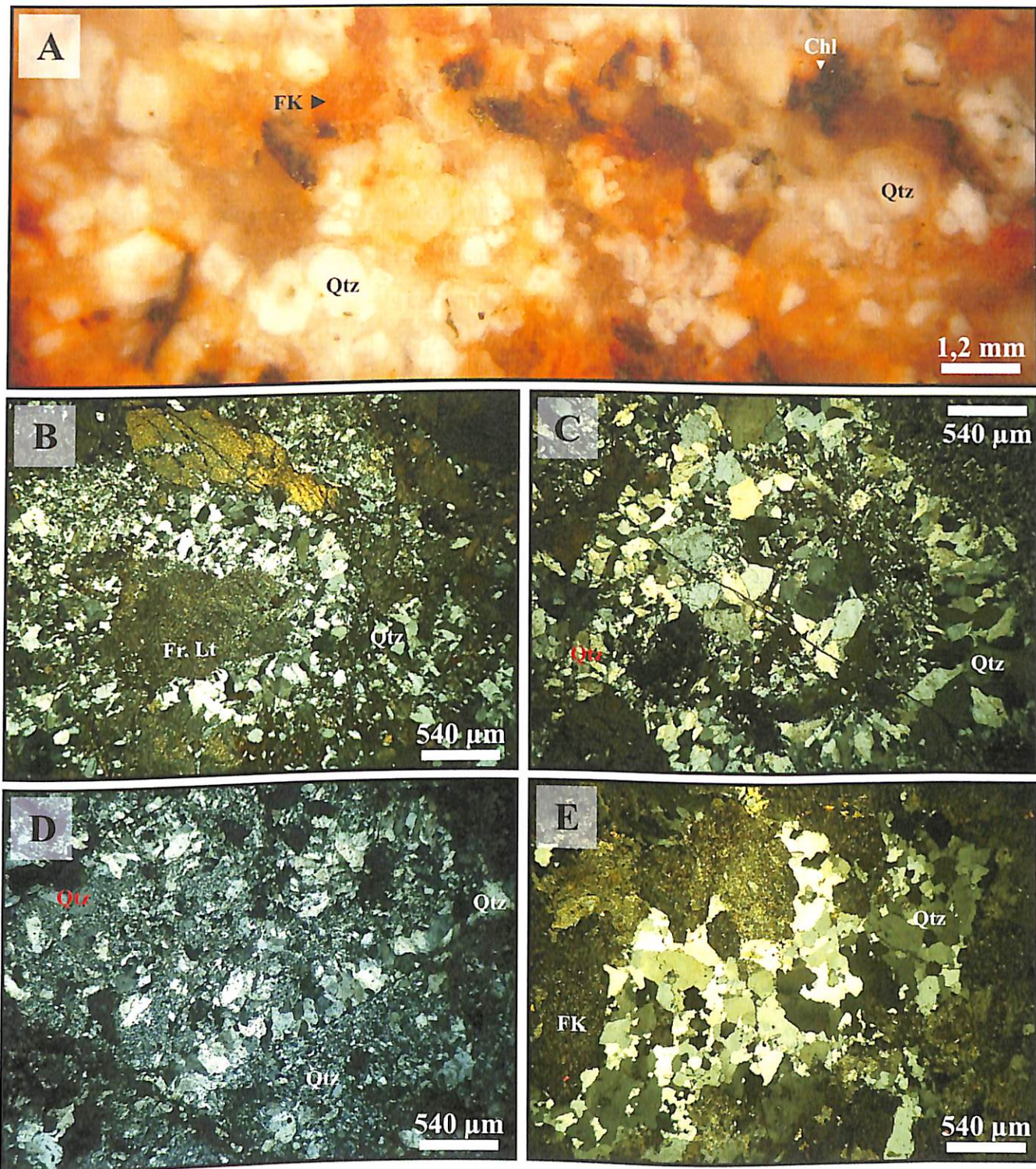
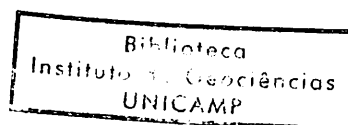


Figura 22. Modos de ocorrência da silicificação:

(A) Disseminada, em rochas da suíte granítica, normalmente sobrepondo-se a alteração potássica; (B) Microfotografia exibindo estilo disseminado, de granulometria fina a média, que substitui a matriz, cimento e fragmentos líticos nas grauvas-feldspáticas; (C) disseminada, originando texturas similares àquelas do tipo pente, em grauva-feldspática; (D) Confinada a fratura discordantes ao estilo disseminado, com cristalização de quartzo monocristalino de granulção média; (E) bordejando cristais de feldspato em rochas da suíte granítica.

Neste cenário, o epidoto ocorre como aglomerados arredondados de granulação fina a média e cristais de formato euédrico a sub-euédrico (*Figs. 23A-B*), que por vezes encontram-se cloritizados (*Fig. 24C*). Contudo, a substituição do plagioclásio por epidoto é comum (*Fig. 24D*), e ocorre indistintamente nas unidades da região. A actinolita apresenta hábito prismático e em fibras aciculares, e assim como o epidoto, substitui o feldspato, no entanto, em menor quantidade. Verificou-se que nas grauvacas-feldspáticas é comum a substituição parcial de quartzo por actinolita (*Figs. 24E-F*). Os minerais carbonáticos são de granulação muito fina a fina, geralmente anédricos, com raros casos euedrais (*Fig. 23F*).

A clorita ocorre como cristais euédricos a anédricos, como produto da alteração de diversos minerais, especialmente os feldspatos, biotitas e piroxênios das rochas plutônicas e vulcânicas, além da matriz e cimento nas grauvacas-feldspáticas (*Figs. 23-24*). Quando com formato euédrico, corresponde a pseudomorfos da fase substituída, geralmente plagioclásio e biotita. Em termos composicionais a clorita pode variar de magnesiânica (baixa birrefringência), a mais rica em ferro, (com cor de interferência anômala azul), no entanto, sem qualquer conotação temporal entre as variantes composicionais. Contudo, as mais ricas em ferro geralmente estão associadas às rochas plutônicas. No caso das grauvacas, sua ocorrência está associada à alteração do cimento e matriz da rocha, pois ocupa os interstícios da mesma, e secundariamente aos grãos de feldspato. Nas rochas vulcânicas e plutônicas, geralmente ocorre alterando o plagioclásio e o k-feldspato, tanto herdado quanto da alteração potássica.



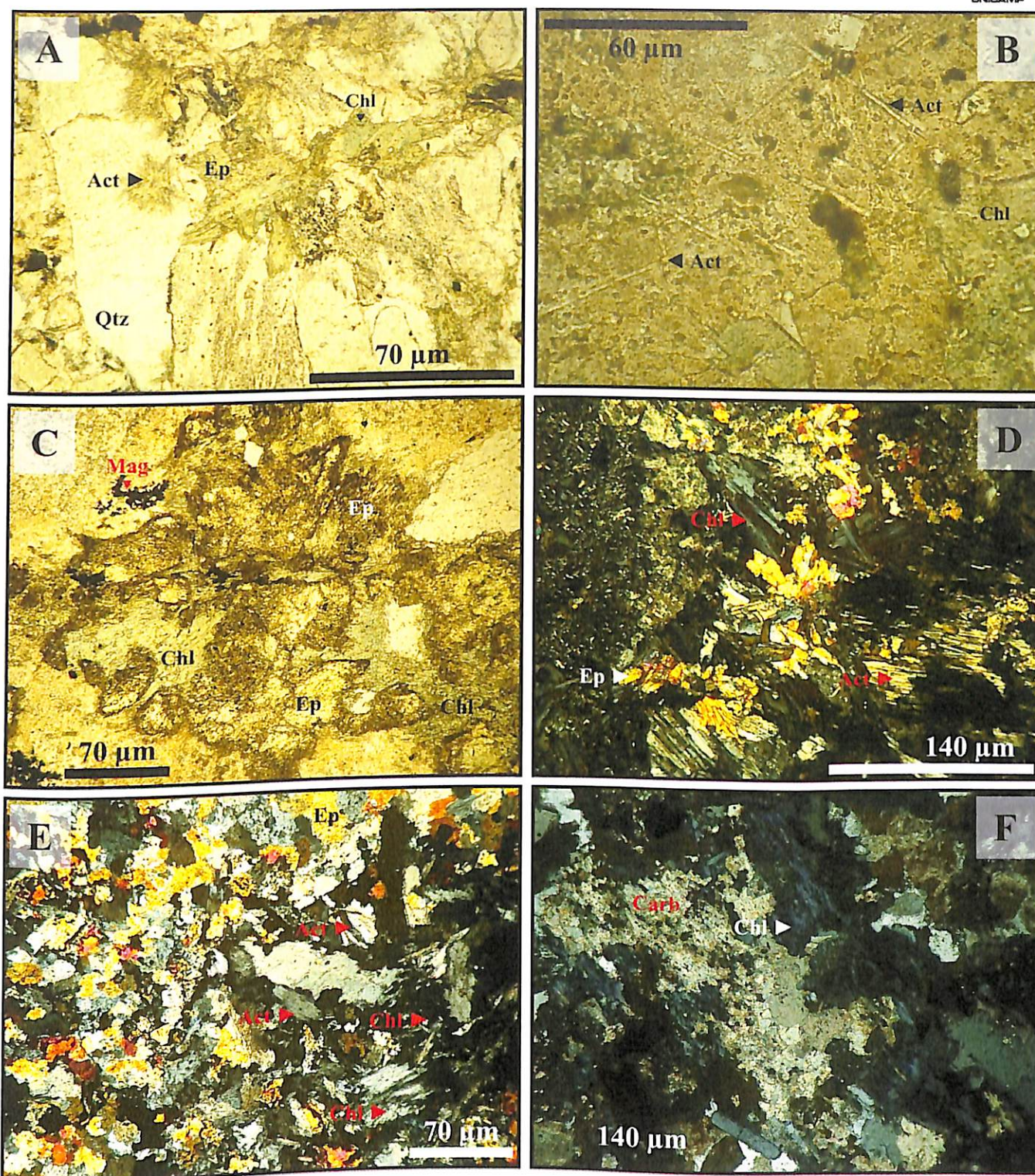


Figura 23. Microfotografias exibindo os modos de ocorrência da propilitização nas diferentes rochas da região:

(A) Paragênese clorita + epidoto + actinolita, comum nas grauvas-feldspáticas; (B) Paragênese clorita + actinolita, em enclave de composição granodiorítica encontrado em monzogranito; (C) Paragênese clorita + epidoto ± magnetita, em granodiorito; (D) Clorita + actinolita + epidoto em paragênese, em rocha de composição traquiandesítica; (E) epidoto + clorita + actinolita, em andesito; (F) carbonato + clorita, em enclave granodiorítico encontrado em monzogranito.

