

**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA DA FOLHA CAMPINORTE* SD.22-Z-B-I

Sistema de Informações Geográficas – SIG



**Escala 1:100.000
2007**

* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE
DE BRASÍLIA – UnB

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

NELSON JOSÉ HUBNER MOREIRA
Ministro Interino

Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

ÁLVARO ROGÉRIO ALENCAR SILVA
Diretor de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB

PROFESSOR THIMOTHY MARTIN MULHOLLAND
Reitor

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROFESSOR PAULO ROBERTO MENESES
Diretor

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM- UnB N°. 071/PR/05

Brasília, 2007



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia



APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico. Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB www.cprm.gov.br.

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa da Folha Campinorte*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 (SD.22-Z-B-1)*, em ambiente SIG, executado pela UnB, através do Contrato CPRM-UnB N°071/PR/05.

Brasília, setembro de 2007

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM-UnB N°. 071/PR/05

NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA

CAMPINORTE

(SD.22-Z-B-I)

1:100.000

AUTORES

Claudinei Gouveia de Oliveira, Frederico Bedran Oliveira,
Elton Luiz Dantas, Reinhardt Adolfo Fuck

COORDENAÇÃO GERAL

Carlos José Souza de Alvarenga

APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO
Edilton José dos Santos

Divisão de Geologia Básica-DIGEOP
Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP
João Henrique Gonçalves

Edição do Produto
Divisão de Marketing-DIMARK
Ernesto von Sperling

Gerência de Relações Institucionais e
Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH
Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira
Elizabeth de Almeida Cadête Costa
M. Madalena Costa Ferreira
Rosângela Gonçalves Bastos de Souza
Silvana Aparecida Soares

Representante da CPRM no Contrato
Joffre Valmório de Lacerda Filho

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Supervisor Técnico do Contrato
Luiz Carlos da Silva

Apoio de Campo
Reginaldo Alves dos Santos

Revisão do Texto
Luiz Carlos da Silva
Joffre Valmório de Lacerda Filho
Luiz Carlos Moreton

Organização e Editoração
Luiz Carlos da Silva
Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Campinorte- SD.22-Z-B-I, escala 1:100.000: nota explicativa./Claudinei Gouveia de Oliveira, Frederico Bedran Oliveira, Elton Luiz Dantas, Reinhardt Adolfo Fuck - Goiás: UnB/CPRM, 2007.

68p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

1- Geologia do Brasil- I- Título II- Alvarenga, C.J.S., Coord. III- Oliveira, C.G., IV- Oliveira, F.B. V- Dantas, E.L. VI- Fuck, R.A..

RESUMO

O mapeamento geológico da Folha Campinorte, na escala 1:100.000, trouxe inovações para a lito-estratigrafia da porção centro-oeste da faixa Brasília, noroeste de Goiás, principalmente no que se refere à definição da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, de idade Paleoproterozóica, bem como da caracterização das unidades que compõem o Complexo Uruaçu. O avanço no conhecimento da evolução estrutural-tectônica da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, de idade Neoproterozóica, foi fundamental para o melhor entendimento das mineralizações de Au e Cu-Au do arco magmático Mara Rosa. Informações geocronológicas Sm-Nd e U-Pb inéditas contribuíram para uma melhor definição do quadro crono-estratigráfico e tectônico da região.

A revisão cartográfica da Folha Campinorte mostrou que o contexto geológico a leste da zona de cisalhamento Rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois), até então enquadrado na seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, integra a seqüência vulcano-sedimentar Campinorte. Esta unidade é definida por associação de rochas metassedimentares psamo-pelíticas (quartzitos, quartzo xistos, clorita-muscovita xistos, xistos carbonosos, xistos manganésíferos) e químicos (metacherts, gonditos), e metavulcânicas ácidas (metariolitos, metariodacitos, metadacitos) e básicas (anfilolitos, anfibólio xistos). O pacote mostra-se intrudido por granitóides (granito, granodiorito, tonalito) com idades U-Pb em zircão em torno de 2,17 Ga.

O Complexo Uruaçu, originalmente denominado de Complexo Granulítico Uruaçu, compõe-se de associação complexa de kinzigitos, biotita gnaisses, *augen* gnaisses e anfibolitos, tectonicamente justaposto ao Complexo Hidrolina e à seqüência vulcano-sedimentar Campinorte. O Complexo Hidrolina, constituído predominantemente de granodiorito e gnaisses granodioríticos, é definido por estrutura dômica batolítica ligada à evolução arqueana dos *greenstone belts* de Crixás-Hidrolina.

O mapeamento das unidades que compõem o Arco Magmaico de Goiás mostrou que o quadro geológico da Folha Campinorte inclui faixas de rochas supracrustais, com disposição NNE, incorporadas nas seqüências vulcano-sedimentares Mara Rosa e Santa Terezinha, sendo que a segunda tem descrição inédita na região. Os episódios de maior intensidade magmática ligados a estas seqüências ocorreram em 860-800 Ma e 670-600 Ma, respectivamente. A seqüência Mara Rosa ocupa a maior extensão da área mapeada, na qual se verifica predomínio de associações metassedimentares psamo-pelíticas, a leste e a oeste, e metavulcânicas básicas e ortognaisses tonalíticos cálcio-alcalinos, na porção central. A seqüência Santa Terezinha tem ocorrência restrita e mostra-se representada por associação de rochas vulcano-sedimentares, onde se destacam metaandesitos (anfibolitos), metavulcânicas ácidas, anfibólio xistos, clorita-muscovita xistos, xistos ricos

em cianita e cianititos. Em ambas as seqüências são comuns intrusões graníticas peraluminosas pós-tectônicas, com idades inferiores a 600 Ma. As rochas do arco magmático Mara Rosa foram metamorfizadas sob condições das fácies xisto verde a anfibolito.

Cinco fases deformacionais/metamórficas principais conduziram a história geológica evolutiva das unidades que compõem a Folha Campinorte. Estas fases estão associadas a dois eventos regionais de deformação ($En-1$ e En). A fase $Dn-2$ está ligada a dobramento assimétrico aberto, com vergência para W, em associação com metamorfismo de fácies xisto verde. Esta fase está relacionada a evento de idade Paleoproterozóica registrado, sobretudo, na seqüência vulcano-sedimentar Campinorte. A fase $Dn-1$ se associa a falhamento normal dúctil-rúptil supostamente controlado pela ascensão do complexo Hidrolina e, conseqüente, descolamento das unidades de cobertura. A fase Dn se relaciona a dobramento isoclinal recumbente, seguido de redobramento assimétrico apertado coaxial, com vergência para E a SE, em associação com metamorfismo de fácies anfibolito. A fase $Dn+1$ diz respeito a cisalhamento reverso dúctil a dúctil-rúptil, em associação com metamorfismo retrógrado de fácies xisto verde (biotitização/sericitização), e dobramento assimétrico apertado com vergência para SE. Esta fase foi responsável pela estruturação da falha Rio dos Bois. A fase $Dn+2$ está ligada a dobramentos simétricos abertos tardios, aos quais se associam sinclinais e anticlinais com eixos ortogonais E-W e N-S.

Os depósitos de Au e Cu-Au do arco magmático Mara Rosa localizados na Folha Campinorte e entorno podem ser temporal e espacialmente relacionados ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional, assim como ao modelo de depósitos auríferos orogênicos. Ambos os modelos são baseados em evolução contínua de placas colisionais, que pode ser compartimentada em quatro estágios com características magmáticas distintas: (i) estágio de subducção entre 900 e 800 Ma (depósitos de Cu-Au Chapada, Au-Ag-Ba Zacarias); (ii) estágio de magmatismo colisional sin-tectônico; (iii) estágio de magmatismo colisional pós-tectônico entre 630 e 560 Ma (depósito de Au Posse); e (iv) estágio de extensão pós-orogênica (depósito de Au-Cu-Bi Mundinho).

SUMÁRIO

RESUMO	i
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Histórico	1
1.2 Localização e acesso	2
1.3 Evolução dos conhecimentos	2
1.4 Métodos	4
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	6
3. ESTRATIGRAFIA	8
3.1 Introdução	8
3.2 Unidades Litoestratigráficas	8
3.2.1 Complexo Hidrolina - A4h	8
3.2.2 Seqüência metavulcano-sedimentar Campinorte - PP2c	11
3.2.3 Suíte plutônica pau-de-mel - PP2 γ 1pm	12
3.2.4 Grupo Serra da Mesa - PP4sm	14
3.2.5 Complexo Granulítico Uruaçu - NP2 γ u	15
3.2.6 Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa - NP1mr	16
3.2.7 Ortognaisses tonalíticos - NP1 γ 1gnt	19
3.2.8 Seqüência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha de Goiás - NP2st	20
3.2.9 Biotita gnaïsse - NP1 γ 2bgn	22
3.2.10 Suíte Amarolândia - NP3 γ 3am	22
3.2.11 Granito Faina - NP3 γ 4f	23
3.2.12 Cianititos - NP3cn	23
3.3 Petrologia e Geoquímica	25
3.3.1 Introdução	25
3.3.2 Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa	25
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	38
4.1 Introdução	38
4.2 Zonas de cisalhamento	38
4.2.1 Zona de cisalhamento de empurrão NE Rio dos Bois	41
4.2.2 Zona de cisalhamento transcorrente NNE Rio Formiguinha	41
4.2.3 Zona de cisalhamento transcorrente NNE Serra de Faina	42
4.2.4 Zona de cisalhamento transcorrente NNE Nova Iguaçu	42
4.2.5 Zona de cisalhamento transcorrente NW Rio do Veado	43
4.2.6 Zona de cisalhamento transcorrente NS Garimpo do Mundinho	43
4.2.7 Zona de cisalhamento direcional oblíqua EW Serra de Bom Jesus	44
4.3 História deformacional da Folha Campinorte	45
4.3.1 Fases deformacionais Dn-2 e Dn-1	45
4.3.2 Fases deformacionais Dn, Dn+1 e Dn+2	47
5. RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES	50
5.1 Introdução	50

5.2 Depósitos de Au e Cu-Au	50
5.2.1 Depósito de Cu-Au Chapada	50
5.2.2 Depósito de Au-Ag-Ba Zacarias	54
5.2.3 Depósito de Au Posse	55
5.2.4 Depósito de Au Mundinho.....	56
5.3 Depósitos e ocorrências de Mn	57
5.4 Minerais e rochas industriais	58
5.4.1 Rochas ornamentais	58
5.4.2 Calcário	59
5.4.3 Argila	59
5.4.4 Depósitos e ocorrências de cianita	59
5.4.5 Esmeralda	60
5.5 Evolução tectônica e metalogênese dos depósitos de Au e Cu-Au	61
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65
ANEXO:	
• Súmula de Dados de Produção (Folha Campinorte)	

1. INTRODUÇÃO

Esta nota explicativa é parte da elaboração dos levantamentos geológicos básicos na escala 1:100.000, que compõem as ações do *Plano Plurianual (PPA) 2004-2007*, englobadas no *Programa Geologia do Brasil*. Em 07 de julho de 2005, foi assinado contrato entre a CPRM/UnB/FINATEC com o objetivo de se apresentar seis mapas geológicos com suas respectivas notas explicativas, no prazo de nove meses.

Este trabalho, na escala 1:100.000, inclui o resultado dos estudos de integração geológica, dos dados já levantados pelos trabalhos de graduação feitos pela Universidade de Brasília, nas escalas 1:25.000 e 1:50.000, e por outros projetos geológicos realizados dentro das folhas selecionadas. Nas áreas onde não existiam levantamentos na escala adequada (cerca de 70% da folha), foram realizados trabalhos de campo para obtenção das informações geológicas necessárias ao mapeamento.

O principal produto utilizado para a elaboração do mapa da Folha Campinorte (*folha SD.22-Z-B-1*) refere-se ao *Projeto Final de Graduação* realizado em 1997 por alunos do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, o qual consistiu de mapeamento geológico em escala 1:50.000 de uma área de 650 km² na região de Chapada-Campinorte. Na integração dos dados existentes foram ainda considerados, sobretudo, o *Projeto Geologia da Região de Pilar-Mara Rosa*, realizado pelo convênio DNPM/CPRM e apresentado em 1978 em quadrículas e mapa geológico integrado nas escalas 1:50.000 e 1:100.000, respectivamente, e o *Sistema de Informações Geográficas de Geologia e Recursos Minerais de Goiás e Distrito Federal/SIG-Goiás*, elaborado pelo convênio CPRM/Agência Ambiental de Goiás, apresentado em 1999 na escala 1:500.000. Informações localizadas foram também obtidas a partir de inúmeras teses e dissertações que enfatizaram, sobretudo, aspectos da petrologia/geocronologia e metalogenia do arco magmático Mara Rosa, além de dados importantes contidos em relatórios internos de empresas de mineração que atuaram na região.

1.1 Histórico

A Folha Campinorte integra bloco de três folhas 30'x 30' selecionadas pelo *Programa de Geologia do Brasil* para retomada da cartografia geológica básica do país. O trabalho é desenvolvido em parceria CPRM-Universidade de Brasília, com apoio da FINATEC – Fundação de Empreendimentos Científicos e Tecnológicos. Juntamente com levantamentos aerogeofísicos, o programa visa à ampliação dos conhecimentos geológicos do país, fornecendo subsídios básicos para novos investimentos em pesquisa mineral e criação de novos empreendimentos mineiros, com geração de novas oportunidades de emprego e renda. Visa, além disso, servir de suporte a programas de gestão territorial e de recursos hídricos, entre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Juntamente com as folhas Santa Terezinha de Goiás e Porangatu, a Folha Campinorte foi selecionada para a etapa inicial de cartografia geológica por abarcar terrenos do arco magmático de Goiás, caracterizado por comprovado potencial metalogenético, por ser parte do bloco de áreas coberto por recente levantamento aerogeofísico em Goiás e por ter sido, em parte, objeto de mapeamento em escala 1:50.000 realizado por alunos de graduação e pós-graduação da Universidade de Brasília.

1.2 Localização e acesso

A área estudada corresponde à Folha Campinorte (SD.22-Z-B-I), que ocupa superfície de aproximadamente 2.808 km², localizada na região noroeste do estado de Goiás, entre os meridianos 49°30' e 49° de longitude oeste e os paralelos 14° e 14°30' de latitude sul. A área da folha inclui as sedes dos municípios de Mara Rosa, Campinorte, Nova Iguaçu e Alto Horizonte (Chapada).

O acesso principal, a partir de Goiânia, é feito pela rodovia asfaltada BR-153 até Campinorte (312 km), por onde se alcança a cidade de Nova Iguaçu de Goiás pela rodovia GO-428, que permite o acesso à porção oeste da área da folha. A partir de Brasília até o entroncamento da BR-153 (170 km), passando por Pirenópolis, e daí até Campinorte. Outro roteiro a partir de Brasília pode ser feito pela rodovia BR-080 até Barro Alto, daí até Campinorte passando por Uruaçu, num total de 270km (Figura 1.1).

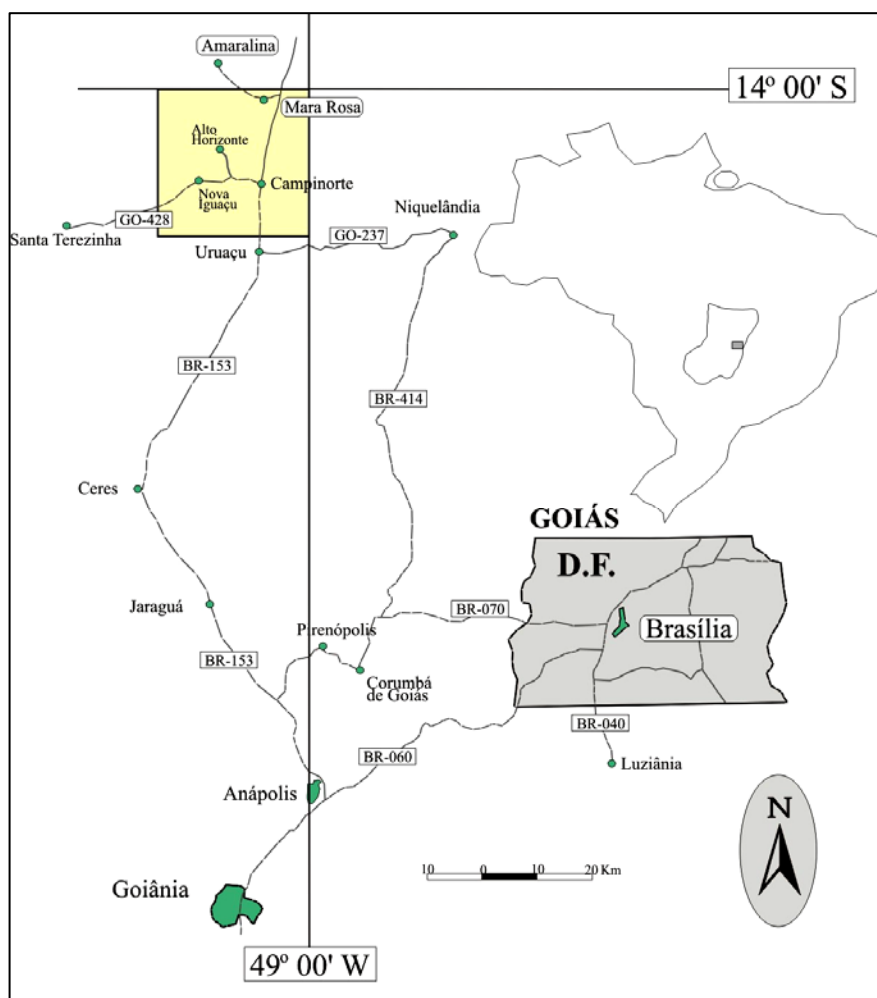


Figura 1: Mapa de Localização da Folha Campinorte (limitada pelo retângulo amarelo).

1.3 Evolução dos conhecimentos

A área cartografada no presente projeto integra o contexto da geologia da região de Pilar-Mara Rosa, que foi alvo de importantes trabalhos de exploração mineral e mapeamento geológico regional, sobretudo, nas décadas de 70 e 80. Barbosa *et al.* (1969) atribuem os litotipos da região

ao Grupo Araxá. Para Ribeiro Filho *et al.* (1978), o contexto geológico da Folha Campinorte é constituído pelas unidades lito-estratigráficas da associação metamófica Pilar de Goiás e Grupo Araxá, distribuídas a oeste e a leste, respectivamente, de uma importante descontinuidade estrutural (falha Rio dos Bois) que se estendia na direção norte-sul desde Campinorte até Mara Rosa. Machado e Oliveira (1981) consideram as rochas dispostas a oeste da falha Rio dos Bois como pertencentes às unidades média e de topo dos *greenstone belts* arqueanos de Goiás, enquanto que Ribeiro Filho (1981) as consideram como da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa. Ribeiro Filho e Lacerda Filho (1985) re-interpretam as rochas metassedimentares como correlatas àquelas das seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis. Siqueira *et al.* (1987) sugerem que na região ocorrem rochas do *greenstone belt* de Crixás e da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa. Após longa controvérsia que envolvia o enquadramento geológico da região de Campinorte-Mara Rosa, Arantes *et al.* (1991) apresentam proposta que perduraria durante os anos 90. Para estes autores, as unidades a oeste da falha Rio dos Bois fazem parte da seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa, de idade Brasileira, concordando com extrapolações de Pimentel *et al.* (1985), que apresentam um quadro geocronológico para a região de Piranhas -Bom Jardim.

Kuyumjian *et al.* (2004) apresentam síntese da geologia da região de Chapada-Campinorte destacando que no contexto afloram rochas granito-gnáissicas do Complexo Hidrolina, seqüências metassedimentares mesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa e suítes metaplutônicas e seqüências metavulcano-sedimentares do arco magmático neoproterozóico de Mara Rosa. Estes autores apresentam como inovação ao quadro geológico local a caracterização de uma seqüência metavulcano-sedimentar paleoproterozóica denominada de Seqüência Campinorte. Esta nova unidade estaria limitada a oeste pela falha Rio dos Bois, uma importante descontinuidade tectônica entre os terrenos neoproterozóicos e paleoproterozóicos.

Jost *et al.* (2001) verificaram que, na região situada no limite entre os terrenos arqueano e neoproterozóico na região de Crixás-Cedrolina e Goiás, as rochas neoproterozóicas cavalgam as rochas arqueanas e consistem de uma unidade metassedimentar e outra metavulcano-sedimentar que foram divididas em pelo menos três escamas de empurrão, que contrastam em associação litológica, padrão estrutural e grau de metamorfismo. Esses autores identificaram vergência dos terrenos neoproterozóicos para sul/sudeste, em contraste com a vergência geral da Faixa Brasília, para leste, em direção ao cráton São Francisco. Dantas *et al.* (2001) obtiveram idades U-Pb de aproximadamente 660 Ma em zircão de rocha metavulcânica félsica interestratificada em xistos da unidade vulcano-sedimentar individualizada por Jost *et al.* (2001), confirmando que as mesmas se formaram durante o Neoproterozóico e, portanto, podem representar extensão meridional do arco magmático de Mara Rosa. Dantas *et al.* (2001) sugerem ainda que a área fonte das rochas da unidade metassedimentar era de idade, predominantemente, Paleoproterozóica ou mais velha.

Ramos Filho *et al.* (2003) evidenciam na região de Mara Rosa-Chapada a existência de dois sistemas regionais com forte mergulho e rejeito direcional, sendo um sinistral com direção N40-45°E e outro dextral com direção N25-30°W, resultantes de compressão regional NNW-SSE. Os autores interpretam a falha reversa Rio dos Bois, que posicionou a Seqüência Vulcano-sedimentar Santa Terezinha sobre o Complexo Hidrolina, como resultante dessa compressão

regional. Uma compressão regional EW, mais antiga, com transporte tectônico para leste, posicionou a seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa sobre a seqüência vulcano-sedimentar Santa Terezinha.

Sínteses sobre as principais características dos depósitos e ocorrências minerais de interesse econômico presentes no arco magmático de Goiás são apresentadas por Lacerda (1986), Arantes *et al.* (1991), Kuyumjian (2000) e Oliveira *et al.* (2000, 2004).

1.4 Métodos

Para confecção do mapa geológico da Folha Campinorte, na escala 1:100.000, foram utilizados os dados: do trabalho final de graduação realizado pela Universidade de Brasília em 1997, na escala 1:50.000; do Projeto Geologia da Região de Pilar-Mara Rosa, realizado pelo Convênio DNPM-CPRM (1978), na escala 1:50.000; do Sistema de Informações Geográficas de Geologia e Recursos Minerais de Goiás e Distrito Federal/SIG-Goiás, elaborado pelo Convênio CPRM/Agência Ambiental de Goiás (2000, 2ª ed.), na escala 1:250.000; mapas geológicos de Arantes e Associados, Consultoria e Serviços de Mineração Ltda (1996) na escala 1:250.000; e mapas geológicos de detalhe do Depósito de Cu-Au Chapada e do Garimpo Mundinho (Oliveira *et al.*, 2004).

O trabalho foi desenvolvido em etapas de pesquisa, com revisão e compilação dos dados já disponíveis, aliada às etapas de campo e de laboratório para tratamento dos dados coletados.

A primeira etapa consistiu da revisão bibliográfica e integração de dados levantados nos projetos citados acima, utilizando sistemas de informações geográficas. Nesta etapa também foi feita a interpretação das Imagens Aerogeofísicas de Magnetometria e Gamaespectrometria, das imagens Landsat-TM 07 e da imagem de radar (Shuttle 30x30), para visualização dos grandes domínios geológicos e estruturais.

A segunda etapa consistiu de um mapeamento geológico na escala 1:100.000, com a utilização um mapa base confeccionado a partir de imagens de satélite e fotografias aéreas. No trabalho de campo foram realizados perfis de carro e caminhamentos, para descrição de pontos, descrições macro e mesoscópica dos litotipos e contatos, retirada de medidas estruturais, coleta de amostras e identificação de ocorrências minerais. Os resultados quantitativos estão apresentados na tabela 1.1.

No mapeamento foram descritos 510 pontos, em 32 perfis através de caminhamentos de 8-10 km no domínio de exposição de seqüências vulcano-sedimentares, em virtude de uma maior variação litológica. Nos domínios de exposição das rochas do Grupo Serra da Mesa, marcado pela escassez de afloramentos e no domínio de rochas do Domo de Hidrolina, em região de difícil acesso, foram feitos 12 perfis de carro com aproximadamente 20-30 km.

A última etapa se referiu ao tratamento dos dados, descrição petrográfica das unidades litológicas, datação e análise geoquímica que auxiliaram na caracterização metalogenética e geotectônica da área. Foram compilados dados de trabalhos anteriores: dados geocronológicos (35 análises), com análises U/Pb e Sm/Nd; descrições de lâminas petrográficas (145 lâminas) e dados geoquímicos

(27 análises), com análises de elementos maiores, menores e terras raras. Neste projeto foram descritas 25 lâminas delgadas e feitas 12 análises geoquímicas, para elementos maiores, menores e terras raras e 12 análises geocronológicas, com datações U/Pb e Sm/Nd.

Tabela 1.1: Dados quantitativos levantados no mapeamento da Folha Campinorte.

Dado	Quantidade (Un)	Dado	Quantidade (Un)
Pontos descritos	510	Análises Geoquímicas	12 (Dados PGB) 27 (Dados de Trabalhos anteriores)
Amostras coletadas	250	Análises Geocronológicas	12 (Dados PGB) 35 (Dados de Trabalhos anteriores)
Medidas Estruturais (Total: 815 medidas)	480 (Sn) 110 (Lx) 40 (Li) 65 (Lb) 120 (Fraturas)	Ocorrências Minerais	21
Lâminas Descritas	170		

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O conhecimento geológico da região de Campinorte-Mara Rosa está sob vários aspectos inter-relacionado à história da exploração mineral no arco magmático neoproterozóico de Goiás, especialmente na área do depósito Chapada. No início da década de 70, os trabalhos de exploração na região eram direcionados para a descoberta de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, uma vez que a associação de rochas vulcano-plutônicas que domina o contexto geológico regional era até então correlacionada, principalmente, aos *greenstone belts* arqueanos da região de Crixás-Hidrolina. No início dos anos 90, contudo, as seqüências vulcano-sedimentares e suítes plutônicas associadas, encaixantes da mineralização de Cu-Au do depósito Chapada, foram reinterpretadas como representativas de um arco magmático juvenil neoproterozóico, formado entre 900 e 600 Ma sob condições geotectônicas similares aos arcos intra-oceânicos modernos (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 1997, 2000).

O Arco Mágmatóico de Goiás situa-se na porção sul da Província Tocantins, na transição entre o Maciço de Goiás e a porção interna da Faixa Brasília (Figura 2.1). Geograficamente, estende-se na direção nordeste-sudoeste por mais de 1000 km nas porções oeste de Goiás e sul de Tocantins, respectivamente, e desaparece sob a bacia paleozóica do Parnaíba. Dois domínios principais desta crosta juvenil neoproterozóica têm sido estudados em maior detalhe e são referidos como arcos magmáticos de Arenópolis e Mara Rosa, que ocorrem nos setores sul e norte do arco de Goiás, respectivamente (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.* 1997).

A Província Estrutural Tocantins corresponde a um amplo orógeno neoproterozóico (Brasiliano/Pan-Africano) desenvolvido entre dois blocos continentais maiores, o cráton Amazônico a oeste e o cráton São Francisco a leste. A parte leste da Província Tocantins é ocupada pela Faixa Brasília, que compreende uma espessa seqüência de rochas metassedimentares e uma larga área em que rochas de um arco neoproterozóico juvenil mostram-se expostas (O Arco Mágmatóico de Goiás).

No interior da Faixa Brasília, o mais proeminente grupo de estruturas compreende um sistema de falhas reversas e de empurrão, com vergência tectônica em direção ao cráton São Francisco, a leste. Este padrão estrutural é interpretado como as mais conspícuas feições da deformação neoproterozóica durante o ciclo orogênico Brasiliano (Fuck *et al.*, 1994; Strieder e Suita, 1999; Araújo Filho, 2000). No arco magmático Mara Rosa, estas feições tectônicas mostram-se representadas por (i) um sistema regional de zonas de cisalhamento reversas oblíquas e/ou de empurrões de alto ângulo (falha Rio dos Bois), com disposição geral NE, que são responsáveis pela justaposição do bloco neoproterozóico aos terrenos granito-greenstone arqueanos da região de Crixás-Hidrolina e à seqüência de rochas metassedimentares paleoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa, e (ii) um sistema espaçado de zonas de cisalhamento transcorrente dextral com orientação

geral NNE. Estes dois sistemas mostram-se recortados por falhas discretas de cisalhamento direcional orientadas segundo NW.

De maneira geral, a arco magmático Mara Rosa é dominado por exposições de ortognaisses tonalíticos a dioríticos entremeados por faixas estreitas e anastomosadas de seqüências de rochas vulcano-sedimentares (Pimentel *et al.* 1997).

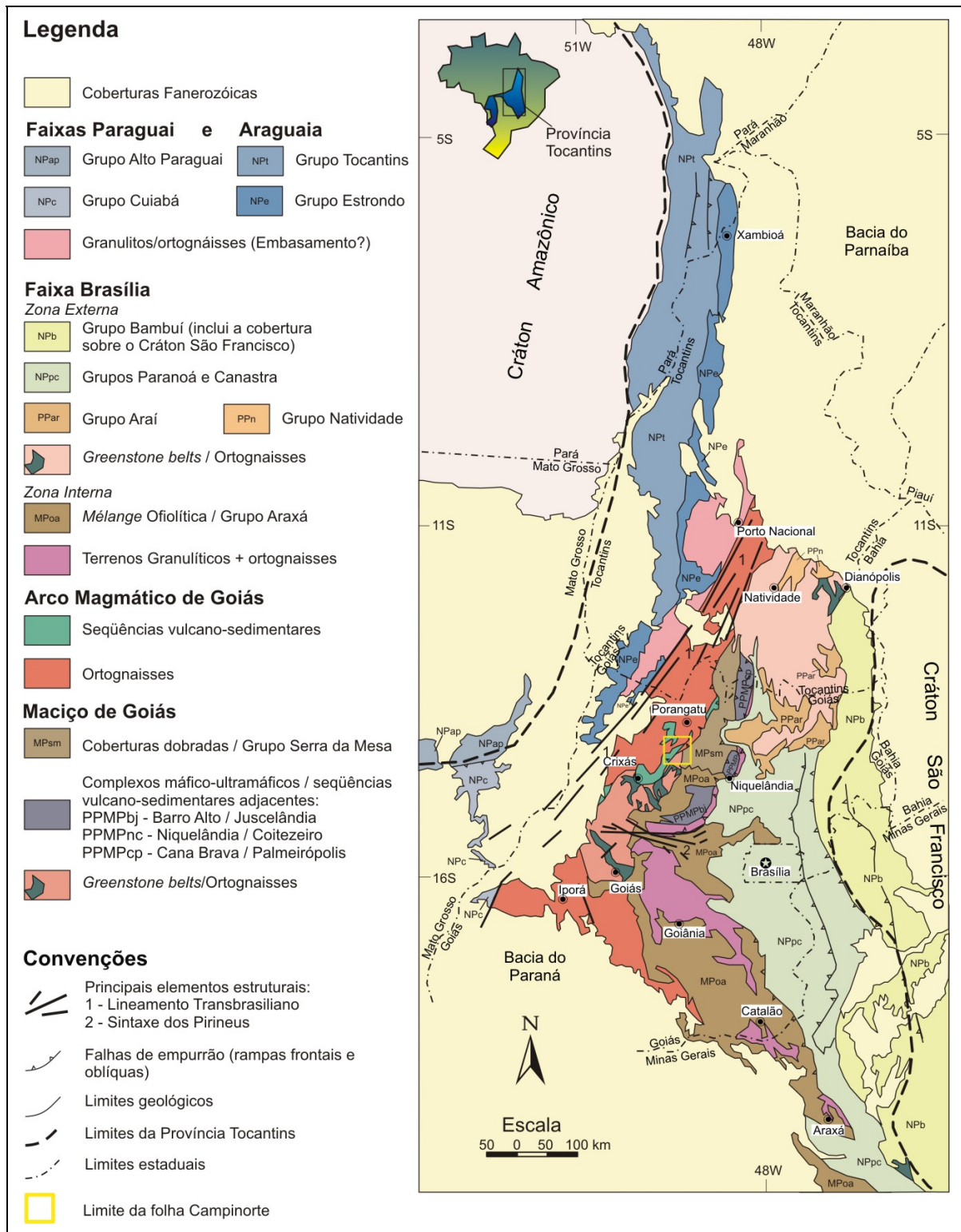


Figura 2.1: Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins (Pimentel *et al.* 2004).

