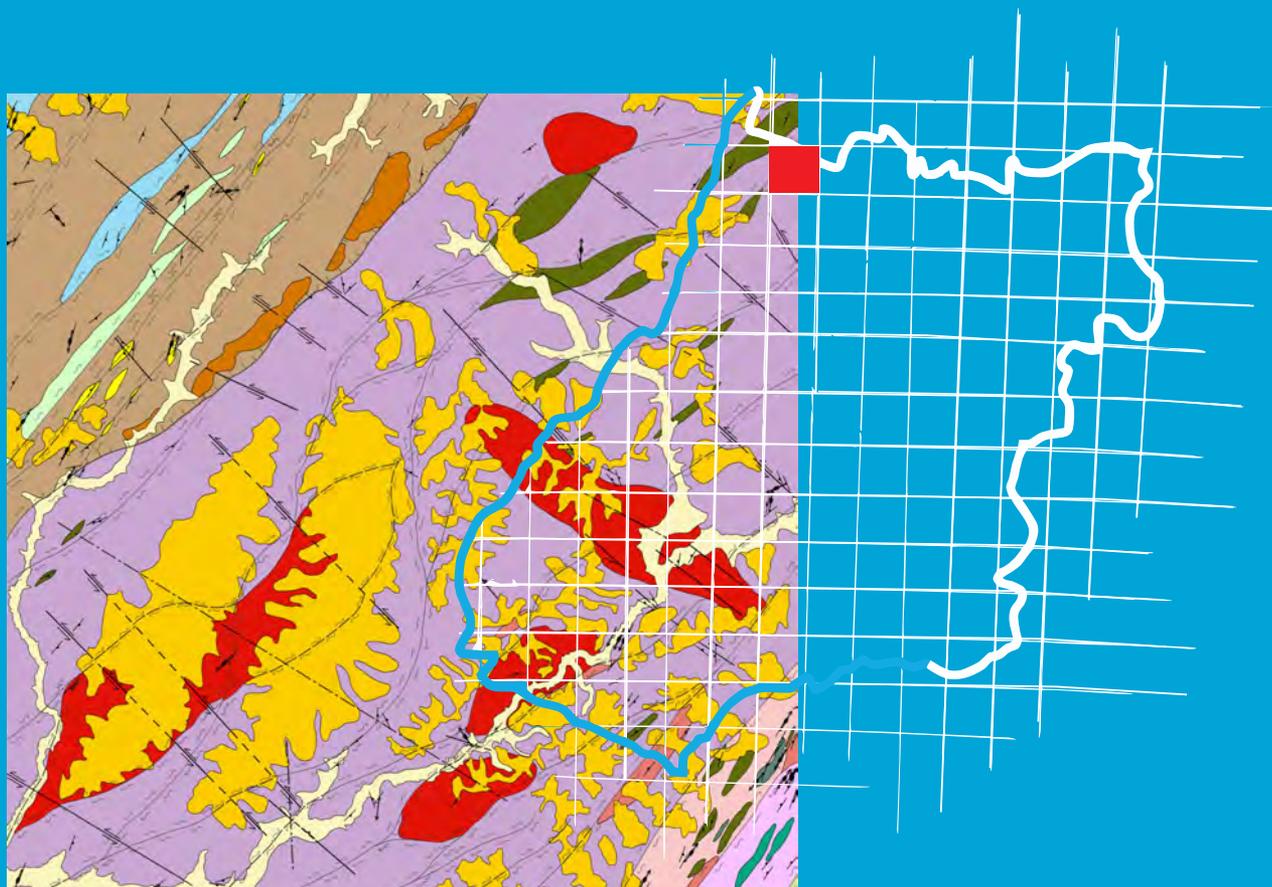


Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA NOVO PLANALTO – SD.22-X-C-III



Escala: 1:100.000
2017

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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA NOVO PLANALTO

SD.22-X-C-III

PROJETO NOROESTE DE GOIÁS

ESCALA 1:100.000

ESTADO DE GOIÁS E TOCANTINS

Fernando Santos Diener
Hugo José de Oliveira Polo



GOIÂNIA
2017

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA
RUA 148, 485 – SETOR MARISTA
GOIÂNIA – GO
CEP: 74.170-110
FAX: (62) 3240-1417
TEL: (62) 3240-1400
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR

D562 Diener, Fernando Santos

Geologia e Recursos Minerais da Folha Novo Planalto - SD.22-X-C-III.
Organizado por Fernando Santos Diener e Hugo José de Oliveira Polo.
Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 2017.

99 p. il.; + mapas

ISBN: 978-85-7499-199-3

“Projeto Noroeste de Goiás”

“Executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
Superintendência Regional de Goiânia”

1. Mapeamento Geológico; 2. Geologia Regional; 3. Goiás; I. Título. II.
Diener, Fernando Santos; III. Polo, Hugo José de Oliveira.

CDD: 558.173

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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

Programa Geologia do Brasil

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA NOVO PLANALTO**

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
Fernando Bezerra Coelho Filho
Ministro

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
Vicente Humberto Lôbo Cruz
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL-CPRM
Eduardo Jorge Ledsham
Diretor-Presidente

José Carlos Garcia Ferreira
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Antônio Carlos Bacelar Nunes
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Esteves Pedro Colnago
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Juliano de Souza Oliveira (interino)
Diretor de Administração e Finanças

Lúcia Travassos da Rosa Costa
Chefe do Departamento de Geologia

Evandro Luiz Klein
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Edílton José dos Santos
Chefe da Divisão de Geologia Básica

Marco Túlio Naves de Carvalho
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares
Divisão de marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA
Luiz Fernando Magalhães
Superintendente

Luciana Felício Pereira
Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Marcelo Ferreira da Silva/ Felipe Rodrigues Martins
Supervisores de Projetos

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

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

CRÉDITOS AUTORAIS

Fernando Santos Diener/Hugo José de Oliveira Polo/Fernando Ferreira da Rosa/Antônio Augusto Soares
Frasca/Débora Regina Vieira dos Santos – Folha Novo Planalto - SD.22-X-C-III

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

1. INTRODUÇÃO

Fernando Santos Diener
Hugo José de Oliveira Polo

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Fernando Santos Diener
Hugo José de Oliveira Polo

3. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Fernando Santos Diener
Hugo José de Oliveira Polo
Marcelo Ferreira da Silva

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Hugo José de Oliveira Polo
Fernando Santos Diener

5. GEOQUÍMICA

Daliane Bandeira Eberhardt
Fernando Santos Diener

6. RECURSOS MINERAIS

Fernando Santos Diener
Hugo José de Oliveira Polo

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Fernando Santos Diener
Hugo José de Oliveira Polo