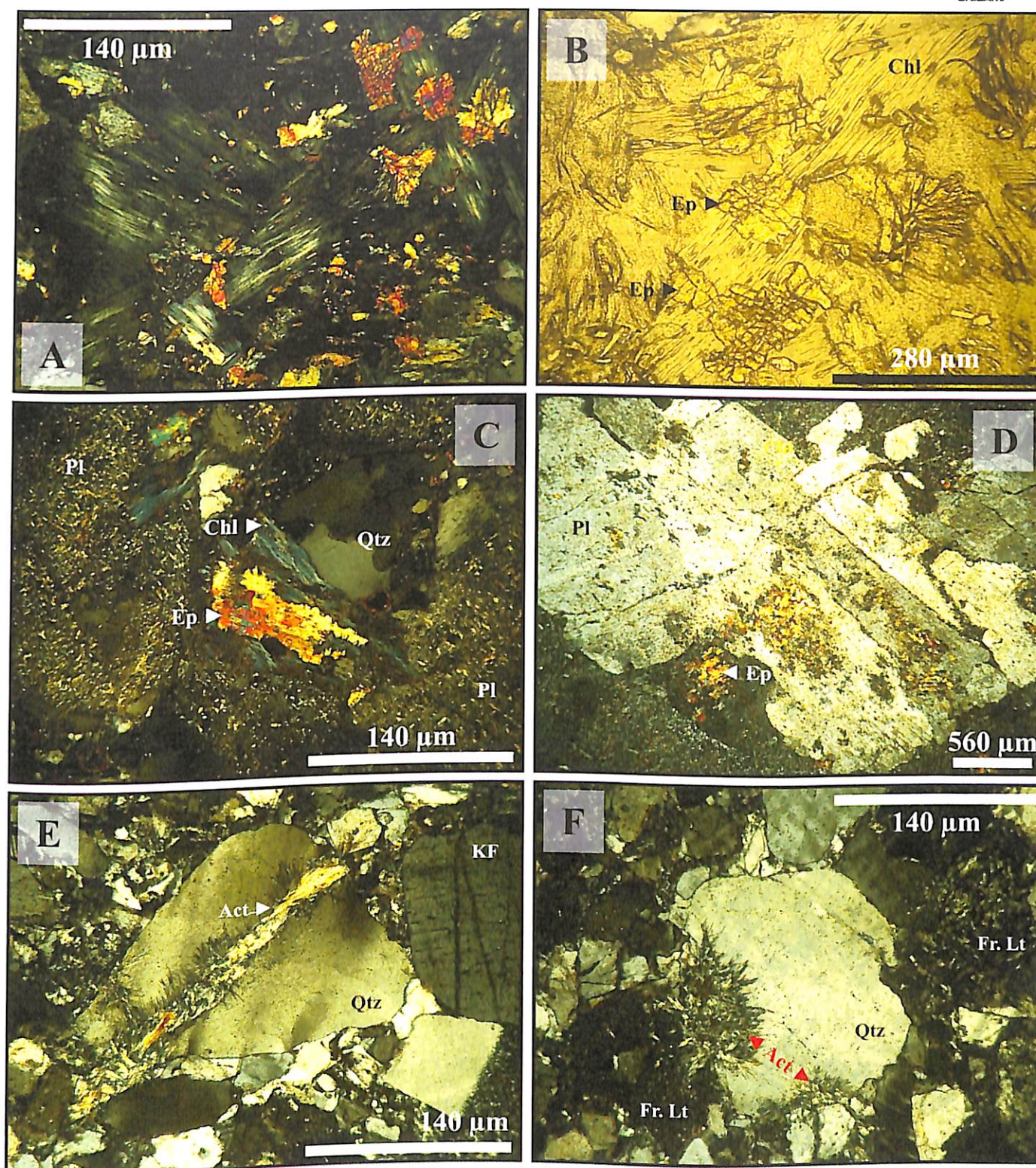


Figura 24. Microfotografias exibindo o modo de ocorrência de alguns minerais da alteração propilitica:

(A) e (B) Cristais sub-euédricos de epidoto, em paragênese com clorita, em rocha quartzo-monzodiorito; (C) Rocha quartzo-diorítica com cristal de epidoto parcialmente cloritizado; (D) Cristal de plagioclásio, em rocha quartzo-diorítica, sendo substituído por epidoto; (E) cristal de quartzo, em grauvaca-feldspática, sendo cortado por vênula de actinolita, e subsequente alteração pela mesma; (F) cristal de quartzo, em grauvaca-feldsática, sendo alterado a partir das bordas, por actinolita.

A petrografia das rochas da área aponta que a clorita não esteve associada apenas a propilitização, mas também a um processo temporalmente mais amplo. Percebe-se que há regiões em que o epidoto e actinolita desaparecem, dando lugar apenas a *cloritização* das rochas regionais, geralmente com a substituição dos minerais máficos das suítes plutônicas e vulcânicas (Fig. 24), e em alguns casos, dos cristais de epidoto.

Associados espacialmente e temporalmente ao epidoto e clorita, estão os óxidos de ferro, especialmente magnetita. De ocorrência disseminada, ocorrem especialmente de três modos distintos: (a) em contatos retilíneos com epidoto + clorita, como cristais de granulação média; (b) como inclusões em minerais substituídos, ou em estágio de substituição por clorita e/ou epidoto, normalmente piroxênios e/ou anfibólios e; (c) como inclusões de granulação fina nos próprios minerais de alteração (epidoto e clorita).

5.4 ALTERAÇÃO SERICÍTICA

De ampla distribuição, a sericitização ocorre como produto de alteração parcial e/ou total do plagioclásio, sendo marcada pela geração de sericita, e ocasionalmente por clorita.

É dominante em setores proximais das mineralizações auríferas, em especial a do depósito do Francisco, o qual se hospeda em grauvaca-feldspática. O minério, neste depósito, está associado a esta fase hidrotermal, que ocorre alterando, em ordem decrescente de intensidade: a matriz e cimento da rocha, fragmentos lítico, feldspato, especialmente o plagioclásio, e subordinadamente o quartzo da silicificação. A sericitização, no entanto, é pobremente desenvolvida na suíte granodiorítica que hospeda a mineralização do depósito do Bigode.

Pseudomorfos de plagioclásio e fragmentos líticos são comuns nas graucavas-feldspáticas das porções de moderada alteração. Ao passo que os de plagioclásio ocorrem especialmente nas suítes plutônicas (Figs. 25A-C), e em menor escala nas vulcânicas. Os anfibólios presentes em algumas suítes plutônicas mostram-se extremamente sericitizados, com precipitação de magnetita e hematita de granulação fina como inclusões ou em contatos retilíneos com os mesmos (Figs. 25D-E). Nota-se que a quantidade de inclusões de opacos é diretamente proporcional ao grau de alteração dos anfibólios. Essa relação direta também ocorre com a granulação dos opacos, uma vez que quanto maior a intensidade da sericitização, maior sua granulação. Em setores específicos das grauvacas-feldspáticas, a geração de mica branca, com hábito estilo “asa de borboleta” é muito comum (Fig. 25F), e ocorre especialmente em clastos de origem vulcânica.

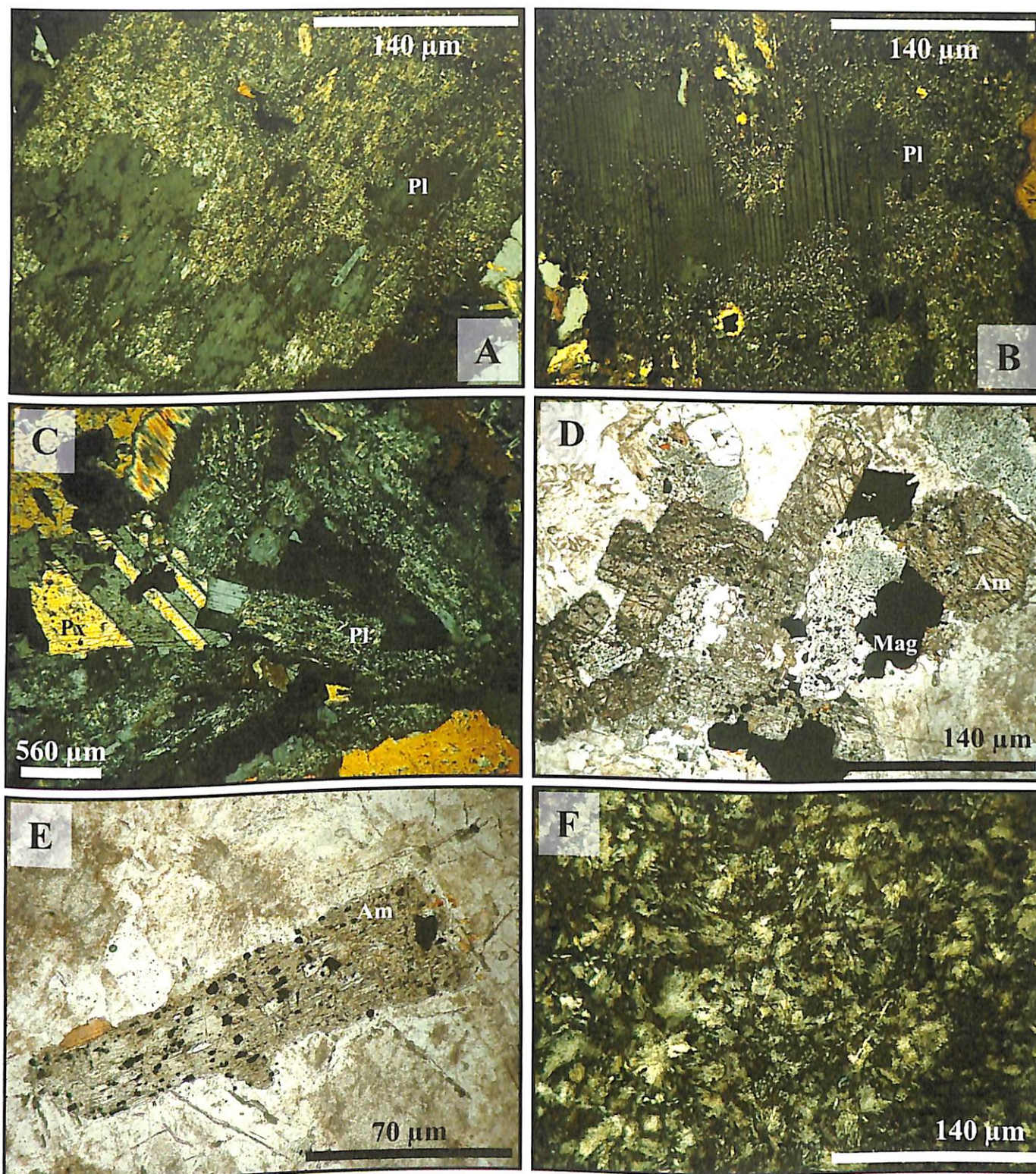


Figura 25. Fotomicrografias exibindo as relações texturais da alteração sericítica:

Sericitização em estágio avançado de cristais de plagioclásio em: (A) sienogranito, (B) granodiorito e, (C) quartzo-monzodiorito; (D) e (E) Magnetita e hematita de granulometria fina a grossa, decorrente da sericitização de anfibólios em rochas da suíte ganodiorítica; (F) Hábito “asa de borboleta” de sericita encontrada em grauvaca-feldspática, em zona de alteração sericítica.

CAPÍTULO VI

6. MINERALIZAÇÕES

A área de União do Norte (MT) abriga uma série de depósitos em atividade ou inativos em depósitos auríferos primários e secundários (e.g. aluvionares). Nesse trabalho, dois depósitos foram selecionados como estudos de caso na área: (1) o depósito do Francisco, com mineralização hospedada essencialmente nas grauvacas-feldspáticas; e (2) depósito do Bigode, com mineralização hospedada em rochas da suíte granodiorítica.