3. ESTRATIGRAFIA

3.1 Introdução

A Folha Campinorte é dominada por extensos platôs, com altitudes em torno de 400 m, desenvolvidos durante o ciclo geomorfológico Velhas (Figura 3.1a). Ainda no estágio de maturidade desse ciclo, perfis lateríticos completos e espessos teriam dominado a paisagem da região (Porto e Hale, 1996). Atualmente, essas crostas lateríticas mostram-se em estágio avançado de degradação, registrada por ampla dispersão de solos arenosos lixiviados, fragmentos quartzosos e nódulos lateríticos, que se desenvolveram preferencialmente sobre as seqüências vulcano-sedimentares Mara Rosa e Campinorte e o Complexo Uruaçu (Figuras 3.0 e 3.1b). Nas planícies aluviais das principais drenagens que recortam a região ocorrem extensos depósitos de argila, além de veredas e grupos de pequenas lagoas que dominam a paisagem no contexto dos xistos do Grupo Serra da Mesa. O Complexo Hidrolina e os quartzitos do Grupo Serra da Mesa afloram nas porções leste e sul, respectivamente (Figura 3.0), onde cotas superiores a 500 m são comumente alcançadas (Figuras 3.2a, b). O relevo desses domínios geomorfológicos é dominado por inselbergs e cuestras, respectivamente.

A Seqüência Campinorte é parte de um contexto geológico recentemente descrito na Folha Campinorte, onde idades paleoproterozóicas eram até então desconhecidas (Kuymjian, 2004), enquanto o Complexo Granulítico Uruaçu foi adicionado ao quadro geológico local somente na última integração geológica realizada para a região (Lacerda *et al.*, 1999). Neste trabalho, os autores excluíram das unidades de mapeamento as coberturas de solo e coluvionar, por considerar que estas já foram ressaltadas em mapeamentos anteriores (Projeto Pilar–Mara Rosa). Além disso, a representação destas unidades, que dominam a paisagem da região, inviabilizaria qualquer interpretação do quadro estrutural, tendo em vista que as estruturas menores, e mesmo as regionais, não apresentariam continuidade espacial.

3.2 Unidades Litoestratigráficas

3.2.1 Complexo Hidrolina - A4h

O Complexo Hidrolina é definido por estrutura dômica batolítica ligada à evolução arqueana dos *greenstone belts* de Crixás-Hidrolina.

O Complexo Hidrolina compõe-se predominantemente de uma associação de leucognaisses granodiríticos e granodioritos pouco deformados (Figura 3.3a), que se mostram recortados por grande volume de diques anfibolíticos e encobertos esporadicamente por relíctos de uma associação de clorita-muscovita-quartzo xisto, granada-clorita-muscovita xisto, quartzo xisto e quartzitos pertencentes supostamente ao Grupo Serra da Mesa. Enquanto o bandamento dos gnaisses não apresenta tendência bem definida, zonas de cisalhamento direcionais e fraturas dispostas segundo N-S, E-W e NW-SE se destacam na estruturação desse domínio (Figura 3.3b). Subordinadamente ocorrem intrusões menores de metatonalito e metagranito, e freqüentes diques de metadiabásio.

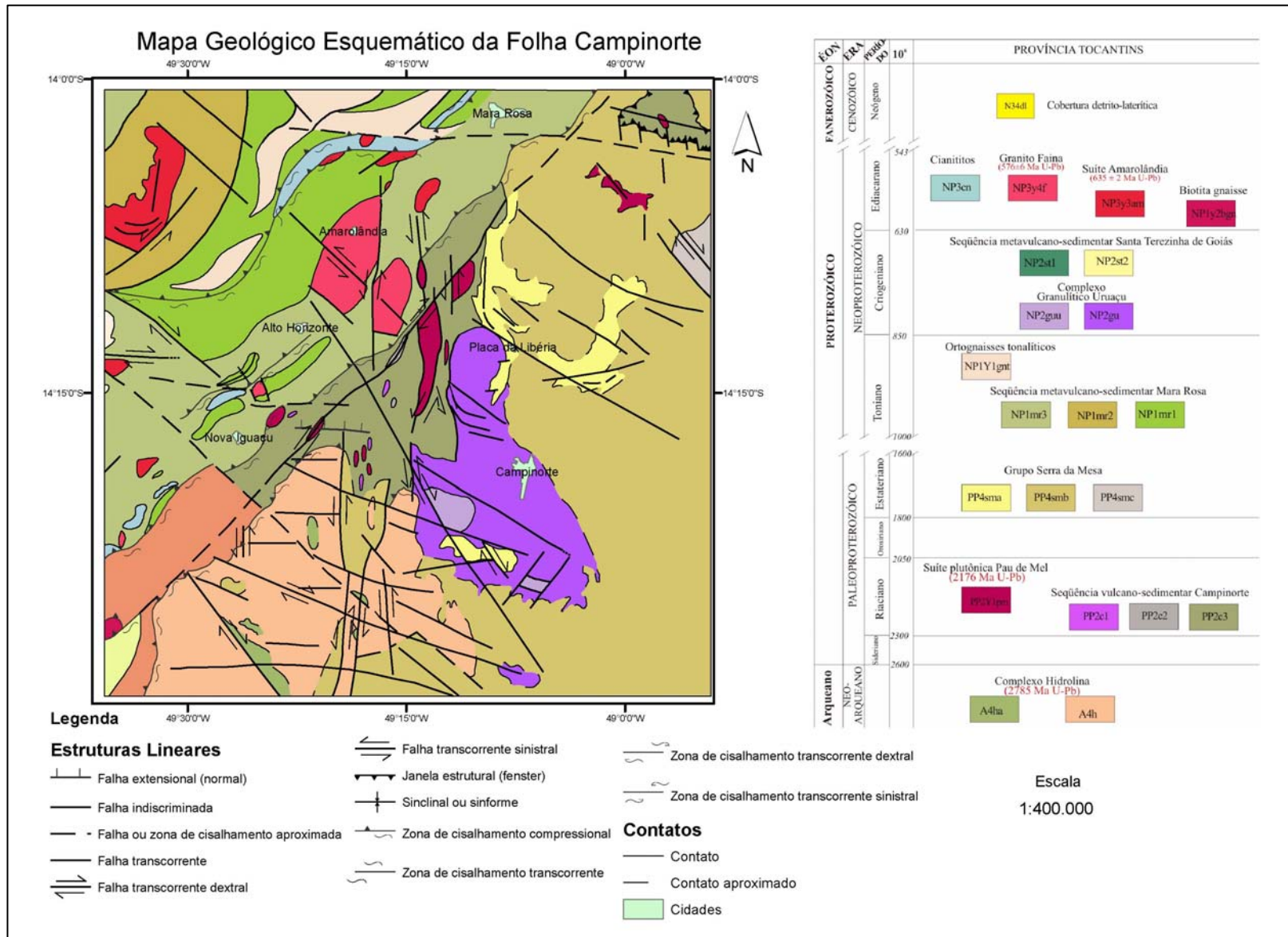


Figura 3.0: Mapa geológico esquemático da Folha Campinorte.

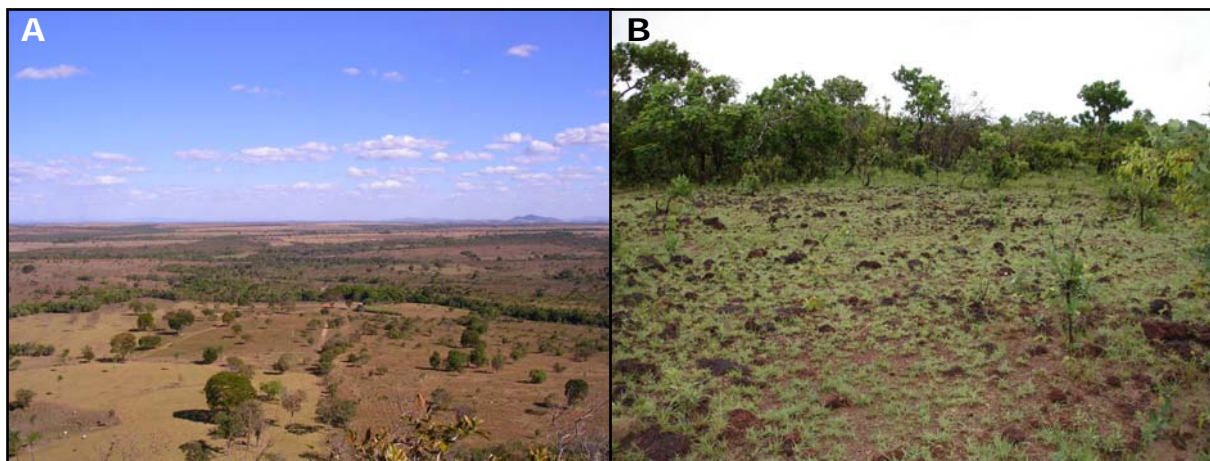


Figura 3.1: Aspectos geomorfológicos da Folha Campinorte: A. Vista panorâmica dos platôs que dominam a porção leste; B. Concreções lateríticas dismanteladas que recobrem grande parte da seqüência Mara Rosa.

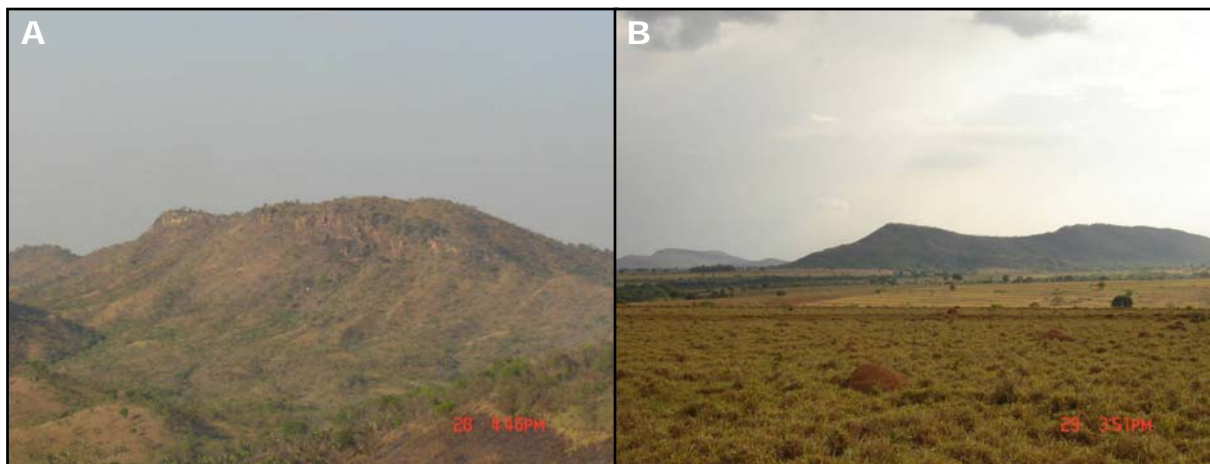


Figura 3.2: Padrão geomorfológico de exposição dos gnaisses granodioríticos do Complexo Hidrolina (A) e dos quartzitos do Grupo Serra da Mesa (B).

Granodiorito pouco deformado exhibe macroestrutura isótropa, granulação média, tonalidade cinza mosqueado e compõe-se de associação de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita. Associado às feições de baixa intensidade de deformação, tais como protofoliação milonítica anastomosada e cataclase incipiente, ocorre retrometamorfismo da associação mineral ígnea, onde plagioclásio e feldspato potássico são transformados em fengita, enquanto biotita em clorita (chamosita). Essas transformações são diagnósticas de metamorfismo incongruente de fácies xisto verde.

Os gnaisses granodioríticos são representados por variações de leucognaisses a biotita gnaisses de granulação média e tonalidades de cinza claro a médio, exibindo foliação difusa ou bandamento milimétrico a centimétrico evidenciado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas constituídas em maior proporção de biotita (Figuras 3.4a, b). Os gnaisses mostram-se recortados por vênulas e veios quartzo-feldspáticos, por vezes graníticos, de granulação fina até pegmatítica. Nos domínios de maior intensidade de deformação, estas estruturas tendem a se paralelizar ao bandamento gnáissico. São comuns nestas rochas feições de migmatização e segregação metamórfica.



Figura 3.3: A Destaque para superfície convexa ligada a corpos granodioríticos pouco ou não deformados. B. Leucognaisse exibindo bandamento subvertical controlado por zonas de cisalhamento transcorrente NS.



Figura 3.4: A. Leucognaisse granodiorítico evidenciando bandamento espesso discreto definido por concentrações diferenciadas de biotita. B. Biotita gnaisse com intercalações subconcordantes de mobilizados quartzo-feldspáticos de granulção grossa.

3.2.2 Seqüência metavulcano-sedimentar Campinorte - PP2c

A Seqüência Campinorte inclui metapsamitos (quartzito, muscovita quartzito e quartzo-mica xisto), metapelitos (muscovita xisto, clorita-muscovita xisto com ou sem granada, clorita-biotita-carbonato xisto, muscovita-quartzo xisto e, subordinadamente, xistos carbonosos) e rochas metassedimentares químicas (gondito e *metachert*) (Figura 3.5a). Metavulcânicas ácidas a intermediárias são esporádicas, ocorrendo quase sempre em camadas lenticulares de dimensões variáveis intercaladas nas rochas metassedimentares. Os litotipos vulcânicos mais representativos dessa unidade são rochas piroclásticas ácidas com pronunciado bandamento granulométrico, seguidas de riolitos e riolitos porfíricos (Figura 3.5b). Intercalações de metaultramáficas (talco-clorita xisto, anfibólio xisto, actinolitos), anfibolito fino e epidoto anfibolito são subordinados. O empilhamento original da seqüência não foi reconhecido uma vez que as unidades são descontínuas em superfície e foram submetidas à intensa deformação. As paragêneses metamórficas, principalmente dos xistos (granada-clorita-muscovita), são da fácies xisto verde.

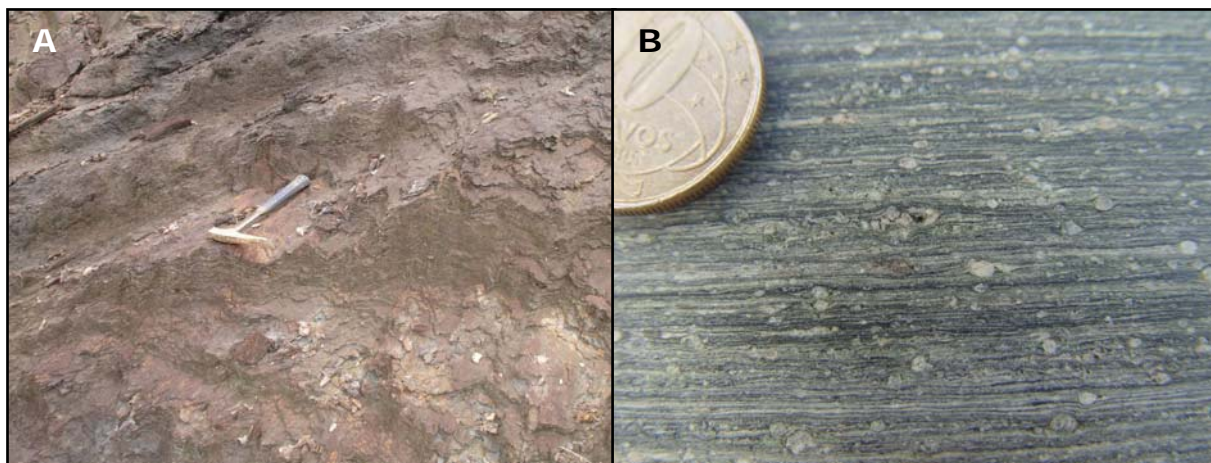


Figura 3.5: A. Dobras assimétricas abertas associadas a xistos carbonosos da Seqüência Campinorte. B. Metatufu riolítico exibindo bandamento granulométrico e fenocristais de feldspato potássico deformados.

3.2.3 Suíte plutônica pau-de-mel – PP2γ1pm

A Seqüência Campinorte engloba ainda uma ampla variação de plutônicas ácidas (tonalito, granodiorito e granito) deformadas e metamorfizadas sob condições das fácies xisto verde a anfibolito. Tais rochas constituem, provavelmente, equivalentes plutônicos do vulcanismo ácido da Seqüência Campinorte. Na suíte de metaplutônicas ácidas destacam-se:

Milonito granítico Mundinho: Este metagranito tem geometria fortemente alongada (12 km de extensão e 3 km de largura) e foliação milonítica NS subvertical, resultado de deformação intensa controlada por uma zona de cisalhamento transcorrente norte-sul (Figura 3.6a). O corpo ocorre intrusivo em um pacote de quartzitos e magnetita-pirita-quartzo-muscovita xisto da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte.

Trata-se de um milonito ligeiramente bandado, em que bandas estreitas de quartzo com hábito tabular e granulação média mostram-se entremeados por bandas de quartzo com microestrutura granoblástica fina. Em meio à trama recristalizada, são comuns porfiroclastos sigmóides de feldspato potássico (microclínio) e plagioclásio envolvidos por faixas estreitas de muscovita neoformada.

Datação U-Pb em zircão do metagranito mundinho forneceu idade de 2,17 Ga, interpretada como de cristalização magmática. Esta idade é tida como representativa da seqüência Santa Terezinha, por se considerar que as rochas metaplutônicas e metavulcâncas associadas são cogenéticas. Idades modelo Sm-Nd T_{DM} em torno de 2,2 e 2,4 Ga e ϵ_{Nd} ligeiramente positivo assinalam materiais de curta residência crustal.

Gnaisse tonalítico Pau-de-mel: Este corpo aflora em grandes exposições ao longo do rio homônimo, dentro do contexto de janela tectônica em meio a pacote de rochas metassedimentares mesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa. O granito pau-de-mel ocorre intrusivo em uma seqüência de anfibolitos e xistos manganésíferos da Seqüência Campinorte.

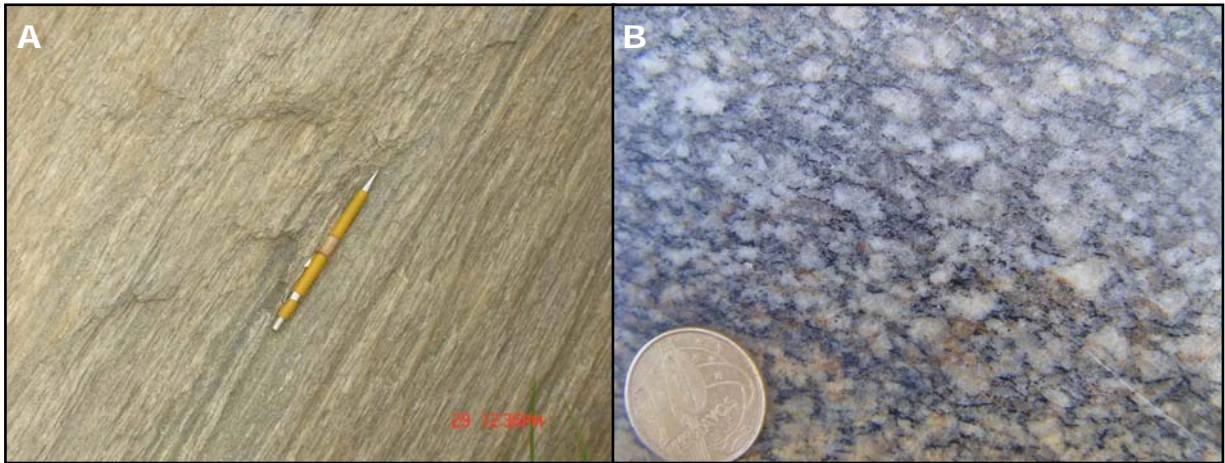


Figura 3.6: A. Milonito granítico mostrando acentuado estiramento dos porfiroclastos de feldspato potássico. B. Metagranodiorito de granulação média exibindo foliação difusa onde agregados quartzo-feldspáticos são envolvidos por matriz de biotita e muscovita.

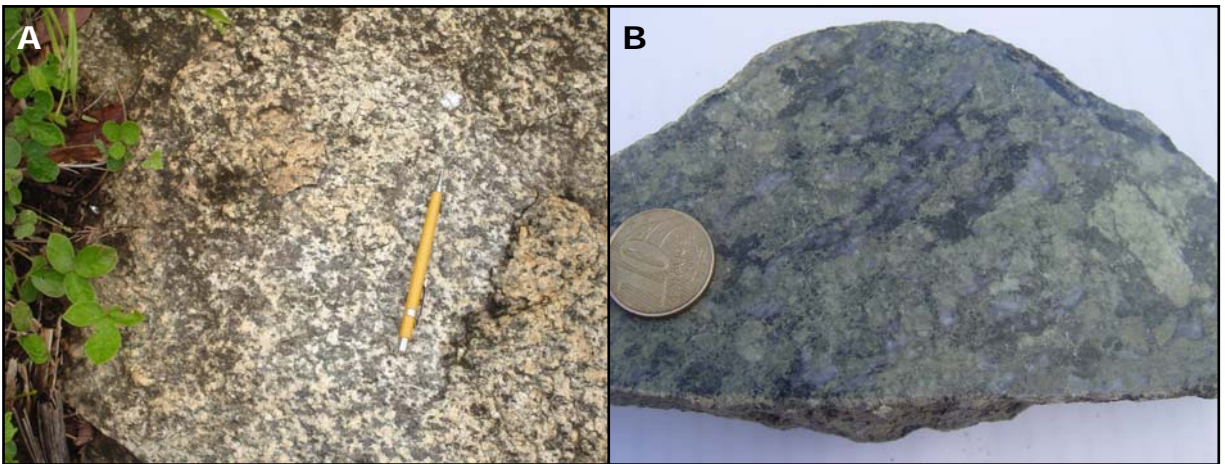


Figura 3.7: A. Metatonalito com macroestrutura mosqueada realçada por agregados de biotita. B. Metatonalito composto por feldspatos sericitizados amarelados, em matriz de quartzo azulado e agregados de biotita.

O litotito mais representativo dessa intrusão apresenta foliação gnáissica difusa de baixo ângulo, onde agregados quartzo-feldspáticos, com microestrutura granoblástica média, mostram-se envelopados por faixas estreitas e anastomosadas constituídas de biotita e muscovita. É comum a presença de porfiroclastos de plagioclásio preservados nos domínios quartzo-feldspáticos recrystalizados (Figura 3.6b).

Protomilonito tonalítico Rio dos Bois: As exposições deste litotipo ocorrem próximas ao Rio dos Bois, no contexto da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, ao longo de uma zona de cisalhamento transcorrente com disposição geral N20°E.

De maneira geral, o metatonalito foi submetido a intensidades variáveis de deformação, sendo que um protomilonito tonalítico representa o domínio com características mais bem preservadas do protolito ígneo (Figura 3.7a).

O protomilonito tonalítico exibe profoliação milonítica anastomosada, realçada por porfiroclastos sigmóides assimétricos de plagioclásio imersos em matriz neoformada/recrystalizada constituída de quartzo e biotita. Plagioclásio mostra-se freqüentemente em estágio avançado de substituição para

uma trama diablástica fina de epidoto e zoisita. Biotita ocorre em faixas estreitas e/ou em aglomerados, exibindo invariavelmente hábito lamelar com terminações denteadas. Quartzo apresenta microestrutura fitada, ocupando quase sempre as terminações dos sigmóides de plagioclásio.

Metatonalito hidrotermalizado: Este corpo aflora em um único e pequeno afloramento, com disposição geral norte-sul, intrusivo em um pacote de pirita-magnetita-quartzo-muscovita xisto da seqüência vulcano-sedimentar de Campinorte.

Petrograficamente, trata-se de um litotipo de granulação grossa e macroestrutura discretamente foliada, composto em maior proporção por feldspatos amarelados, quartzo azulado e, subordinadamente, agregados intersticiais de biotita (Figura 3.7b). Ao microscópio, verifica-se que núcleos quartzosos e agregados de biotita fazem parte de trama reliquiar, preservada da superimposição de processo ao qual se associa alteração avançada dos feldspatos.

A trama reliquiar exhibe porfíclastos de quartzo com bandas de extinção e contornos irregulares e corroídos, além de núcleos granoblásticos, de granulação fina a média, constituídos de quartzo, biotita verde/marron e ilmenita.

Os feldspatos, representados em maior proporção por pseudomorfos de plagioclásio, mostram-se em estágio avançado de substituição para arranjo diablástico de mica branca (sericita), epidoto, carbonato e disseminações de pirita de granulação fina.

Análise microestrutural deste litotipo indica que um protolito ígneo de composição tonalítica foi submetido inicialmente à deformação dúctil sob condições de metamorfismo de fácies xisto verde alto a anfíbolito. Este protolito metamórfico foi superimposto por intensa alteração hidrotermal dominada por sericitização dos feldspatos.

3.2.4 Grupo Serra da Mesa - PP4sm

O Grupo Serra da Mesa compõe-se predominantemente de uma seqüência monótona de rochas metassedimentares psamo-pelíticas constituída de quartzitos finos a médios e quartzo xistos, que se encontram preservados nas cotas mais elevadas, e escassos afloramentos de clorita-muscovita-quartzo xisto, magnetita-clorita-muscovita xisto e granada-clorita-muscovita xisto eventualmente preservados nas drenagens mais profundas e ao longo de taludes da BR-153 (Figura 3.8a). As paragêneses metamórficas nestas rochas indicam metamorfismo da fácies xisto verde, transição entre as zonas da clorita e da biotita/granada.

Na porção NE da Folha Campinorte, ocorre associação de metamargas e metacalcários dolomíticos expostos em uma pedreira explorada comercialmente para corretivo de solos. Tratam-se de litotipos de granulação fina a média e macroestrutura bandada e/ou laminada realçada pela alternância de domínios brancos com predominância de carbonato e cinzas com maior proporção de filossilicatos (Figura 3.8b). Esta sub-unidade exhibe geometria lenticular e tem ocorrência restrita em toda a Folha Campinorte.

O posicionamento cronoestratigráfico desta unidade é controverso, mas sua distribuição e associação faciológica permitem correlacioná-la ao grupo Araí, cujas rochas vulcânicas da base foram datadas pelo método U-Pb em zircões em 1,79 Ga (Pimentel & Fuck 1992).

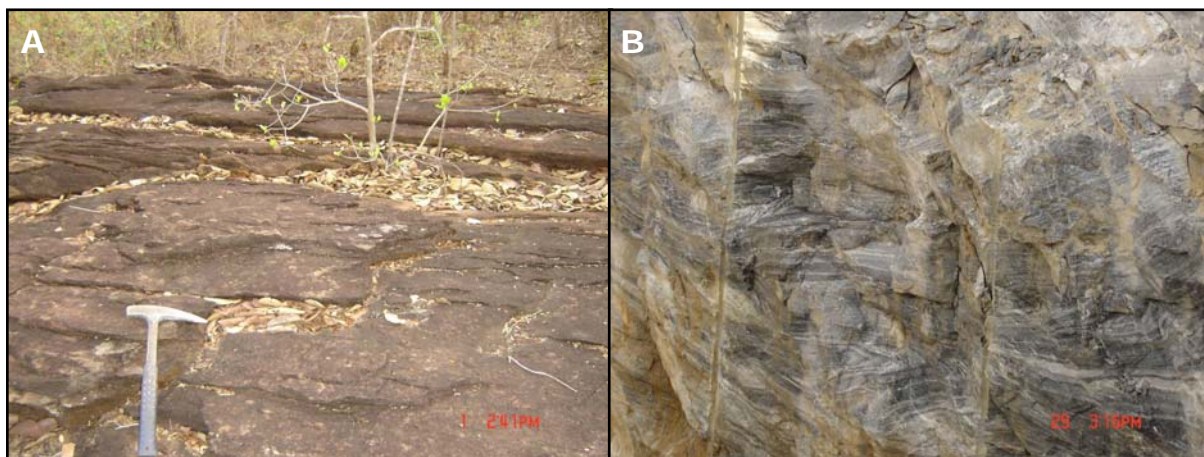


Figura 3.8: A. Afloramento de clorita-muscovita xisto com foliação disposta em baixo ângulo. B. Metacalcário bandado exibindo dobras isoclinais recumbentes.

3.2.5 Complexo Granulítico Uruaçu - NP2gu

Esta unidade foi apresentada inicialmente por Barreto Filho (1992) com a denominação de maciço básico-ultrabásico de Água Branca. Para o autor, este maciço representa supostamente fragmento dos complexos básico-ultrabásicos de Niquelândia e Barro Alto, desmembrado por corredores de cisalhamento NW. O principal argumento apresentado por Barreto Filho (1992) diz respeito a grande similaridade geofísica (altos magnéticos) apresentada por estes maciços. Lacerda Filho *et al.* (1999) renomeou este maciço para Complexo Granulítico de Uruaçu, que compreende gnaisses para e ortoderivados de alto grau metamórfico (fácies anfíbolito a granulito) aflorantes principalmente entre as cidades de Uruaçu e Campinorte, sendo limitado a oeste pelo complexo de Hidrolina e a Seqüência Campinorte. Exposições dessa unidade são escassas uma vez que a mesma mostra-se recoberta em grande extensão por rochas do Grupo Serra da Mesa.

O litotipo dominante deste contexto é um kinzigito de granulação média e tonalidade cinza esverdeado, com pronunciado bandamento evidenciado pela alternância de bandas ricas em granada almandínica e bandas constituídas em maior proporção de cordierita e silimanita (Figura 3.9a). Ortoclásio criptopertítico

ocorre em maior proporção modal, enquanto andesina, quartzo, biotita, espinélio e rutilo são subordinados ou traços.