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Maria Gasparina de Lima

COORDENAÇÃO TÉCNICA REGIONAL

Gilmar José Rizzotto

PETROGRAFIA

Munike Paulo Rodrigues
Maria Celene Barbosa Ferreira

GEOQUÍMICA

Daliane Bandeira Eberhardt

GEOCRONOLOGIA

Joseneusa Brilhante Rodrigues

APOIO TÉCNICO

Luiz Carlos de Melo
Valdivino Patrocinio da Silva

ESTAGIÁRIOS

Marcela Ferreira Vale
Murillo Valadares Almeida
Daniel Pinto
Ludmila Machado da Silveira

REVISÃO FINAL

Jaime Estevão Scandolara

PROJETO GRÁFICO (DIAGRAMAÇÃO)

Cristiane de Lima Pereira
Kátia Siqueira Batista

PROJETO GRÁFICO (PADRÃO CAPA/EMBALAGEM - DIMARK)

José Márcio Henrique Soares
Washington José Ferreira Santos

APRESENTAÇÃO

O conhecimento geológico do território brasileiro constitui um instrumento indispensável para o planejamento e a implementação das políticas públicas voltadas para o desenvolvimento sustentável dos recursos minerais, petrolíferos e hídricos subterrâneos do país e, simultaneamente, fonte de dados imprescindível para o conhecimento do meio físico, tendo em vista a execução de estudos de zoneamento ecológico-econômico, de gestão ambiental do território nacional e prevenção de riscos geológicos.

É com esta premissa que a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, através da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, têm a grata satisfação de disponibilizar à comunidade técnico-científica, aos empresários do setor mineral e à sociedade em geral, os resultados alcançados pelo **PROJETO NOROESTE DE GOIÁS - GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA NOVO PLANALTO**. Executado pela Superintendência Regional de Goiânia, o projeto apresenta o estado da arte do conhecimento geológico e de recursos minerais na escala 1:100.000 de uma área de 12.000 km², abrangendo áreas dos municípios de São Miguel do Araguaia, Araguaçu, Bonópolis e Novo Planalto nos estados de Goiás e Tocantins. Na preparação deste produto foram compilados e integrados todos os dados e informações geológicas, tectônicas, geoquímicas, geofísicas e de recursos minerais disponíveis na região abrangida pelo projeto. Estes dados foram complementados com a interpretação de fotografias aéreas, de imagens de satélite e de produtos de levantamentos aerogeofísicos recentemente patrocinados pela CPRM. Estas atividades foram seguidas de coleta de dados de campo e de análises laboratoriais, culminando com a elaboração de um mapa geológico acompanhado de texto explicativo. Todos estes dados estão hospedados em robusto e moderno banco de dados (GEOSGB) da CPRM.

Este produto constitui mais uma ação do PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL, executado com recursos do PAC – Programa de Aceleração do Crescimento, que vem desenvolvendo trabalhos em todas as regiões do País através dos levantamentos geológicos básicos nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, e dos levantamentos aerogeofísicos de alta resolução, com linhas de voo espaçadas de 500 m. Incluem-se neste programa mapas de integração da geologia e dos recursos minerais dos Estados da Federação nas escalas de 1:250.000 a 1:1.000.000. Desta forma, os produtos do conhecimento geológico são caracterizados como obras de infra-estrutura de fundamental importância para o desenvolvimento regional e importante subsídio básico à formulação de políticas públicas e de apoio à tomada de decisão dos investimentos do setor mineral.

EDUARDO JORGE LEDSHAM
Diretor Presidente

JOSÉ CARLOS GARCIA FERREIRA
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

O presente relatório apresenta os resultados obtidos na cartografia geológica da folha Novo Planalto (SD.22-X-C-III) na escala 1:100.000, projeto que integra o Programa Geologia do Brasil executado pela CPRM.

A área está situada na Província Tocantins, produto da colisão neoproterozoica dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema na Orogenia Brasileira. Na região de Novo Planalto ocorrem rochas da Faixa Brasília e da Faixa Araguaia, intensamente afetadas pelo Lineamento Transbrasiliano, importante estrutura regional que imprimiu uma deformação dúctil caracterizada por zonas de cisalhamento anastomosadas com direção preferencial NE-SW.

O embasamento da área é representado por uma entidade tectônica alóctone denominado Complexo Serra Azul (2,9 Ga) de composição granítica de assinatura química de arco continental, intercalado com lentes de anfibolitos. O arcabouço tectônico principal é representado por rochas do Arco Magmático de Goiás e da Faixa Araguaia.

No domínio do Arco magmático de Goiás, o Complexo Granulítico Porangatu é composto por ortognaisses cálcio alcalinos tonalítico a monzogranítico com assinatura de arco continental. Idade U-Pb em zircão de 746 ± 4 Ma em gnaisse tonalítico desta unidade sugere, um magmatismo em idade atípica para o Arco Magmático de Goiás. Ainda neste contexto afloram corpos máficos denominadas de Suíte Máfica com duas assinaturas litoquímicas distintas: i) Anfibolitos tipo basaltos toleíticos enriquecidos em ferro e ii) Anfibolitos tipo basaltos alcalinos empobrecidas em ferro. A composição química destas rochas sugere um quimismo híbrido possivelmente relacionados a um ambiente de arco ou *back arc*. Intrusivos nas rochas do complexo ocorre a Suíte Novo Planalto caracterizada por monzogranitos tardi a pós orogênicos cálcio-alcalinos rico em álcalis e ferro. O corpo Gutupá, que pertence a esta unidade, apresenta idade de cristalização U-Pb de 512 ± 3 Ma. A idade modelo Sm-Nd de 1.446 Ma e o $\epsilon Nd(t)$ de -7,1 sugerem contaminação crustal por fontes do embasamento. A Unidade Rio Pintado é constituída por faixas de paragnaisses quartzo-feldspáticos, que representam metagrauvas e metaarcóseos. Datação U-Pb em zircão mostra heranças de 660 e 720 Ma e idade de metamorfismo de 498 ± 6 Ma.

No domínio da Faixa Araguaia ocorrem a Formação Xambioá, que na área de estudo é caracterizada por uma sequência metassedimentar, metamáficas e ortognaisses.

Após a Orogenia Brasileira tectônica recorrente gerou extensões com falhas gravitacionais pré-existentis relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano. Esta tectônica distensiva deu origem a bacia de Água Bonita e culminou com a deposição de sedimentos e litificação das rochas da formação homônima durante o Siluro-Devoniana. Recobrimdo este conjunto ocorrem coberturas lateríticas e depósitos aluvionares.