6.1 DEPÓSITO DO FRANCISCO

Esse depósito ocorre confinado a zonas de silicificação e de intensa sericitização, que afetam intensamente a grauvaca feldspática (Figs. 26 e 27A), principal rocha hospedeira da mineralização aurífera. A zona mineralizada no depósito do Francisco consiste principalmente de pirita (65-70%) esfalerita (15-20%), galena (5-10%), calcopirita (6%), e hematita - magnetita que juntas contribuem com <3% do minério (Fig. 28). Os minerais de ganga são essencialmente quartzo e sericita, esse último preenchendo espaços intersticiais entre os cristais de quartzo. Esse conjunto de minerais de minério pode ser individualizado nas seguintes paragêneses: (I) pirita + esfalerita + galena $\pm$ calcopirita $\pm$ hematita (Fig. 27B); e (II) galena + calcopirita $\pm$ esfalerita (Fig. 27C). A paragênese I é dominante e ocorre de forma disseminada na matriz da rocha hospedeira sericitizada, ao passo que a paragênese II concentra-se ao longo de micro-fraturas.

Em relação as paragêneses I e II, estudos petrográficos podem distinguir as seguintes relações texturais:

A pirita da paragênese I ocorre como cristais euhedrais a sub-euhédricos, geralmente de formato granular e dimensões uniformes, que ora ocorrem como agregados, ora como cristais individualizados na matriz da rocha. Por vezes ocorre como diminutas inclusões na esfalerita, sem apresentar qualquer relação de substituição.

A esfalerita, restrita às áreas sericitizadas, ocorre dos seguintes modos: esfalerita I, disseminada como massas irregulares que englobam os cristais de pirita e, por vezes, os de galena (Fig. 27D), ou como pequenas inclusões na pirita e; esfalerita II, fissural, preenchendo fraturas, tanto na pirita, quanto àquelas que truncam as zonas silicificadas e sericitizadas.

A galena ocorre dos seguintes modos: *galena I*, disseminada, como cristais anédricos de granulação fina a média, em zonas de intensa sericitização (Fig. 27E) ou como pequenas inclusões sub-euédricas a anédricas na pirita e na esfalerita I (Fig. 27D) e; *galena II*, fissural, preenchendo tanto fraturas discordantes às zonas hidrotermalizadas (Fig. 27C) quanto àquelas encontradas na pirita, ou substituindo a esfalerita (Fig. 27F), neste caso, menos freqüente. Adicionalmente, constatou-se ao MEV a substituição de esfalerita por galena, podendo esta ser temporalmente distinta da paragênese I.

A calcopirita ocorre principalmente como inclusões na esfalerita (*chalcopyrite disease*) e, mais subordinadamente, na pirita. Apesar de ocorrência mais subordinada, hematita coexiste com a paragênese pirita + galena $\pm$ calcopirita, e, por vezes, substituindo a galena.

Adicionalmente, com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura (MEV), determinou-se no minério a presença freqüente de apatita e monazita. No entanto, fases com bismuto não foram caracterizadas, assim como ouro no estado livre e/ou em associação com a paragênese sulfetada.

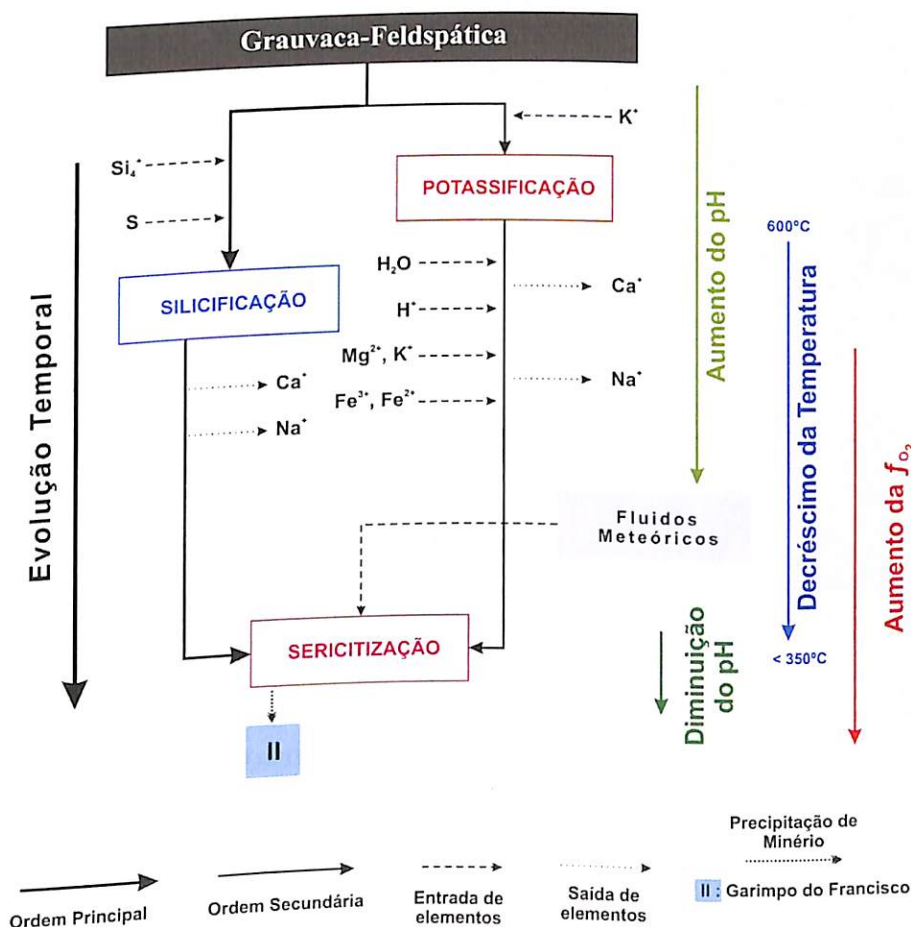


Figura 26. Fluxograma representando a evolução do sistema hidrotermal para o depósito do Francisco.

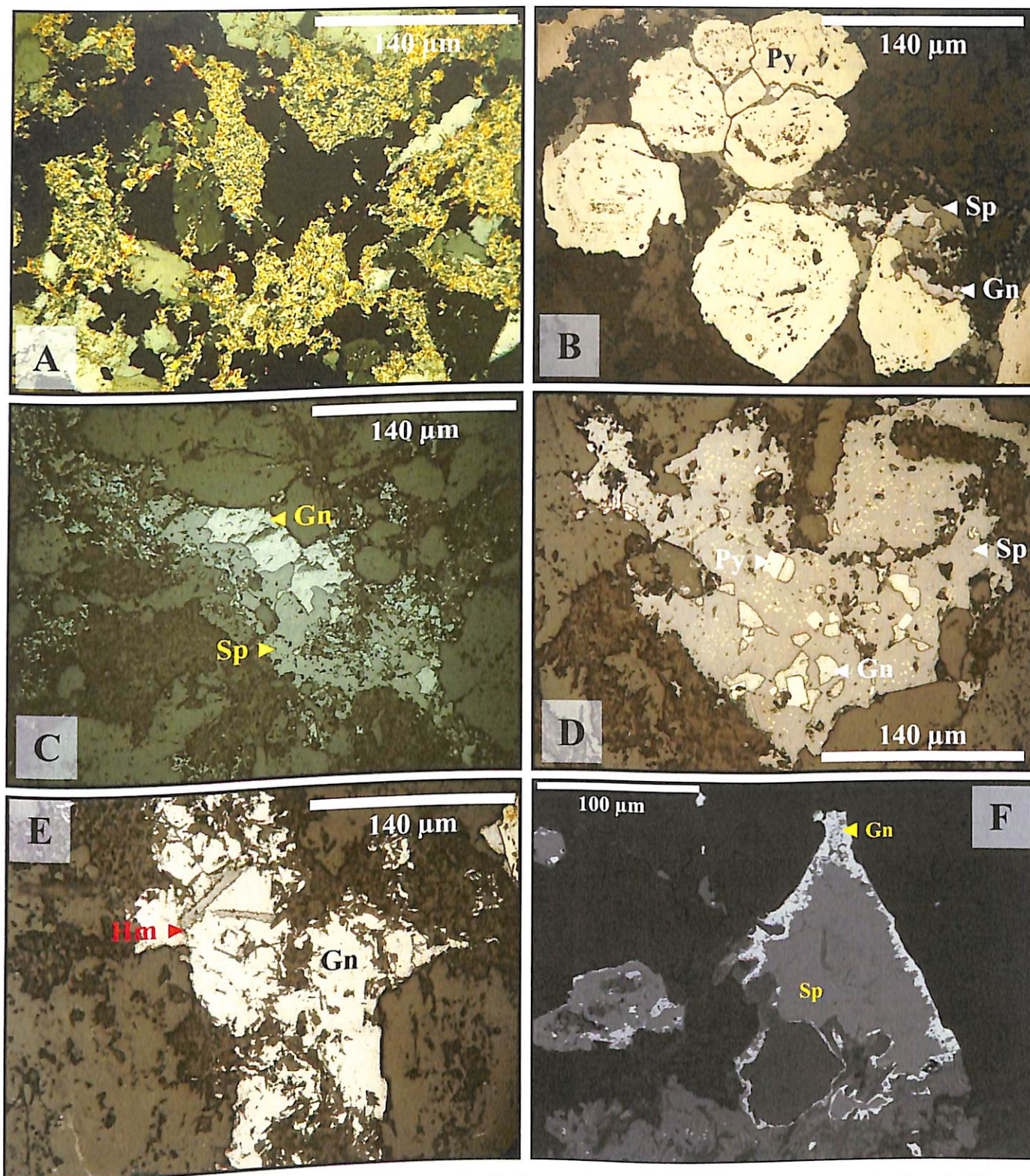


Figura 27. Fotomicrografias mostrando os principais modos de ocorrência dos minerais de minério no depósito do Francisco:

(A) Mineralização em zona de alteração sericítica e silicificada; (B) Cristais euhedrais a sub-euédricos de pirita, de formato granular. Notar que a pirita encontra-se em parágênese com esfalerita e galena; (C) Pirita, de formato granular. Notar que a pirita encontra-se em parágênese com esfalerita e galena; (D) Inclusões de pirita e galena em esfalerita; (E) Galena em parágênese com hematita; (F) Fotomicrografia ao MEV, ilustrando substituição de esfalerita por galena III.