Compõem ainda esta unidade uma associação complexa e difusa de biotita gnaisses (Figura 3.9b), migmatitos e granitos porfíricos anatéticos (Figura 3.10a), além de pequenos fragmentos de corpos metalultrabásicos (talco xisto, clorita-talco xisto, clorita-actinolita xisto) e intrusões metabásicas de dimensão variável e composição gabro-norítica. Em uma pedreira entre Uruaçu e Campinorte ocorrem exposições de clinopiroxênio-anfíbolito de granulação média e macroestrutura bandada, em que se destacam disseminações e veios de pirrotita e calcopirita (Figura 3.10b).

Até o momento, não existem dados geocronológicos disponíveis para as rochas do Complexo Uruaçu. A tentativa de enquadramento crono-estratigráfico desta unidade é feita com base na suposição de Barreto Filho (1992), que correlaciona o Complexo Uruaçu ao Complexo de Barro Alto, o que permite provisoriamente considerá-la como de idade neoproterozóica.

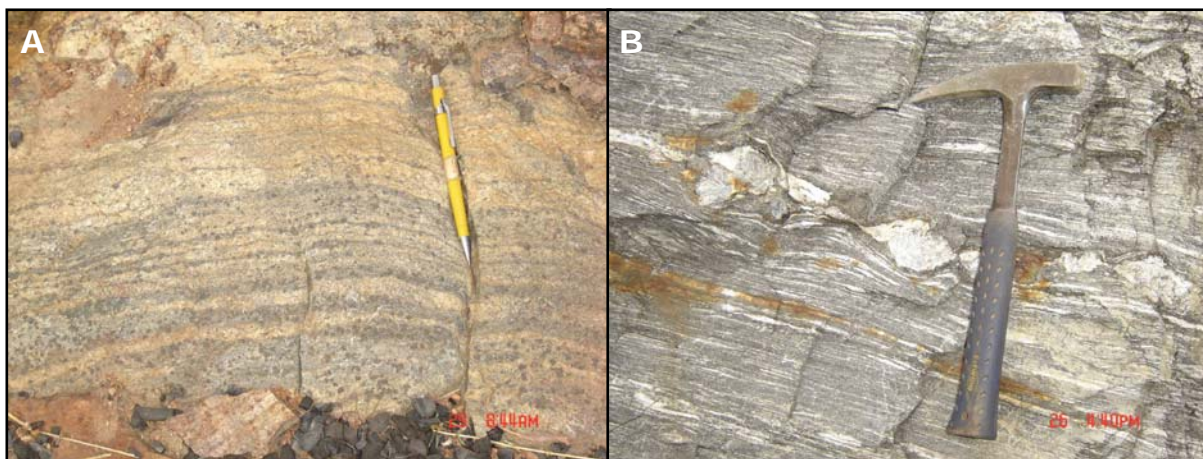


Figura 3.9: A. Kinzigito bandado realçado pela alternância de bandas cinzas ricas em granada, silimanita e cordierita, e bandas claras quartzo-feldspáticas. B. Biotita gnaisse com segregações quartzo-feldspáticas.

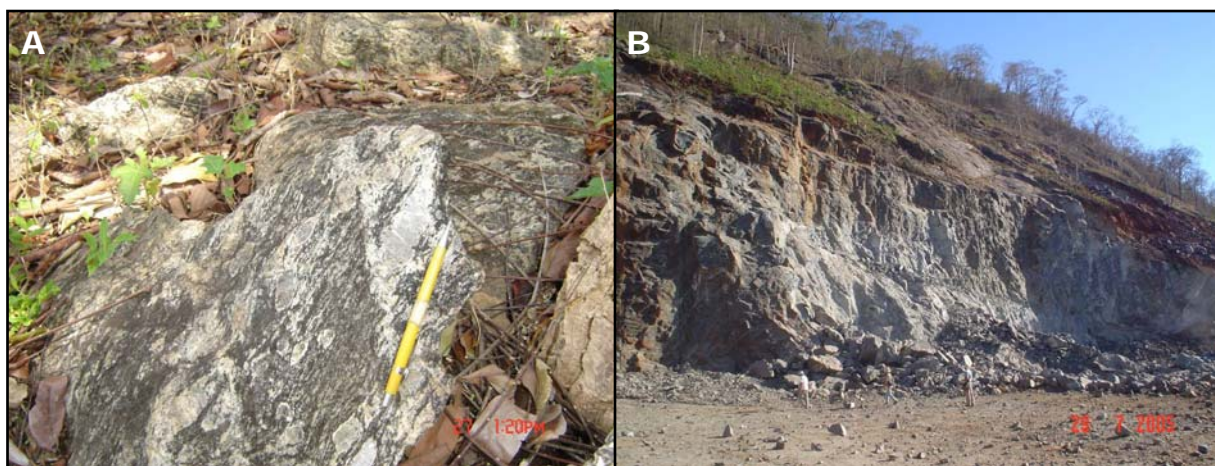


Figura 3.10: A. Augen gnaisse com porfiroblastos centimétricos de feldspato potássico sin-cinemáticos. B. Exposição de clinopiroxênio anfíbolito em pedreira na margem da rodovia BR-53.

3.2.6 Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa – NP1mr

O contexto geológico da Folha Campinorte é dominado pela seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa que Arantes *et al.* (1991) compartimentaram em três faixas estreitas e anastomosadas com disposição geral NE, denominadas de faixas leste, central e oeste. Estas faixas são individualizadas uma das outras por metatonalitos/metadioritos alongados. As três faixas são compostas em diferentes proporções por associações de metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, metaultramáficas, metagrauvas finas a médias, metacherts, formações ferríferas, além de grande variedade de metassedimentares psamo-pelíticas, todas metamorizadas sob condições das fácies xisto verde a anfíbolito. As faixas leste e oeste compõem-se predominantemente de rochas metassedimentares, enquanto a faixa central, hospedeira dos principais depósitos de Au e Cu-Au da região, representa um pacote vulcano-sedimentar onde metavulcânicas básicas e ortognaisses tonalíticos são abundantes.

Neste trabalho, a compartimentação litoestratigráfica da seqüência Mara Rosa foi fundamentada na contemporaneidade e proximidade espacial de associações de rochas com características magmáticas ou sedimentares similares.

3.2.6.1 Subunidade metavulcânicas básicas - NP1mr1

Compõe-se de uma associação de metavulcânicas e metaplutônicas básicas, além de metassedimentares químicas e pelíticas subordinadas expostas a oeste de Mara Rosa e Alto Horizonte (Chapada), em um contexto geomorfológica de superfície peneplanizada encoberta por concreções lateríticas ferruginosas. As metavulcânicas básicas (metabasaltos) são representadas por anfibolitos finos constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio. Os afloramentos destes litotipos mostram-se dispostos em baixo a médio ângulos e intensamente desmantelados em pequenas placas, resultado de intenso fraturamento em padrão reticulado (Figura 3.11a). As metaplutônicas básicas (metagabro-dioritos) são representadas por variações de anfibolito, quartzo anfibolito, quartzo-biotita-granada anfibolito que exibem foliação difusa, bandamento incipiente a intenso, granulação média e compõem-se essencialmente de hornblenda e plagioclásio, além de quartzo, granada, epidoto e clorita como subordinados (Figura 3.11b). Esta unidade foi metamorfizada predominantemente sob condições da fácies anfibolito, porém são comuns domínios de fácies xisto verde marcados pela presença de actinoilta, clorita, epidoto e carbonato resultantes de reações incongruentes de retrometamorfismo superimposto. São comuns pequenos corpos de metatonalitos, metadioritos e hornblenditos pouco deformados intrusivos nesta unidade.

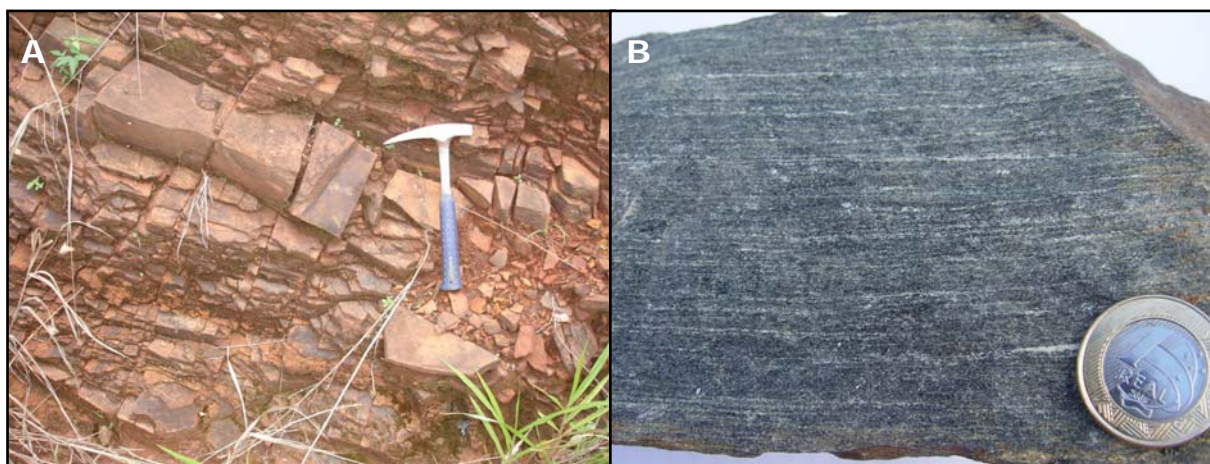


Figura 3.11: A. Anfibolitos finos (metabasaltos) com padrão típico de fraturamento reticulado. B. Anfibolito de granulação média e foliação difusa, constituído essencialmente de hornblenda e plagioclásio.

3.2.6.2 Subunidade metassedimentar - NP1mr2

Compreende uma associação de rochas metassedimentares psamo-pelíticas, encaixantes do granito Faina, expostas no setor NW da Folha Campinorte. As faixas de rochas metassedimentares dispõem-se em alto ângulo, ao longo de um corredor transcorrente NE, e compõem-se de granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto, cianita-granada-biotita xisto, biotita-quartzo xisto (Figura 3.12a). O primeiro litotipo é constituído por porfiroblastos poiquilíticos centimétricos de granada e estaurolita imersos em matriz neoformada /recristalizada formada de plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. As condições metamórficas desta unidade são de fácies anfibolito.

Intercaladas ao pacote de rochas metasedimentares psamo-pelíticas, ocorrem rochas metassedimentares químicas representadas por gonditos e metacherts (Figura 3.12b).

As análises isotópicas de Sm-Nd apontam idades modelo (T_{DM}) em torno de 1,1 Ma para estas rochas metassedimentares, semelhantes às obtidas para os gnaisses tonalíticos. Os valores de ϵ_{Nd} são positivos e apontam o seu caráter juvenil (Pimentel *et al.*, 1997; Junges, 1998; Junges *et al.*, 2002).



Figura 3.12: A. Padrão de afloramento de granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto estruturado segundo transcorrência NE. B. Amostra de gndito oxidado.

3.2.6.3 Subnidade metavulcano-sedimentar - NP1mr3

Dispõe-se no setor central da Folha Campinorte, em contato tectônico com as seqüências Campinorte e Santa Terezinha e Grupo Serra da Mesa feito pela zona de cisalhamento Rio dos Bois. Compreende uma ampla variação de metavulcânicas básicas a ácidas, e metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de produtos hidrotermais associados às mineralizações de Cu-Au (Chapada) e Au (Mundinho, Viúva, Sururuca), dentre os quais se destacam estaurolita-cianita anfibolito, quartzo epidositos, piritá-quartzo-sericita xistos, muscovia-biotita xisto feldspático, muscovita-biotita-plagioclásio-microclínio gnaiss e gedrita-antofilita xisto. As metavulcânicas básicas são representadas, sobretudo, por anfibolitos finamente bandados, sendo, no entanto, comuns variações de granada anfibolito, biotita anfibolito, antofilita anfibolito e epidoto anfibolito com foliação difusa e granulação fina a média. Supostos litotipos interpretados como metavulcânicas ácidas a intermediárias (metariodacitos, metadacitos, metatufos andesíticos) são identificados como biotita-microclínio gnaisses, epidoto-biotita-plagioclásio gnaisses, muscovita-plagioclásio gnaisses e cianita-biotita-plagioclásio gnaisses (Figuras 3.13a, b). A seqüência de metassedimentares psamo-pelíticas apresentam a mais ampla variação petrográfica, com destaque para o grupo dos biotita xistos e biotita xistos feldspáticos que compõem-se essencialmente de biotita, quartzo, plagioclásio, com combinações variáveis de anfibólio, epidoto, clorita, feldspato potássico, granada, estaurolita, cianita e muscovita. São comuns ainda quartzitos e biotita-quartzo xistos feldspáticos finamente laminados ou em camadas espessas interpretados como meta-arenitos impuros e/ou metagravaucaas, intercalados esporadicamente por metavulcânicas básicas, que afloram em grande extensão a sudeste de Mara Rosa (Figuras 3.14 a, b). No extremo sudeste desta unidade, afloram clorita-muscovita xistos, anfibólio xistos, cianita-quartzo-muscovita xistos e quartzo xistos e quartzitos intercalados com metavulcânicas intermediárias a ácidas.

Datação em granito intrusivo nesta unidade no depósito de Posse mostra idade U-Pb em zircão de 862 ± 8 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protolito ígneo. Análise em titanita do mesmo contexto exibe idade concordante de cristalização de 632 ± 4 Ma, interpretada como a idade de pico do último evento metamórfico/deformacional da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa (Pimentel *et al.* 1997).

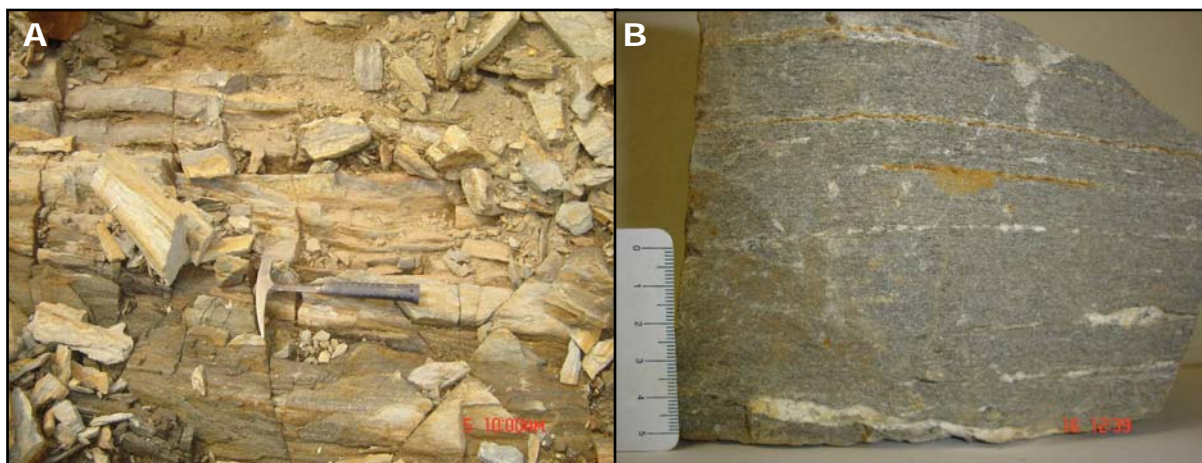


Figura 3.13: A. Exposição de anfibolito e anfíbólio xisto aflorante em frente de lavra da mina de Cu-Au Chapada. B. Biotita-microclínio gnaiss hospedeiro dos sulfetos de Cu da mina de Chapada.

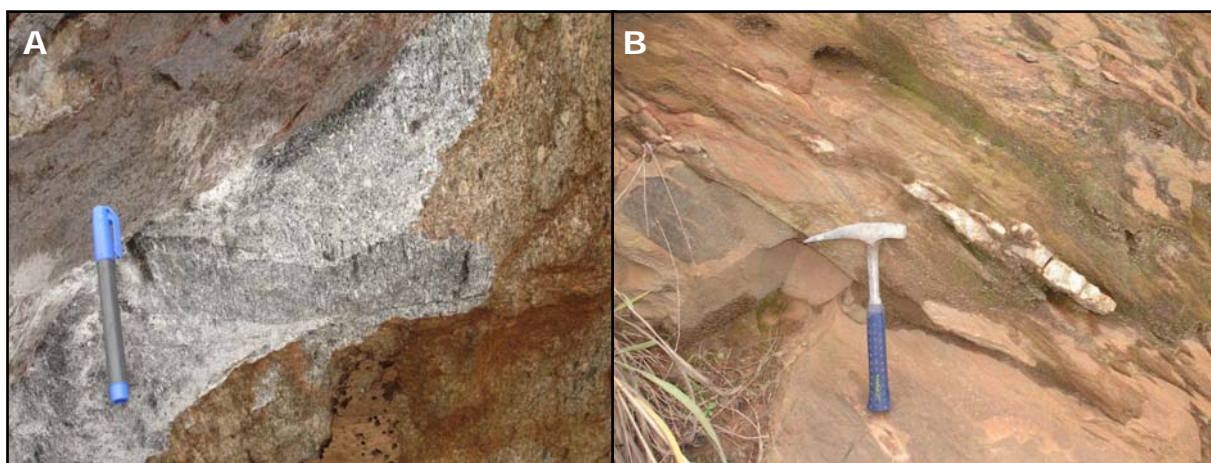


Figura 3.14: A. Metagrauvaca grossa com destaque para os fragmentos de feldspatos caulinizados em matriz quartzo-feldspática fina a média. B. Bancos maciços de metagrauvaca fina com segregações quartzosas.

3.2.7 Ortognaisses tonalíticos - NP1γ1gnt

Compõe-se predominantemente de ortognaisses tonalíticos (biotita gnaisses) de granulação média, tonalidade cinza claro a médio e constituído essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e, por vezes, hornblenda, com arranjo granoblástico. Os gnaisses exibem foliação difusa ou macroestrutura bandada realçada pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com diferentes proporções de biotita (Figura 3.15a). Dentro dos corredores de alta deformação (zona de cisalhamento transcorrente NE), estes corpos adquirem geometria sigmoidal fortemente alongada, aos quais se associam intensa segregação e/ou remobilização de veios quartzo-feldspáticos, com padrão de deformação fortemente irregular, provenientes de migmatização incipiente. Estes gnaisses englobam grande volume de xenólitos de anfibolitos de

granulação fina a média, microestrutura nematoblástica e constituídos essencialmente de hornblenda e plagioclásio (Figura 3.15b).

Datação U-Pb em zircão obtido de gnaiss tonalítico do depósito Zacarias mostra idade de 845 ± 5 Ma (Melo, 2006). Este resultado se aproxima das idades U-Pb em zircão de $856 +13/-7$ e 862 ± 8 obtidas para metatonalito e metagranito de Posse, respectivamente (Pimentel *et al.* 1997). Estas idades registram um importante evento gerador de rochas no arco magmático de Goiás.

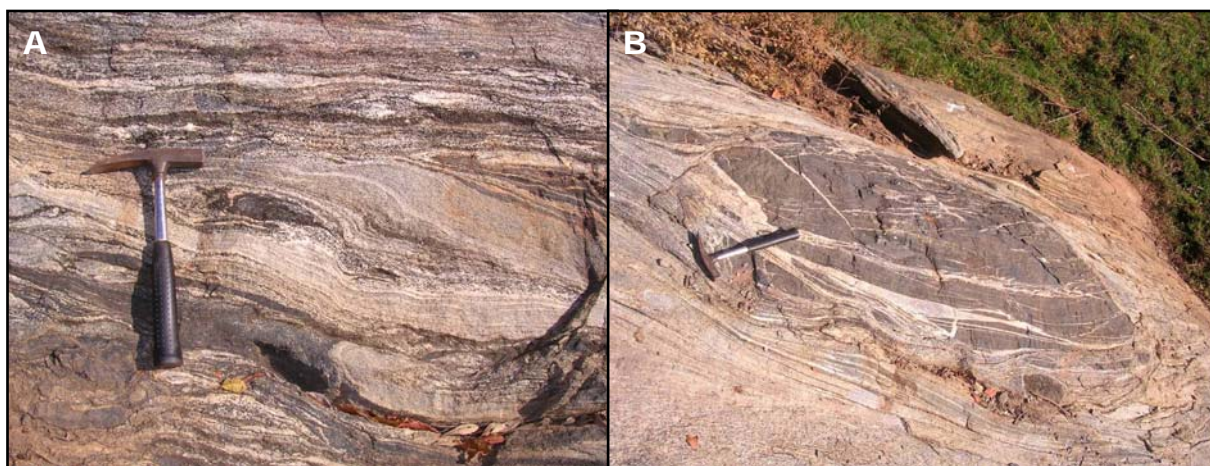


Figura 3.15: A e B. Ortognaisses tonalíticos (biotita gnaiss) exibindo bandamento pronunciado, segregação quartzosas e remobilizados quartzo feldspáticos concordantes e discordantes. Destaque para o grande volume de xenólitos de anfibolitos.

3.2.8 Seqüência metavulcano-sedimentar Santa Terezinha de Goiás – NP2st

A descrição da litoestratigrafia da seqüência Santa Terezinha foi em grande parte extraída da nota explicativa do mapa geológico da Folha Santa Santa terezinha, contígua à Folha Campinorte a leste, onde esta unidade ocorre em maior extensão e com ampla diversidade de subunidades (Fuck *et al.* 2006). De maneira geral, compõe-se de rochas de origem supracrustal, incluindo produtos derivados de atividade vulcânica, sejam derrames ou manifestações piroclásticas, e depósitos sedimentares, estes provavelmente incorporando produtos epiclásticos derivados da erosão de depósitos vulcânicos do arco magmático. A separação das subunidades de mapeamento no mais das vezes traduz predominância de certos tipos petrográficos ou associação de mais de um tipo petrográfico, reconhecidos no campo e com assinatura peculiar nos produtos derivados do tratamento dos dados de levantamento aerogeofísico. Algumas das subunidades separadas guardam grande semelhança entre si, não sendo descartada a possibilidade de representarem segmentos diferentes da mesma unidade.

3.2.8.1 Subunidade metavulcano-sedimentar – NP2st1

Esta subunidade ocupa a área rebaixada que flanqueia a Serra das Araras pelo sul e sudeste, na porção sudoeste da Folha Campinorte e extensão sudeste da Folha Santa Terezinha. Sua terminação mais oeste, na Folha Santa Terezinha, mostra forma em cunha de direção E-W, com cerca de 1km de largura, infletindo para NE, onde sua área de afloramento alcança cerca de 4km de largura. O contato ao norte com a suíte plutônica do arco magmático é determinado pela zona de cisalhamento Serra das Araras, marcada pela presença de cianita quartzitos e cianititos. O limite sul se dá de encontro a biotita gnaisses de origem ígnea.

A subunidade é representada, sobretudo, por anfíbolitos finos cinza escuros e epidoto anfíbolitos, além de meta-andesito pórfiro e blocos rolados de epidosito. Afloramentos isolados de anfíbolito médio a grosso parecem representar pequenos corpos intrusivos. Os anfíbolitos são intercalados com frequência por camadas decimétricas e métricas de hornblenda-granada-muscovita xisto, epidoto-biotita xisto e muscovita quartzito, atestando a contemporaneidade de vulcanismo e sedimentação

Hornblenda (35-45%) e plagioclásio, geralmente andesina (20-35%), são os constituintes maiores, que podem eventualmente alcançar cerca de 80% e 65% em volume da rocha, respectivamente. Epidoto, quartzo e biotita estão quase sempre presentes; cada um desses minerais pode chegar individualmente a cerca de 15% em volume, enquanto zoizita e clorita comparecem em proporções menores. Minerais opacos, apatita e zircão são acessórios. A composição mineralógica dos anfíbolitos e rochas associadas é indicativa de metamorfismo de fácies anfíbolito, com retrogressão parcial.

Os protólitos representados na unidade são antigos derrames de basaltos, aos quais se associou vulcanismo de natureza andesítica. Embora não claramente identificada, contribuição vulcanoclástica provavelmente está presente em rochas em que anfíbólio e plagioclásio se associam a proporções elevadas de mica, epidoto, granada, quartzo e clorita, que, no entanto, também podem representar sedimentação imatura tipo arenito lítico (grauvaca).

Análise U-Pb em zircão de amostra de andesito pórfiro indica a idade de 670 ± 4 Ma, valor praticamente idêntico ao obtido em rocha vulcânica félsica intercalada na unidade de clorita xisto. A assinatura isotópica de neodímio é representada por idades modelo T_{DM} entre 0,8 e 1,19 Ga, indicando curta residência crustal.

3.2.8.2 Subunidade metassedimentar – NP2st2

A unidade de clorita xistos e rochas associadas forma faixa alongada, com cerca de 3 a 5 km de largura, que se estende da porção oeste da área da Folha Santa Terezinha, rumo NW-SE até o limite sul, ao sul de Santa Terezinha de Goiás, a partir daí inflectindo para leste e em seguida para nordeste, alcançando a porção sudoeste da Folha Campinorte. A orientação da foliação S_0/S_1 segue aproximadamente a mesma disposição.

Os termos petrográficos observados na faixa de afloramentos são bastante variáveis, incluindo muscovita-clorita xisto, clorita-muscovita xisto, clorita-quartzo xisto, biotita-muscovita-clorita xisto, granada-clorita-muscovita xisto e magnetita-muscovita-clorita xisto. Apresentam como traço comum proporções de clorita geralmente superiores a 15% em volume, conferindo às rochas cor verde mais ou menos intensa; saprolitos são geralmente de cor avermelhada a marrom. Além de clorita, os minerais mais comuns são quartzo (30-35%), muscovita (20-30%), biotita (5-10%), epidoto (5-15%). Granada pode estar presente em até 10% em volume, carbonato ocasionalmente alcança 20%, enquanto plagioclásio não ultrapassa 10%. Minerais opacos (magnetita, sulfetos, eventualmente chegando a 10%) e rutilo, às vezes titanita, são acessórios. Quartzo frequentemente forma segregações com aspecto sigmoidal.

Intercalações de biotita xisto feldspático, anfíbólio xisto e anfíbolito são comuns. Ocasionais intercalações de clorita-tremolita xisto e de rochas feldspáticas foram observadas. Zircão extraído

de amostra de biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático, coletada sob ponte no Ribeirão Bacalhau ao sul de Santa Terezinha de Goiás, e considerado como possível sucedâneo de rocha vulcânica félsica intercalada em muscovita-clorita xisto, foi datado em 666 ± 8 Ma, valor similar, considerado o erro analítico, à idade obtida em afloramento de rocha metavulcânica félsica pouco a sul da área estudada (Dantas *et al.* 2001).

As idades modelo Sm-Nd TDM são variadas. Idades em torno de 1 e 1,01 assinalam materiais de curta residência crustal. Já as idades modelo de 1,87 e 2,42 Ga indicam que a sedimentação teve contribuição de fontes mais antigas, talvez paleoproterozóicas e mesmo arqueanas, que se misturaram com materiais de fontes mais jovens, neoproterozóicas, no sítio deposicional.

Pequenos *plugs* de rochas ígneas félsicas foram encontrados em várias localidades ao longo da faixa de afloramentos de clorita xistos. A composição varia de diorito, quartzo diorito e tonalito até granito. Um desses corpos, de formato lenticular e composição granodiorítica, exposto a oeste de Santa Terezinha de Goiás, apresenta idade U-Pb em zircão de 648 ± 5 Ma.

As paragêneses mais comumente identificadas nos clorita xistos são típicas de fácies xisto verde. Entretanto, a presença de intercalações eventuais de anfibolitos sugere que o metamorfismo foi originalmente mais elevado, tendo sido superimposto por recristalização retrogressiva generalizada. Os protolitos são provavelmente de origem sedimentar, predominantemente pelítica, com certo grau de imaturidade à vista da presença freqüente de plagioclásio e outros minerais ricos em Ca, podendo representar contribuição de natureza vulcanoclástica. Contribuição de origem vulcânica é identificada no caso de anfibolitos, anfibólio xistos, clorita-tremolita xisto, e em particular no caso de rochas feldspáticas, como é o caso da amostra datada.

3.2.9 Biotita gnaïsse – NP1γ2bgn

Estreita faixa alongada de biotita gnaïsse, com cerca de 1 km de largura, é encontrada na porção sudoeste da Folha Campinorte e sudeste da Folha Santa Terezinha. A faixa compreende tipos petrográficos variados, em função da variação nas proporções de quartzo, plagioclásio e microclínio e da natureza e proporção dos minerais varietais, como granada, hornblenda, epidoto e muscovita. Os afloramentos mais numerosos são de granada-epidoto-biotita gnaïsse, aos quais se associam granada-biotita-gnaïsse, epidoto-biotita gnaïsse e muscovita-biotita gnaïsse. Texturas e relações de campo mostram que esses gnaïsses representam protolitos ígneos plutônicos, cuja composição é de quartzo monzonito, granito, granodiorito e tonalito. Diques de quartzo monzodiorito, também deformado e recristalizado em fácies anfibolito, foram observados em alguns afloramentos.

Idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 1,08 Ga obtida em uma das amostras da faixa mostra que a unidade possivelmente faz parte da suíte plutônica de arco, a atribuição de idade ediacarana sendo inferida por analogia com o gnaïsse tonalítico exposto mais a norte.

3.2.10 Suíte Amarolândia - NP3γ3am

Denomina-se de suíte Amarolândia pequenos corpos a intrusões batolíticas de tonalitos pouco ou não deformados, que ocorrem em toda extensão do arco magmático Mara Rosa, com destaque

para as intrusões aflorantes no entorno de Amarolândia e na área do depósito Chapada. Os litotipos mais representativos desta suíte exibem macroestrutura isótropa a ligeiramente foliada, granulação média e tonalidade mosqueada de branco e cinza escuro (Figura 16a). Compõem-se em maior proporção de plagioclásio e quartzo ligeiramente deformados, entremeados por aglomerados de biotita. Por vezes, protomilonito tonalítico exhibe protofoliação milonítica definida por superfícies anastomosadas constituída de quartzo e biotita neoformados e/ou recristalizados. Epidoto e clorita são produtos comuns ligados a metamorfismo de fácies xisto verde.

Análise U-Pb em zircão de tonalito do depósito Chapada mostra idade de $635 \pm 2,4$ Ma, interpretada como de cristalização magmática e tida como representativa da suíte tonalítica Amarolândia (Melo, 2006).

3.2.11 Granito Faina - NP3γ4f

Trata-se de uma suíte de plutônicas ácidas, comumente representada por corpos pequenos pouco ou não deformados de natureza pós-tectônica. As intrusões graníticas incluem principalmente biotita granito e leucogranitos a duas micas, com fácies granodiorítica subordinada, que exibem granulação média a grossa e tonalidade cinza claro. O granito Faina constitui um batólito alongado disposto segundo NE-SW, localizado a cerca de 15 km a noroeste de Alto Horizonte (Chapada). A principal fácies deste batólito, inclusive aproveitada como rocha ornamental, exhibe granulação média a grossa, macroestrutura isótropa a ligeiramente foliada e compõe-se de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada (Figura 16b). O contato deste corpo com as metassedimentares encaixantes é marcado por uma faixa larga de milonitos a ultramilonitos.

O granito Faina foi datado em 576 ± 6 Ma (Junges *et al.* 2002a, 2003), enquanto as idades modelo Sm-Nd T_{DM} se situam entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana *et al.* 1995, Junges *et al.* 2002b).