No âmbito dos recursos minerais destacam-se os agregados utilizados na construção civil como areias, cascalho, argila e rochas ornamentais que ocorrem em abundância na área. Quanto aos minerais básicos e preciosos há indícios principalmente para ouro na Formação Xambioá e cobre e níquel relacionados a Suíte Máfica.

ABSTRACT

This report brings out the results achieved from geological mapping of Novo Planalto area (SD.X-C-22-III) at 1:100,000 scale. This project integrates Brazil's Geology Program managed by CPRM - Geological Survey of Brazil.

The area is located in the Neoproterozoic Tocantins Province, developed by convergence and collision of Amazonian, San Francisco and Paranapanema Cratons during the Brasiliano Orogeny. Rocks of Brasília Belt and the Araguaia Belt crop out in the area, all deeply affected by Transbrasiliano Lineament, a major regional structure that printed a ductile deformation characterized by a series of anastomosing shear zones with NE-SW preferential direction.

The basement is represented by an allochthonous tectonic entity called Serra Azul Complex (2.9 Ga). This complex is composed by continental arc granitic rocks, intercalated with amphibolite lenses. The main tectonic framework is represented by rocks of Goiás Magmatic Arc and Araguaia Belt.

In Goiás Magmatic Arc domain, the Granulitic Porangatu Complex consists of calcium-alkaline orthogneiss, with tonalitic to monzogranitic composition and continental arc signature. U-Pb zircon age of 746 ± 4 Ma in tonalitic gneiss of this unit suggests atypical age of magmatism for Goiás Magmatic Arc. Also in this context outcrop mafic bodies called Suite Máfica with two distinct litochemistry signatures: i) tholeiitic basalts type amphibolites enriched in iron and ii) alkaline basalts type amphibolites depleted in iron. The composition of these rocks suggests hybrid chemical systems, possibly related to arc or back arc environment.

Alkali and iron rich late to post-orogenic Monzogranites of Novo Planalto Suite intrudes the complex. Gutupá Body, which belongs to this unit, yields 512 ± 3 Ma U-Pb crystallization age. Sm-Nd model age of 1446 Ma and $\epsilon_{Nd}(t)$ of -7,1 imply crustal contamination by basement sources. Strips of quartz-feldspar paragneisses, derivative from metagraywackes and metaarkoses, embody Rio Pintado Unit. U-Pb analysis in zircon reveals inheritance ages of 720 Ma and 660 Ma and metamorphism age of 498 ± 6 Ma.

In Araguaia Belt domain occur Xambioá Formation, which is characterized by a metasedimentary sequence, metamafic rocks and orthogneisses.

After Brasiliano Orogeny, recurrent tectonic generated extension in pre-existing gravitational faults related to Transbrasiliano Lineament. This extensional tectonics resulted in Agua Bonita Basin, which culminated in Siluro-Devonian with deposition and lithification of sediments of homonymous Formation. Alluvial deposits and lateritic covers overlay this set.

In the scope of mineral resources, some aggregate resources are highlighted, such as sand, gravel, clay and stone found in abundance in the area. For basic and precious minerals there are indications for gold in Xambioá Formation and copper and nickel related of Máfica Suite.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	15
1.1 - MATERIAIS E MÉTODOS	16
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
2.1 - GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	22
2.1.1 - Sistema de Arcos Magmáticos de Goiás	22
2.1.1.1 - Compartimentação Geotectônica	23
2.1.1.2 - Unidades litológicas	23
2.1.1.2.1 - Granitoides sintectônicos	23
2.1.1.2.2 - Sequências metavulcanossedimentares.....	24
2.1.1.2.3 - Granitos tardi e pós tectônicos.....	25
2.1.2 - Grupo Baixo Araguaia - Formação Xambioá	25
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	27
3.1 - COMPLEXO SERRA AZUL DE GOIÁS (A3SAG)	29
3.1.1 - Metamáficas Serra Azul de Goiás (A3dsag).....	33
3.2 - ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS - ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA.....	36
3.2.1 - Sequência Metavulcanossedimentar Serra da Sabina (NP1sab)	36
3.2.1.1 - Biotita Xisto Feldspático (NP1sab3).....	36
3.2.2 - Complexo Granulítico Porangatu	36
3.2.2.1 - Unidade 2 - Biotita hornblenda gnaisses graníticos a tonalíticos, migmatitos e granulitos subordinados (NP3por2)	37
3.2.2.2 - Unidade 3 - Gnaisses granodioríticos com clinopiroxênio (NP3por3).....	42
3.2.2.3 - Suíte Máfica (NP3porμ).....	42
3.2.2.3.1- Anfibolitos tipo toleítos de arco (NP3porμ1)	43
3.2.2.3.2- Anfibolitos tipo basaltos alcalinos (NP3porμ2).....	46
3.2.3 - SUÍTE NOVO PLANALTO (NP3γ2m)	49
3.2.4 - Unidade Rio Pintado (E3rp).....	53
3.3 - FAIXA ARAGUAIA - GRUPO BAIXO ARAGUAIA - FORMAÇÃO XAMBIOÁ (NP2x)	57
3.4 - GRABEN ÁGUA BONITA - FORMAÇÃO ÁGUA BONITA (SDab).....	64
3.5 - FORMAÇÕES SUPERFICIAIS	66
3.5.1 - Coberturas detrito-lateríticas (N1dl).....	66
3.5.2 - Depósitos aluvionares (Q2a)	66
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	69
4.1 - ESTRUTURAÇÃO NA ÁREA DE ESTUDO	70
4.1.1 - Faixa Brasília.....	71
4.1.1.1 - Sistema de Zonas de Cisalhamento Transbrasiliano	73
4.1.1.2 - Sistema de Falhas Água Parada	73
4.1.2 - Faixa Araguaia	73
4.2 - FASES DEFORMACIONAIS	75
4.1.3 - Evolução Geotectônica	78
5 – RECURSOS MINERAIS E GEOQUÍMICA PROSPECTIVA	81
5.1 - GEOQUÍMICA PROSPECTIVA	81
5.1.1 - Materiais e Métodos.....	83
5.1.2 - Interpretação dos Dados de Sedimento de Corrente	84
5.1.3 - Tratamento dos Dados de Sedimento Ativo de Corrente	84
5.1.3.1 - Sumário dos estimadores	84
5.1.4 - Tratamento dos Dados Mineralométricos	84
5.1.4.1 - Minerais de interesse econômico.....	84