T e m p o

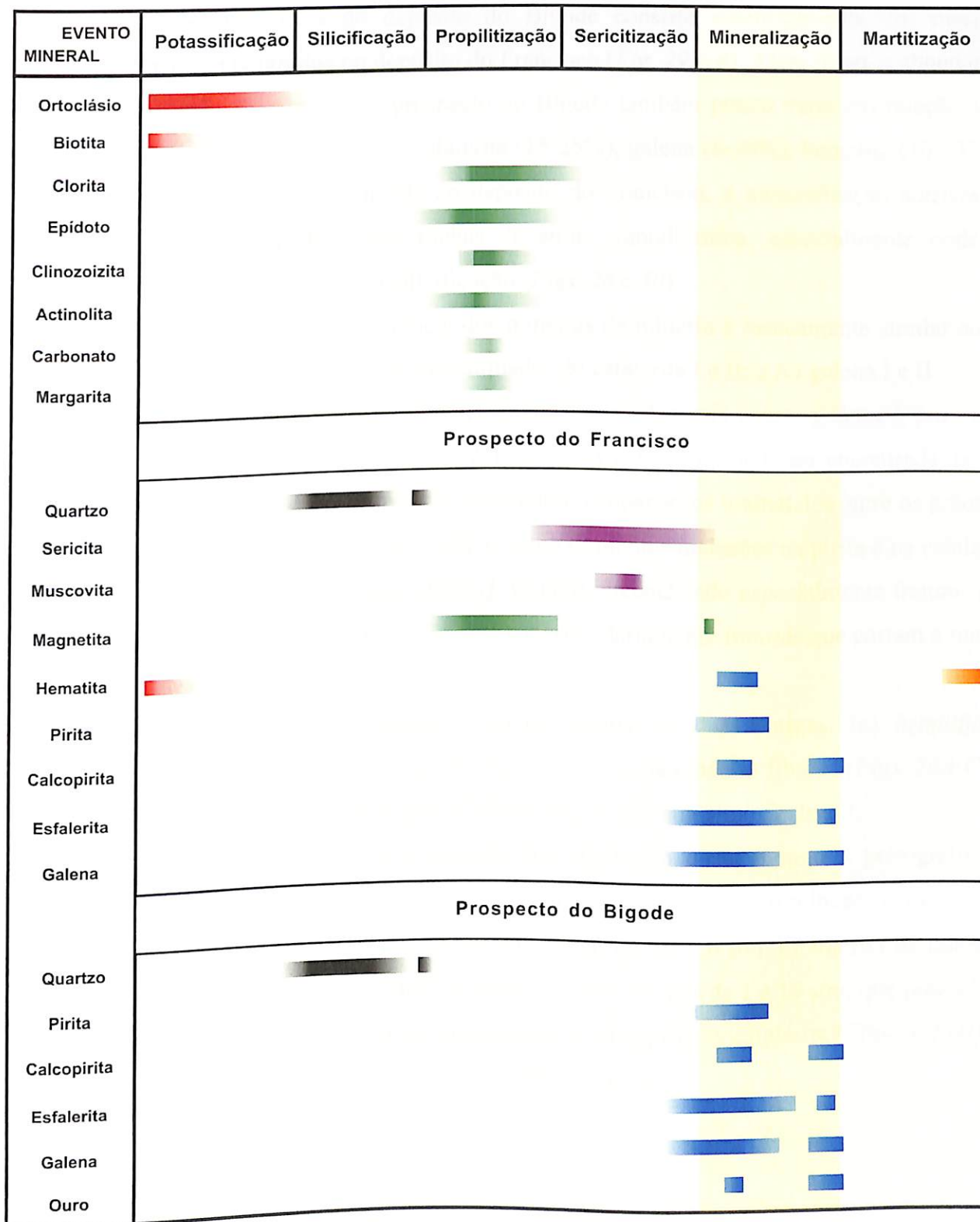


Figura 28. Evolução paragenética dos depósitos do Francisco e do Bigode, referente aos estágios de alteração hidrotermal e à mineralização. A segunda trajetória marcada corresponde ao estágio fissural de cristalização de cada mineral.

6.2 DEPÓSITO DO BIGODE

A mineralização aurífera do depósito do Bigode consiste essencialmente dos mesmos minerais de minério encontrados no depósito do Francisco (Fig. 29A-B). Além disso, a abundância dos tipos de minerais de minério do prospecto do Bigode também pouco varia em relação à do depósito do Francisco: pirita (51-75%), esfalerita (15-25%), galena (8-20%), hematita (10-13%) e calcopirita (3-5%). Porém, em contraste ao depósito do Francisco, a mineralização aurífera no prospecto do Bigode hospeda-se em rochas da suíte granodiorítica, especialmente onde se encontram intensamente afetadas pela silicificação (Figs. 28 e 30).

Adicionalmente o modo de ocorrência dos minerais de minério é basicamente similar ao do depósito do Francisco, ou seja: (a) pirita disseminada, (b) esfalerita I e II; e (c) galena I e II.

No entanto, algumas diferenças texturais foram observadas, tais como: galena I, por vezes também ocorre englobando cristais de pirita (Fig. 29C). A calcopirita pode ser encontrada de três modos distintos: calcopirita I, de ocorrência secundária, ocupando os interstícios entre os grãos de pirita, ou em contato com a mesma (Fig. 29B), e como diminutas inclusões na pirita e na esfalerita (*chalcopyrite disease*) (Fig. 29D); calcopirita II, fissural, preenchendo especialmente fraturas que se restringem ou cortam grãos de pirita (Fig. 29E), e secundariamente fraturas que cortam a matriz da rocha hospedeira.

A hematita, intimamente associada a galena, ocorre de duas formas: (a) hematita I, disseminada como cristais euédricos, de granulação fina a média e hábito fibroso (Figs. 29A-C), e em paragênese com galena I; e (b) hematita II, disseminada, que substitui a galena I.

Diferentemente do depósito do Francisco, foi observado ouro durante a petrografia do depósito do Bigode, associado as duas paragêneses distintas: ouro I, disseminado, ocorre como inclusões arredondadas a arredondadas a sub-arredondadas de 0,2 a 8 μm , no interior de grãos de pirita (Figs. 31A-E) e raramente em quartzo e; ouro II, como cristais de 1 a 10 μm , que preenchem fraturas na pirita e geralmente em contato com galena + calcopirita $\pm$ esfalerita (Figs. 31F-H). O ouro contém concentrações de Ag que variam de 1,94 a 19,41 %.

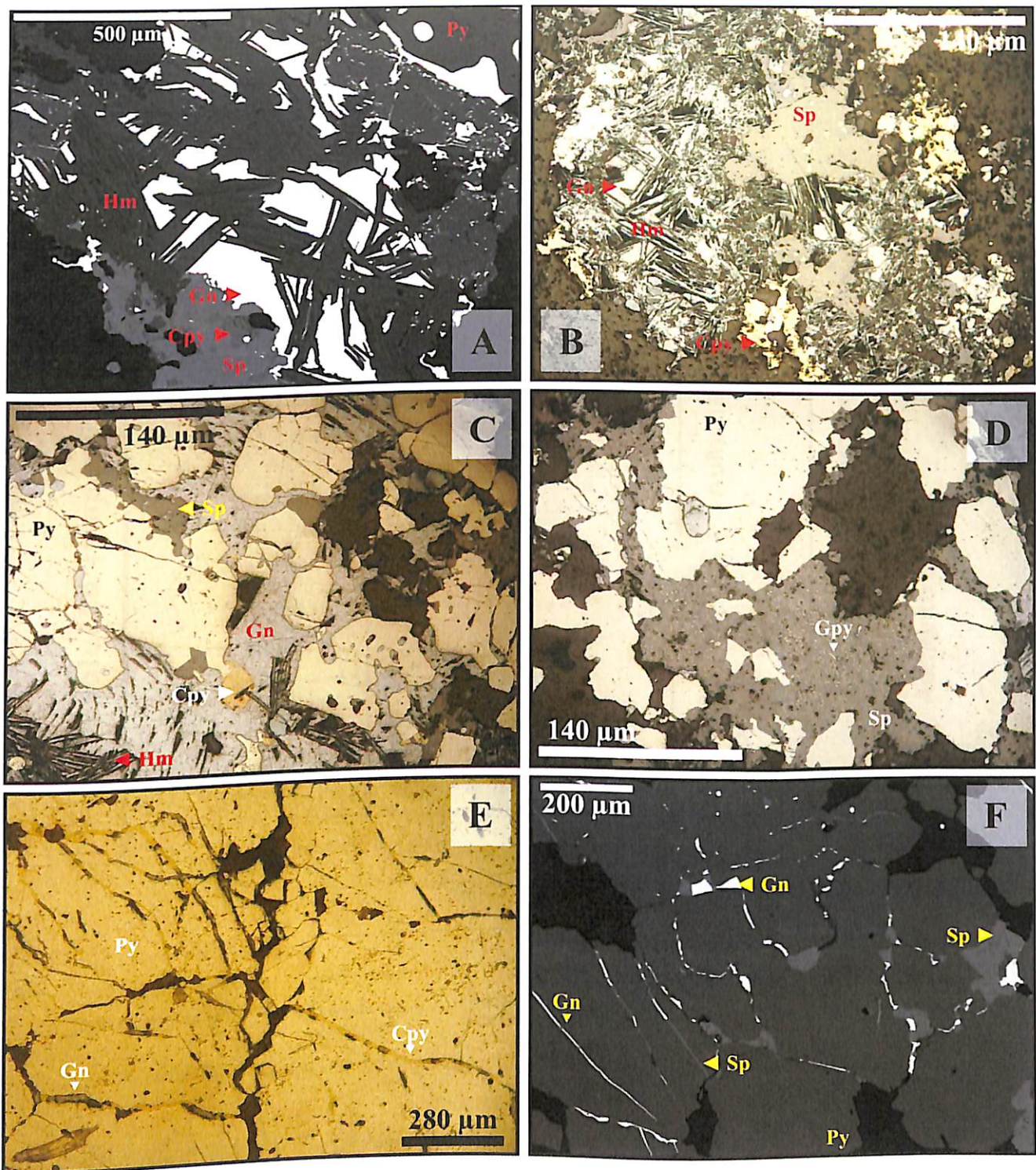


Figura 29. Fotomicrografias ilustrando os modos de ocorrência dos minerais de minério no prospecto do Bigode:

Paragênese principal da mineralização (estilo disseminado): pirita + esfalerita + galena + hematita ± calcopirita em (A) Imagem de elétrons retro-espalhados (MEV) e (B) ao microscópio convencional; (C) galena I englobando cristais de pirita; (D) esfalerita I com doença da calcopirita, e em paragênese com pirita; (E) galena + esfalerita + calcopirita, preenchendo fraturas extra-cristais na pirita (paragênese II); (F) pirita + esfalerita I, em associação com galena II e esfalerita II.