3.2.12 Cianititos - NP3cn

Os cianititos diferem das demais unidades por apresentarem grande contribuição de metassedimentares ricas em cianita (granada-cianita-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita-cianita xisto, cianita quartzito e cianitito), com intercalações subordinadas de metavulcânicas básicas a intermediárias (anfíbolitos finos, anfíbio xistos), quartzo-clorita-muscovita xisto e pirita-clorita-serita xisto. Esta unidade ocorre frequentemente envolvendo as serras de cianititos ao longo da zona de cisalhamento Serra de Bom Jesus, no entorno de Mara Rosa, ao longo da Serra das Araras e nas rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Chapada (Figuras 3.17a, b).

Esta unidade é mais bem descrita na Serra das Araras, que consiste de uma associação de rochas ricas em cianita: cianitito, cianita quartzito, muscovita-cianita quartzito, muscovita-cianita-quartzo xisto e plagioclásio-paragonita-cianita xisto (Figura 3.18a). Os cianititos exibem granulação média a grossa, textura diablástica e ocorrem em blocos métricos nas encostas íngremes. Cianititos compreendem mais de 90% de cianita, à qual se associam quartzo, muscovita e rutilo (Figura 3.18b). A rocha é azul, em geral isótropa e sua textura é diablástica, com granulação média a grossa. Nos quartzitos, de cor branca a azulada, cianita perfaz em geral entre 30 e 65% do volume da rocha, a ela se associando quantidades variáveis de quartzo e muscovita, além de rutilo como

acessório. Nos xistos encontrados à margem da Serra das Araras, o conteúdo de cianita decresce para valores em geral menores que 30%.

Concordando com Palermo (1996), o crescimento da cianita pode estar ligado à alteração hidrotermal-magmática prévia de rochas intrusivas ácidas, datadas em cerca de 860 Ma (Pimentel *et al.* 1997), seguido por metamorfismo de fácies anfibolito de produtos hidrotermais aluminosos do estágio avançado de alteração, durante pico do metamorfismo de fácies anfibolito em cerca de 760 Ma (Junges *et al.* 2002).

Ao longo da Serra das Araras, admite-se que os cianititos foram remobilizados e segregados em evento ligado ao término da evolução brasileira na região.

Datação U-Pb em rutilo incluído em cianita de cianitito apresenta idade de 569 ± 9 Ma. Este resultado é interpretado como ligado ao resfriamento do evento metamórfico de fácies anfibolito, iniciado em cerca de 630 Ma.

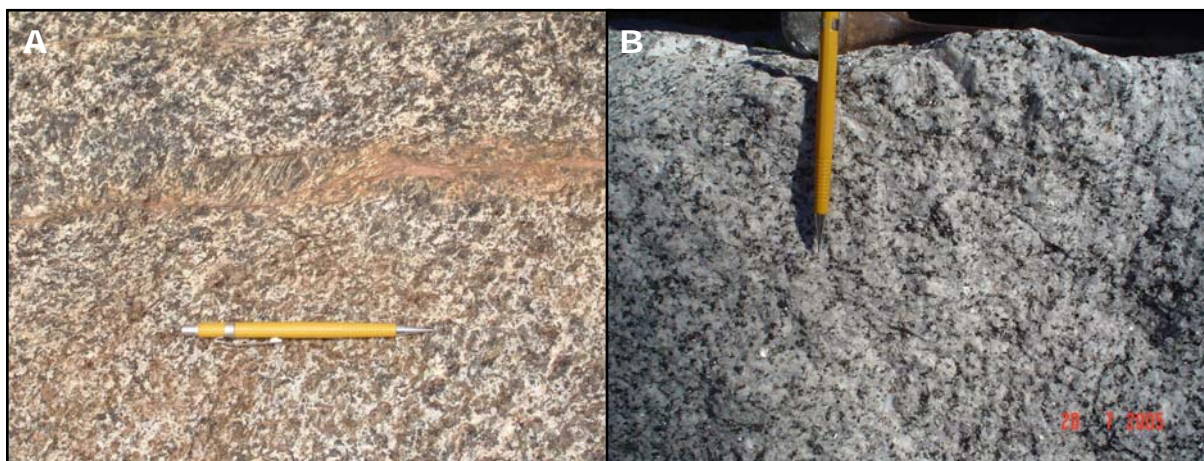


Figura 3.16: A. Tonalito pouco deformado com macroestrutura mosqueada realçada por agregados de biotita em matriz de plagioclásio e quartzo. B. Leucogranito de granulação média e macroestrutura isotrópica representativo de fácies não deformada do granito faina.

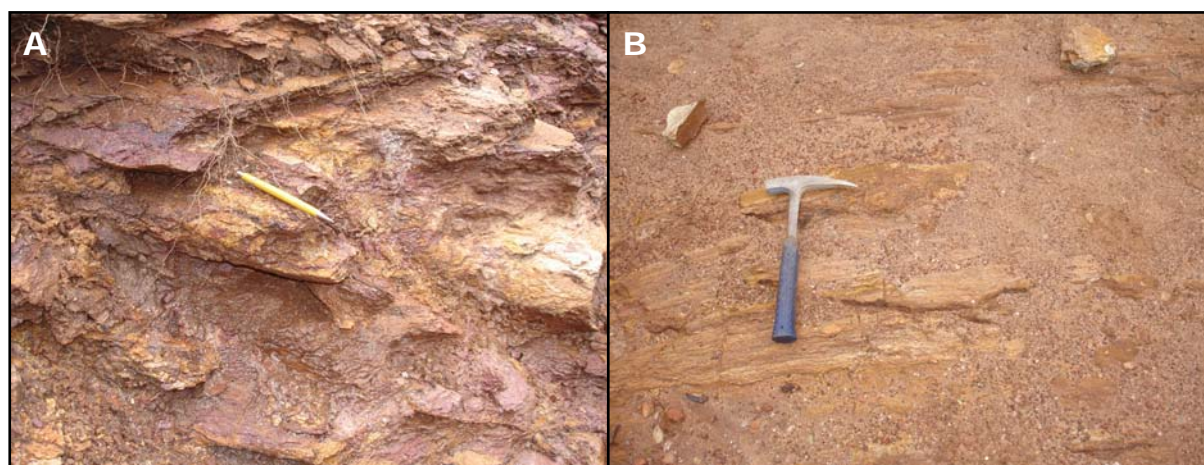


Figura 3.17: Muscovita-cianita-quartzo xistos encaixante do depósito Chapada (A) e ao longo da serra de Bom Jesus (B).

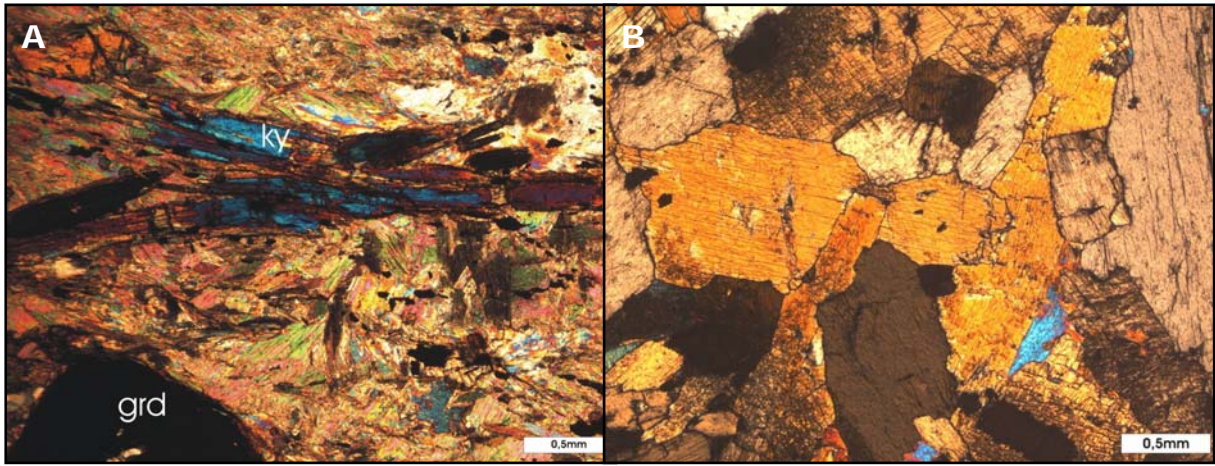


Figura 3.18: A. Granada-cianita-muscovita xisto encaixante do cianitito maciço da serra das Araras. B. Destaque para microestrutura granoblástica do cianitito maciço.

3.3 Petrologia e Geoquímica

3.3.1 Introdução

Neste item é apresentada a integração de dados geoquímicos e interpretações geotectônicas das principais unidades que integram a Folha Campinorte, com ênfase à seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa (tabelas 3.31, 3.32, 3.33). Esta compilação foi fundamentada em artigos e várias dissertações de mestrado e teses de doutorado, entre os quais se destacam Richardson *et al.* (1986), Kuyumjian (1989), Viana (1995), Palermo (1996), Projeto Chapada (1997), Pimentel *et al.* (1997), Junges (1998), Pimentel *et al.* (2000), Junges *et al.* (2002) e Oliveira *et al.* (2004).

3.3.2 Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa

3.3.2.1 Anfibolitos (metavulcânicas básicas)

Apesar das rochas metabásicas estarem completamente recristalizadas para associações minerais de fácies anfibolito, preservando ocasionalmente texturas ígneas reliquias, as relações de campo e químicas dessas rochas apontam origem ígnea para esses litotipos, provavelmente vulcânica. De acordo com Kuyumjian (1989), análises de elementos maiores mostram que os anfibolitos menos alterados não foram significativamente transformados por deformação e metamorfismo, indicando sistema basáltico típico de arcos juvenis.

Na região do depósito Chapada, tais rochas máficas assemelham-se tanto a metabasaltos (granada, diopsídio e epidoto anfibolitos) quanto à meta-andesitos basálticos (quartzo-granada e quartzo anfibolitos) (Figura 3.19), sendo que os metabasaltos possuem assinaturas geoquímicas similares a basaltos toleíticos imaturos de arco de ilha, ricos em Mg, Ni e Cr (Kuyumjian, 1989). Os diopsídio-anfibolitos, entretanto, apresentam assinatura geoquímica complexa entre arcos de ilha e MORB, o que sugere ambiente de retro-arco para a formação de tais rochas (Kuyumjian, 1994; Junges *et al.*, 2002). Já os meta-andesitos basálticos da região de Chapada apresentam caráter predominantemente calci-alcalino de arco oceânico (Figuras 3.20 a 3.22).

Nos anfibolitos observam-se baixas concentrações de cério e ETR, com enriquecimento dos elementos leves relativo aos pesados, típicas de rochas máficas vulcânicas de ambiente de arco (Richardson *et al.* 1986). O enriquecimento em elementos HFS na maioria dos metabasaltos é superior ao esperado em processos metamórficos, o que sugere que representem assinatura

primária com componente típico de zona de subducção (Kuyumjian, 1989). Atribui-se ainda tal fato a uma componente sedimentar na gênese dos magmas, oriunda da placa subductada. Estão presentes anomalias negativas de tântalo e nióbio, apesar destas nem sempre estarem muito pronunciadas. Anomalias de európio são discretas ou inexistentes, provavelmente em função de alteração hidrotermal e metamorfismo (Kuyumjian, 1989). A assinatura isotópica Sm-Nd dos anfibolitos, com valores de ϵ_{Nd} positivos, indica o caráter depletado do manto que deu origem a essas rochas (Junges *et al.* 2002).

Particularmente, os diopsídio-anfibolitos apresentam padrões relativamente não fracionados de elementos HFS e ETR, além da ausência de anomalias negativas de nióbio e tântalo. Kuyumjian & Suddaby (1988) sugerem que tais características geoquímicas são indicativas da transição entre basaltos toleíticos e de arco de ilha (Figuras 3.23, 3.26).

Os olivina-gabros da região de Chapada apresentam diagrama multi-elementar semelhante aos basaltos de arco de ilha. A composição da olivina e do plagioclásio coexistentes assemelham-se a gabros cumuláticos de ambiente de arco e, assim, essas rochas podem ser os equivalentes plutônicos das rochas vulcânicas da região de Chapada.

Na região de Posse, os anfibolitos da seqüência Mara Rosa dividem-se em três grupos de acordo com a associação litológica (Palermo, 1996). O grupo 1 compreende anfibolitos e rochas máficas com talco, localizadas na porção oriental das faixas Central e Ocidental. O grupo 2, por sua vez, constitui-se dos anfibolitos distribuídos ao longo dos três cinturões. Já no grupo 3, os anfibolitos encontram-se intercalados em microclínio gnaisses, como observado na mina de Posse. Tais rochas são interpretadas principalmente em função dos elementos incompatíveis, a fim de identificar processos de evolução magmática e de alteração hidrotermal (Figura 3.24).

Conforme os demais anfibolitos da seqüência Mara Rosa, tais rochas apresentam caráter predominantemente calci-alcálico de arco magmático, com alguns termos toleíticos inseridos no grupo 2 interpretados como fragmentos de crosta oceânica (Figura 3.25). A análise da composição de elementos traço aponta que os três grupos representam diferentes líquidos iniciais, com assinaturas geoquímicas distintas ao longo da evolução magmática (Palermo, 1996).

O grupo 1, particularmente, apresenta maior concentração de MgO, Cr e Ni e, dessa forma, é interpretado como uma série intrusiva com alta proporção de acumulação de minerais máficos, ou como líquidos efusivos magnesianos, comparáveis a komatiítos. A série 2 apresenta teores mais elevados de FeO, V e Sc, e a composição da olivina normativa, em torno de Fo70, é típica de gabros. Algumas amostras apresentam enriquecimento relativo em ferro e titânio, justificando assim os termos com assinatura toleítica (Palermo, 1996).

A série 3, por sua vez, apresenta maiores concentrações de Zr, Th, Ce e Nb do que os demais grupos, o que lhe confere tendência alcalina. Os ortognaisses intercalados são interpretados como os representantes mais evoluídos desse grupo (Palermo, 1996).

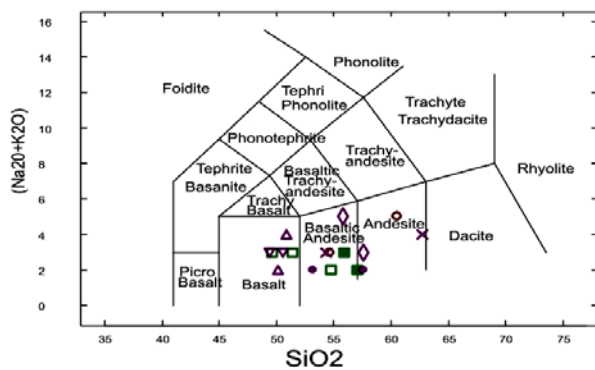


Figura 3.19: Diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 para anfibolitos do depósito de Chapada (LeBas *et al.*, 1986).

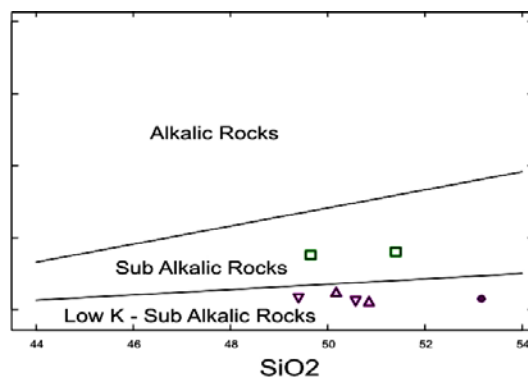


Figura 3.20: Diagrama K_2O vs SiO_2 das séries magmáticas para anfibolitos do depósito de Chapada (after Middlemost, 1975).

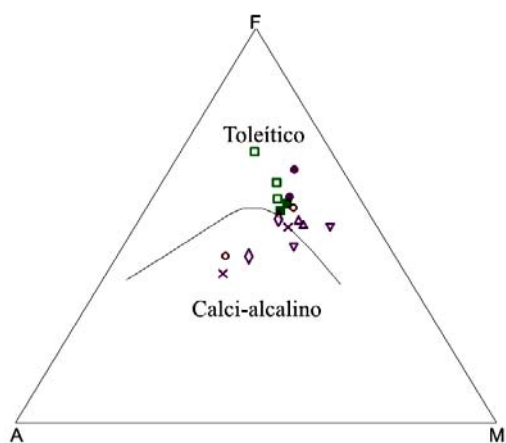


Figura 3.21: Diagrama AFM para anfibolitos do depósito de Chapada (Irvine & Baragar, 1971).

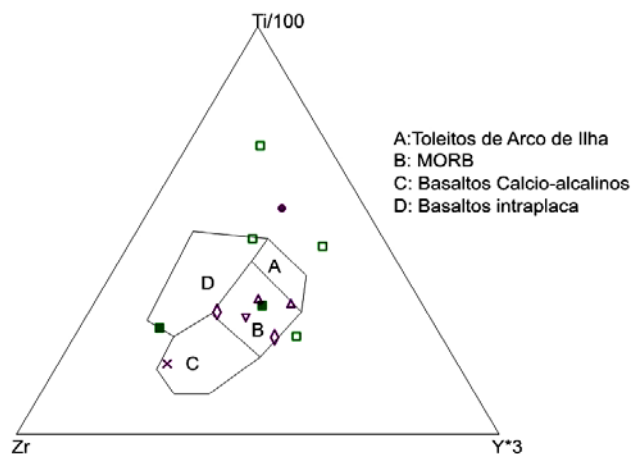


Figura 3.22: Distribuição de classificação tectônica para anfibolitos do depósito de Chapada (Pearce *et al.*, 1984).

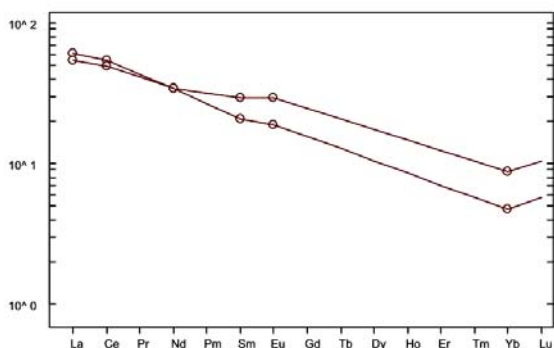
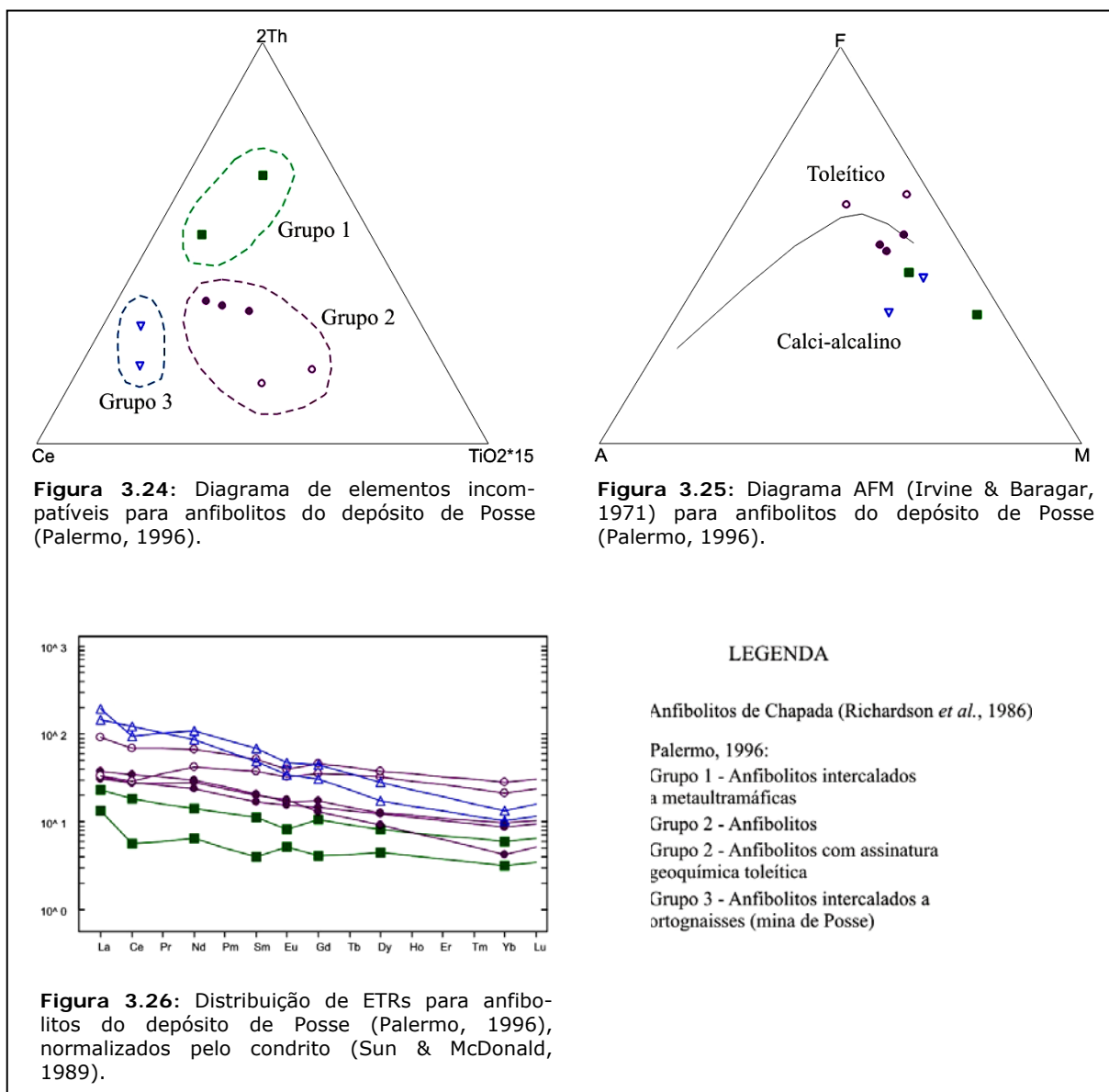


Figura 3.23: Distribuição de ETRs para anfibolitos do depósito de Chapada (Richardson *et al.*, 1986), normalizados pelo condrito (Sun & McDonald, 1989).

- LEGENDA
- Anfibolitos - Proj. Chapada (1997)
 - Meta-gabros - Proj. Chapada (1997)
 - Richardson *et al.* (1986)
 - Grt-anfibolitos (Kuyumjian, 1989)
 - ▲ Ep-anfibolitos (Kuyumjian, 1989)
 - ▼ Cpx-anfibolitos (Kuyumjian, 1989)
 - ◇ Qtz-Grt-anfibolitos (Kuyumjian, 1989)
 - × Qtz-Grt-anfibolitos (Kuyumjian, 1989)



3.3.2.2 Metassedimentares psamo-pelíticas

Análises geoquímicas de rochas metassedimentares devem ser interpretadas com cautela, uma vez que há uma grande variedade de fontes de sedimentos e de processos geoquímicos, como diagênese, metamorfismo, e metassomatismo.

Estudos realizados no Arco Magmático Mara Rosa, externos aos limites da Folha Campinorte, apontam grauvacas e folhelhos como os protolitos das rochas metassedimentares (Junges, 1998). A fonte dos sedimentos é interpretada como de origem ígnea, uma vez que as características mantiveram-se preservadas devido a um curto ciclo sedimentar. Diagramas de distribuição de elementos terras raras apontam um padrão de fracionamento homogêneo, com discreto enriquecimento em ETR leves e anomalia negativa de európio pronunciada (Junges, 1998; Junges *et al.* 2002).

As análises isotópicas de Sm-Nd apontam idades modelo (T_{DM}) em torno de 1,1 Ma para as rochas metassedimentares da faixa oeste do arco Mara Rosa, semelhantes às obtidas para os gnaisses

tonalíticos. Os valores de ϵ_{Nd} são positivos, o que indica os ortognaisses como principais fontes de sedimentos, e apontam o seu caráter juvenil (Pimentel *et al.* 1997; Junges, 1998; Junges *et al.* 2002). Assim, a deposição é interpretada como intra-oceânica e distante de fontes mais antigas. (Pimentel *et al.* 2000).

3.3.2.3 Ortognaisses tonalíticos

Os ortognaisses são primitivos, com baixas concentrações de SiO_2 , e possuem composição tonalítica, predominantemente metaluminosa, com poucos representantes peraluminosos (Figura 3.27). Os teores de álcalis, com alto conteúdo de CaO, apontam ainda natureza cálcica a calci-alcalina (Figuras 3.28, 3.29). O diagrama de distinção tectônica indica que os ortognaisses da região de Mara Rosa inserem-se no domínio de arco vulcânico, em ambiente pré-colisional (Figura 3.30) (Viana, 1995; Junges, 1998).

Observam-se baixas concentrações de LIL e HFS, bem como baixas razões de Ta/Nb e Y/La, o que indica que o protolito é derivado do manto. Assim, os ortognaisses tonalíticos assemelham-se a granitóides do tipo M de arcos de ilha imaturos (Kuyumjian, 1989; Viana, 1995).

A distribuição dos elementos traço aponta enriquecimento em LIL em relação à Nb e Y, bem como aos elementos terras raras pesados (Figura 3.31). Dessa forma, os ortognaisses da região de Mara Rosa são similares a granitóides intermediários a ácidos, calci-alcalinos, de ambiente de arco vulcânico (Pearce *et al.*, 1984). Os elementos terras raras apresentam teores moderados a baixos, com leve fracionamento em relação ao normalizador. São discretas as anomalias de európio, e observa-se enriquecimento nos elementos terras raras leves (Viana, 1995).

O ortognaisse tonalítico apresenta idade U/Pb em zircão de $856 \pm 13 / -7$ Ma, que é interpretada como a idade de cristalização do protolito (Pimentel *et al.* 1997). Análises pelo método Rb-Sr para a mesma amostra indicam isócrona com idade de 600 ± 136 Ma, e razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de $0,7032 \pm 0,00002$. Dessa forma, tal idade representa o fechamento do sistema isotópico Rb-Sr após o pico do evento tectono-metamórfico, e a baixa razão indica residência crustal breve (Pimentel *et al.* 1997). Pelo método Sm-Nd, tem-se idade modelo (T_{DM}) de 1001 Ma, com ϵ_{Nd} positivo, o que indica o caráter primitivo da fonte (Viana, 1995). Essas características isotópicas são similares aos gnaisses do arco magmático Arenópolis, os quais são interpretados como produto de fusão de rochas calci-alcalinas crustais constituídas a partir de fonte mantélica empobrecida, provavelmente de idade Neoproterozóica (Viana, 1995; Pimentel *et al.* 1997, 2000).

3.3.2.4 Granitos, granodioritos e dioritos

Os granitos constituem uma família composta por corpos pouco a não-deformados. Encontram-se intrusivos nos ortognaisses tonalíticos e nas seqüências supracrustais da seqüência Mara Rosa. Em sua maioria apresentam composição predominantemente granodiorítica, com termos graníticos subordinados, com feições de intrusão tardia e metamorfismo praticamente ausente em alguns corpos graníticos (Figura 3.32).

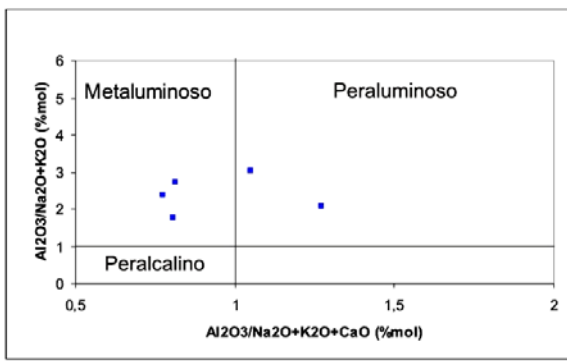


Figura 3.27: Diagrama de saturação em alumínio com base nos índices de Shand para ortognaisses (Maniar & Picoli, 1989).

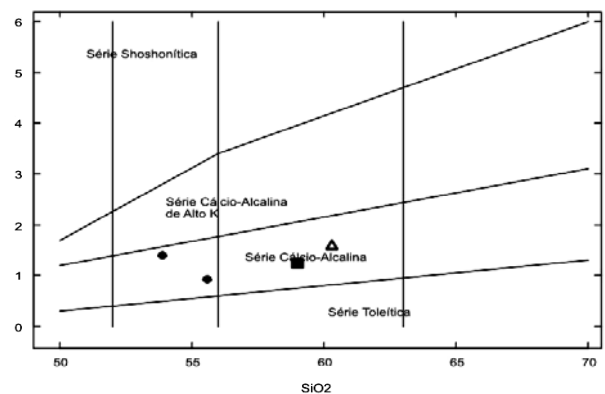


Figura 3.28: Diagrama K_2O vs SiO_2 das séries magmáticas para ortognaisses (after Peccerillo and Taylor, 1976).

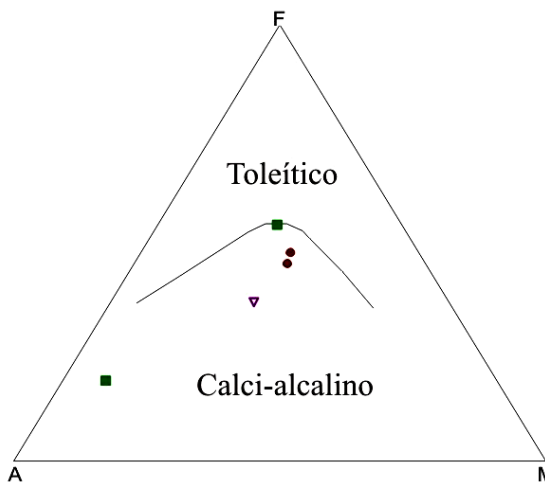


Figura 3.29: Diagrama AFM para ortognaisses (Irvine & Baragar, 1971).

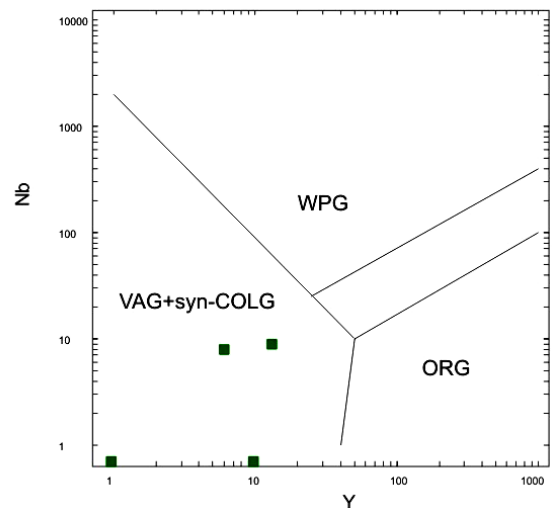
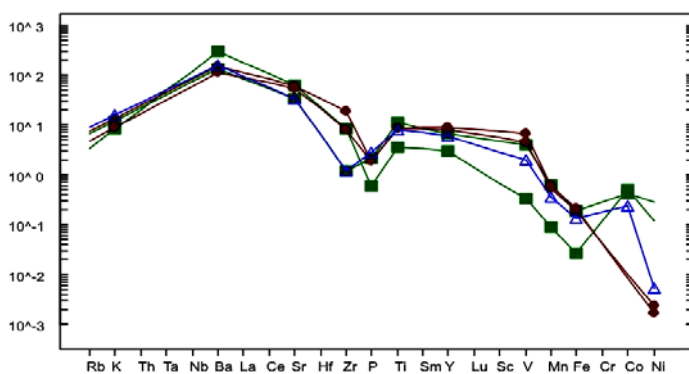


Figura 3.30: Diagrama de classificação tectônica para ortognaisses (Pearce *et al.*, 1984).