5.1.4.2 - Minerais Metamórficos	84
5.1.5 - Discussão dos Resultados	84
5.2 - RECURSOS MINERAIS.....	86
5.2.1 - Ouro	86
5.2.2 - Níquel, Cobre e Cromo	86
5.2.3 - Urânio e Monazita.....	86
5.2.4 - Materiais para construção civil	88
5.2.4.1 - Areias e cascalhos	88
5.2.4.2 - Rochas Ornamentais.....	88
6 – CONCLUSÕES.....	91
7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO	99

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA NOVO PLANALTO – SD.22-X-C-III
(PROJETO NOROESTE DE GOIÁS)**

ESTADO DE GOIÁS E TOCANTINS

1 – INTRODUÇÃO

O presente relatório apresenta os resultados obtidos na cartografia geológica da folha Novo Planalto (SD.22-X-C-III) escala 1:100.000. Este relatório juntamente com as folhas Mata Azul (SD.22-X-D-II) e Bonópolis (SD.22-X-C-VI) integram o Projeto Noroeste de Goiás executados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil através da Superintendência Regional de Goiânia e insere-se no Programa Geologia do Brasil, nas escalas 1:250.000 e 1:100.000.

A folha Novo Planalto está localizada na porção noroeste do Estado do Goiás e sudoeste de

Tocantins, limitada pelos paralelos 13° S e 13° 30' S e meridianos 50° W e 49° 30' W. Inclui a microregião de Porangatu e abrange parte dos municípios de São Miguel do Araguaia, Novo Planalto, Araguaçu, Porangatu e Bonópolis no Estado de Goiás e Rio Formoso no Estado de Tocantins (Figura 1.1).

A partir de Goiânia - GO, o acesso à faz-se pela BR-153 (Belém - Brasília) passando por Anápolis e seguindo em direção a Belém - PA. O percurso total é de 407 Km até Porangatu. Ao chegar em Porangatu a área pode ser acessada seguindo por 45 Km pela

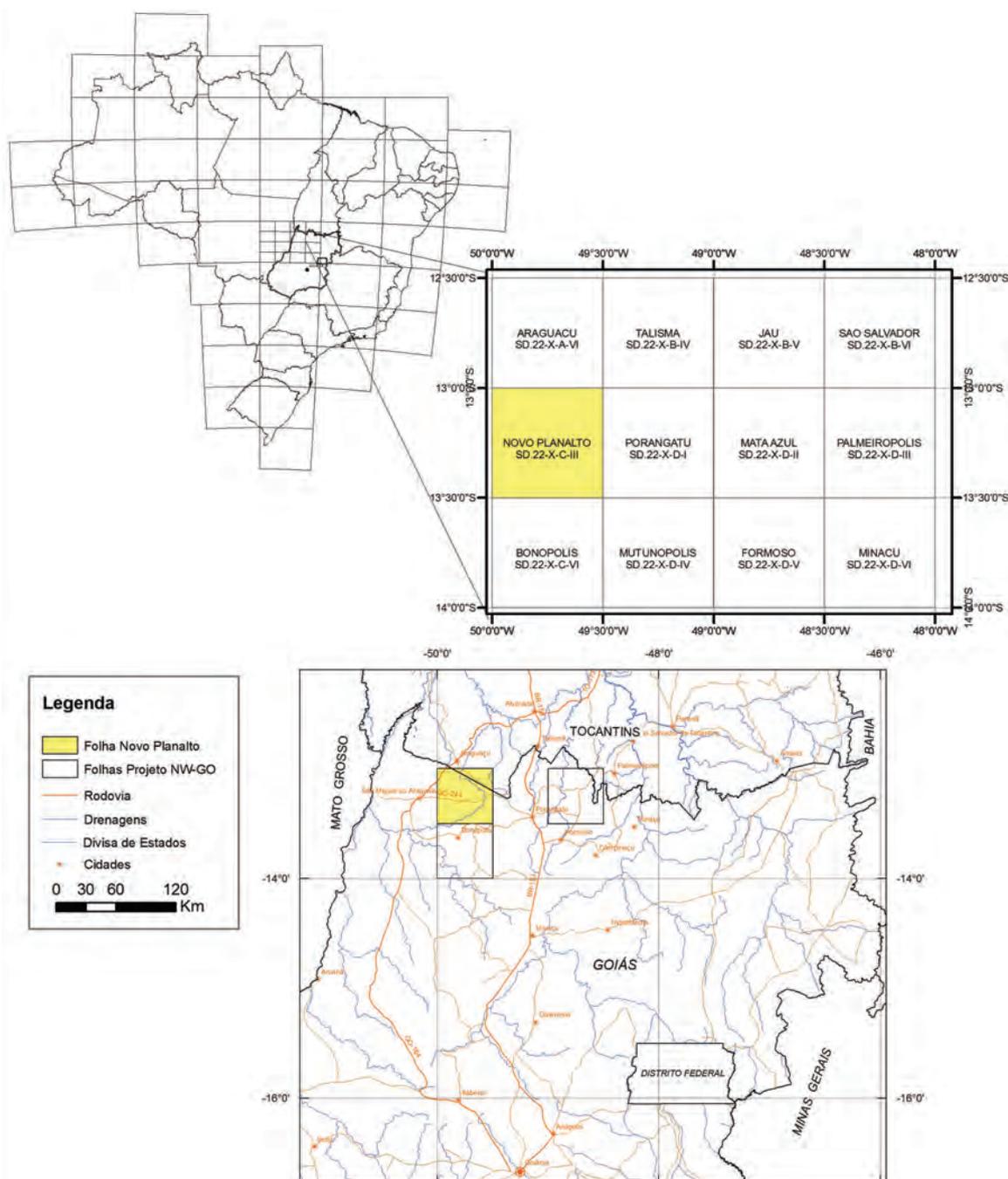


Figura 1.1 – Localização da folha Mata Azul.

GO-244 em direção a cidade de São Miguel do Araguaia (Figura 1.1).

A região de estudo está situada no Planalto Central Brasileiro, o clima é tropical úmido caracterizado por duas estações bem definidas: uma quente e seca, que correspondem ao outono e o inverno, e a outra úmida, com chuvas torrenciais, na primavera e no verão. A área de estudo é caracterizada por relevos arrasados planos com serras isoladas. O cerrado é o bioma original e vem sendo substituído por pastagens. Na área da folha, os principais cursos de drenagens são os rios Pintado, Piau e o Ribeirão Escuro, todos intermitentes.

A principal cidade é Novo Planalto que de acordo com Censo IBGE (2010) apresenta 3.956 habitantes, e é uma região com forte influência econômica das cidades de Porangatu e São Miguel do Araguaia.