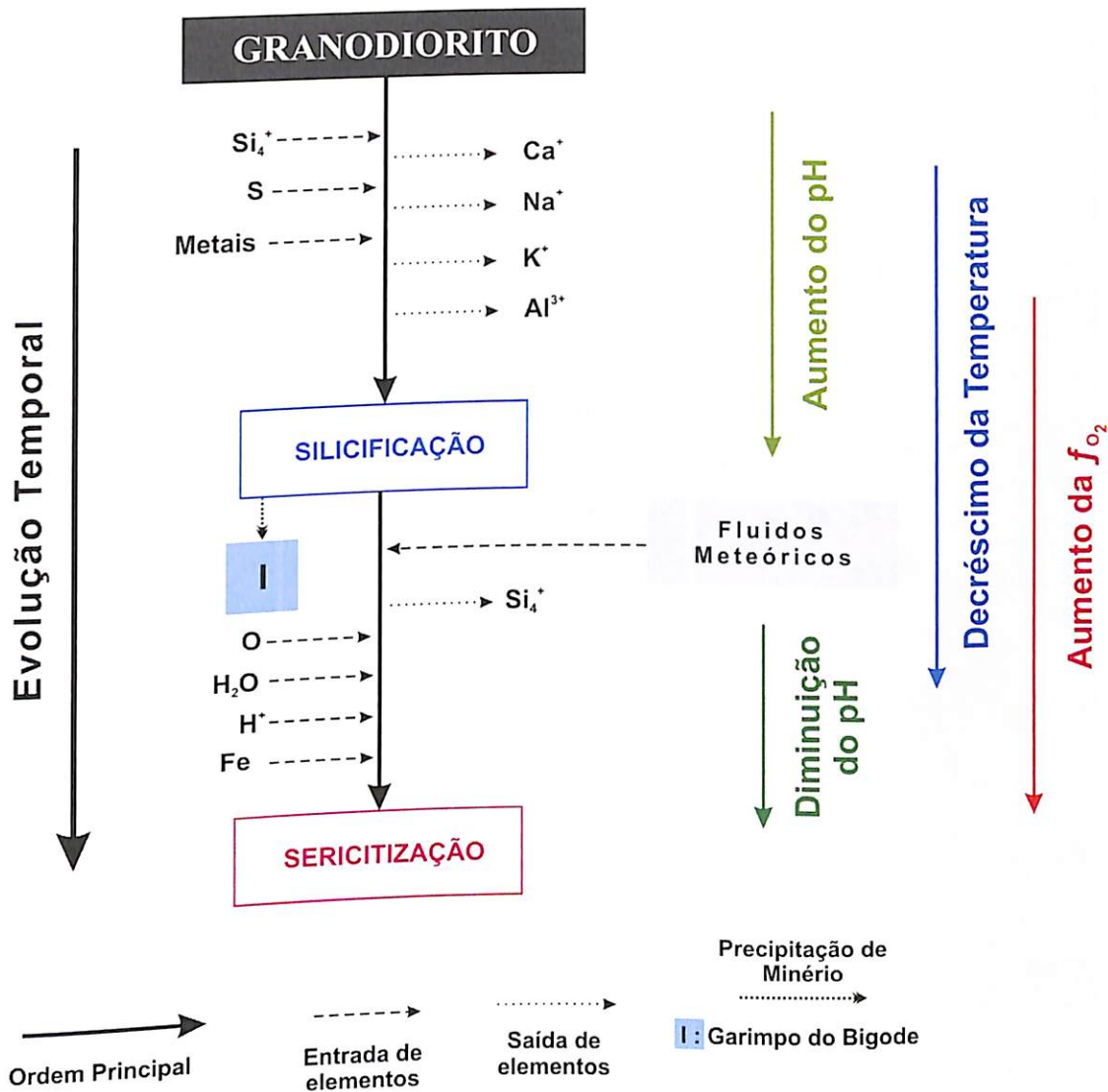


Figura 30. Fluxograma representando a evolução do sistema hidrotermal para o depósito do Bigode.

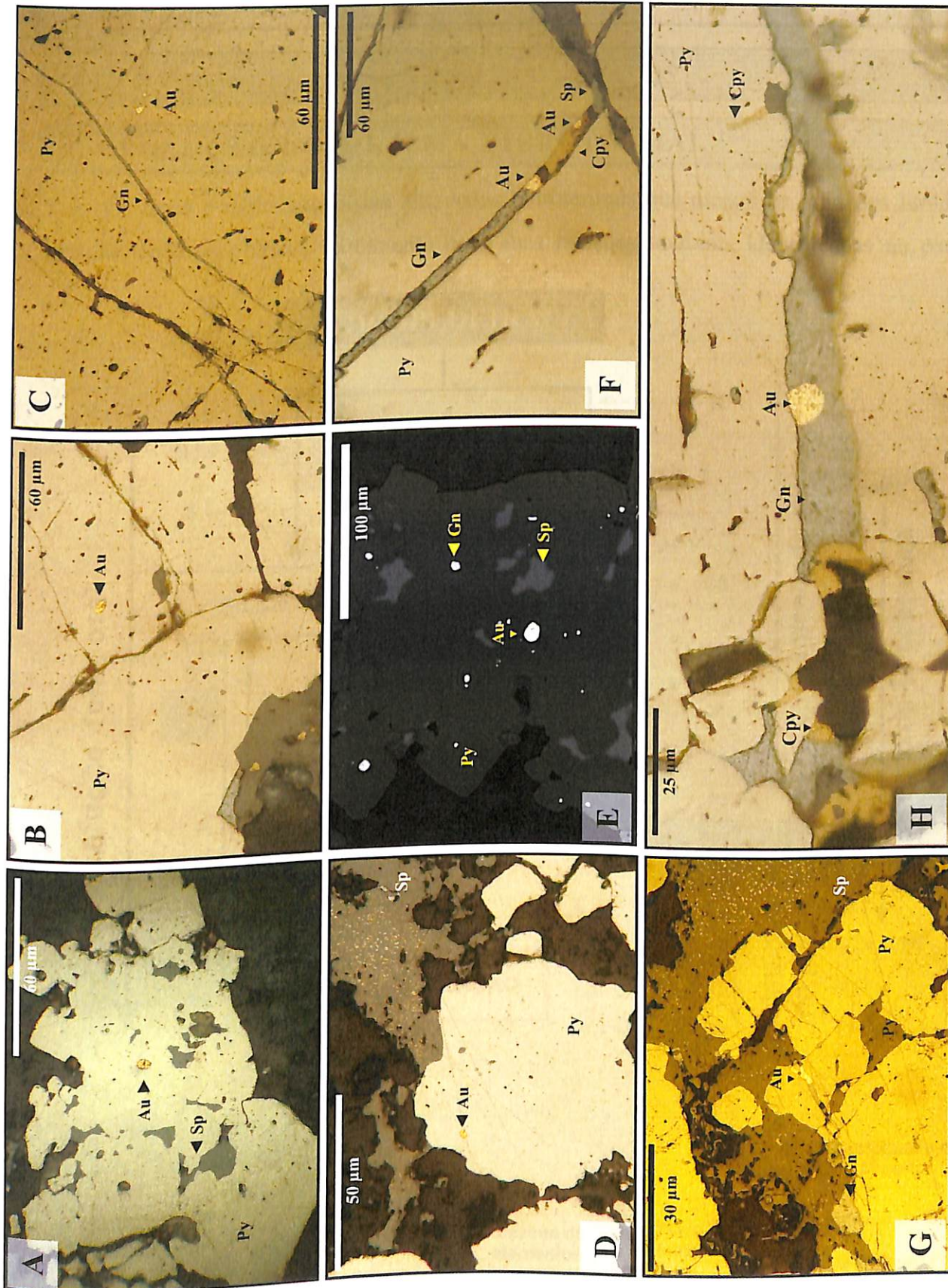


Figura 31: Fotomicrografias exibindo os modos de ocorrência do ouro:

(A), (B), (C), (D) e (E) inclusos em cristais de pirita, que geralmente apresentam inclusões de esfalerita; (F), (G) e (H) Ouro preenchendo fraturas, em paragénese com galena + calcopirita $\pm$ esfalerita.

CAPÍTULO VII

7. DISCUSSÕES

7.1 EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL

Os tipos e distribuição das alterações hidrotermais que afetam as unidades litológicas da área de União do Norte, juntamente com suas relações texturais identificadas na petrografia,

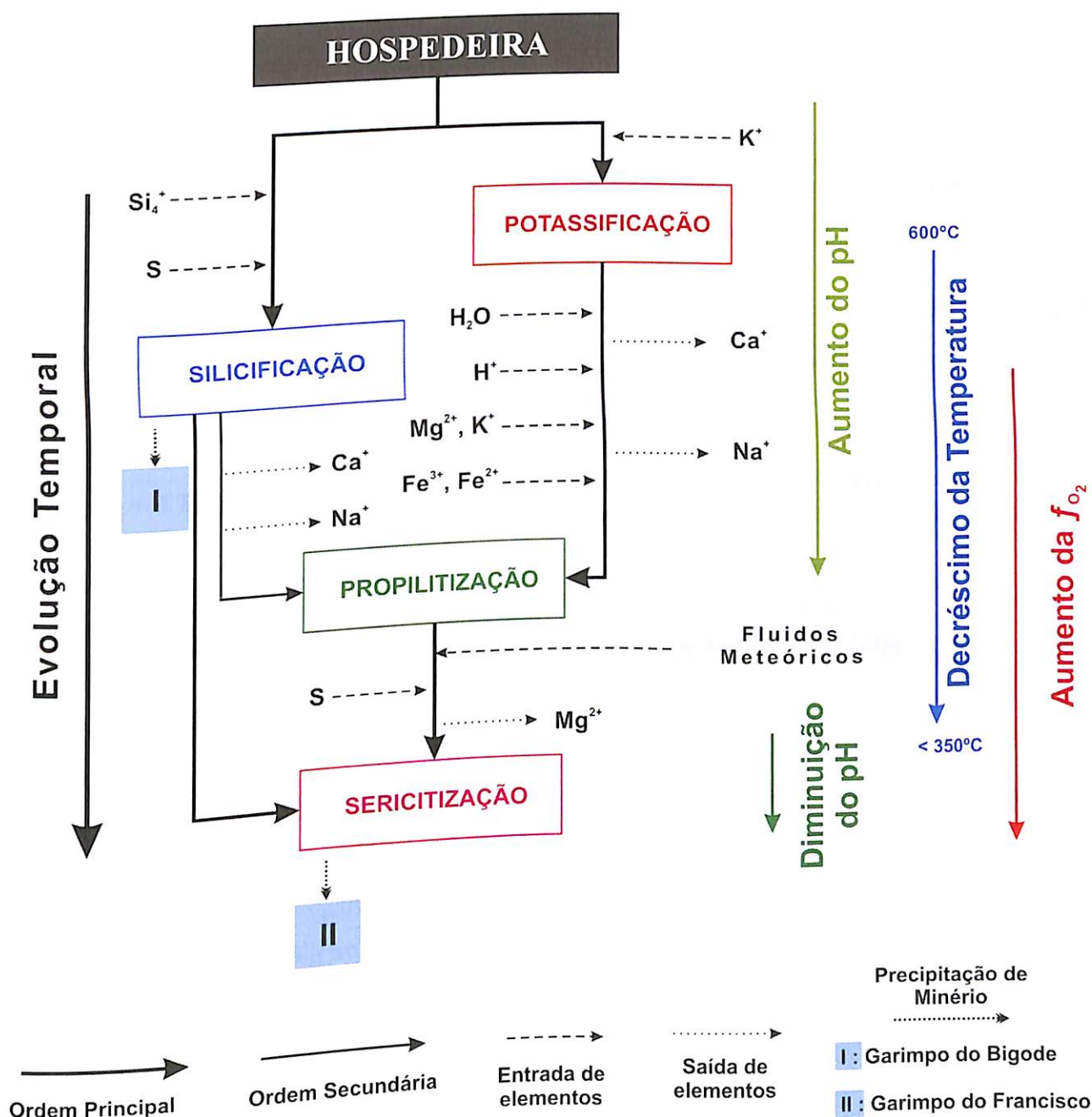
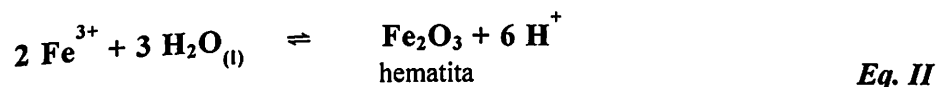
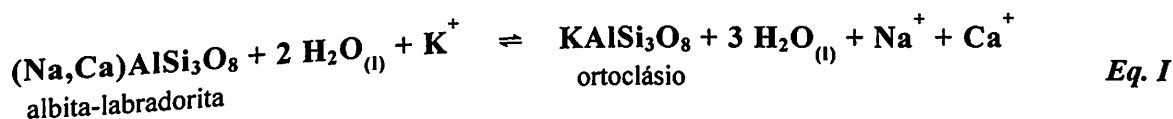