- LEGENDA
- Viana (1995)
 - Projeto Chapada (1997)
 - ▲ Junges (1998)

Figura 3.31: Distribuição de elementos traço para ortognaisses, normalizados pelo condrito (Wood *et al.*, 1979b).

São metaluminosos a peraluminosos nos termos mais evoluídos, com razões A/CNK mais elevadas que nos ortognaisses (Figura 3.33). O padrão de fracionamento dos álcalis indica natureza calci-alcalina (Figuras 3.34, 3.35) e predominantemente de ambiente sin a pós-colisional (Viana, 1995; Junges, 1998).

Com relação aos elementos traços, observa-se um enriquecimento nos LIL com relação à Y e ETR, feições típicas de granitos calci-alcálicos de arco vulcânico (Pearce *et al.* 1984). Os elementos terras raras apresentam conteúdos moderados, e resultam em padrões fortemente fracionados, principalmente para os ETR pesados, o que indica um comportamento compatível de tais elementos nos termos mais félsicos (Figura 3.36). A presença de anomalias muito discretas de európio sugere a ausência de plagioclásio na fonte desses magmas (Viana, 1995).

O granito Faina apresenta idades modelo em torno de 1,0 Ga e ϵ_{Nd} positivo, características distintas aos demais granitos da faixa oeste da seqüência Mara Rosa (Viana, 1995). Dessa forma, tem-se que os granitos com ϵ_{Nd} negativo representem fontes mais antigas e que os ϵ_{Nd} positivos indiquem magmas originalmente primitivos, com assinatura isotópica semelhante aos gnaisses tonalíticos e às rochas metassedimentares (Viana, 1995; Pimentel *et al.*, 1997).

Dessa forma, interpreta-se que os granodioritos da região de Mara Rosa representem fusão parcial de rochas crustais metaluminosas, provavelmente os ortognaisses tonalíticos. Já os granitóides, que apresentam assinatura geoquímica predominantemente peraluminosa, podem apresentar ainda contribuição de grauvacas na constituição (Viana, 1995).

Os dioritos analisados por Viana (1995) assemelham-se aos corpos mapeados na Folha Campinorte. Tais intrusões são menos volumosas que os granitos, com textura de mistura de magmas comum nesses termos, e apresentam composição andesítica de médio potássio. A assinatura geoquímica é similar aos granitos, com enriquecimento em Ba e baixos teores de Nb, Y e Yb. Os elementos terras raras, por sua vez, apresentam discreto fracionamento (Viana, 1995; Junges, 1998).

O fato dos granitos serem correlatos aos dioritos tanto no espaço e tempo, quanto na composição química, sugere fontes similares para tais rochas. Dessa forma, a associação desses termos configura um evento magmático bi-modal, constituído pela ascensão e acomodação de magma máfico sob a crosta continental durante o colapso final do orógeno Brasileiro (Viana, 1995; Junges, 1998).

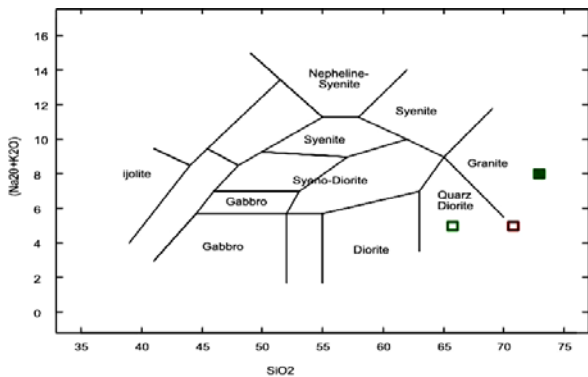


Figura 3.32: Diagrama (Na_2O+K_2O) vs SiO_2 (Cox-Bell-Pank, 1979).

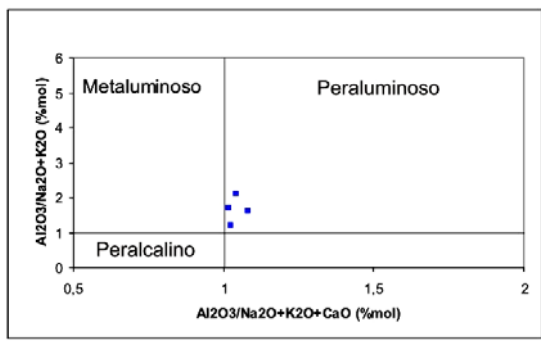


Figura 3.33: Diagrama de saturação em alumínio com base nos índices de Shand (Maniar & Piccoli, 1989).

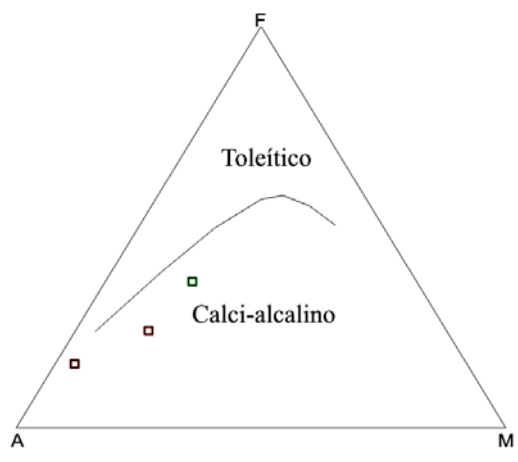


Figura 3.34: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971).

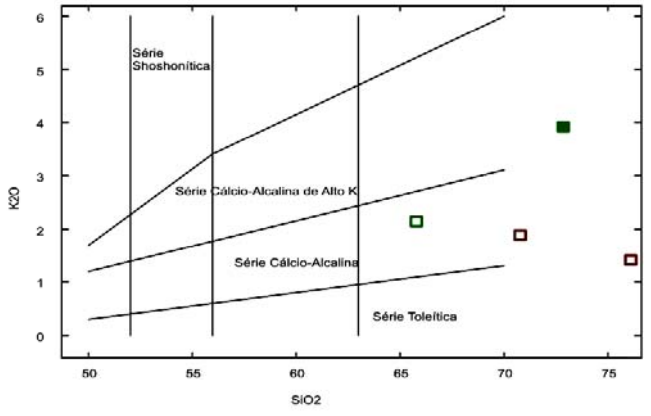


Figura 3.35: Diagrama K_2O vs SiO_2 das séries magmáticas (after Peccerillo and Taylor, 1976).

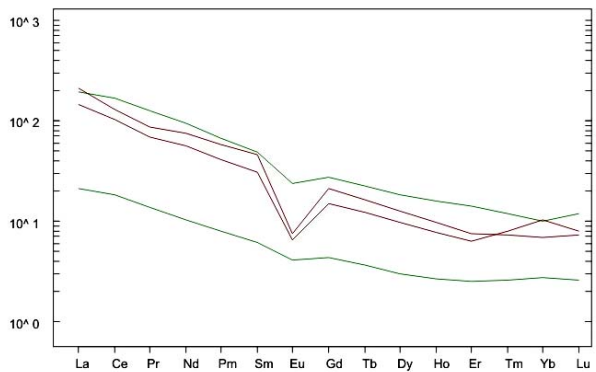


Figura 3.36: Distribuição dos elementos terras raras, normalizados pelo condrito (Sun & McDonald, 1989).

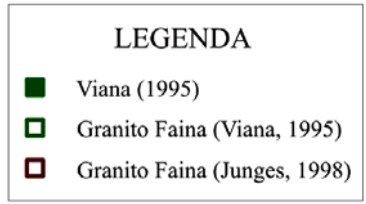


Tabela 3.31: Análises químicas de rochas graníticas da Sequência metavulcano-sedimentar Mara Rosa.

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	TOTAL
MR 5	72.89	0.10	14.39	0.48	0.45	0.02	0.23	1.37	4.45	3.93	0.04	0.66	99.01
MR 39	65.80	0.71	15.83	3.42	1.29	0.08	1.93	4.25	3.14	2.14	0.20	0.99	99.78
MR 130	76.12	0.15	13.47	0	1.35	0.06	0.25	2.32	4.09	1.42	0.07	0.72	100.02
MR 132	70.81	0.55	14.15	1.37	1.46	0.08	1.23	3.16	3.74	1.89	0.17	1.21	99.82
	Li	Be	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo
MR 5		6			110	99						38	
MR 39		1			957	252			19	4		85	
MR 130		2			356	126				0		22	
MR 132		1			608	361				9		52	
	Au	As	Ag	Bi	Th	U	Zr	Hf	Sn	Nb	Ta	W	V
MR 5							57.75						5
MR 39							26.50						79
MR 130							94						0
MR 132							35						32
	Sc	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
MR 5			6	4.95	11.28		4.87	0.93	0.24	0.9		0.76	0.15
MR 39			25	45.43	102.40		44.57	7.36	1.39	5.62		4.67	0.91
MR 130			12	34.74	63.44	6.48	26.12	4.68	0.38	3.09			
MR 132			18	49.68	79.34	8.33	35.09	6.96	0.43	4.40			
	Er	Tm	Yb	F	A	M	Ti	Rocha	Fonte				
MR 5	0.41		0.47	0.885	8.38	0.23	599.5	Granito	Viana, 1995				
MR 39	2.32		1.69	4.581	5.28	1.93	4256.45	Granito	Viana, 1995				
MR 130	1.04		1.75	1.215	5.51	0.25	899.25	Granito	Viana, 1995				
MR 132	1.25		1.17	2.684	5.63	1.23	3297.25	Granito	Viana, 1995				
97-II-133F	74.89	0.37	14.60	1.43	0.01	0.02	0.44	2.52	3.66	0.84	0.07	0.35	99.20
97-II-133M	58.99	1.11	17.20	5.96	1.31	0.14	2.88	5.94	2.61	1.25	0.24	1.37	99.00
MR 3	53.91	0.86	17.67	5.30	1.95	0.12	4.47	8.54	3.57	1.40	0.22	1.10	99.11
MR 75	55.59	0.88	16.95	5.42	3.54	0.13	4.71	8.08	3.16	0.92	0.21	1.22	100.54
MR 135	60.30	0.82	15.86	3.36	2.01	0.08	3.67	5.94	4.35	1.60	0.33	1.21	99.53
	Li	Be	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo

Tabela 3.31: Análises químicas de rochas graníticas da Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa (continuação).

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
97-II-133F					883	621		240		2			
97-II-133M					410	340		200		9			
MR 3		1.00			454	603			23	91		68	
MR 75		1			342	536			16	108		90	
MR 135					467	336		109	51	10		63	
	Au	As	Ag	Bi	Th	U	Zr	Hf	Sn	Nb	Ta	W	V
97-II-133F							75			8			16
97-II-133M							11			9			200
MR 3							172.25						223
MR 75							73.50						322
MR 135							11						96
	Sc	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
97-II-133F			6										
97-II-133M			13										
MR 3			16	10.38	24.720		10.85	2.73	0.87	2.57		2.65	0.52
MR 75			18										
MR 135			12										
	Er	Tm	Yb	F	A	M	Ti	Rocha(ortognaisse)		Fonte			
97-II-133F				1.439	4.5	0.44	2218.15	Hb-tonalito		Projeto Chapada, 1997.			
97-II-133M				7.139	3.86	2.88	6654.45	Tonalito		Projeto Chapada, 1997.			
MR 3	1.35		1.25	7.055	4.97	4.47	5155.7	Tonalito		Viana, 1995			
MR 75				8.606	4.08	4.71	5275.6	Tonalito		Viana, 1995			
MR 135				5.169	5.95	3.67	4915.9	Tonalito		Junges, 1998			
97-I-145	51.39	1.42	18.67	7.09	3.33	0.17	4.57	8.41		2.89		0.80	0.37
97-I-150	49.64	2.51	15.91	7.91	5.81	0.28	2.90	8.42		2.89		0.76	1.27
97-II-90	54.69	0.53	18.71	7.67	1.00	0.19	3.12	9.44		1.41		0.77	0.26
97-II-90a	54.69	0.53	18.71	7.67	1.00	0.19	3.12	9.44		1.41		0.77	0.26
97-II-130	57.07	0.60	16.63	6.34	1.74	0.17	3.60	8.31		1.97		0.77	0.22
97-II-131	55.87	0.64	16.97	8.12	1.95	0.20	4.69	5.93		2.43		0.77	0.15
30-80	54.6	0.65	16.5	0	12.5	0.14	6.19	4.16		2.84		0.22	0.46
20-80	60.5	0.65	17.1	0	6.9	0.1	3.21	3.57		3.83		1.58	0.14

Tabela 3.31: Análises químicas de ortognaisses da Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa (continuação).

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	TOTAL
RCH-124	57.54	0.40	17.45	7.72	0.33	0.16	3.96	8.4	2.68	0.17	0.06	0.81	99.73
RCH-172.1	53.17	1.73	15.53	11.62	2.03	0.35	5.24	7.08	2.65	0.14	0.03	1.12	100.16
RCH-138	50.85	0.94	17.11	7.95	1.89	0.18	7.15	6.75	4.66	0.12	0.19	2.27	100.16
RCH-114	50.17	0.95	14.24	8.82	2.31	0.20	8.17	10.44	2.62	0.24	0.15	1.38	99.77
RCH-103	49.40	1.25	14.35	8.32	2.31	0.19	6.41	11.35	3.79	0.16	0.11	1.15	99.67
RCH-183	50.57	1.23	14.34	8.35	2.78	0.21	6.89	10.89	3.34	0.12	0.09	1.35	100.31
RCH-164	57.56	0.46	16.25	6.22	2.89	0.20	4.44	8.10	2.77	0.24	0.08	0.74	99.95
RCH-258e	55.79	1.09	17.49	5.50	2.37	0.29	4.52	6.24	3.86	1.24	0.25	1.20	99.84
RCH-107	54.35	1.06	16.97	6.65	2.35	0.13	5.11	8.12	3.80	0.14	0.21	1.15	100.06
RCH-215	62.77	0.52	16.92	3.44	1.51	0.10	2.56	7.38	4.29	0.26	0.15	0.37	100.27
	Li	Be	Cs	Rb	Ba	Sr	Ga	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo
97-I-145		1			132	16		340	17	53			
97-I-150		2			50	1030		226	1	16			
97-II-90		1			31	1270		479	1	251			
97-II-90a		1			290	700		310	11	40			
97-II-130					72	474		299	4	40			
97-II-131					20	200		268	11	40			
30-80						470		24.1					
20-80			1.1	80	461.0	600		15					
RCH-124		0.5			64	985			10	85			
RCH-172.1		0.9		5	28	62			71	34			
RCH-138		0.63			32	609			73	113			
RCH-114		0.65		5	45	164			123	41			
RCH-103		0.22		4	38	124			89	45			
RCH-183		0.91		5	27	90			84	79			
RCH-164		0.64		1	64	277			25	21			
RCH-258e		1.23		34	390	495			11.47	40			
RCH-107		0.8		2	66	1335			36	133			
RCH-215		1.33			134	414			49	37			
	Au	As	Ag	Bi	Th	U	Zr	Hf	Sn	Nb	Ta	W	V
97-I-145							17			9			240
97-I-150							85			80			34

Tabela 3.31: Análises químicas de rochas graníticas da Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa (continuação).

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	TOTAL
97-II-90							17			5			292
97-II-90a							9			8			244
97-II-130							37			6			270
97-II-131							83			5			325
30-80					4.1	0.7	70	2.0			0.1		
20-80					2.3	0.5	100	3.1			0.3		
RCH-124					2.77		32	0.88		0.6	0.1		223
RCH-172.1					0.24		32	0.71		0.2	0.02		301
RCH-138					1.14		50	1.73		4.62	0.33		354
RCH-114					1.98		75	2.25		5.30	0.3		378
RCH-103					0.48		74	2.63		1	0.08		283
RCH-183					3.50		62	1.60		1.90	0.17		306
RCH-164					0.70		39			1.60			240
RCH-258e					1.30		94	3.93		2.30	0.23		249
RCH-107					0.7		117	3.29		2.9	0.24		244
RCH-215							107						166
	Sc	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
97-I-145		8512.9	6										
97-I-150		15047.45	26										
97-II-90		3177.35	9										
97-II-90a		3177.35	9										
97-II-130		3597.00	13										
97-II-131		3836.8	8										
30-80		3896.75		14.4	33.1		15.8	4.5	1.7				
20-80		3896.75		12.8	30.1		16.0	3.2	1.1				
RCH-124	37	2398.00		3									
RCH-172.1	52	10371.35	17	0									
RCH-138	39	5635.3		36									
RCH-114		5695.25	21.9	33									
RCH-103		7493.75	24.81	0									
RCH-183	42.80	7373.85	31	0.40									

Tabela 3.31: Análises químicas de rochas graníticas da Seqüência metavulcano-sedimentar Mara Rosa (continuação).

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	TOTAL
RCH-164	36.08	2757.7	15.82	7									
RCH-258e	23.83	6534.55	19.20	18.15									
RCH-107	9.93	6354.7	16	5									
RCH-215	15.13	3117.4	13.36	12									
	Er	Tm	Yb	F	A	M	Ti/100	Y*3	Rocha	Fonte			
97-I-145				10.09	3.69	4.57	85.13	18	Anfibolito	Projeto Chapada, 1997.			
97-I-150				13.14	3.65	2.90	105.47	78	Anfibolito	Projeto Chapada, 1997.			
97-II-90				8.57	2.18	3.12	31.77	27	Anfibolito	Projeto Chapada, 1997.			
97-II-130				7.91	2.74	3.60	35.97	39	Anfibolito	Projeto Chapada, 1997.			
97-II-131				9.88	3.2	4.69	38.37	24	Anfibolito	Projeto Chapada, 1997.			
30-80			1.5	12.5	3.06	6.19	38.97	0	Anfibolito	Richardson, 1986			
20-80			0.8	6.9	5.41	3.21	38.97	0	Anfibolito	Richardson, 1986			
RCH-124				8.01	2.85	3.96	23.98	0	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-172.1				13.45	2.79	5.24	103.71	51	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-138				9.65	4.78	7.15	56.35	0	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-114				10.90	2.86	8.17	56.95	65.7	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-103				10.40	3.95	6.41	74.94	74.43	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-183				10.85	3.46	6.89	73.74	93	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-164				8.82	3.01	4.44	27.58	47.46	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-258e				7.63	5.1	4.52	65.35	57.6	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-107				8.77	3.94	5.11	63.55	48	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
RCH-215				4.8	4.55	2.56	31.17	40.08	Anfibolito	Kuyumjian, 1989			
97-II-130				7.91	2.74	3.60	35.97	39	Anfibolito	Projeto Chapada, 1997.			

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

4.1 Introdução

O contexto estrutural da Folha Campinorte é reflexo da evolução tectônica complexa da Província Tocantins, que inclui as faixas Paraguai, Araguaia e Brasília. Estas faixas foram geradas durante orogênese neoproterozóica (Brasiliano/Pan-Africano) que envolveu dois grandes blocos continentais: o cráton Amazonas, a oeste; e o cráton São Francisco, a leste. A porção leste da Província Tocantins é ocupada pela Faixa Brasília, que compreende uma seqüência espessa de rochas metassedimentares e uma vasta área de exposição do arco magmático neoproterozóico de Goiás. No interior da Faixa Brasília, as estruturas mais penetrativas são representadas por extensas zonas de cisalhamentos de empurrão ou reversas com vergência para SE, em direção ao cráton São Francisco, que separam a seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa dos terrenos granito-*greenstone* arqueanos da região de Crixás-Hidrolina e das seqüências metassedimentares do Grupo Serra da Mesa.

4.2 Zonas de cisalhamento

As principais estruturas responsáveis pela arquitetura da Folha Campinorte são representadas por seis zonas de cisalhamento, que de maneira geral compartimentam blocos geotectônicos com história evolutiva distinta e/ou somente definem domínios com trama estrutural e/ou orientação específica. As zonas de cisalhamento Rio dos Bois, Rio Formiguinha, Nova Iguaçu, Rio do Veado, Garimpo do Mundinho e Serra de Bom Jesus, indicadas no mapa (Figuras 4.1 e 4.2) e descritas a seguir, representam quase sempre conjunto de estruturas com orientação e história deformacional similares.

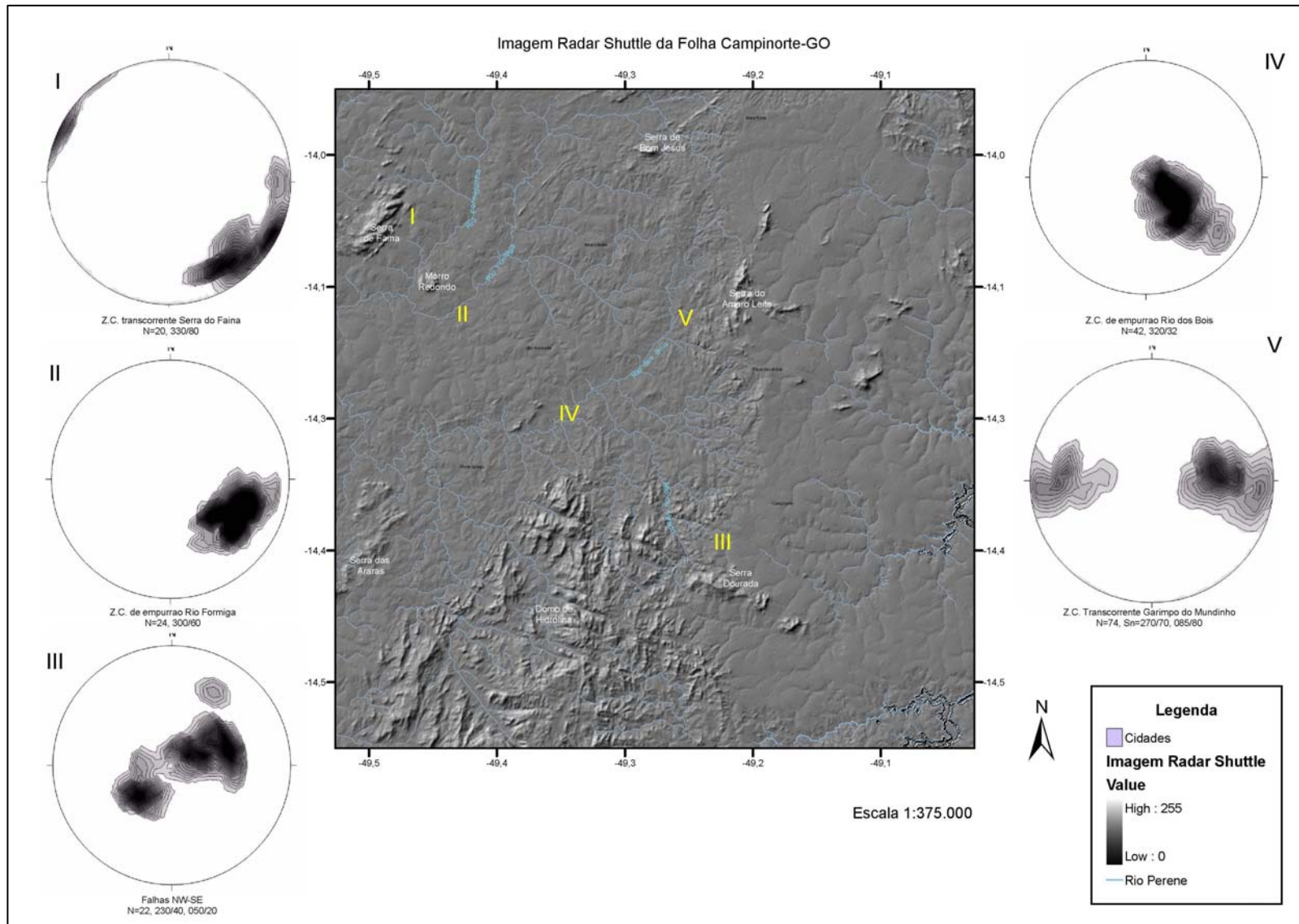


Figura 4.1: Localização em imagem radar-Shuttle dos principais lineamentos estruturais descritos na folha Campinorte.

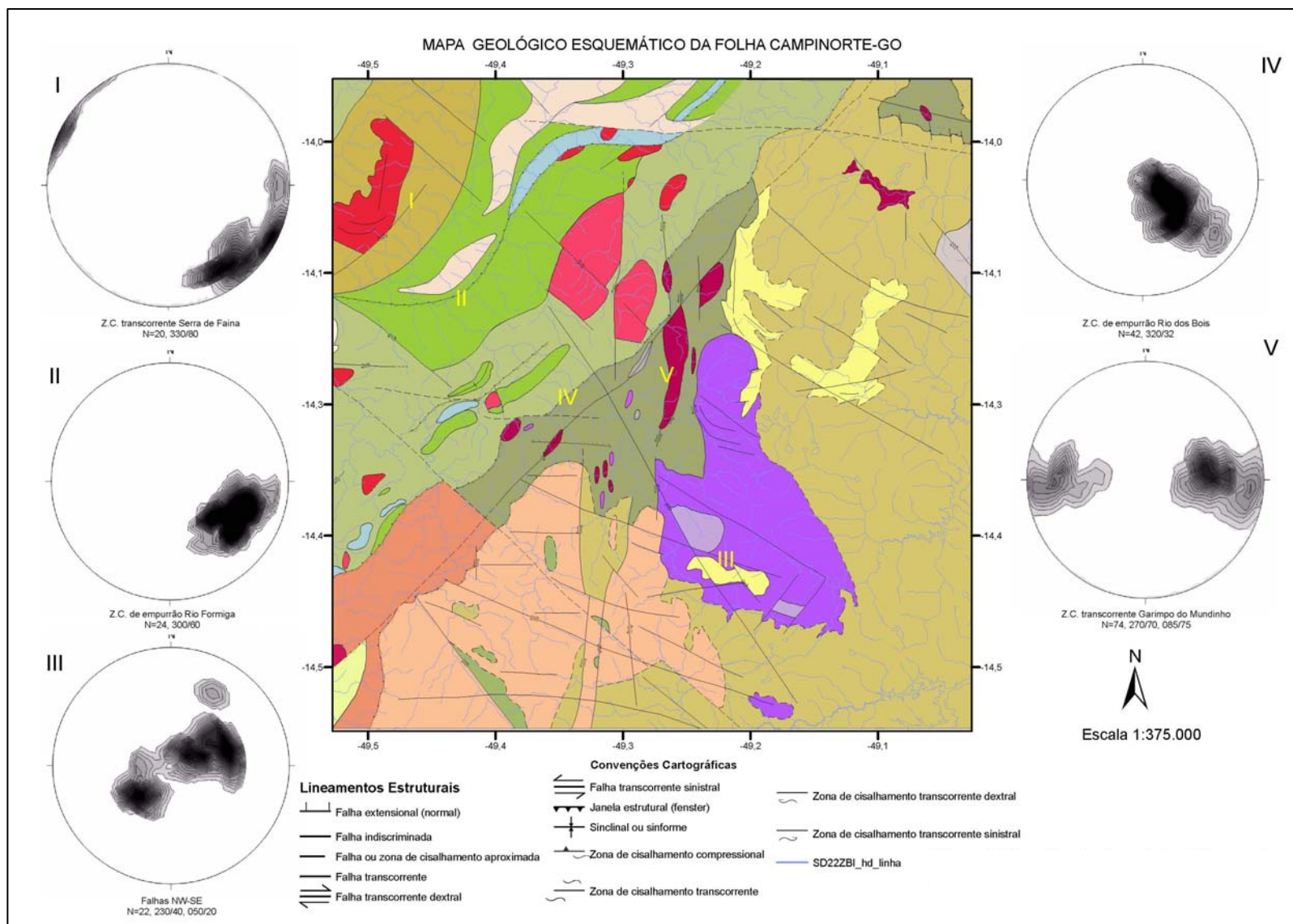


Figura 4.2: Localização dos principais lineamentos e domínios estruturais descritos no mapa geológico da folha Campinorte.

4.2.1 Zona de cisalhamento de empurrão NE Rio dos Bois

A zona de cisalhamento Rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois) representa a principal estrutura da Folha Campinorte, sendo responsável pela justaposição tectônica dos domínios neoarqueano/paleoproterozóico (Complexo Hidrolina/seqüência vulcano-sedimentar Campinorte) e neoproterozóico (seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa). Esta descontinuidade tectônica, que delimita unidades com diferentes histórias metamórfica e deformacional, comporta-se de maneira geral como uma zona de cisalhamento reversa com alta obliquidade e disposição geral N20-40°E/20-40°NW (Figuras 4.1.IV e 4.2.IV). Lineações mineral e de estiramento, com orientação em torno de 20°/300°, e dobras assimétricas apertadas, por vezes exibindo espessamento de charneira e rompimento de superfície axial, são indicativas de transporte tectônico geral para SE.

A zona de cisalhamento Rio dos Bois mostra-se em grande extensão delineada pelo rio homônimo (Figuras 4.1 e 4.2). A sua expressão geomorfológica é de maneira geral discreta, sendo localmente realçada por serras lineares e estreitas demarcadas por cianita quartzito e cianitito. Este contexto é mais bem observado na serra das Araras (Figuras 4.3 a, b), que ocorre localmente na porção sudoeste da Folha Campinorte e se manifesta com maior magnitude na Folha Santa Terezinha.

4.2.2 Zona de cisalhamento transcorrente NNE Rio Formiguinha

A zona de cisalhamento Rio Formiguinha caracteriza-se por se associar a um corredor de deformação NNE, particularmente realçada em ortognaisses tonalíticos de fácies anfibolito, no setor NW da Folha Campinorte. Estes gnaisses estão estruturados em faixas estreitas e anastomosadas intensamente deformadas, com foliação exibindo traço geral NNE e mergulhos elevados para NW (280-300°/60-90°), que delimitam domínios sigmóides com assimetria dextral e estiramento de baixa obliquidade (Figura 4.4 a). Associados aos gnaisses tonalíticos, ocorrem xenólitos de anfibolito fortemente estirados e remobilizações quartzo-feldspáticas geradas por migmitização incipiente (Figura 4.4b).



Figura 4.3: Dobras de arrasto intrafoliais (A) e isoclinais em cianita-muscovita-quartzito xisto ligadas a zona de cisalhamento Rio dos Bois.



Figura 4.4: Sigmóides em ortognaisses tonalíticos com assimetria dextral associados à zona de cisalhamento transcorrente Rio Formiguinha.

4.2.3 Zona de cisalhamento transcorrente NNE Serra de Faina

A zona de cisalhamento transcorrente Serra de Faina concentra-se no setor NW da Folha Campinorte. Esta zona se manifesta de forma mais evidente na borda SE do granito Faina, por meio de uma faixa de protomilonitos e milonitos (Figura 4.5a) com disposição geral NNE e mergulhos em alto ângulo para NW ($290-330^{\circ}/60-90^{\circ}$), que fazem contato direto com um pacote de rochas metassedimentares (Figuras 4.1.I e 4.2.I). Nestas últimas, os domínios deformados pelas zonas de cisalhamento NNE exibem estrutura S-C, dobras intrafoliais e de arrasto, indicando cinemática sinistral, e se associam a metamorfismo de fácies xisto verde. Em um contexto mais distal, granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo-muscovita-biotita xisto exibe foliação milonítica de alto ângulo e porfiroclastos sigmóides de granada e estaurolita que indicam também deformação transcorrente sinistral (Figuras 4.5b).