A economia da região é voltada principalmente para a agricultura e pecuária de subsistência realizada em pequenas e médias propriedades. Além destas atividades, a proximidade com o rio Araguaia favorece o potencial turístico da região. A extração mineral é pouco expressiva limitando-se a exploração de bens minerais utilizados na indústria da construção civil (areia, argila caulínica e agregados).

Atualmente a construção da Ferrovia Norte-Sul com a implantação de um terminal e um porto seco em Porangatu colocam a região numa posição estratégica, abrindo um novo leque de oportunidades para o desenvolvimento econômico. A ferrovia beneficiará a logística do transporte de mercadorias, favorecendo assim, a viabilização de novos empreendimentos.

As rochas da folha Novo Planalto estão situadas na Província Tocantins, que é o resultado da convergência e colisão dos cratons Amazônico, São Francisco e Paranapanema durante a Orogenia Brasileira no Neoproterozoico. Esta província é compartimentada em faixas Brasília, Araguaia e Paraguai. Na área em estudo afloram rochas principalmente das faixas Brasília e Araguaia.

O arcabouço estrutural da área é intensamente influenciado pelo Lineamento Transbrasiliano, importante estrutura regional que, na área de estudo, imprimiu uma deformação dúctil caracterizada por uma série de zonas de cisalhamento dextrais anastomosadas com direção preferencial NE-SW.

Na área de estudo o embasamento é representado por uma lasca tectônica de idade Arqueana denominada de Complexo Serra Azul. Justapostos tectonicamente a esta unidade estão rochas associadas a edificação do Arco Magmático de Goiás, dentre elas: o Complexo Granulítico

Porangatu, Sequência Serra da Sabina, corpos tardi e pós tectônicos da Suíte Novo Planalto e as rochas paraderivadas da Unidade Rio Pintado.

Na porção noroeste da área ocorrem rochas metassedimentares da Formação Xambioá pertencentes a Faixa Araguaia.

A reativação de suturas, com caráter gravitacional, após a Orogenia Brasileira deu origem a bacia de Água Bonita e culminou com a deposição de sedimentos e litificação das rochas da formação homônima durante o período Siluro-Devoniana. Recobrimo este conjunto ocorrem coberturas lateríticas e depósitos aluvionares.

A cartografia geológica da Folha Novo Planalto permitiu o reconhecimento e detalhamento de diversas unidades geológicas, bem como propiciou um melhor entendimento da evolução geológica da região noroeste de Goiás. Estes resultados podem auxiliar no desenvolvimento científico, econômico e social desta região.

1.1 - MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais e métodos utilizados para execução deste trabalho seguiram a sistemática estabelecida pelo guia de procedimentos técnicos adotados pela CPRM na elaboração de mapas geológicos na escala 1:100.000. Deste modo, o trabalho pode ser compartimentado nas etapas de pré campo, campo e pós campo.

Pré campo: Compilação e revisão bibliográfica, interpretação dos sensores remotos (fotografias aérea, imagens GEOCOVER e MDT), integração de dados geológicos, geoquímicos, geofísicos, geocronológicos e de cadastramento mineral. De posse desses dados preparou-se o mapa geológico preliminar e foi estabelecida a programação para a etapa de campo.

Campo: Consistiu na cartografia geológica da folha na escala 1:100.000. Nesta etapa foram descritos 246 pontos e quando possível e necessário foram coletadas amostras dos diferentes litotipos e de solo. Buscou-se sempre a coleta de rochas frescas e orientadas. Estas foram embaladas e destinadas a diferentes fins: Análises químicas, laminas petrográficas, datações e acervo do projeto. Juntamente com este trabalho coletaram-se 150 amostras de sedimento ativo de corrente e concentrado de bateia.

Pós campo: Foram realizadas 134 análises litoquímicas para os elementos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e perda ao fogo determinados por ICP-ES. Os elementos traços Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y e 14 ETR por ICP/MS a partir de fusão de LiBO_2 ambas realizadas pelo Laboratório SGS-Geosol.

Para as 150 amostras de sedimento ativo de corrente e de concentrado de bateia foram realizadas análises de As, Au, Ag, Al, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Re, Rb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn e Zr determinadas por ICP-MS no Laboratório SGS-Geosol.

Foram executadas 3 determinações de idades geocronológicas pelo método U-Pb através de análise isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ em zircões pelo método Laser Ablation MC-ICP-MS no laboratório de Geologia Isotópica da Universidade do Rio Grande do Sul.

Foram confeccionadas e descritas 169 laminas delgadas de amostras de rocha selecionadas.

De posse destas informações os dados foram compilados e interpretados, e como resultado obtiveram-se o mapa geológico e relatório além da migração destes dados para base ARC-GIS, GEOSGB (Banco de Dados da CPRM).

Os trabalhos se iniciaram em março de 2009 com a etapa de pré campo. Foram realizados 5 levantamentos de campo em: abril de 2009, agosto de 2009, novembro de 2009, maio de 2010 e agosto de 2010. A Figura 1.2 sumariza os trabalhos realizados e a produção na folha.