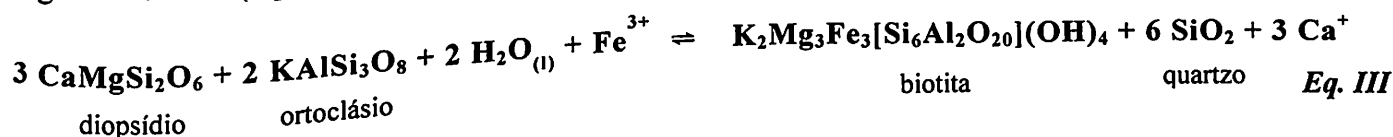
Figura 32. Fluxograma representando a evolução do sistema hidrotermal instalado na região de União do Norte (MT).

permitiram traçar a evolução do sistema hidrotermal e processos responsáveis pela formação dos depósitos auríferos investigados, conforme ilustrado nos diagramas das Figuras 28 e 32.

Nesse contexto, a **alteração potássica** é interpretada como a mais precoce e de mais alta temperatura do sistema hidrotermal, podendo se desenvolver de dois modos: (a) pela geração de ortoclásio a partir do plagioclásio das rochas vulcânicas e plutônicas (Eq. I), e pela formação de hematita, que segundo Faure (1998), ocorre, em um fluido hidrotermal, devido a diminuição do pH da solução ($\text{pH} \approx 1,3$) num fluido de natureza oxidante (Eq. II). Contudo, nas porções mais distais das suítes graníticas, a potassificação perde sua intensidade, deixando de precipitar hematita.



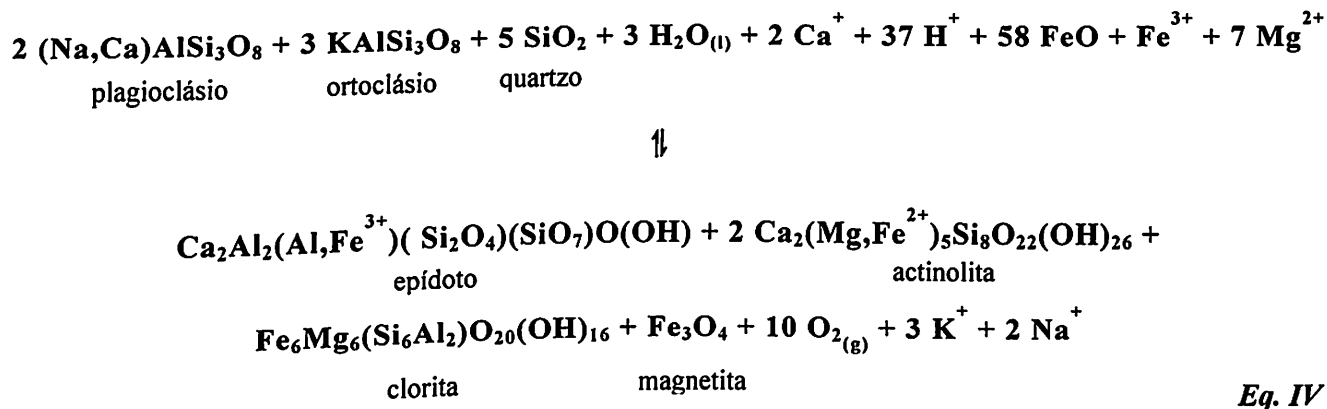
(b) pela geração de biotita a partir dos clinopiroxênios especialmente em rochas da suíte granodiorítica (Eq. III).



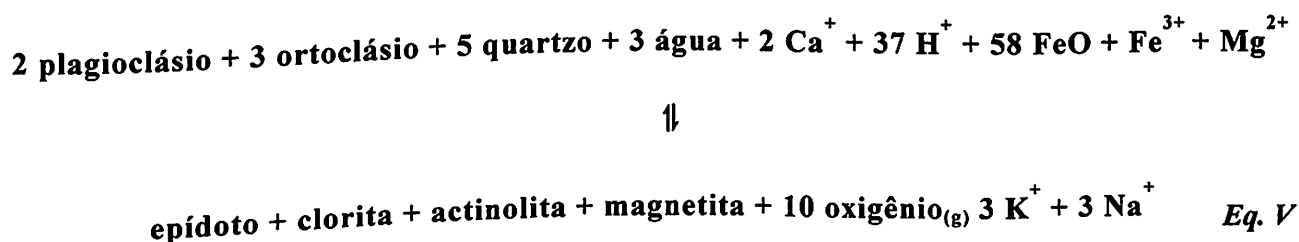
A abundância de K-feldspato formado nessas zonas de alteração associadas aos corpos plutônicos sugere alta razão fluido/rocha. Nesse sentido, além de fluidos, a colocação dessas suítes plutônicas propiciaria a instalação de um gradiente térmico regional, necessário para a circulação de fluidos e formação de um sistema magmático-hidrotermal regional (Robb, 2006).

A **silicificação** se sobrepõe à alteração potássica e pode ter sido decorrente de estágios mais tardios da cristalização magmática e misturas com fluidos externos de menor temperatura (meteóricos?). Esse processo, no entanto, foi mais intenso na mineralização aurífera do depósito do Bigode e em menor escala no prospecto do Francisco.

A **propilitização**, por sua vez, sucede as alterações potássica e silicificação, sendo marcada pela formação de clorita, epídoto, actinolita e magnetita por meio das seguintes reações (*Eqs. IV e V*):

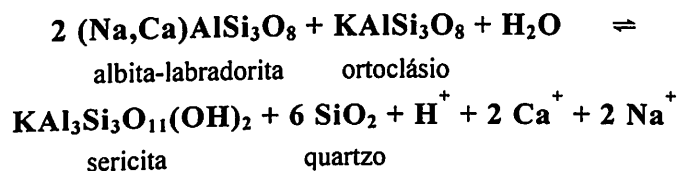


Que de modo mais claro, pode ser sistematizada da seguinte forma:



Nesta alteração, uma parcela do Ca^{+} deve ser proveniente das reações anteriores que liberaram este cátion na solução (*Eqs. I e III*). Essa equação corresponde a uma reação de hidrólise, e como tal, tenderia a reduzir progressivamente o pH do fluido pela liberação de cátions H^{+} . Contudo, a formação de minerais carbonáticos (calcita) associados a esta fase, mesmo que de forma subordinada, funciona como tampão na solução. A paragênese clorita + epídoto + actinolita ± carbonato que representa a alteração propilitica sugere temperaturas da ordem de no máximo 400°C (Deer *et al.*, 2000).

A **sericitização** marca os estágios finais da alteração hidrotermal sendo mais intensa na mineralização aurífera do depósito do Francisco que se hospeda em grauvas feldspáticas. Essa alteração resulta na formação de sericita e subordinadamente muscovita por meio da desestabilização dos feldspatos em presença de avançado metassomatismo de H^{+} (*Eq. VI*, Pirajno, 1992):



Eq. VI

Neste processo, o Na e Ca dos plagioclásios são lixiviados, juntamente com o Fe, Mg e Ti dos minerais ferro-magnesianos. Adicionalmente, esta alteração tenderia a aumentar o pH da solução, devido a liberação de H^+ no meio. O Fe, no entanto, ainda é utilizado na formação de hematita, comum nesta fase hidrotermal.

7.2 MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO DO MINÉRIO

Os dois depósitos estudados apresentam diferenças quanto à natureza da rocha hospedeira e ao tipo de alteração associada ao minério aurífero. No depósito do Francisco, a paragênese do minério é dada por pirita + esfalerita + galena ± calcopirita ± hematita, em zonas de alteração sericítica (sericita + quartzo) que afetam grauvacas-feldspáticas. A paragênese do minério no depósito do Bigode, por outro lado, é marcada por pirita + esfalerita + galena + hematita + calcopirita, em zonas de intensa silicificação hospedadas em rochas da suíte granodiorítica.

As relações texturais sugerem dois estágios de precipitação dos minerais de minério. Um primeiro estágio (E_1) teria sido responsável pela formação de pirita, galena I, esfalerita I e calcopirita I (paragênese I). O segundo estágio (E_2) por sua vez, teria sido o responsável pela precipitação de galena II, esfalerita II e calcopirita II (paragênese II). Pelo menos no caso do depósito do Bigode, o ouro associa-se aos dois estágios (E_1 e E_2).

No primeiro estágio houve o aumento das condições de f_{O_2} do fluido, representadas pela precipitação de hematita nas zonas mineralizadas. Essa mudança nas condições redox do sistema poderia ser resultado da mistura do fluido inicial (quente e ácido) com fluidos externos mais frios e oxidantes (água meteórica?) favorecendo a estabilidade da hematita. A diminuição do pH da solução e o aumento da oxidação, ocorridos durante a sericitização (*Eq. VI* e *Fig. 35*), teria favorecido a precipitação do minério, com concentrações subordinadas a moderadas de hematita, respectivamente nos depósitos do Francisco e do Bigode.

Neste cenário, o ouro teria se precipitado por estes fluidos que se tornaram relativamente mais ácidos, oxidantes e de menor temperatura, conforme ilustrado na *Figura 35*. Sob essas condições, o ouro poderia ser transportado por complexos cloretados (*e.g.* $\text{Au}(\text{Cl})_2^-$) (Robb, 2006).

Adicionalmente, essas mesmas modificações físico-químicas no sistema também teriam contribuído na precipitação de Pb e Zn, transportados por complexos cloretados.