4.2.4 Zona de cisalhamento transcorrente NNE Nova Iguaçu

A zona de cisalhamento Nova Iguaçu está mais bem representada entre o Complexo Hidrolina e a cidade de Nova Iguaçu, numa extensão que transcende a Folha Campinorte e que se propaga paralelamente à zona de cisalhamento Rio dos Bois. Trata-se de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, com traço geral $N20-30^{\circ}E$ e mergulhos sub-verticais, diagnosticada principalmente em faixas estreitas e anastomosadas de milonitos tonalíticos (Figuras 4.6a). Neste contexto, o protolito tonalítico foi submetido à intensa transformação mineral/estrutural controlada por reações de hidrólise (cloritização de biotita e muscovitização/epidotização de feldspatos) e recristalização/segregação de quartzo e filossilicatos. Produtos avançados desta transformação são similares a xistos (clorita-muscovita-quartzo xisto) gerados sob condições da fácies xisto verde.

Agregados sigmóides de quartzo, com eixo de maior alongação disposto segundo $20-30^{\circ}/020-030^{\circ}$, estrutura S-C e dobras intrafoliais indicam que esta zona de cisalhamento foi gerada por movimento transcorrente dextral com pequena obliquidade (Figura 4.6b).

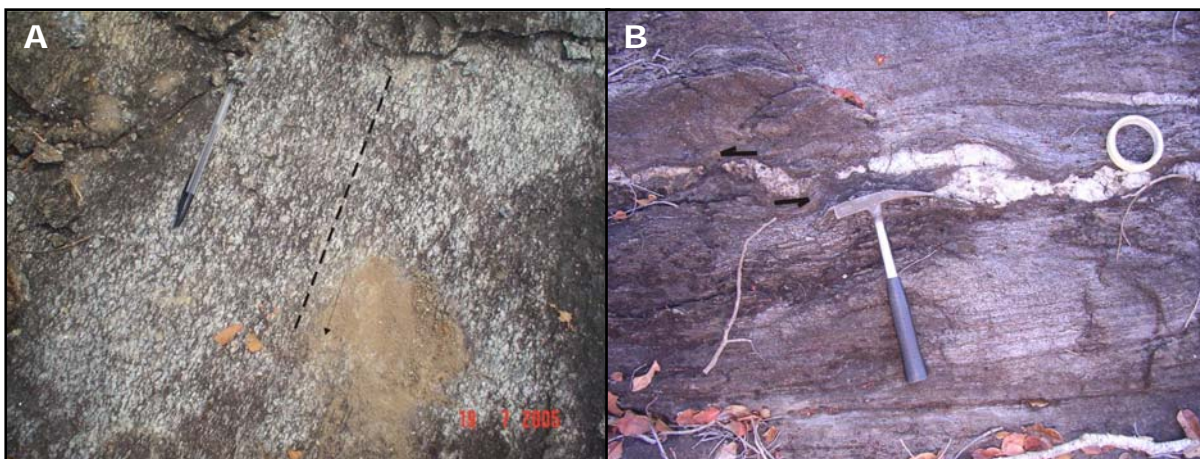


Figura 4.5: A. Protomilonito granítico (granite Faina) com disposição subvertical ligado à zona de cisalhamento NNE Serra de Faina. B. Segregações quartzosas sigmóides com assimetria sinistral em granada-estaurolita-plagioclásio-quartzo- muscovita-biotita xisto.

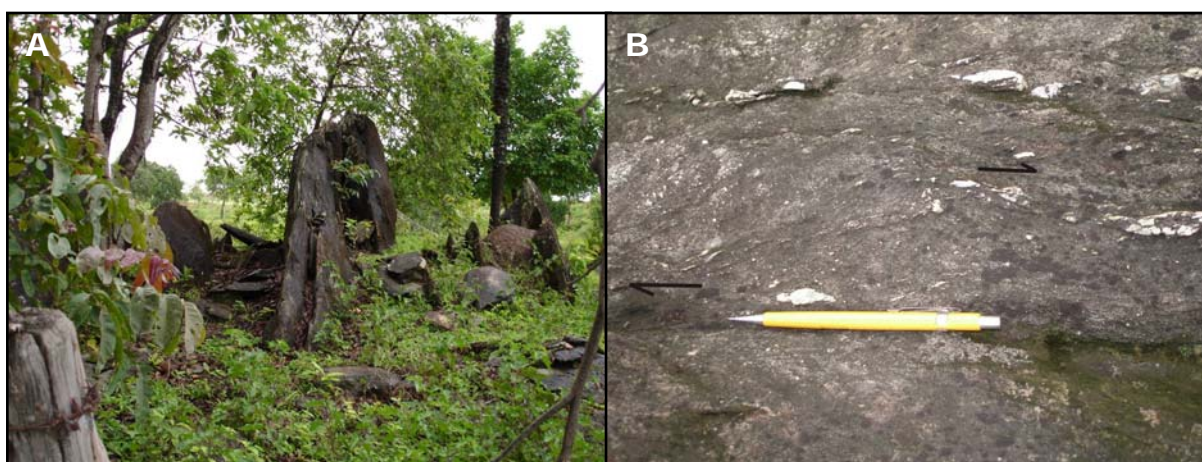


Figura. 4.6: A. Milonito tonalítico com disposição subvertical ligado à zona de cisalhamento transcorrente NNE Nova Iguaçu. B. Detalhe da figura anterior destacando segregações quartzosas que demarcam estrutura S-C dextral.

4.2.5 Zona de cisalhamento transcorrente NW Rio do Veado

A zona de cisalhamento Rio do Veado representa um conjunto de lineamentos estreitos e retilíneos que se manifestam mais intensamente por meio de falhas e fraturas através do Complexo Hidrolina, mas que se propagam regionalmente na direção NW além da Folha Campinorte. Esta estrutura foi gerada por deformação dúctil controlada por movimento transcorrente sinistral com disposição em torno de $N40^{\circ}W/90^{\circ}$. De acordo com Barreto Filho (1992), este corredor deformacional teria sido responsável pela justaposição do Complexo Uruaçu ao Complexo Hidrolina e à seqüência vulcano-sedimentar Campinorte.

Associado aos lineamentos NW, ocorrem ainda zonas de cisalhamento direcionais de baixo ângulo, com mergulhos para SW e NE que precisam ser melhor caracterizadas (Figuras 4.1.III, 4.2.III).

4.2.6 Zona de cisalhamento transcorrente NS Garimpo do Mundinho

A zona de cisalhamento Garimpo do Mundinho, que se encontra mais bem representada no garimpo de ouro homônimo, na porção central da Folha Campinorte, compõe-se de um conjunto de falhas transcorrentes discretas e estreitas, com disposição geral N-S (Figuras 4.1.V e 4.2.V). Associados a este contexto estrutural ocorrem foliação milonítica, com mergulhos entre 70 e 90°

para E ou W (Figura 4.7a), e lineação de estiramento de baixa obliquidade ($0-20^{\circ}/170-190^{\circ}$) descrita, sobretudo, em porfiroclastos alongados de feldspato potássico. Sigmóides assimétricos de feldspato potássico, encontrados em granitos anatóticos porfíricos do Complexo Uruaçu próximo ao garimpo do Mundinho, são indicativos de cinemática sinistral (Figura 4.7b), verificada também em agregados sigmóides de filossilicatos gerados por alteração hidrotermal que acompanha a mineralização aurífera.

A intensa plasticidade cristalina dos porfiroclastos de feldspatos indica que a deformação e o metamorfismo ocorreram inicialmente sob condições das fácies xisto verde alto a anfibolito, seguidos localmente por alteração hidrotermal desenvolvida sob fácies xisto verde.



Figura 4.7: A. Milonito granítico posicionada em alto ângulo pela zona de cisalhamento transcorrente N-S. B. Sigmóide assimétrico de feldspato potássico em *augen* gnaisse indicando cinemática sinistral para a zona de cisalhamento transcorrente N-S.

4.2.7 Zona de cisalhamento direcional oblíqua EW Serra de Bom Jesus

A zona de cisalhamento Serra de Bom Jesus dispõe-se com traço geral EW no extremo setentrional da Folha Campinorte. A oeste da cidade de Mara Rosa, esta estrutura mostra-se demarcada pela Serra de Bom Jesus, enquanto a sua continuidade a leste é pouco perceptível uma vez que a região apresenta topografia plana destituída de afloramentos. De maneira geral, esta estrutura comporta-se como uma zona de cisalhamento direcional oblíqua, com orientação EW e mergulhos entre 30 e 50° para N, gerada por deformação dúctil mais bem registrada em milonitos graníticos no entorno de Mara Rosa (Figuras 4.8a, b). Lineação de estiramento ($20^{\circ}/270^{\circ}$) materializada por porfiroclastos sigmóides de feldspatos é indicativa de cinemática dextral de baixa obliquidade.

A serra de Bom Jesus representa a principal manifestação da atuação deste sistema cisalhante em toda a Folha Campinorte. Estruturas originalmente dispostas segundo NNE, sofreram inflexão para E pela ação da zona de cisalhamento homônima. Efeitos desta deformação são também observados na mina de Cu-Au Chapada.

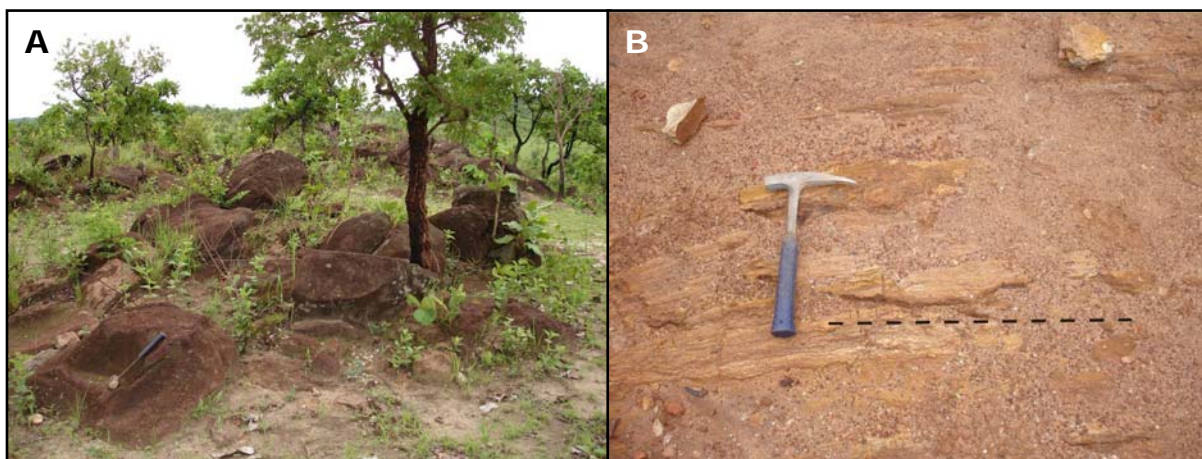


Figura 4.8: A. Milonito granítico disposto em baixo ângulo pela zona de cisalhamento direcional dextral E-W Serra de Bom Jesus. B. Traço da zona de cisalhamento E-W em cianita-muscovita-quartzo xisto ao longo da Serra de Bom Jesus.

4.3 História deformacional da Folha Campinorte

Cinco fases deformacionais/metamórficas principais, pelo menos, conduziram a história geológica evolutiva das unidades que compõem a Folha Campinorte. Estas fases estão associadas a dois eventos regionais de deformação (En-1 e En) e são descritas a seguir:

Dn-2: Dobramento assimétrico aberto, com vergência para W, em associação com metamorfismo de fácies xisto verde. Esta fase está relacionada a um evento de idade paleoproterozóica registrado, sobretudo, na seqüência vulcano-sedimentar Campinorte.

Dn-1: Falhamento normal dúctil-rúptil supostamente controlado pela ascensão do Complexo Hidrolina e, conseqüente, descolamento das unidades de cobertura.

Dn: Dobramento isoclinal recumbente seguido de redobramento assimétrico apertado coaxial, com vergência para E a SE, em associação com metamorfismo de fácies anfibolito.

Dn+1: Falhamento reverso dúctil a dúctil-rúptil em associação com metamorfismo retrógrado de fácies xisto verde (biotitização/sericitização) e dobramento assimétrico apertado com vergência para SE. Fase deformacional responsável pela estruturação da falha Rio dos Bois.

Dn+2: Dobramentos simétricos abertos tardios aos quais se associam sinclinais e anticlinais com eixos ortogonais E-W e N-S.

4.3.1 Fases deformacionais Dn-2 e Dn-1

As fases deformacionais Dn-2 e Dn-1, identificadas no Complexo Hidrolina e, sobretudo, na seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, são vinculadas ao evento En-1. A fase Dn-2 é representada por dobras assimétricas abertas poli-harmônicas, às quais se associam dobras parasíticas de pequena magnitude. Estas dobras dispõem-se com eixo inclinado suavemente para N ($0-20^\circ/350-010^\circ$) e plano axial com mergulhos elevados para W ($260-280^\circ/60-80^\circ$), indicativos de vergência para W (Figuras 4.9a, b). No entorno do Complexo Hidrolina, a seqüência vulcano-sedimentar Campinorte exibe foliação freqüentemente ajustada à morfologia destes núcleos gnáissicos, o que lhe confere mergulhos variáveis. De maneira geral, a relação entre ambas as estruturas mostra transporte oblíquo a tangencial, com vergência geral para oeste, indicando que a

seqüência vulcano-sedimentar Campinorte foi tectonicamente colocada sobre o Complexo Hidrolina nesta fase.

O evento En-1 é interpretado como resultado de esforços compressivos de direção aproximada EW, atuante, provavelmente, no Paleoproterozóico, uma vez que granitóides sin-tectônicos da suíte Pau-de-mel, intrusivos na seqüência vulcano-sedimentar Campinorte apresentam idades U-Pb em zircão de $2,176 +12/-9$ Ga (Viana *et al.* 1995) e $2,173 \pm 10$ Ga (Oliveira *et al.*, em preparação). Além disso, o registro das deformações ligadas a este evento não ocorre na seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa.

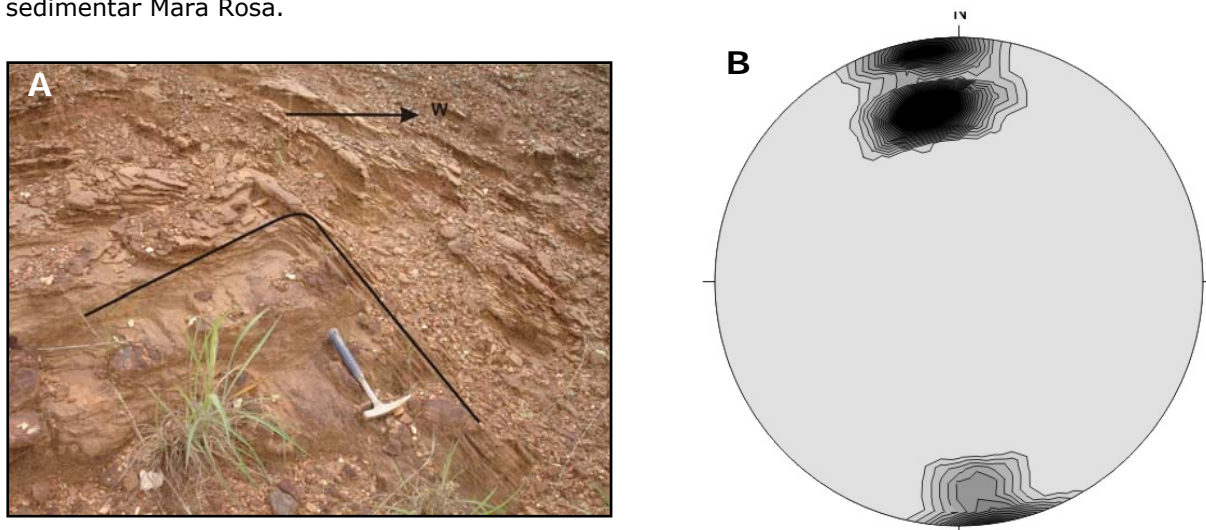


Figura 4.9: A. Dobras assimétricas abertas em muscovita-quartzo xisto com vergência para W. B. Estereograma polar de eixos de dobras associadas a fase Dn-2.

N=28; 20°/350°

A fase Dn-1 é diagnosticada por falhas normais representadas principalmente pela zona de cisalhamento normal EW Domo de Hidrolina. Esta estrutura foi descrita em um corte de estrada a cerca de 10 km ao sul de Alto Horizonte (Chapada), dentro do contexto da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte. Trata-se um arranjo de faixas de rochas metaultramáficas e metatonalíticas tectonicamente imbricadas por descolamento normal, ao qual se associa superfície sinuosa com morfologia senoidal (Figuras 4.10a, b). A movimentação normal é diagnosticada por estrutura S-C e sigmóides assimétricos desenvolvidos preferencialmente em faixas decimétricas a métricas de rochas metaultramáficas e em fatias de milonitos tonalíticos, respectivamente, que teriam se acomodado em superfícies convexas de milonitos tonalíticos (Figuras 4.11 a, b). A foliação milonítica desenvolvida neste processo tem geometria em leque e apresenta orientação geral E-W, com mergulho dominante em torno de 40°N, enquanto a lineação de estiramento associada dispõe-se entre 30-40°/340-360°.

A fase deformacional Dn-1 foi supostamente gerada pela ascensão de corpos tonalíticos paleoproterozóicos, porém em episódio de idade desconhecida. A tentativa de enquadramento desta fase no evento En-1 decorre de seus registros se restringirem à seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, o que não descarta a possibilidade do seu envolvimento inclusive com a fase Dn+2.

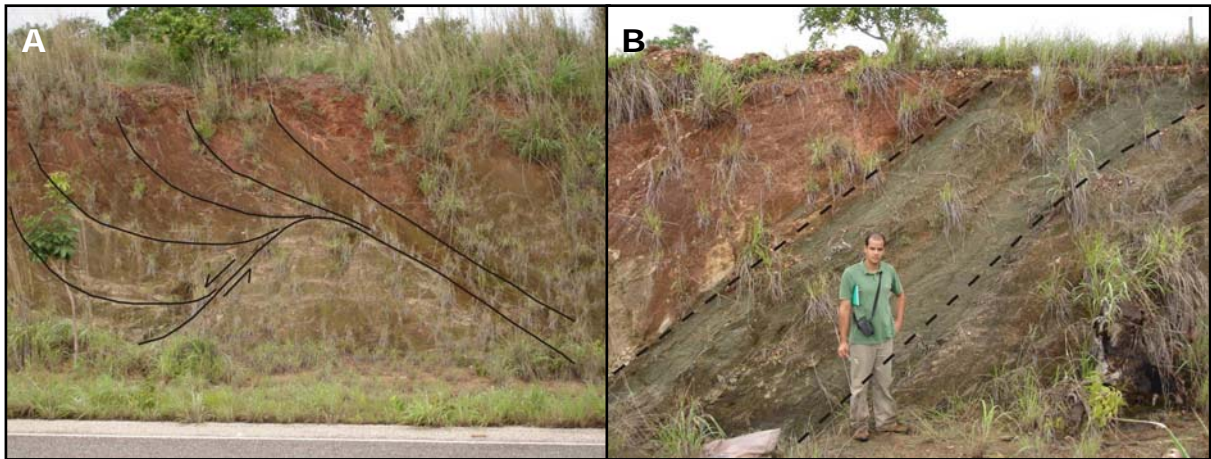


Figura 4.10: A. Superfície sinuosa gerada pela ascensão de corpos tonalíticos durante a fase Dn-1. Destaque para foliação com geometria em leque. B. Justaposição de metatonalitos e metaultramáficas pela ação de cisalhamento normal.

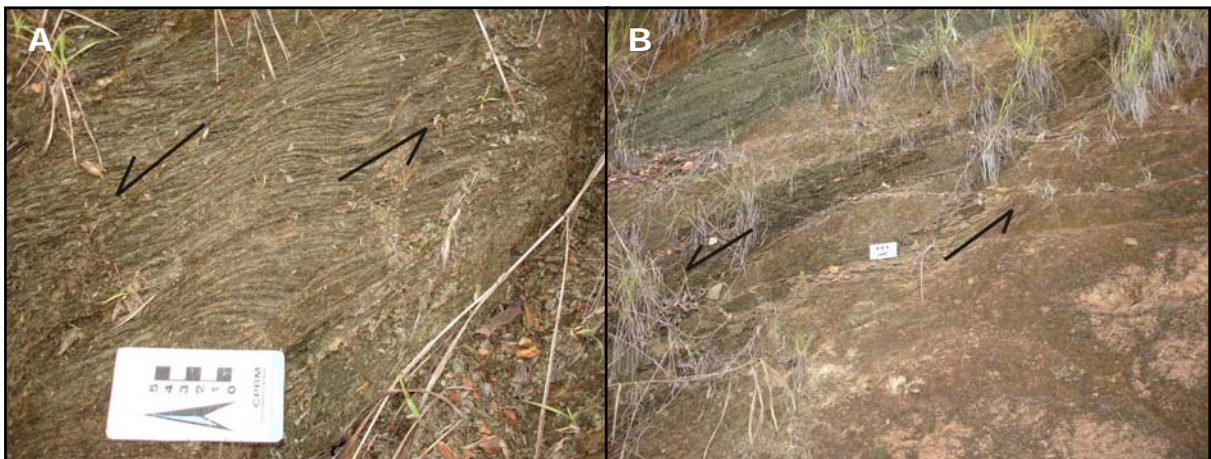


Figura 4.11: Estrutura S-C em metaultramáfica (A) e sigmóides assimétricos em milonito tonalítico indicando cinemática normal durante a fase Dn-1.

4.3.2 Fases deformacionais Dn, Dn+1 e Dn+2

As fases deformacionais Dn e Dn+1 são particularmente associadas à evolução deformacional da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, atuante durante o Neoproterozóico. A fase Dn é identificada por dobras isoclinais recumbentes (Figuras 4.12 a, b), que teriam sido envolvidas, num processo contínuo, por redobramento reverso assimétrico coaxial, com vergência para E a SE, resultado de esforço compressivo E-W a NW-SE. As condições de metamorfismo desta fase são de fácies anfibolito, sendo diagnosticada mais comumente pelas paragênese cianita-sillimanita-estaurolita-granada-biotita e hornblenda-plagioclásio-granada em rochas metassedimentares pelíticas e metabásicas, respectivamente, que se associam ao desenvolvimento de superfícies axiais S_1 e S_2 , com orientação geral NE e mergulhos para NW ($280-320^\circ/30-60^\circ$). Isócronas Sm-Nd obtidas a partir do par granada-rocha hospedeira metassedimentar indicam que o pico do metamorfismo associado a esta fase ocorreu em torno de 760 Ma (Junges *et al.* 2002). A zona de cisalhamento transcorrente NNE rio Formiguinha está supostamente vinculada a esta fase.

De acordo com Palermo (1996), nas áreas dos depósitos de Posse e Zacarias, imediatamente ao norte do limite setentrional da Folha Campinorte, esta fase foi responsável pela estruturação da

seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa em sinclinais e anticlinais assimétricos, com comprimentos de onda e amplitudes de magnitude regional (Figura 5.1c). Para Ramos Filho *et al.* (2003), esta fase foi resultado de compressão regional E-W, que posicionou a seqüência Mara Rosa sobre a Seqüência Campinorte, à qual se associa um sistema de estruturas com transporte tectônico para leste.

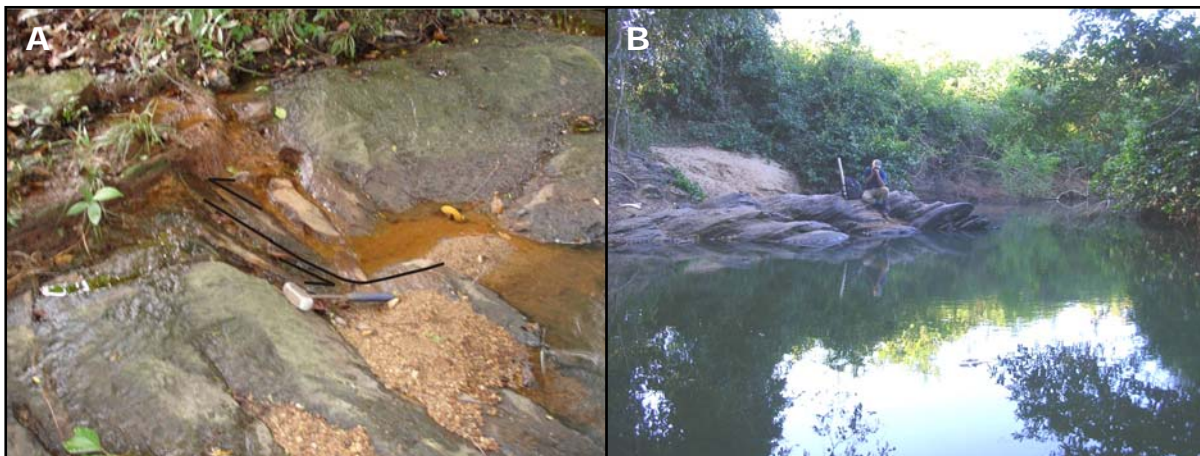


Figura 4.12: A. Foliação de baixo ângulo em gnaisses tonalíticos gerada durante a fase Dn.

A fase Dn+1 tem o acervo estrutural mais bem preservado na Folha Campinorte, estando diretamente relacionada à zona de cisalhamento rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois) (Figuras 4.13 a, b). A esta fase se associam dobras de arrasto, exibindo flancos longos e curtos, com espessamento de charneira, e parasíticas intrafoliais, com assimetria indicativa de vergência geral para SE (Figuras 4.3a, b). As lineações mineral e de estiramento são consistentes em torno de $20^{\circ}/320^{\circ}$, enquanto a foliação varia entre $290-320^{\circ}/20-40^{\circ}$, indicativas de relação tangencial, com transporte tectônico de baixo caimento, alta obliquidade e vergência para SE (Figura 4.1.IV). O metamorfismo deste contexto é dominado por diafotese sob condições da fácies xisto verde, com destaque para reações de biotitização que acompanham a remobilização de sulfetos no depósito de Chapada e a mineralização aurífera nos depósitos Posse e Mundinho. Cloritização e epidotização são comuns em anfibólios e plagioclásios, enquanto sericitização é freqüente em feldspatos e silicatos aluminosos. Isócrona U-Pb em titanita de metagranito do depósito Posse forneceu idade de 632 ± 4 Ma, interpretada como associada ao pico do metamorfismo desta fase (Pimentel *et al.* 1997). Isócronas Sm-Nd obtidas a partir do par granada-rocha hospedeira metassedimentar deste contexto indicam que o metamorfismo associado a esta fase provavelmente se estendeu até cerca de 600 Ma (Junges *et al.* 2002). Além da zona de cisalhamento rio dos Bois, responsável pela sobreposição da seqüência Mara Rosa à Seqüência Campinorte, interpreta-se ainda que as zonas de cisalhamento Serra de Faina, Garimpo do Mundinho e Córrego do Veado estejam associadas a fase Dn+1. A zona de cisalhamento Nova Iguaçu está supostamente vinculada aos lineamentos transcorrentes NE Transbrasilianos, gerados por deformação transcorrente dextral durante os episódios finais da evolução estrutural Brasileira na região.

De acordo com Ramos Filho *et al.* (2003), a deformação correspondente à fase Dn+1 foi gerada por compressão regional NNW-SSE e se associa a sistemas regionais de zonas de cisalhamento com forte mergulho e rejeito direcional, sendo um sinistral com direção aproximada $N40-45^{\circ}E$ e

outro dextral com direção N25-30°W. A falha reversa sinistral Rio dos Bois constitui a principal estrutura relacionada a estes sistemas cisalhantes

O tratamento estatístico dos dados estruturais indica ter havido dobramento regional aberto da foliação em duas direções, aproximadamente EW e NS, o que resultaria em padrão de interferência do tipo domo-e-bacia (4.14 a,b). Interpreta-se o eixo EW como pertencente ao evento En, enquanto o eixo NS seria resultante do evento En+1, o que justificaria variação no quadrante de caimento das lineações minerais e de estiramento, além de eixos de dobras. Palermo (1996) postula que estes dobramentos suaves estejam ligados a eventos deformacionais tardios que atuaram na região.

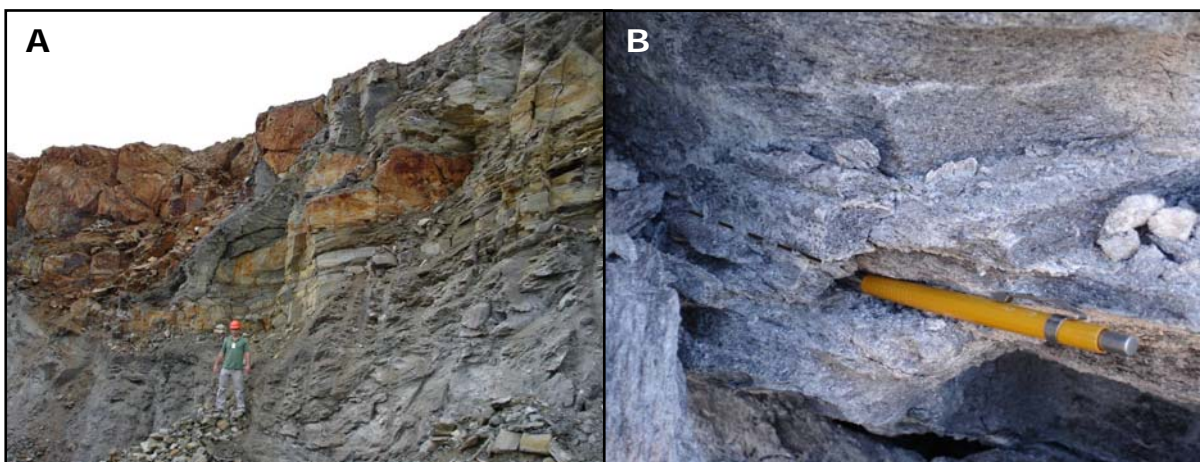


Figura 4.13: A e B. Exposições na mina Chapada exibindo dobras isoclinais recumbentes associadas a fase Dn.