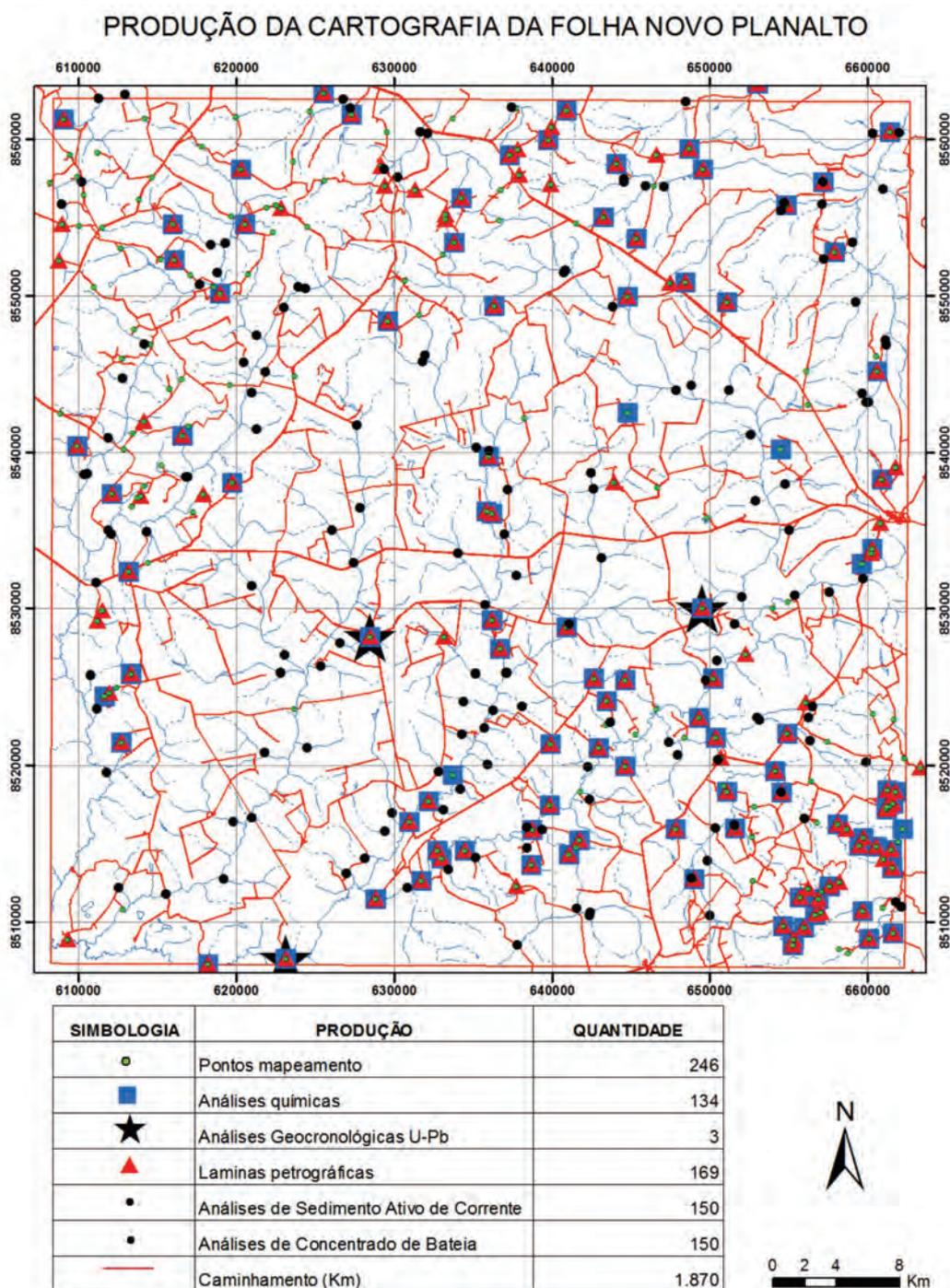


Figura 1.2 – Produção da folha Novo Planalto.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As rochas distribuídas na região de abrangência do corte cartográfico da folha Novo Planalto enquadram-se na porção central da Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977), mais especificamente no limites entre as faixas Brasília e Araguaia. A Província estrutural Tocantins, localizada na porção central do Brasil, é o resultado da convergência e colisão dos crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema promovida pela orogênese Brasileira/Pan Africana (Figura 2.1). A evolução deste orógeno culminou na formação do supercontinente Gondwana no final do Neoproterozoico (VALERIANO et al., 2004).

A resposta a este sistema colisional foi a formação de três faixas orogênicas de evolução diacrônicas que constituem o arcabouço desta

província: faixas Araguaia e Paraguai localizadas, respectivamente, na borda leste e sudeste do Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília, que bordejia a margem oeste e sul do Cráton São Francisco e é constituída por terrenos de idades distintas (FUCK et al., 2005) (Figura 2.2). Nesta província se destaca o Lineamento Transbrasiliano (SCHOBENHAUS et al., 1975) que é uma descontinuidade continental, de direção NE-SW, com mais de 3.000 km de extensão representando uma mega-sutura envolvida na formação do supercontinente Gondwana (CORDANI et al., 2000).

A Faixa Brasília ocupa a porção centro-leste da Província Tocantins e tem cerca de 1.100 km de extensão norte-sul. Limita-se a norte com a faixa Araguaia e encoberta pela sob a Bacia do Parnaíba,