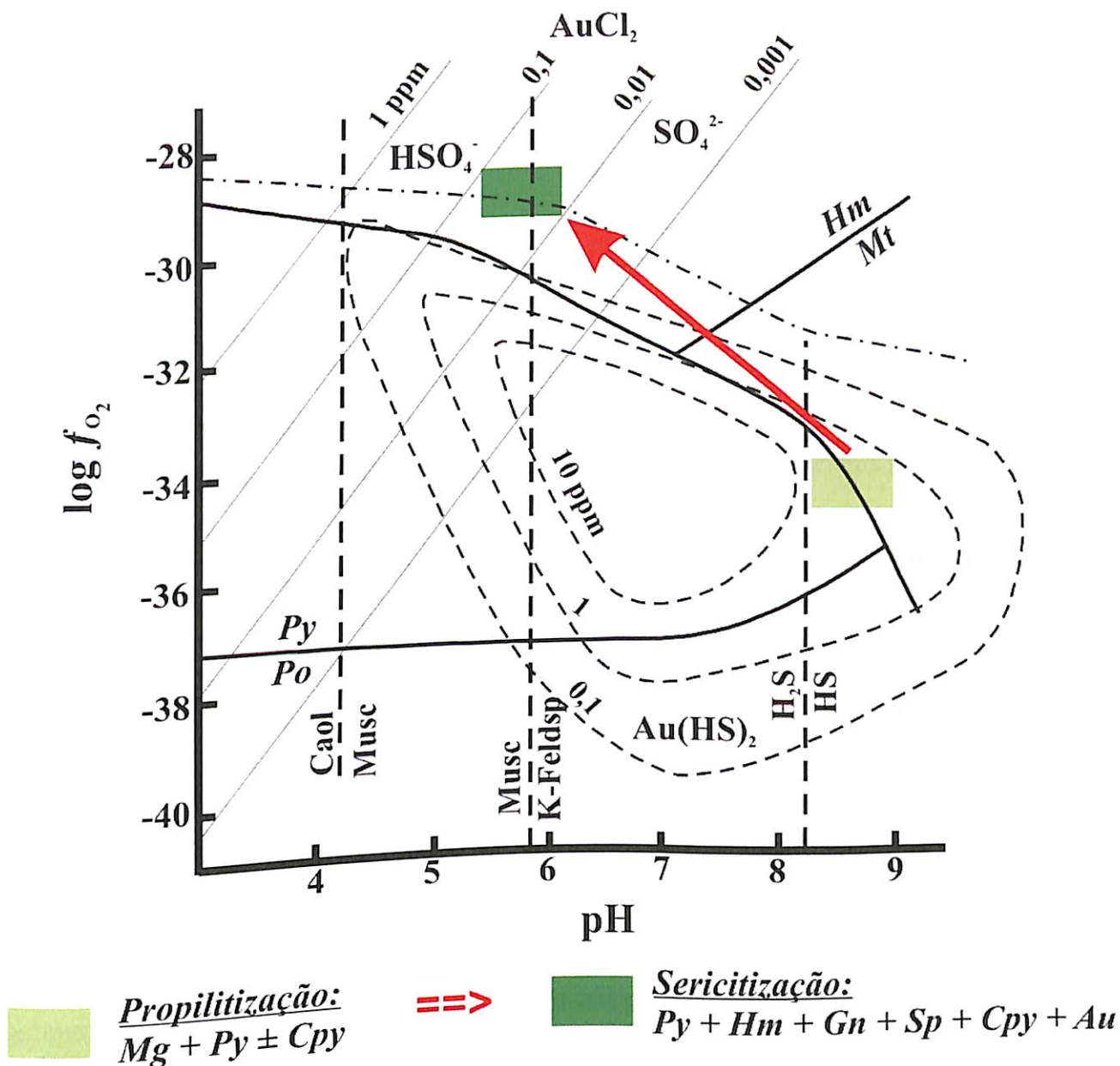


Figura 33. Diagrama da solubilidade do Au em função da f_{O_2} e do pH, para diversas fases minerais (adaptado de Hodgson 1993). Notar que da propilitização (magnetita ± pirita ± calcopirita), à sericitização (pirita + hematita + galena + esfalerita + calcopirita + ouro), ocorre aumento das condições redox do sistema, assim como diminuição do seu pH.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O arcabouço geológico da porção sudeste da Província Aurífera de Alta Floresta (norte do Estado do Mato Grosso), na área denominada de União do Norte, consiste principalmente de suítes plutônicas, rochas vulcânicas de composição basáltica e dacítica-andesítica e uma unidade de grauvaca-feldspática, todas recobertas por arenitos arcoseanos com níveis conglomeráticos.

Em relação às suítes plutônicas, foram duas as identificadas. Uma de composição granodiorítica, de natureza magnesiânica, álcali-cálcica, de alto K e de caráter peraluminoso, com características comuns aos Granitos Peixoto, estudados mais sistematicamente por Paes de Barros (2007). E uma segunda, de composição que varia de monzogranito/quartzo-monzonito a subordinadamente sienito/sienogranito, com assinatura geoquímica de alto K, cálcio-alcalina a álcali-cálcica e peraluminosa que, no entanto, apresenta características tanto magnesianas quanto ferrosas. Ambas as suítes têm sua gênese relacionada a margens continentais ativas, relacionadas a arcos vulcânicos (granitos Tipo I).

No entanto, Mareton & Martins (2005), em mapeamento na escala 1:250.000, realizado na região da PAAF, não distinguem essas unidades. Segundo esses autores, a área de União do Norte corresponde a uma área onde afloram predominantemente as Suítes Intrusivas Matupá, e subordinadamente, as Suítes Intrusivas Juruena, São Marcelo-Cabeça, Granito Teles Pires e o Grupo Beneficente. Contudo, as relações de campo, geoquímicas e petrográficas, não são compatíveis com as unidades plutônicas descritas na área, por Mareton & Martins (2005).

Deste modo, a suíte vulcânica estaria relacionada ao vulcanismo ácido à intermediário da Suíte Colíder, de idade 1,8 Ga (Santos *et al.*, 2000). As grauvacas-feldspáticas por sua vez, estariam relacionadas ao estágio de erosão destes antigos centros vulcânicos, em bacias marginais aos mesmos. Como reflexo da proximidade da bacia com a área fonte dos sedimentos, essas rochas apresentam elevada imaturidade química e textural. A unidade clástica de cobertura, por sua vez, depositada em ambiente de *rift* continental, de idades 1,55 a 1,33, estaria de fato, relacionada ao Grupo Beneficente, descrito na região (Mareton & Martins, 2005).

Adicionalmente, Mareton & Martins (2005) descrevem a suíte de composição granítica como pertencendo aos Granitos Teles Pires (1,75 Ga), os quais, segundo Paes de Barros (1994; 2007) não apresentam relações espaciais com mineralizações, e são definidas como o marco final metalogenético na PAAF (Paes de Barros, 1994; 2007). No entanto, as suítes graníticas descritas neste trabalho apresentam forte relação espacial com as mineralizações da região, por terem

favorecido a instalação de um sistema magmático-hidrotermal local, em especial a suíte granodiorítica. Entretanto, dúvidas ocorrem quanto a real identidade desta unidade, de serem ou não pertencentes aos Granitos Teles Pires. Neste contexto, a mineralização aurífera do depósito do Bigode apresenta relação espacial com a suíte granodiorítica, no entanto, a relação da mineralização aurífera do prospecto do Francisco com uma suíte granítica em particular é menos evidente. Isso ocorre devido a falta de relações de contato entre os litotipos e estudos mais sistemáticos quanto a origem do fluido (isótopos estáveis e/ou inclusões fluidas).

Em relação ao sistema hidrotermal da região, as rochas, com exceção do arenito de cobertura, apresentam-se hidrotermalizadas em quatro estágios distintos: (a) potassificação (K-feldspato $\pm$ biotita), que afeta especialmente as rochas da suíte granítica; (b) silicificação; (c) propilitização (clorita + epidoto + magnetita $\pm$ actinolita $\pm$ carbonato) especialmente em estilo disseminado, e de ampla ocorrência regional, e com fluidos de natureza reduzida e; (d) sericitização, que afeta especialmente os cristais de plagioclásio, e corresponde a principal fase de precipitação do minério, com paragênese dada por pirita + esfalerita + hematita + galena + calcopirita, com fluidos de pH ácido. As alterações potássica e propilitica têm ampla abrangência regional e são geralmente distais às mineralizações auríferas, enquanto que silicificação e sericitização associam-se espacialmente às zonas de minério dos depósitos auríferos do Francisco e do Bigode.

Como características principais, a mineralização nos prospectos do Francisco e do Bigode, ocorrem essencialmente disseminadas (paragênese I). No depósito do Francisco, a mineralização é marcada pela paragênese pirita + esfalerita + hematita + galena + calcopirita, que encontra-se hospedada em grauvas-feldspáticas intensamente silicificadas e sericitizadas. No depósito do Bigode, a mineralização contém a mesma paragênese do prospecto do Francisco, no entanto, hospeda-se em rochas de composição granodioríticas intensamente silicificadas. O ouro, pelo menos neste último caso, ocorre como inclusões na pirita ou preenchendo fraturas, em paragênese com galena + calcopirita $\pm$ esfalerita.

Neste cenário, a precipitação do ouro, teria sido co-geneticamente aos demais minerais de minério. Essa precipitação teria ocorrido devido ao aumento das condições de f_{O_2} do fluido mineralizante (precipitação de hematita), decorrente da entrada de fluidos externos oxidantes (meteóricos). Nessas condições, o ouro provavelmente teria sido transportado na forma de complexos cloretados (*e.g.* $Au(Cl)^{-}_2$) (Robb, 2006).

Neste contexto magmático-hidrotermal, os depósitos estudados apresentam características condizentes àquelas dos depósitos associados a intrusivas félsicas (IRGD) (Lang & Baker 2001; Baker 2002; Thompson *et al.*, 1999; Hart, 2007), tais como:

(a) Forte associação espacial com rochas intrusivas de composição félsica a intermediária, metaluminosas a peraluminosas, e sub-alcálinas, próximas ao limite das séries da magnetita e ilmenita; (b) das porções mais proximais às mais distais, a alteração hidrotermal é representada por sericitização, silicificação, propilitização e potassificação; (c) Baixo conteúdo de sulfetos (< 5% vol.) nas porções mais distais a mineralização e; (d) os setores mais distais aos corpos intrusivos geralmente apresentam altas concentrações de Pb-Zn (tal como ocorre, especialmente, no depósito do Francisco), além de (e) ausência de padrões em *stockwork* onde as mineralizações estejam hospedadas.

No entanto, os depósitos investigados possuem algumas características similares aos depósitos de Au-(Cu) do tipo pórfiro, sendo as principais: (a) mineralizações em estilo disseminado, dominadas por pirita; (b) altas concentrações de Pb-Zn; (c) baixos teores de Bi, Mo e; (d) além de não possuir especialização metalogenética em estanho e tungstênio, comum nos IRDG (*intrusion related gold deposits*) (Thompson *et al.*, 1999; Hart, 2007).

Adicionalmente, ao se comparar os depósitos estudados neste trabalho àqueles estudados por outros pesquisadores (Tabela 1), verifica-se que os depósitos auríferos da PAAF possam refletir sistemas magmático-hidrotermais que se desenvolveram em profundidades diferentes. Os depósitos com associação Au-Cu-Bi-Te (e.g., Santa Helena e Novo Mundo) seriam de origem mais profunda, enquanto que os da associação Au-Zn-Pb-Cu (e.g., Francisco e do Bigode), seriam relativamente mais rasos e/ou distais da fonte granítica.

Neste sentido, conclui-se que a granitogênese paleoproterozóica, gerada em ambiente colisional de arcos vulcânicos, teve papel relevante na gênese dos depósitos investigados, seja como fonte de calor, de fluidos e metais para a formação das mineralizações. Os depósitos investigados (Francisco e Bigode) apresentam principalmente, características condizentes aos depósitos relacionados a intrusivas félsicas (IRGD), alojando-se tanto em cúpula de rochas granodioríticas, com fluidos magmáticos que teriam interagido com aqueles de origem meteórica, de características mais oxidantes.

TABELA 1. Principais características de depósitos de ouro primário na Província Aurífera de Alta Floresta (MT) e o depósito de Lady Bountiful, W da Austrália.