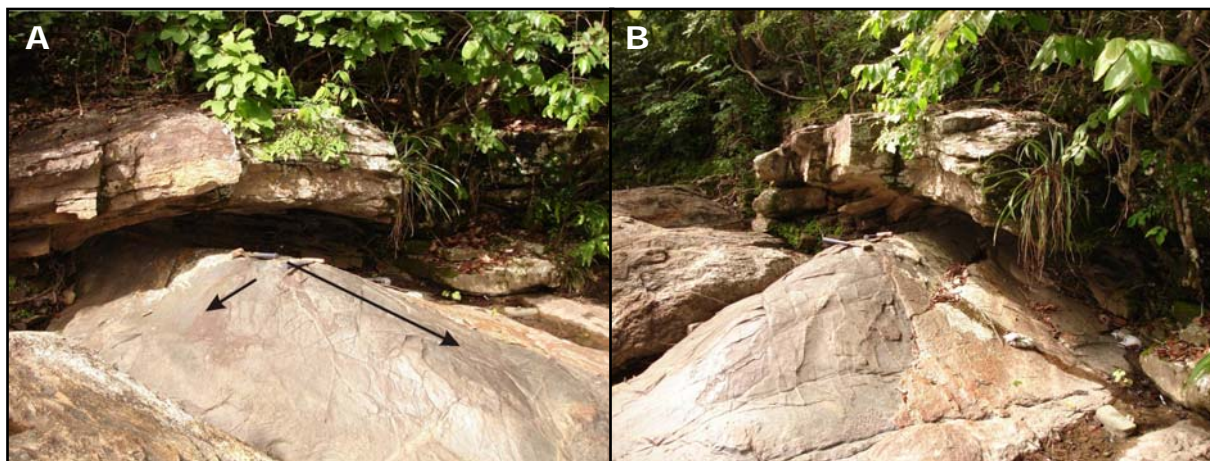


Figura 4.14: Estrutura domo-bacia em gnaiss granodiorítico gerada pela intersecção de dobras suaves e abertas com eixos N10°W e N90°W.

5. RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES

5.1 Introdução

A Folha Campinorte se insere no contexto do distrito auro-cuprífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.* 2000, 2004). Este distrito, que vem sendo investigado por companhias de mineração desde o início da década de 70, contém importantes depósitos de Au (Posse, Mundinho, Viúva, Sururuca), Au-Ag-Ba (Zacarias) e Cu-Au (Chapada), além de várias ocorrências auríferas pouco estudadas (Lacerda 1986). Durante esse período, os investimentos em exploração foram condicionados, sobretudo, à flutuação do preço do ouro no mercado internacional. Além disso, esses investimentos se concentraram nas áreas de ocorrências minerais conhecidas (garimpos e minas), sem evolução dos trabalhos de cartografia geológica que sustentassem a continuidade das atividades de prospecção. Somente a partir de 2002, com a retomada dos levantamentos aerogeofísicos no arco magmático de Goiás, a região reassumiu a condição de importante alvo para a prospecção de depósitos de Au e Cu-Au no Brasil. A Folha Campinorte contém ainda inúmeras ocorrências de minerais e rochas industriais (cianita, argila, rochas de revestimento, metacalcário, esmeralda) e manganês.

5.2 Depósitos de Au e Cu-Au

Os principais depósitos de ouro e cobre-ouro do distrito Chapada-Mara Rosa podem ser identificados por quatro associações distintas: (i) Depósito Zacarias (Au-Ag-Ba), interpretado como vulcanogênico disseminado de natureza estratiforme (Pool, 1994); (ii) Depósito Chapada (Cu-Au), interpretado como vulcanogênico disseminado (Kuyumjian, 1989) ou cobre-porfirítico (Richardson, 1986); Depósito Posse (Au), definido como disseminado controlado por zona de cisalhamento mesozonal (Palermo *et al.* 2000); e Depósito Mundinho (Au-Cu-Bi), considerado como veios quartzo-sulfetados controlados por zona de cisalhamento com magmatismo pós-orogênico associado (Oliveira *et al.* 2000) (Figura 5.1).

5.2.1 Depósito de Cu-Au Chapada

O depósito de Cu-Au Chapada está localizado a cerca de 8 km de Alto Horizonte (chapada), próximo ao rio dos Bois, dentro do contexto geomorfológico de extensos platôs encobertos por perfis lateríticos espessos, onde exposições de rochas inalteradas são escassas. O contexto geológico da área do depósito é dominado por seqüência vulcano-sedimentar em que se destacam anfibolitos, anfibólio xistos, pirita-magnetita-quartzo-muscovita xistos, xistos e quartzitos ricos em cianita, estaurólita, muscovita e biotita, e tonalito pouco deformado. O depósito encontra-se hospedado diretamente em biotita xisto fedspático, gedrita-antofilita xisto, xistos sericíticos e quartzito feldspático (Figura 5.2). A zona mineralizada tem 2 km de extensão, 500 m de largura e

espessura que varia entre 12 e 60m, que se estende até 150 m de profundidade (Figura 5.3 a). A reserva de minério sulfetado atinge 200 Mt, com teores de 0,43% Cu e 0,4 g/t Au, enquanto o minério oxidado alcança 30 Mt.

O depósito é controlado pela zona de cisalhamento rio dos Bois, que na área exibe orientação geral N20-40°E e dobramentos isoclinais recumbentes. De maneira geral, verifica-se remobilização discreta de sulfetos para a zona de charneira destas dobras. Esta estruturação foi superimposta por dobramento amplo e suave em que sinclinais e anticlinais simétricos apresentam plano axial sub-vertical e eixo sub-horizontal disposto segundo N20-40°E. Zonas de cisalhamento subordinadas com traços N20-40°W, N-S e N60-80°E são localmente importantes. O minério cuprífero consiste de disseminações de pirita, calcopirita e magnetita hospedadas em biotita xisto feldspático (80%), xistos sericíticos (10%), gedrita-antofilita xisto (10%) e, subordinadamente, zonas silicificadas (Figura 5.3 b). Hematita, bornita, calcocita, esfalerita, galena, pirrotita e molibdenita são acessórios frequentes.

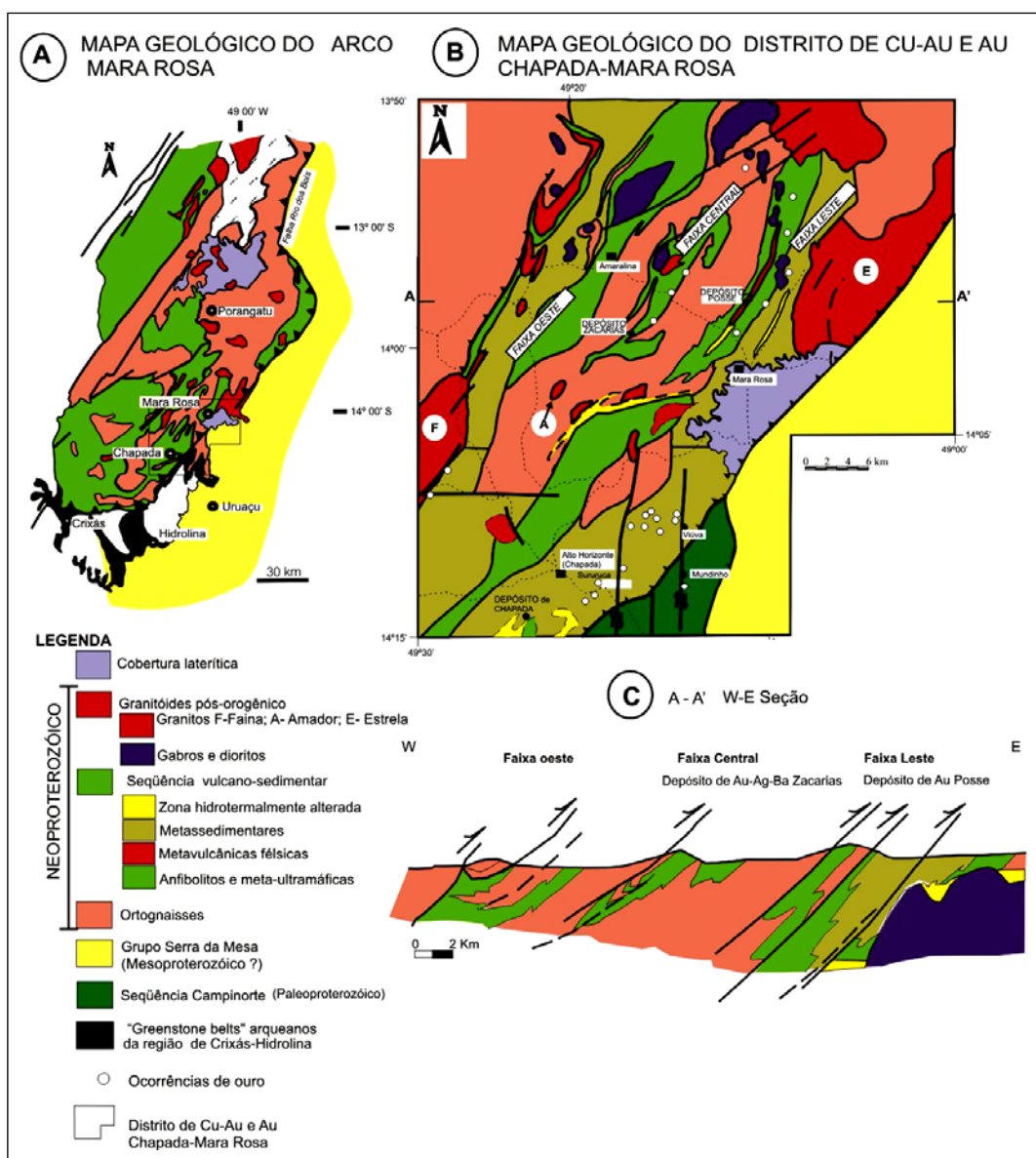


Figura 5.1: A. Mapa geológico esquemático do arco magmático Mara Rosa (Pimentel *et al.*1997). B. Mapa geológico do distrito de Au e Cu-Au Chapada-Mara Rosa (modificado de Arantes *et al.* 1991). C. Seção estrutural esquemática através do arco magmático Mara rosa (Palermo *et al.*2000).

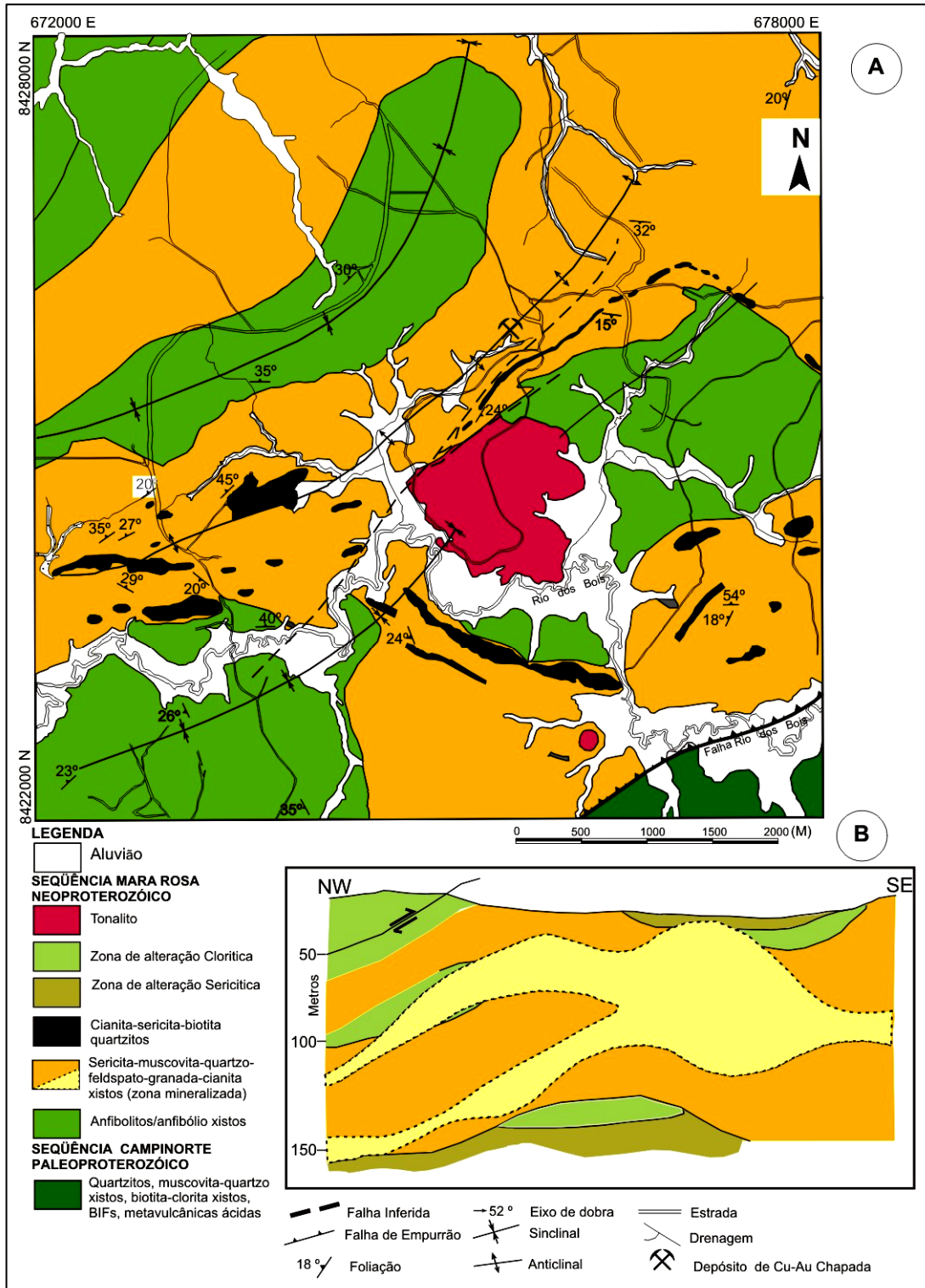


Figura 5.2: A. Mapa geológico do depósito de Cu-Au Chapada. B. Seção geológica transversal ao depósito de Cu-Au Chapada (Kuyumjian, 1989).

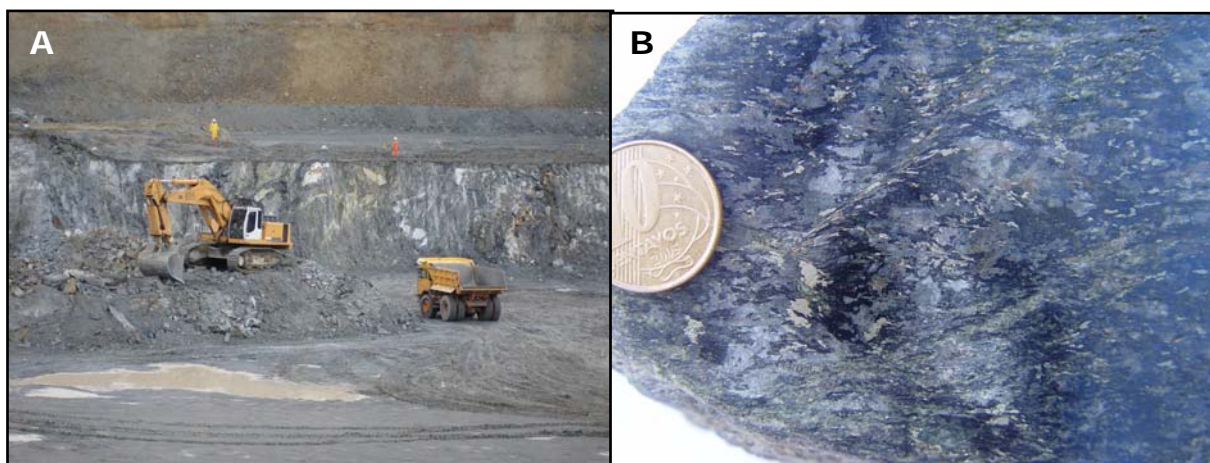


Figura 5.3: A. Trabalhos iniciais de abertura do *pit* a céu aberto da mina de Cu-Au Chapada. B. Biotita xisto feldspático com disseminações de calcopirita e pirita que representa o principal minério do depósito de Chapada.

O ouro, com granulação muito fina, ocorre incluso na calcopirita, porém variações mais grossas ocorrem em fraturas e espaços intergranulares em sulfetos.

Para Richardson *et al.* (1986), o depósito Chapada foi gerado por processos similares aos envolvidos na gênese de depósitos de Cu-Au porfíricos, enquanto Kuyumjian (2000) invoca a conjunção de processos envolvendo atividades hidrotermal vulcano-exalativa e magmática epitermal, seguidas de remobilizações metamórficas, que o autor denominou genericamente de sistema porfírico-epitermal metamorfozado ou modificado. Os argumentos de Kuyumjian (2000) se fundamentam, sobretudo, em seus estudos anteriores sobre o zoneamento da alteração hidrotermal associada à mineralização de Cu e Au do depósito Chapada. Kuyumjian (1989) sugere que epidositos e rochas ricas em epidoto teriam resultado da interação vulcano-exalativa de soluções aquosas marinhas aquecidas e rochas basálticas, em um estágio anterior à atuação de eventos tectônicos responsáveis pelo desenvolvimento da foliação S_1 . Os epidositos representariam condutos para o refluxo de salmouras portadoras de metais, incluindo Cu e Au, enquanto magnetita-pirita-quartzo-sericita xistos, encaixantes da mineralização e também muito comuns na região de Chapada-Mara Rosa, poderiam representar halo de alteração fílica metamorfozada. Kuyumjian (1989) enfatiza ainda que exista associação estreita de rochas portadoras de estauroлита e gedrita com domínios mineralizados, o que pode ser indicativo de halo clorítico metamorfozado, enquanto a presença de xistos com microclínio e enriquecidos em K_2O são sugestivos de alteração potássica, que teria se associado mais intensamente à precipitação de calcopirita e ouro.

Por outro lado, Richardson *et al.* (1986) se utilizam de uma combinação de feições geológicas remanescentes e geoquímicas para sugerir que o depósito de Chapada apresenta características que se assemelham àquelas descritas nos depósitos de Cu e Au porfíricos, formados em ambientes de arcos de ilhas intra-oceânicos. De acordo com os autores, entre as similaridades observadas destacam-se: abundância de minério sulfetado disseminado, predominando calcopirita e pirita, e ausência de lentes de sulfetos maciços; teor e volume de sulfetos de Cu e Au compatíveis com os depósitos de cobre porfírico de arco de ilha; a associação de sulfetos e óxidos do depósito de Chapada, assim como seu zoneamento, incluindo envelope periférico rico em pirita e um núcleo central abundante em magnetita, são os mesmos descritos em depósitos de cobre

porfírico; a química da alteração no entorno do depósito é também similar ao que se verifica nos depósitos de cobre porfírico, com enriquecimento em K_2O e depleção em Na_2O e CaO ; e valores da composição isotópica de enxofre ($\delta^{34}S$) compatíveis com fluidos de derivação magmática (ca. 0‰).

5.2.2 Depósito de Au-Ag-Ba Zacarias

O depósito Zacarias, diagnosticado pela associação Au-Ag-Ba, é caracterizado por lentes concordantes constituídas de quartzo, barita, Ba-muscovita (oellacherita), pirita e, subordinadamente, esfalerita, galena, calcopirita, espinélio zincífero, magnetita, eletrum, freibergita, boulangerita, tetraedrita/bournonita e molibdenita, encaixados diretamente em anfibolitos de provável origem vulcanoclástica, além de quartzitos feldspáticos, xistos grafitosos, metacherts e metatufos félsicos a básicos (Poll, 1994) (Figura 5.4). O ouro ocorre em espaços intragranulares e como inclusões em sulfetos e silicatos. Pegmatitos quartzo-albíticos recortam os horizontes mineralizados e remobilizam metais.

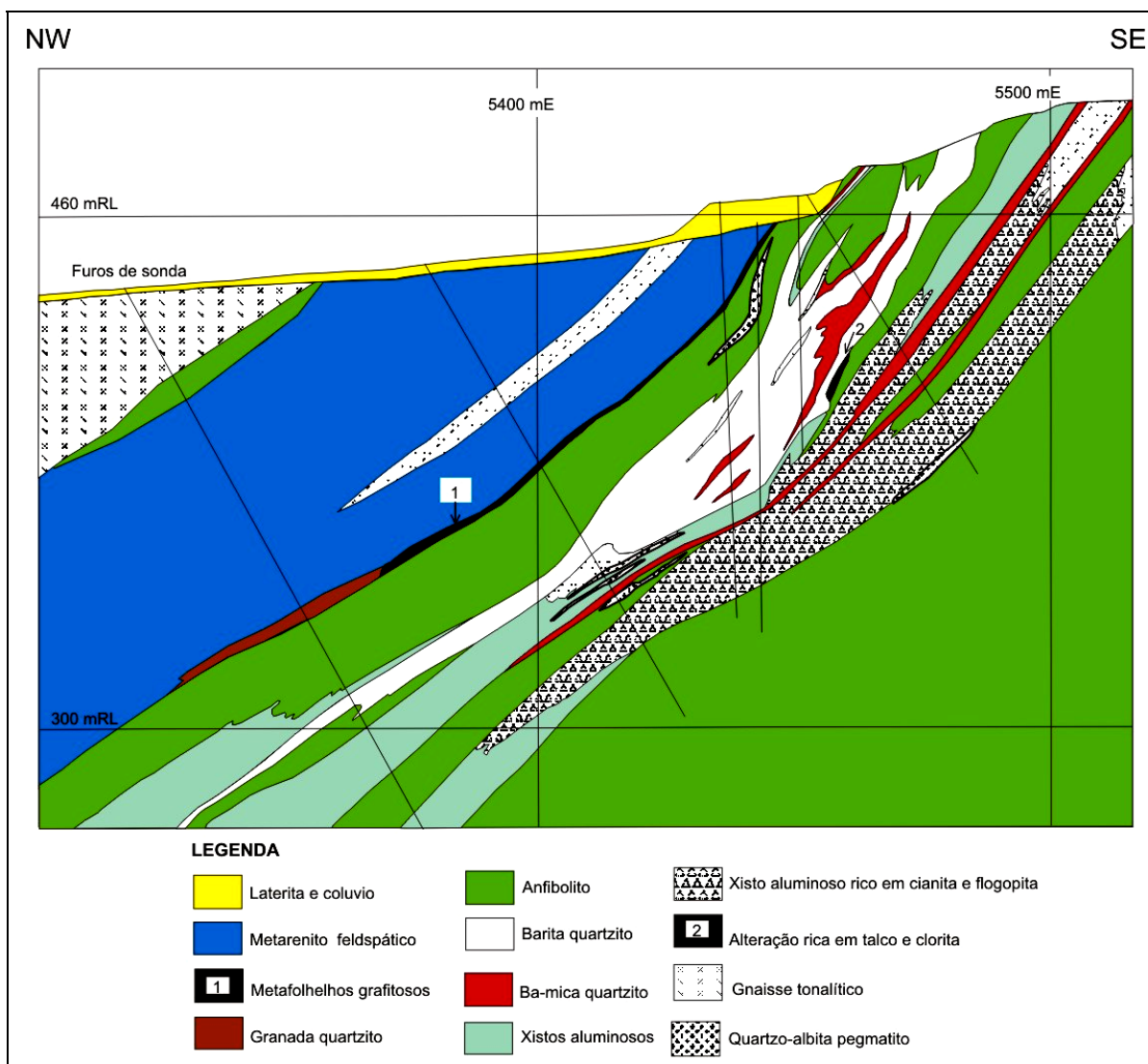


Figura 5.4: Seção geológica transversal ao setor sul (100400 N) do depósito Au-Ag-Ba Zacarias (Poll, 1994).

Modelos genéticos para o depósito Zacarias têm alcançado consenso. Este depósito, com geometria lenticular estratiforme e hospedado por metavulcânicas básicas e metassedimentares químicas, é considerado como representativo de exalações ricas em barita e sulfetos geradas em ambiente vulcanogênico proximal (Arantes *et al.*, 1991 e Poll, 1994), provavelmente em bacia de retro-arco (Poll, 1994).

A mineralização aurífera ocorre associada a três corpos de barita quartzito, sendo que o mais importante desses, com 700 m de extensão e 12-15 m de largura, é responsável por 90% da reserva total lavrável a céu aberto (Figuras 5.5 a, b), estimada em 650.000 t com teores médios de Au, Ag e barita de 4,36 g/t, 48,06 g/t e 10,67%, respectivamente (Arantes *et al.* 1991). A concentração de ouro tende a ser proporcional à quantidade de barita. Os teores de ouro em barita quartzitos varia entre 3,0 e 15,0 g/t, enquanto em oellacherita quartzitos são inferiores a 3,0 g/t (Poll, 1994).

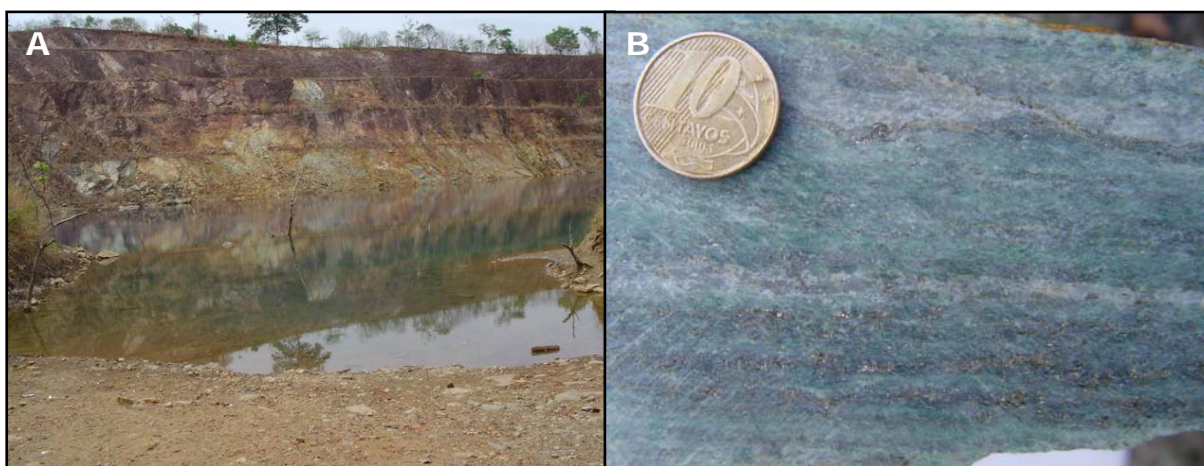


Figura 5.5: A. *Pit* a céu aberto inundado da mina de Zacarias. B. Oellacherita-barita quartzito com disseminações de pirita que representa o principal minério do depósito Au-Ag-Ba Zacarias.

5.2.3 Depósito de Au Posse

O depósito aurífero Posse ocorre hospedado em microclínio gnaisse ortoderivado, interpretado por Arantes *et al.* (1991) e Palermo *et al.* (2000) como produto metamorfozado de protolito félsico vulcânico a sub-vulcânico ou plutônico, respectivamente. As rochas encaixantes do depósito são dominadas por metavulcânicas básicas que também exibem efeito de alteração hidrotermal. O zoneamento hidrotermal é marcado por halo propilítico distal (ou externo), diagnosticado pela associação mineral que inclui epidoto, sericita e pirita. O halo proximal (ou interno) é marcado por silicificação intensa e sulfetação (pirita). Alteração hidrotermal de rochas básicas é identificada pela presença de sericita, sillimanita, cianita, clorita e, localmente, fuchsita (Arantes *et al.* 1991) (Figuras 5.6 a, b). O ouro ocorre em associação com teluretos (frohbergita e calaverita), e principalmente como inclusões de Au nativo em sulfetos. A mineralização aurífera está associada a vários corpos alongados com orientação geral N20-30°E (290-300°/50°), mas localmente o controle é dado por estruturas N50-70°E. Palermo (1996) interpreta este arranjo como representativo de estrutura sigmóide S-C gerada por movimento transpressivo sinistral. A reserva calculada inicialmente para o depósito Posse, até 60m de profundidade, era de 1,7 Mt e teor médio de 2,24 g/t Au (Arantes *et al.* 1991).

Estudos sobre o depósito Posse apresentam controvérsias, não somente no que se refere a gênese da mineralização aurífera, mas também da natureza de suas rochas encaixantes. De acordo com Arantes *et al.* (1991), os microclínio gnaisses, que hospedam o depósito Posse, representam rochas vulcânicas ácidas metamorizadas previamente submetidas à alteração hidrotermal. Para os autores, a mineralização aurífera tem caráter epigenético e nítido controle estrutural. Por outro lado, Palermo *et al.* (2000) interpretam os microclínio gnaisses como granitos alcalinos metamorizados (granitos tipo-A), com evidências de alteração hidrotermal (sericitização, albitização) similares àquelas que acompanham o processo de greisenização. O principal evento de mineralização não estaria conectado com este episódio magmático-hidrotermal, mas com um evento subsequente que se sucede ao pico da deformação e do metamorfismo. A mineralização aurífera está associada a halos de alteração hidrotermal (propilitização, albitização, sericitização, silicificação, carbonatação) e deposição de óxidos (magnetita ± ilmenita), sulfetos (pirita ± calcopirita, pirrotita), e teluretos de Au, Ag, Bi, Pb e Fe. As características deste depósito são similares àquelas dos depósitos auríferos em zonas de cisalhamento mesozonal, envolvendo a remobilização de metais das rochas encaixantes.

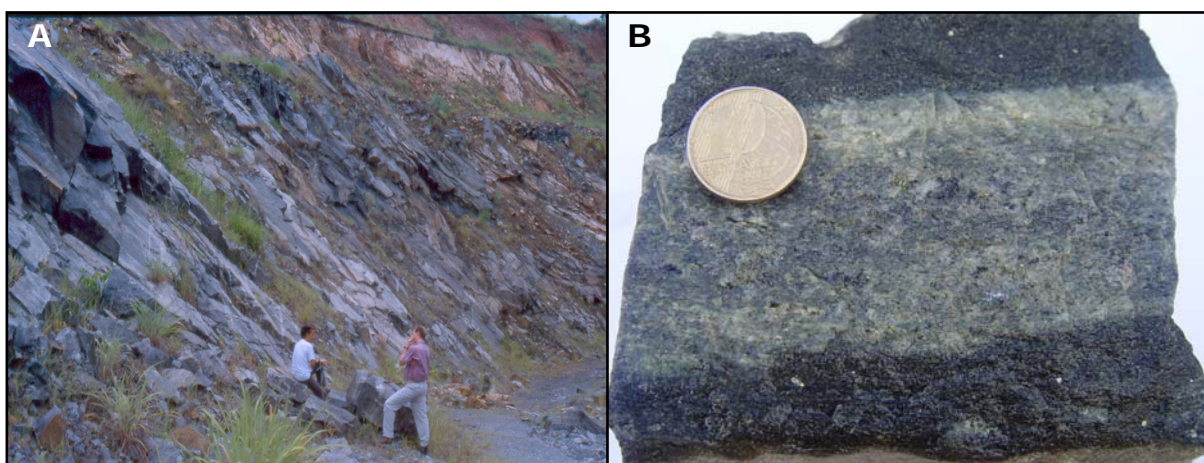


Figura. 5.6: A. Pit a céu aberto abandonado da mina Posse. B. Microclínio gnaisses com disseminações de sulfeto encaixado em biotita xisto, representativo do principal minério do depósito Au Posse.

5.2.4 Depósito de Au Mundinho

Muitos garimpos e ocorrências auríferas são descritos na Folha Campinorte (Lacerda 1986). Eles são tipicamente corpos pequenos representados por veios de quartzo com disseminações de sulfetos (pirita, calcopirita), e quase sempre apresentam teores elevados de Au. A maioria das ocorrências mostra-se distribuída ao longo das zonas de cisalhamento Garimpo do Mundinho e Rio dos Bois.