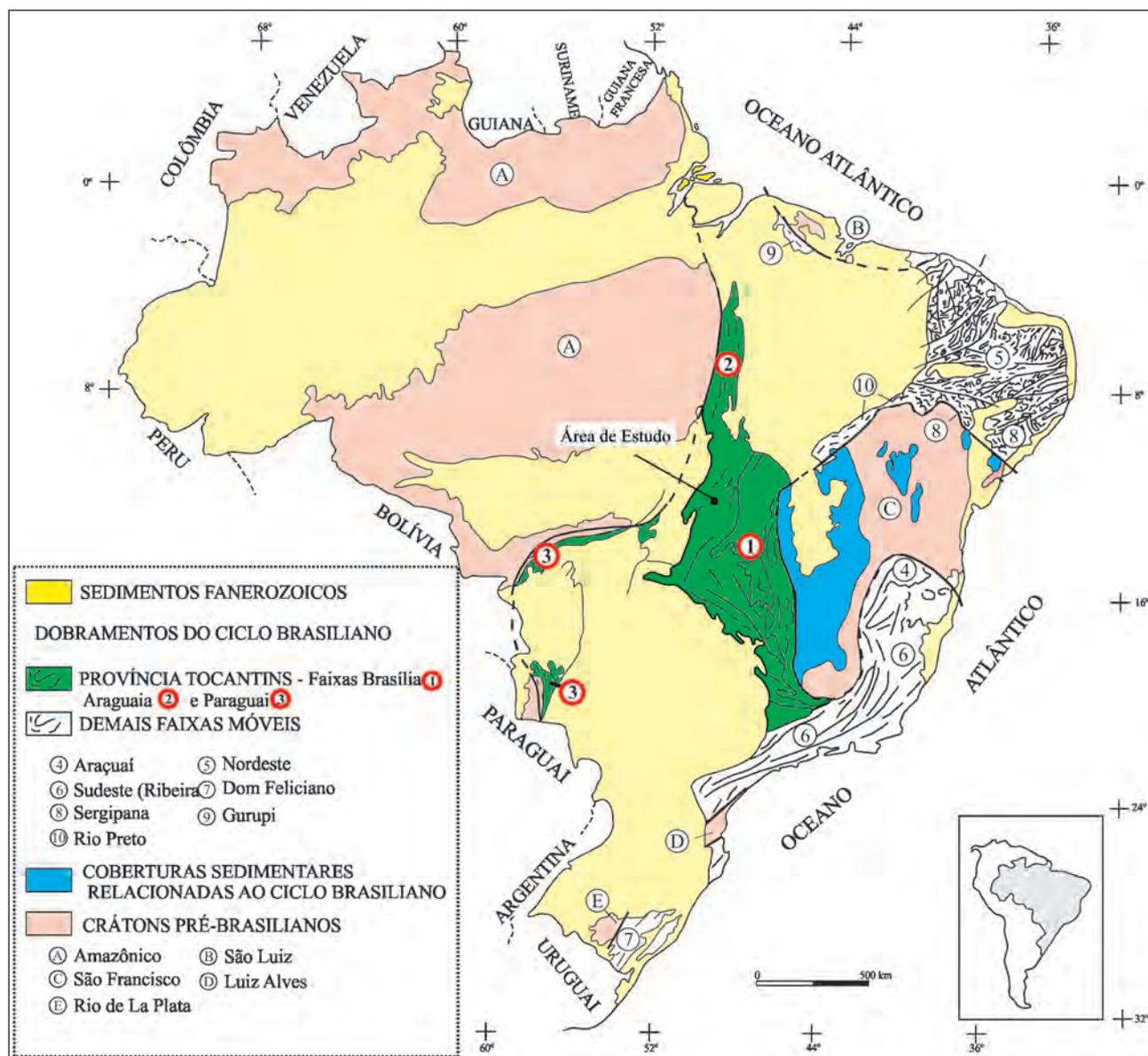


Figura 2.1 – Faixas móveis do Ciclo Brasileiro e sua relação com os crátons. (Modificado de DARDENNE, 2000).

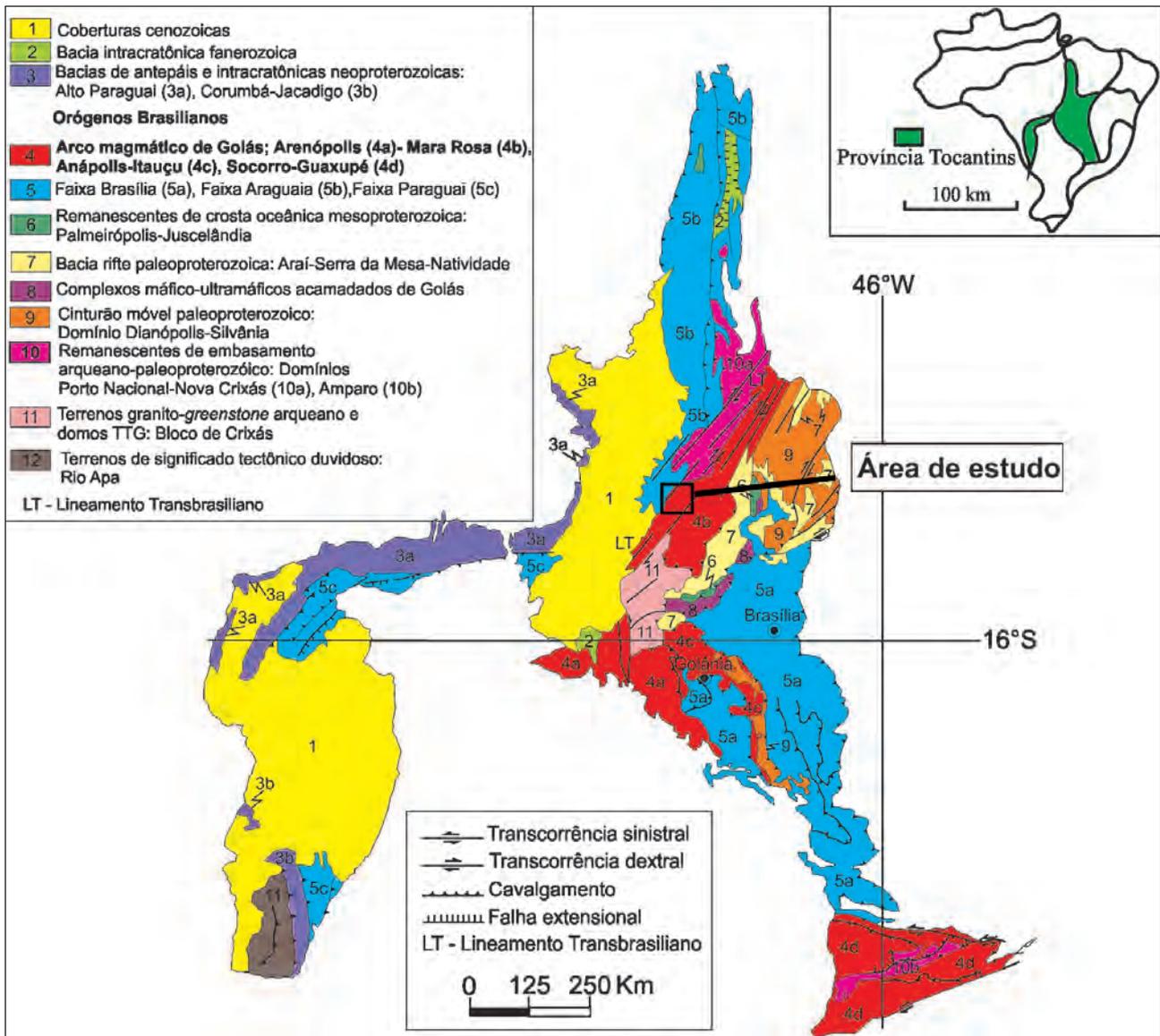


Figura 2.2 – Compartimentação geotectônica da Província Tocantins e localização da área de estudo (Modificado de DELGADO et al., 2003).

a sul-sudoeste é balizada pela Bacia do Paraná e a sul-sudeste pela Faixa Ribeira (FUCK et al., 2005). A Faixa Brasília é representada por um extenso sistema de dobramentos e *nappes* que apresentam vergência geral voltada para leste e são projetadas sobre a porção oeste do cráton São Francisco (FUCK, 1994) (Figura 2.3).

Esta faixa é segmentada em Faixa Brasília Setentrional de orientação NE e Faixa Brasília Meridional de orientação NW que se encontram nas proximidades do paralelo Brasília na denominada Sintaxe dos Pirineus (ARAÚJO FILHO, 1994).

Para Lacerda Filho e Frasca (2008) a compartimentação da faixa no Estado do Goiás compreende: Terrenos Granito-Greenstone (Maciço de Goiás); Cinturões Paleoproterozóicos (Terrenos Almas-Natividade); Bacias Intracontinentais – Rift Intracontinental Paleo-Mesoproterozóico (Grupo

Araí); Sequências Pós-Rift (Grupo Serra da Mesa) e Bacia Oceânica Mesoproterozóica (Sequências metavulcanosedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia); Arco Magmático de Goiás (arcos de Mara Rosa e Arenópolis); Bacia Marginal de Arco (Grupo Araxá); Intrusões Máfico-Ultramáfico Acamadadas (complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava); Raiz de Arco Magmático (Complexo granulítico Anápolis Itauçu); Bacia de Margem Passiva (grupos Paranoá, Canastra e Vazante) e Bacia de Antepaís (Grupo Bambuí) (Figura 2.3).