Depósito aurífero	Santa Helena¹	Novo Mundo²	Lady Bountiful – W da Austrália³	Francisco⁴	Bigode⁴
Características					
Rocha hospedeira	Quartzo-Sericita Milonito	Sieno-granitos	Granodiorito Liberty	Grauvaca-feldspática	Granodiorito
Estilo da Mineralização	Confinada a veios de quartzo e disseminada	Disseminada	Conjunto de veios de quartzo	Disseminada	Disseminada
Minerais Metálicos	Py ± Cpy ± Hm	Py + Cpy	Py + Po + Cpy	Py + Sp + Gn + Hm ± Cpy	Py + Sp + Gn + Hm ± Cpy
Alteração Hidrotermal	Propilitização (ep. + chl + serc. ± carb)	ser ± chl ± qtz ± carb	qtz ab ms. carb ± chl	Sericitização – Silicificação	Silicificação
Associação Geoquímica	Au – Ag – Bi – Te – Cu	Au – Ag	Au – Ag – As – Sb – Bi – W – Pb	Pb – Zn – Fe ± Cu	Zn – Pb – Fe – Cu – Au

Referências

- 1 Bizotto (2004)
- 2 Abreu (2004)
- 3 Cassidy *et al.*, (1998)
- 4 Este trabalho (Assis, 2008)

No entanto, o estabelecimento da relação temporal entre a colocação dos corpos graníticos intrusivos e a mineralização nos depósitos do Francisco e do Bigode seriam importantes na avaliação do grau de participação dos fluidos magmáticos no processo mineralizante, especialmente no que diz respeito à suíte granodiorítica. Adicionalmente, estudos de inclusões fluidas e análises de isótopos estáveis de O, H em minerais de alteração hidrotermal e S obtidos em sulfetos também seriam ferramentas úteis para uma melhor definição da composição dos fluidos, das condições P-T de deposição do ouro, assim como a identificação de possíveis fontes dos fluidos mineralizantes, fundamentais para se melhor avaliar o grau de participação das intrusões graníticas na formação das mineralizações presentes na área de União do Norte.

BIBLIOGRAFIA

- Assis, R.R.. 2006. Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta. Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 20p.
- Baker T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97:1111-1117.
- Candela P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and metals. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 12, pp. 1619-1633.
- Cassidy K.F. & Bennett J.M. 1993. Gold mineralisation at the Lady Bountiful Mine, Western Australia: an example of a granitoid-hosted Archean lode gold deposit. *Mineralium Deposita*, 28 (6):388-408.
- 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: Congresso de Geológico Chileno, 2, Chile, Actas, p. 137-148.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2003. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (textos, mapas & SIG). CPRM, Brasília, pp. 365-449.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2001. O escudo do Brasil Central. In: *Metalogênese do Brasil*. Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília, pp.: 46-105.
- Deer, W. A., HOWIE, R. A., Zussman, J. 2000. *Minerais constituintes das rochas – Uma introdução*, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Faure G. Oxidation-reduction reactions. 1998. In: Faure G. *Principles and applications of geochemistry. A comprehensive textbook for geology students*. Prentice Hall, 2nd Edition, New Jersey, pp.: 226-252.
- Figueiredo B. R. 2000. *Minérios e ambiente*. Editora da Unicamp, Campinas, 401 p.
- Fisher V.R. & Smith G.A. 1991. Volcanism, tectonics and sedimentation, 1-5, In: *Sedimentation in volcanics settings*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, no. 45.
- Frost R.B.; 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.
- 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* 38, 1065–1073.
- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95-112.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A. C. (ed.) *Collision Tectonics*. London, The Geological Society, Special Publ., 19: 67-81.
- Hodgson C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits, in R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke (eds.), *Mineral deposit modeling*, GAC Special Paper, nº 40. Geol. Soc. Of Canada, pp 635-678.
- Lacerda Filho J.V. *et al.*, (ORG.). 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. Programa Geologia do Brasil. Goiânia: CPRM, 200 p. 11.
- Lacerda Filho J. V. *et al.* 2001. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, Norte de Mato Grosso. *Workshop-Geology of SW Amazonian Craton: state of the art – São Paulo – Brazil*.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36:477-489.
- Leep H. 1957. Stages in the oxidation of magnetite. *Am. Mineralogist*, v.42, p.679-681.

- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, pp. 113-127.
- Leite J.A.D., Souza M.Z.A., Saes G.S., Gomes M.F. 2002. The Teles Pires Volcanic Province in southwest Amazon cráton, Northern Mato Grosso, Brazil: geology, geochemistry, geochronology and tectonic implications. II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Maniar P.D., Puccio P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101 (5), 635-643.
- Mareton L.C. & Martins E.G. 2005. *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta*. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura M.A. 1998. O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Brasília, 238 p.
- Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Campinas. Doutorado, Área de Metalogênese, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154p.
- Paes de Barros A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação de Mestrado, 145 p.
- Paes de Barros A.J., Xavier R.P., Leite J.A.D., Macambira M.J. 2006. Granitogenesis of The Peixoto de Azevedo- Novo Mundo Region, Alta Floresta Auriferous Province (MT): Tectonic and Metallogenetic Implications. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Belem-PA.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.D., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 8v.
- Pearce J.A.; Harris N.B.W.; Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1972. Sand and sandstones. Springer-Verlag, New York.
- Pinho M.A.S.B. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas Paleoproterozóicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do cráton amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (1):153-156.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Robb L. 2006. Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, Australia, p. 373.
- Santos J.O.S. 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.
- Siivola J. & Schmid R. 2007. List of mineral abbreviations. UGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Silva M.G., Abram M.B., Moura M.A., Frasca A.A.S. 2008. Processos envolvidos na gênese e no controle das mineralizações auríferas da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, MT. In: Anais 44º Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba, Paraná, 1050 pp.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21 – Juruena. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1980, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).

- Souza A.M.M. et al. 1979. Projeto São Manuel. Relatório de Progresso. Belém: DNPM-CPRM, 1979. 46p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: V. M-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro & B. B. B-Neves (orgs). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, pp.: 471-485.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Tassinari C.C.G. 1996. O Mapa Geocronológico do Craton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos. São Paulo, Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruema Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.*, 38(20):161-175.
- Tassinari, C.C.G., Teixeira W., Siga Jr O. 1978. Considerações crono-estratigráficas da região das Chapadas do Cachimbo e Dardanelos. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978, Anais, v. 1, p. 447-490.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 42:213-227.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34:323-334.
- Wernick E. 2004. Rochas magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Editora UNESP, p. 655.

ANEXOS

ANEXO I: DADOS GEOQUÍMICOS* DAS SUÍTES VULCÂNICAS E GRANÍTICAS DA ÁREA DE UNIÃO DO NORTE (MT)

Elemento	Grandeza	SUÍTE GRANÍTICA							SUÍTE GRANODIORÍTICA				VULCÂNICAS			
													Andesito	Dacito	Traquiandesito basáltico	Dacito
SiO ₂	%	69,05	72,17	66,42	68,91	67,69	71,76	63,29	57,94	57,37	54,33	65,79	53,25	66,96	54,54	66,38
Al ₂ O ₃	%	15,42	13,46	14,79	14,88	15,15	14,77	14,4	15,83	16,29	16,49	15,56	18,39	14,49	14,95	14,55
Fe ₂ O ₃	%	2,72	2,78	4,23	3,35	3,83	2,06	5,54	6,94	6,86	7,41	4,44	8,75	5,35	7,98	5,69
MgO	%	0,79	0,44	1,22	0,62	1,01	0,31	2,9	3,15	3,27	3,78	1,3	3,2	0,94	5,61	0,98
CaO	%	1,76	0,36	0,71	0,33	3,31	1,61	3,88	4,43	5,44	6,89	3,74	6,49	3,02	6,85	3,17
Na ₂ O	%	5,02	4,01	3,83	3,97	3,68	4,37	3,25	3,73	4,14	4,04	3,61	4	2,75	3,65	2,81
K ₂ O	%	3,31	5,42	5,69	5,88	3,01	3,67	4,06	3,92	3,1	2,86	2,87	2,24	3,59	2,39	3,59
TiO ₂	%	0,25	0,34	0,64	0,49	0,39	0,15	0,67	0,86	0,85	0,86	0,51	0,81	0,54	0,65	0,58
P ₂ O ₅	%	0,1	0,1	0,23	0,13	0,13	0,05	0,22	0,36	0,36	0,32	0,17	0,3	0,17	0,29	0,17
MnO	%	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,04	0,09	0,12	0,11	0,23	0,05	0,12	0,09	0,15	0,09
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	<0,002	0,002	<0,002	0,005	<0,002	0,012	0,006	0,008	0,009	0,004	0,002	0,002	0,027	0,003
Hf	ppm	3,4	7,6	10,4	9,4	3,2	2,7	7	5,7	4,6	4,7	4,4	3,3	5,9	3,4	5,9
Nb	ppm	5,5	15,4	16,5	16,7	7,4	6,5	14,2	10,1	9,1	8,4	8,7	5,3	11,2	5,7	11,7
Ta	ppm	0,3	1	0,9	0,9	0,4	0,2	0,9	0,5	0,4	0,3	0,3	0,1	0,6	<0,1	0,6
Th	ppm	12,7	17	17,8	18,5	7,2	5,7	17,8	10,6	8,6	6,8	7,2	2,3	13,2	4,3	12,8
Y	ppm	7	63,4	43,4	41,1	11,1	5,5	22,9	19,8	18,9	20,5	12,5	15,4	31,1	16,7	26,7
La	ppm	25,2	54	83,2	76,7	32,3	19,1	50,5	45,1	41,2	40,1	40,9	22,8	42,7	27,5	41,4
Yb	ppm	0,61	4,66	4,08	3,85	0,79	0,54	2,15	1,64	1,74	1,84	1,06	1,28	3,01	1,52	2,72
Cu	ppm	4,3	5,6	9,8	7	31,1	9,5	51,6	81,1	59,4	48,3	7,2	109,3	16,4	68,7	15,4
Pb	ppm	58,7	99,2	16,9	11,7	15,2	10,4	33,1	151,2	19,6	99,6	8,7	26,2	10,3	8,1	11
Zn	ppm	89	96	63	53	59	22	56	114	46	60	58	100	47	82	54
Bi	ppm	<0,1	0,2	0,2	0,6	0,3	<0,1	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1
Ag	ppm	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,1
Au	ppb	<0,5	8,2	6,4	7,8	2,9	3	<0,5	25,7	5,1	1,6	0,9	1,7	3,1	2	0,6

* Os resultados obtidos por ICP-MS apresentam erro de precisão que pode chegar a $\pm 5,0\%$ do valor coletado, ao passo que a precisão associada ao ICM-ES, é de aproximadamente $\pm 1,0\%$. No caso da amostragem geoquímica, de Au e Ag, por *Fire Assay*, esse erro chega a $\pm 0,5\%$. Quanto à certificação internacional, todas essas técnicas analíticas estão asseguradas pelo ISO 9001.

*... Aqui, após 81 páginas, cinco anos de estudos e trabalhos
de campo, eu encerro minha graduação.*

Biblioteca
Instituto de Geociências
UNICAMP