Os garimpos Mundinho e Viúva representam um contexto da metalogenia aurífera da região pouco conhecido na literatura. Trata-se de veios de por um sistema transcorrente-NS subvertical e hospedados em metaplutônicas alongadas (granito Mundinho), intrusivas em rochas metapsamopelíticas da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte. As encaixantes compreendem quartzito a quartzo xisto, magnetita quartzito a pirita-magnetita-muscovita-quartzo xisto e, subordinadamente, epidoto quartzito a epidosito. As rochas ricas em epidoto, magnetita e pirita são interpretadas como produtos de alteração hidrotermal associados a um episódio regional de mineralização.

A principal ocorrência de ouro da região é o garimpo Mundinho (Figura 5.7a), cujo controle estrutural resultou de um evento deformacional que marca acentuada mudança na cinemática e no regime de deformação. Os domínios graníticos anteriormente deformados sob regime dúctil e cinemática dextral, evidenciado pelo pronunciado estiramento de porfiroclastos de quartzo e feldspato potássico, foram superimpostos por deformação rúptil a dúctil-rúptil. Bandas de cisalhamento ligadas a essa deformação indicam cinemática sinistral. Esse estágio é marcado por faixas estreitas e irregulares não penetrativas, com disseminações de pirita associadas a zonas de biotitização e muscovitização progressiva dos domínios graníticos (Figura 5.7 b). Associados a estas alterações ocorreram ainda sulfetação (pirita, calcopirita, bismutinita), carbonatação, formação de magnetita e precipitação de ouro e bismuto. As principais concentrações de ouro ocorrem em veios de quartzo onde a sulfetação é mais pronunciada. O ouro ocorre como inclusões na calcopirita e/ou como grãos livres e alongados dispostos segundo a foliação milonítica. A ocorrência de ouro Mundinho, além de apresentar um nítido controle estrutural pelo sistema transcorrente NS, está temporal e espacialmente conectada ao plutonismo pós-tectônico ligado ao último evento deformacional que afetou a seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa.

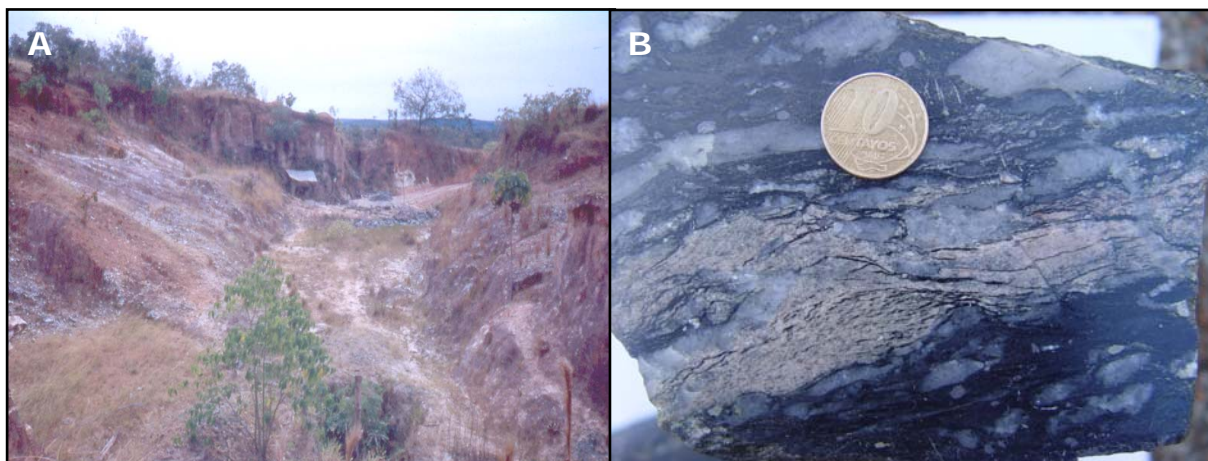


Figura 5.7: A. Escavação abandonada do garimpo de Au Mundinho. B. Estágio intermediário de substituição dos milonitos graníticos por uma associação de biotita, muscovita, quartzo e magnetita.

5.3. Depósitos e ocorrências de Mn

Na porção sudeste da Folha Campinorte ocorre um pequeno depósito de Mn oxidado, lavrado a céu aberto por catação de blocos em uma encosta suave nas proximidades do lago Serra da Mesa (Figura 5.8 a). O minério manganésífero é representado por xistos intensamente alterados, o que lhe empresta variações de cinza escuro a negro, intercalados por quartzitos finos maciços. O pacote mostra-se fortemente deformado, com lineação de estiramento orientada segundo $05^{\circ}/295^{\circ}$. A presença de pseudomorfos de granada nos xistos negros indica que os óxidos/hidróxidos de Mn foram formados a partir da oxidação de espessartita em ambiente intemperico laterítico. Dessa forma, este depósito pode ser considerado como de enriquecimento residual, tendo como provável protominério muscovita-granada xisto.

O contexto geológico da região, tentativamente enquadrado no grupo Serra da Mesa, é controverso, uma vez que são escassas exposições de rochas preservadas do intemperismo. Porém, não se descarta a possibilidade destas rochas pertecerem à seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, onde ocorrências de gonditos oxidados são abundantes (Figura 5.8 b).

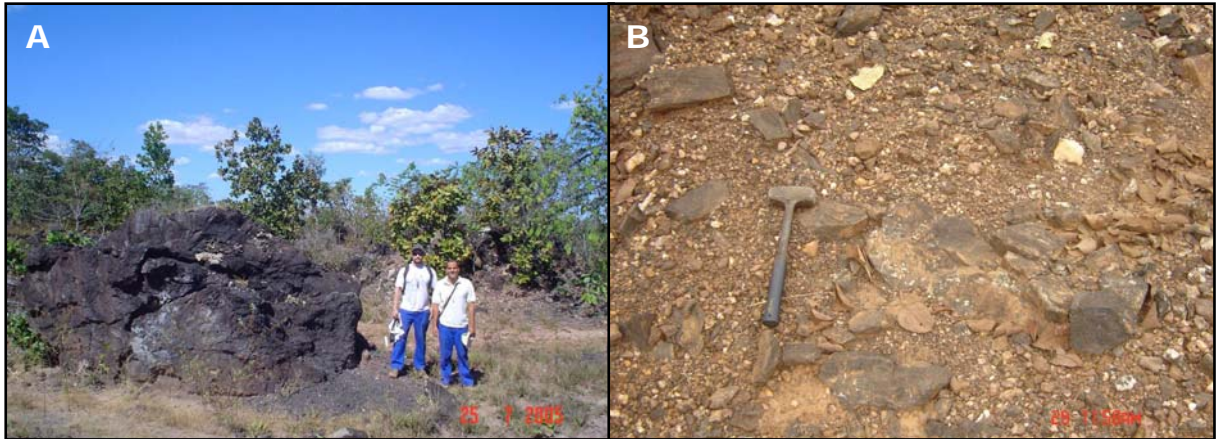


Figura 5.8: A. Blocos de xisto manganêsífero oxidado lavrados por catação pela Mibasa, próximo ao povoado Água Branca. B. Blocos dismantelados de gondito oxidado encontrados frequentemente na Seqüência Campinorte.

5.4 Minerais e rochas industriais

O quadro geológico da Folha Campinorte apresenta grande potencial para rochas ornamentais (ou de revestimento), calcário, argila e recursos minerais industriais (cianita, esmeralda).

5.4.1 Rochas ornamentais

Destaca-se o grande volume de intrusões graníticas peraluminosas, de caráter pós-tectônico, que exibem frequentemente tonalidades cinza a esbranquiçada, por vezes rósea, granulação média a grossa, macroestrutura isótropa homogênea, eventualmente porfirítica, e baixa intensidade de deformação seja por cisalhamento ou mesmo por fraturamento (Figuras 5.9 a, b). Estes corpos se destacam na geomorfologia local por se associarem as elevações topográficas, constituindo por vezes serras extensas de grandes altitudes (ex. Serra de Faina na porção NW da Folha Campinorte), o que facilita consideravelmente as atividades de lavra. Em todo o contexto da área mapeada, foram registrados vários pontos de amostragem por detonação, além de uma frente de lavra experimental em matações na porção SW do granito Faina (Figura 5.9a). As rochas do Complexo Hidrolina mostram características físicas e petrográficas que se assemelham às da suíte granítica peraluminosa pós-tectônica, porém ocorrem em uma vasta região de relevo extremamente acidentado, além de apresentarem fácies de granodiorito gnaissificado (biotita gnaisse), o que amplia consideravelmente a diversidade da região.



Figura 5.9: A. Extração experimental de blocos no extremo sudeste do granito Faina. B. Amostragem por detonação de leucogranito, próximo à fazenda Lagoa da Mata.

5.4.2 Calcário

Na porção NE da Folha Campinorte, ocorre associação de metamargas e metacalcários dolomíticos expostos em uma pedreira explorada comercialmente para corretivo de solos. Trata-se de litotipos de granulação fina a média e macroestrutura bandada e/ou laminada realçada pela alternância de domínios brancos com predominância de carbonato e cinzas com maior proporção de filossilicatos (Figura 3.8b). Os corpos de metacalcário exibem geometria lenticular e tem ocorrência restrita em toda a Folha Campinorte, o que os tornam estratégico para a região que representa uma fronteira agrícola emergente.

5.4.3 Argila

O contexto geomorfológico da Folha Campinorte, dominado por extensos platôs desenvolvidos durante o ciclo geomorfológico Velhas, favoreceu a formação de importantes depósitos de argila ao longo das planícies aluviais das principais drenagens que recortam a região, sobretudo o rio dos Bois. Este recurso mineral, destinado à fabricação de produtos cerâmicos vermelhos, tem participação importante na matriz industrial da região noroeste de Goiás, que contribui inclusive com o fornecimento de telhas e tijolos para o Distrito Federal e Entorno. Os depósitos de argila dispostos as margens do rio dos Bois devem ser quantificados e estudados em detalhe, buscando aperfeiçoar a sua aplicação, uma vez que estes podem desempenhar papel ainda mais importante na economia da região.

5.4.4 Depósitos e ocorrências de cianita

As ocorrências de cianita na região de Santa Terezinha de Goiás, Campinorte, Mutunópolis e Porangatu estão predominantemente associadas a zonas de cisalhamento no domínio do arco magmático. No mapa geológico da Folha Campinorte, concentrações relevantes de cianita ocorrem em faixas estreitas e alongadas controladas pela zona de cisalhamento serra das Araras, que representa extensão para SSW da zona de cisalhamento Rio dos Bois, e pela zona de cisalhamento Serra de Bom Jesus, próximo à Mara Rosa, além de blocos esparsos encontrados no domínio de rochas metassedimentares pelíticas onde predominam cianita quartzito e cianita-granada-muscovita xisto.

A zona de cisalhamento Serra das Araras, que se manifesta em maior extensão na folha Santa Terezinha de Goiás, é uma falha contracional, com geometria curva e concavidade voltada para norte, no seu domínio sul, e traço retilíneo NNE na sua extensão para NE, quando passa a ser denominada de zona de cisalhamento Rio dos Bois. Apresenta mergulhos baixos a moderados para N e WNW. Ao longo de sua extensão na Folha Campinorte, determina o limite tectônico das seqüências Mara Rosa e Santa Terezinha. A serra das Araras se estende por cerca de 16 km de comprimento e largura variando entre 400 m e 1,5 km. Os principais litotipos que demarcam esta estrutura são cianitito, cianita quartzito, muscovita-cianita quartzito, muscovita-cianita-quartzito xisto e plagioclásio-paragonita-cianita- xisto (Figura 5.10a). Cianititos compreendem mais de 90% de cianita, à qual se associam quartzo, muscovita e rutilo. A rocha é azul, em geral isotrópica e sua textura é diablástica, com granulação média a grossa (Figura 5.10b). Nos quartzitos, de cor branca a azulada, cianita perfaz em geral entre 30 e 65% do volume da rocha, a ela se associando quantidades variáveis de quartzo e muscovita, além de rutilo como acessório. Nos xistos encontrados à margem da Serra das Araras, o conteúdo de cianita decresce para valores em geral menores que 30%.



Figura 5.10: A. Blocos de cianititos expostos ao longo da serra das Araras. B. Cianitito maciço de granulação média a grossa e textura diablástica.

O crescimento da cianita pode estar ligado simultaneamente a dois processos: (i) um envolveria diretamente metamorfismo de rochas sedimentares pelíticas sob condições de fácies anfíbolito; e (ii) outro estaria ligado à alteração hidrotermal-magmática prévia de rochas intrusivas ácidas, seguido por metamorfismo de fácies anfíbolito de produtos hidrotermais aluminosos do estágio avançado de alteração. Nestes dois contextos, a formação da cianita estaria ligada à primeira fase de deformação D_n , à qual se associa dobramento isoclinal recumbente e redobramento reverso assimétrico coaxial desenvolvidos sob condições P-T de fácies anfíbolito, definidas pela paragênese granada-muscovita-cianita-estaurolita. A gênese dos depósitos de cianita ocorreu durante a fase subsequente de deformação D_{n+1} , que se relaciona ao desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois (ou Serra das Araras). Esta estrutura regional desenvolveu-se sob regime deformacional dúctil a dúctil-rúptil, identificado por dobras assimétricas que exibem ruptura de flanco e espessamento de charneira, além de intenso dobramento intrafolial apertado. As maiores concentrações de cianita estão diretamente associadas à segregação deste mineral ao longo de linhas de charneira, o que lhes conferem corpos com geometria cilíndrica, além de bolsões irregulares. A cianita deste contexto mostra textura diablástica e granulação média a grossa, enquanto ao longo de flancos e faixas miloníticas o mineral apresenta-se deformado, com evidências de fraturamento, encurvamento e estiramento. Estes processos são acompanhados por retrometamorfismo de fácies xisto verde diagnosticado por sericitização de cianita, além de granada e estaurolita (Joffily 2006).

As reservas declaradas do Estado de Goiás, situadas na Serra das Araras, alcançam perto de 2,3 milhões de toneladas (DNPM/DIDEM, ano base 2004). Apesar do volume das reservas e dos teores apreciáveis do minério, a lavra encontra-se paralisada desde o final dos anos 1990.

5.4.5 Esmeralda

De acordo com Lacerda Filho *et al.* (1999), a cerca de 16 km a sudoeste da cidade de Mara Rosa, na fazenda Bom Jesus, ocorre um garimpo de esmeralda (atualmente desativado), numa região intensamente arrasada e laterizada. O contexto geológico da ocorrência é dominado por anfíbolitos, metaultrabásicas, e metassedimentares químicas e pelíticas enquadradas na seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa. A mineralização está associada a veios de quartzo leitoso, com disposição

sub-vertical e espessura média de 20 cm, associados a anfíbolitos. Os cristais são comumente pequenos (até 3 cm), escassos, bastante fraturados e verde amarelados (Almeida & Sá, 1983 *in* Lacerda Filho *et al.* 1999).

5.5 Evolução tectônica e metalogênese dos depósitos de Au e Cu-Au

Os depósitos de Au e Cu-Au do arco magmático Mara Rosa podem ser temporal e espacialmente relacionados ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional similar ao proposto por Harris *et al.* (1986), assim como ao modelo de depósitos auríferos orogênicos postulado por Groves *et al.* (1998). Ambos os modelos são baseados em evolução contínua de placas colisionais que pode ser compartimentada em quatro estágios com características magmáticas distintas: (i) estágio de subducção; (ii) estágio de magmatismo colisional sin-tectônico; (iii) estágio de magmatismo colisional pós-tectônico; e (iv) estágio de extensão pós-orogênico.

O primeiro estágio de subducção intraoceânica provavelmente ocorreu entre 0,8 e 0,9 Ga e é representado por rochas vulcânicas toleíticas e rochas plutônicas cálcio-alcálicas (granitóides M e I) de arcos de ilhas e bacias de retro-arco (Figura 5.11a). Os depósitos de Au-Ag-Ba Zacarias e Cu-Au Chapada foram supostamente gerados durante este estágio. O depósito Zacarias foi gerado em um contexto vulcano-exalativo proximal (Poll, 1994), enquanto o depósito Chapada é comparável aos depósitos de Cu-Au porfíricos de arcos de ilhas intra-oceânicos (Richardson *et al.* 1986).

O estágio colisional subsequente resultou em espessamento crustal, que é relacionado ao pico do metamorfismo regional, em torno de 630 Ma, ao final da orogenia Brasileira (Figura 5.11c). Durante este evento, ao qual se associa o desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois, foram gerados vários depósitos e ocorrências auríferas na região, incluindo o depósito de Posse, que pode ser interpretado como um depósito aurífero controlado por zona de cisalhamento mesozonal, ou mesmo um depósito aurífero orogênico.

De acordo com Junges *et al.* (2002), idades Sm-Nd obtidas a partir dos pares granada-rocha total de rochas metassedimentares da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa podem ser interpretadas como indicativas de dois eventos metamórficos: um evento mais antigo em cerca de 760-730 Ma (Figura 5.11b); e outro evento mais jovem em cerca de 610-604 Ma (Figura 5.11c). Dados geotermométricos indicam que o episódio mais antigo ocorreu sob condições P-T mais elevadas, enquanto o mais jovem sob condições P-T inferiores. O evento metamórfico mais antigo é interpretado preliminarmente como o resultado da acreção de terrenos de arcos de ilhas, enquanto o evento mais jovem é associado ao fechamento do oceano Brasileiro e à colisão envolvendo os continentes Amazônico e São Francisco. Estes dois eventos atuaram na remobilização de sulfetos do depósito Chapada, porém reações de biotitização foram mais conspícuas durante o evento mais jovem.

O período de máximo espessamento crustal foi sucedido por magmatismo colisional pós-tectônico, controlado por extensão litosférica. Este evento é marcado por intrusão de granitos alcalinos (biotita granitos, leucogranitos), gabros e dioritos entre 590 e 560 Ma. O depósito Mundinho apresenta assinatura geoquímica (Au-Cu-Bi) e associação mineral (ouro-calcopirita-bismutinita-magnetita) características de depósitos deste contexto geotectônico. O ouro ocorre em veios controlados por zonas de cisalhamento que representam o último registro da deformação na região.

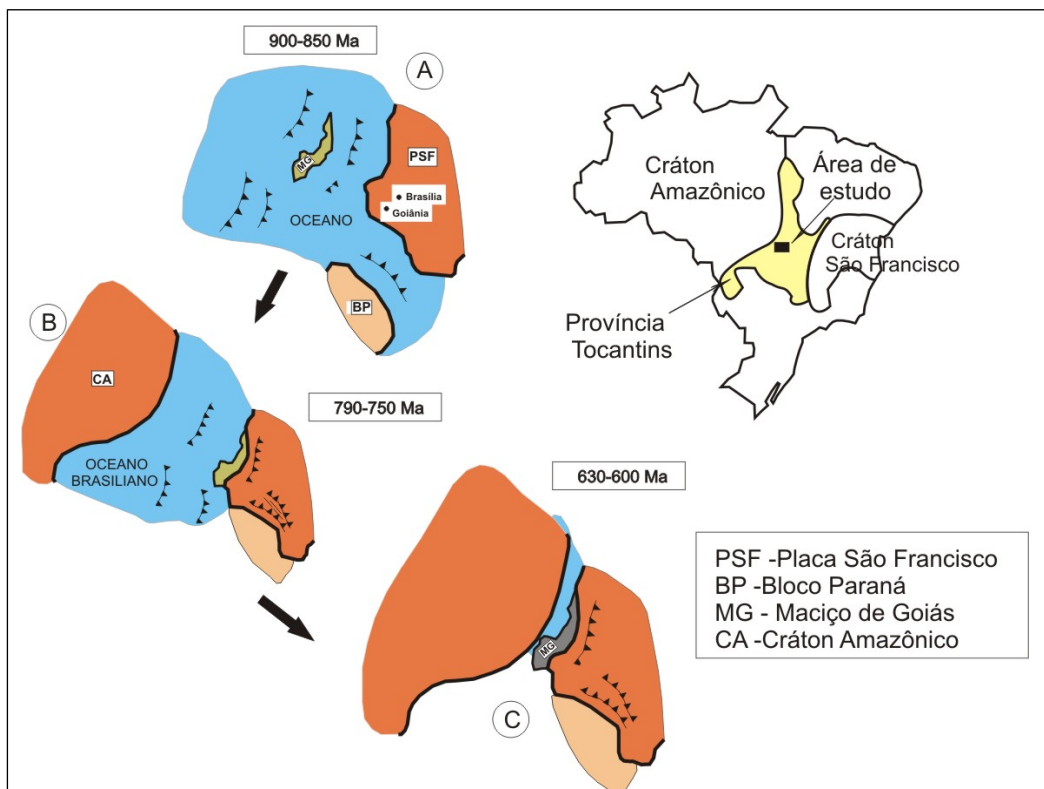


Figura 5.11: Modelo de reconstrução para a evolução neoproterozóica da Província Tocantins (Pimentel *et al.*2000)

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O mapeamento geológico da Folha Campinorte, na escala 1:100.000, trouxe inovações para a lito-estratigrafia da porção centro-oeste da Faixa Brasília, noroeste de Goiás, principalmente no que se refere à definição da seqüência vulcano-sedimentar Campinorte, de idade Paleoproterozóica, bem como da caracterização das unidades que compõem o Complexo Uruaçu. O avanço no conhecimento da evolução estrutural-tectônica da seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, de idade Neoproterozóica, foi fundamental para o melhor entendimento das mineralizações de Au e Cu-Au do Arco Magmático de Goiás. Informações geocronológicas Sm-Nd e U-Pb inéditas contribuíram para uma melhor definição do quadro crono-estratigráfico e tectônico da região.

A revisão cartográfica da Folha Campinorte mostrou que o contexto geológico a leste da zona de cisalhamento Rio dos Bois (ou falha Rio dos Bois), até então enquadrado na seqüência vulcano-sedimentar Mara Rosa, integra a seqüência vulcano-sedimentar Campinorte. Esta unidade é definida por associação de rochas metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de metavulcânicas ácidas e básicas, que se mostra recortada por grande quantidade de pequenos corpos granitoides (granito, granodiorito, tonalito) com idades U-Pb em zircão em torno de 2,17 Ga. Este quadro sugere evolução paleoproterozóica complexa para a região, sendo que este domínio pode se estender por sob o Grupo Serra da Mesa até o limite oeste dos complexos máfico-ultramáficos. Além desta extrapolação, esse terreno apresenta ainda grande similaridade em idades e associação de rochas com as faixas paleoproterozóica do Oeste da África (Birimian), o que tornaria a região alvo para a investigação de depósitos de ouro e manganês.

Neste projeto, o mapeamento do Complexo Uruaçu mostrou que este apresenta grande diversidade de associações de rochas (kinzigitos, biotita gnaisses, *augen* gnaisses, migmatitos, anfíbolitos), mas que carecem de melhor definição petrológica e geocronológica. A contextualização geotectônica deste complexo também necessita de melhor entendimento, o que deve ser alcançado inicialmente com estudos geofísicos regionais e com um questionamento das proposições de Barreto Filho (1992). Para o autor, o Complexo Uruaçu, denominado de maciço básico-ultrabásico Água Branca, representa supostamente fragmento dos complexos básico-ultrabásicos de Niquelândia e Barro Alto, desmembrado por corredores de cisalhamento NW. O principal argumento apresentado por Barreto Filho (1992) se refere à grande similaridade geofísica (altos magnéticos) apresentada por estes maciços. Os corpos anfíbolíticos, com disseminações de pirrotita e calcopirita, que fazem parte deste contexto apresentam potencial para depósitos de cobre e demais elementos que se associam a intrusões básicas.

O mapeamento das unidades que compõem o Arco Magmático de Goiás mostrou que o quadro geológico da Folha Campinorte inclui faixas de rochas supracrustais, com disposição NNE,

incorporadas nas seqüências vulcano-sedimentares Mara Rosa e Santa Terezinha, sendo que a segunda tem descrição inédita na região. Os episódios de maior manifestação magmática ligados a estas seqüências ocorreram em 860-800 Ma e 670-600 Ma, respectivamente. Os depósitos de Au e Cu-Au do Arco Magmático Mara Rosa podem ser temporal e espacialmente relacionados ao modelo de evolução magmática de um cinturão colisional, assim como ao modelo de depósitos auríferos orogênicos. Ambos os modelos são baseados em evolução contínua de placas colisionais, que pode ser compartimentada em quatro estágios com características magmáticas, deformacionais e metamórficas distintas: (i) estágio de subducção, entre 900 e 800 Ma; (ii) estágio de magmatismo colisional sin-tectônico; (iii) estágio de magmatismo colisional pós-tectônico, entre 630 e 560 Ma; e (iv) estágio de extensão pós-orogênico.

A presença de importantes depósitos de Au e Cu-Au ligados aos diferentes estágios da evolução do Arco Magmático de Goiás mostra que a região apresenta um quadro de grande diversidade e potencial. Aliado a isso, levantamentos geofísicos recentes transformaram esta região em alvo prioritário para a prospecção no Brasil, sobretudo para depósitos auríferos orogênicos.

O contexto geológico da Folha Campinorte apresenta ainda grande potencial para rochas ornamentais (ou de revestimento), argila cerâmica, calcário para corretivo de solos e cianita. Os depósitos de cianita ao longo da serra das Araras apresentam potencial de classe mundial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARANTES, D. *et al.* The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF GOLD, 1991, Belo Horizonte. Brazil Gold'91: **Anais...** Belo Horizonte: SBG. 1991. p. 221-229.

ARAÚJO FILHO, J. O. The Pirineus syntaxis: an exemple of intersection of two Brasiliano fold thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30. p. 144-148, 2000.

BARBOSA, O. *et al.* Geologia e inventário dos recursos minerais da região Central de Goiás. In: DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. **Projeto Brasília**. Goiânia: 1969. 148 p.

BARRETO FILHO, J. A. O maciço básico-ultrabásico de Água Branca: continuidade física dos maciços de Niquelândia e Goianésia-Barro Alto. **Boletim SBG-NCO**, Goiânia, n. 15, p. 23-29, 1992.

DANTAS, E. L. *et al.* Proveniência e idade deposicional de sequências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 329-333, 2001.

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Projeto geologia da região Pilar-Mara Rosa**. Goiânia. 1978. 9 v.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'EL REY SILVA, L. J. H. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário de Camboriú: SBG-RJ, 1994. p. 215-217.

GROVES, D. I. *et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 13, p. 7-27, 1998.

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

JOFFILY, C. M. L. C. **Gênese e controle dos cianititos da serra das Araras, arco magmático Mara Rosa**. 2006. Dissertação (mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006. Inédito.

JOST, H. *et al.* Geologia de terrenos arqueanos e proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, p. 315-328, 2001.

JUNGES, S. L. **Caracterização geoquímica e isotópica da Faixa Oeste da Sequência Vulcanossedimentar de Mara Rosa**. 1998. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.

JUNGES, S. L. *et al.* Idades U-Pb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG-NE, 2002. p. 312.

JUNGES, S. L. *et al.* New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM; IRD, 2003. v. 1, p. 198-201.

JUNGES, S. L.; PIMENTEL, M. M.; MORAES, R. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. **Precambrian Research**, Berlin, v. 117, n. 1-2, p. 101-108, 2002b.

KUYUMJIAN, R. M. *et al.* Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 3, p. 329-334, 2004.

KUYUMJIAN, R. M. Magmatic arc and associated gold, copper, silver and barite deposits in the State of Goiás, Central Brasil: characteristics and speculations. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, p. 285-288, 2000.

KUYUMJIAN, R. M. **The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil**. 1989. 289 f. Thesis (PhD) - University of London, London, 1989.

LACERDA FILHO, V. J. *et al.* Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático**. Brasília: METAGO S.A./UnB, 1999. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

LACERDA, H. As mineralizações auríferas da região de Mara Rosa (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, p. 274-284, 1986.

MACHADO, E. C.; OLIVEIRA, C. C. Novas considerações e integração geológica na região Pilar-Crixás e Mara Rosa-Porangatú. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 1., 1981, Goiânia. **Atas...** Goiânia: SGB-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1981. v. 1, p. 300-320.

MELO, L. V. **Compartimentação geocronológica dos depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arc Magmático de Goiás, Brasil Central 2006**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. Departamento Nacional da Produção Mineral. Diretoria de Geologia e Recursos Minerais. **Mapa geológico do Estado de Goiás - escala 1:1.000.000**. Brasília, 1987.

OLIVEIRA, C. G. *et al.* The Cooper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. **Ore Geology Reviews**, Amsterdam, v. 25, p. 285-299, 2004.

OLIVEIRA, C. G.; QUEIROZ, C. L.; PIMENTEL, M. M. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, p. 219-221, 2000.

PALERMO, N. **Le Gissement aurifère précambrien de Posse (Goiás, Bresil) dans son cadre géologique**. 1996. 175 f. These (Doctorat) - ENSPM, Paris, 1996. anexes.

PALERMO, N.; PORTO, C. G.; COSTA JR., C. N. The Mara Rosa gold district, central Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 2, p. 256-260, 2000.

PIMENTEL, M. M. *et al.* Geocronologia das rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15. p. 3-8, 1985.

PIMENTEL, M. M. *et al.* The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Precambrian Research**, Berlin, n. 81. p. 299-310, 1997.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 35-39, 2000a.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, Boulder, n. 20, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In MANTESSO NETO, V. *et al.* (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 355-368.

POLL, N. J. **The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás state, Brazil**. Colorado: Colorado School of Mines, 1994. 124 f. Dissertação (Mestrado) - Colorado School of Mines 1994.

PORTO, C. G.; HALE, M. Mineralogy, morphology and chemistry of gold in the stone line lateritic profile of the Posse deposit, Central Brazil. **J. Geoch. Explor.**, [S.l.], v. 57, p. 115-125, 1996.

RAMOS FILHO, W. L.; ARAÚJO FILHO, J. O.; KUYUMJIAN, R. M. Características da ambiência estrutural do depósito de Chapada, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, p. 09-116, 2004.

RIBEIRO FILHO, W. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa, In: SIMP SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 1., 1981, Goiânia. **Ata...** Goiânia: SGB-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1981. v. 1, p. 281-296.

RICHARDSON, S. V.; KESLER, S. E.; ESSENE, E. J. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goias, Brazil: a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. **Economic Geology**, Austrália, v. 81, p. 1884-1898, 1986.

STRIEDER, A. J.; SUITA, M. T. F. Neoproterozoic tectonic evolution of the Tocantins Structural Province, Central Brazil. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, v. 28, p. 267-289, 1999.

VIANA, M. G. *et al.* O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, p. 2, p. 111-123, 1995.

ANEXO 1

Súmula de Dados de Produção (Folha Campinorte)

	Quantidade
1. Mapeamento Geológico	
Afloramentos descritos	517
Cadastramento mineral de ocorrência minerais	21
Análises petrográficas	100
2. Geoquímica de Rocha	
Determinações por ICP-MS	12
3. Geocronologia	
Determinações Sm/Nd	05
Determinações U/Pb convencional.....	01
Determinações Shrimp	07
3. Banco de dados digitais	
Fichas de afloramentos (Base Aflora).....	517
Fichas de cadastramento de Recursos Minerais (RECMIN).....	21