A Faixa Araguaia representa a porção noroeste da Província Estrutural Tocantins, apresenta direção geral N-S, com cerca de 1.000 Km de comprimento por 150 Km de largura que se estende desde o extremo norte do estado do Tocantins até a região de São Miguel do Araguaia em Goiás. A leste é

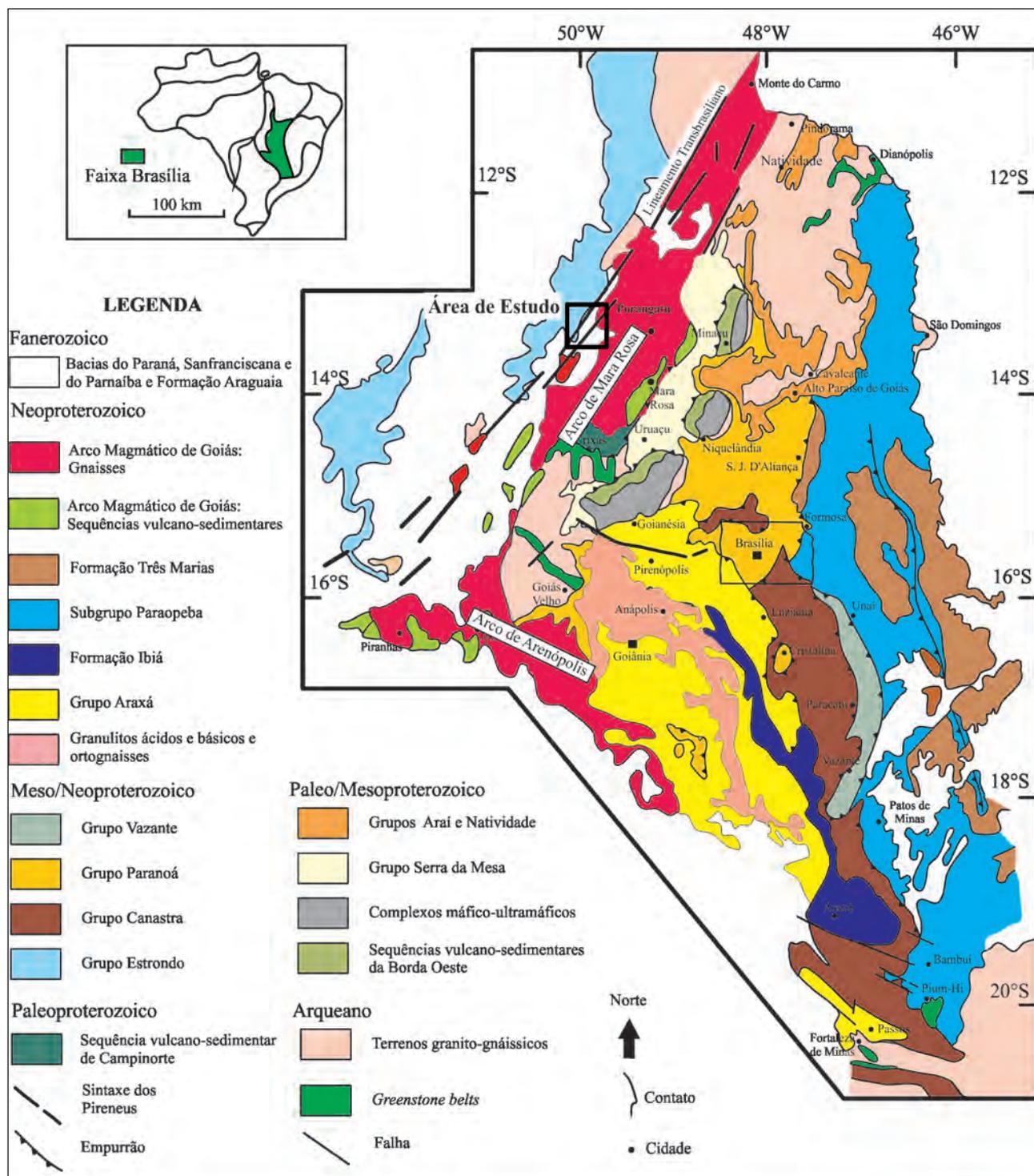


Figura 2.3 – Compartimentação geotectônica da Faixa Brasília (Modificado de VALERIANO et al., 2004).

capeada pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e a oeste cavalga o Cráton Amazônico (DELGADO et al., 2003).

A faixa é constituída principalmente por rochas metassedimentares pelítico-psamíticas, localmente carbonatadas denominadas Grupo Baixo Araguaia. Subordinadamente ocorrem lascas alóctones de crosta oceânica proterozóicas, constituídas por rochas máfico-ultramáficas da Serra do Tapa e

Quatipuru com idade de cristalização de 756 ± 49 Ma (SOUZA E MORETON 1995; PAIXÃO, 2009) além de diversos corpos intrusivos (Santa Luzia, Ramal do Lontra) e plútons alcalinos das suítes Monte Santo e Serra da Estrela (DELGADO et al., 2003). Na porção norte afloram rochas do embasamento representados pelos domos gnáissicos Colméia, Lontra e Xambioá, sendo o Colméia com idade Pb-Pb de 2,5 Ga (MOURA; GAUDETTE, 1999).

2.1 - GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A folha Novo Planalto situa-se entre a porção setentrional da Faixa Brasília e a Zona Interna da Faixa Araguaia. Na porção sudeste da área ocorrem rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, com destaque para o Complexo Granulítico Porangatu, enquanto na porção noroeste afloram rochas da Formação Xambioá pertencentes ao Grupo Baixo Araguaia. Recobrimdo estas rochas estão os arenitos da Formação Água Bonita (Figura 2.4).

2.1.1 - Sistema de Arcos Magmáticos de Goiás

O Sistema Arco Magmático de Goiás é representado por extensas áreas de rochas de crosta juvenil Neoproterozoica que se desenvolveu entre 900-530 Ma sendo o resultado do fechamento do oceano Goianides durante a aglutinação do Gondwana (PIMENTEL et al., 2000, 2004). Formado inicialmente como arco de ilha intraoceânico por volta de 890 Ma, ele evoluiu para arco de margem continental ativa em aproximadamente 670 Ma

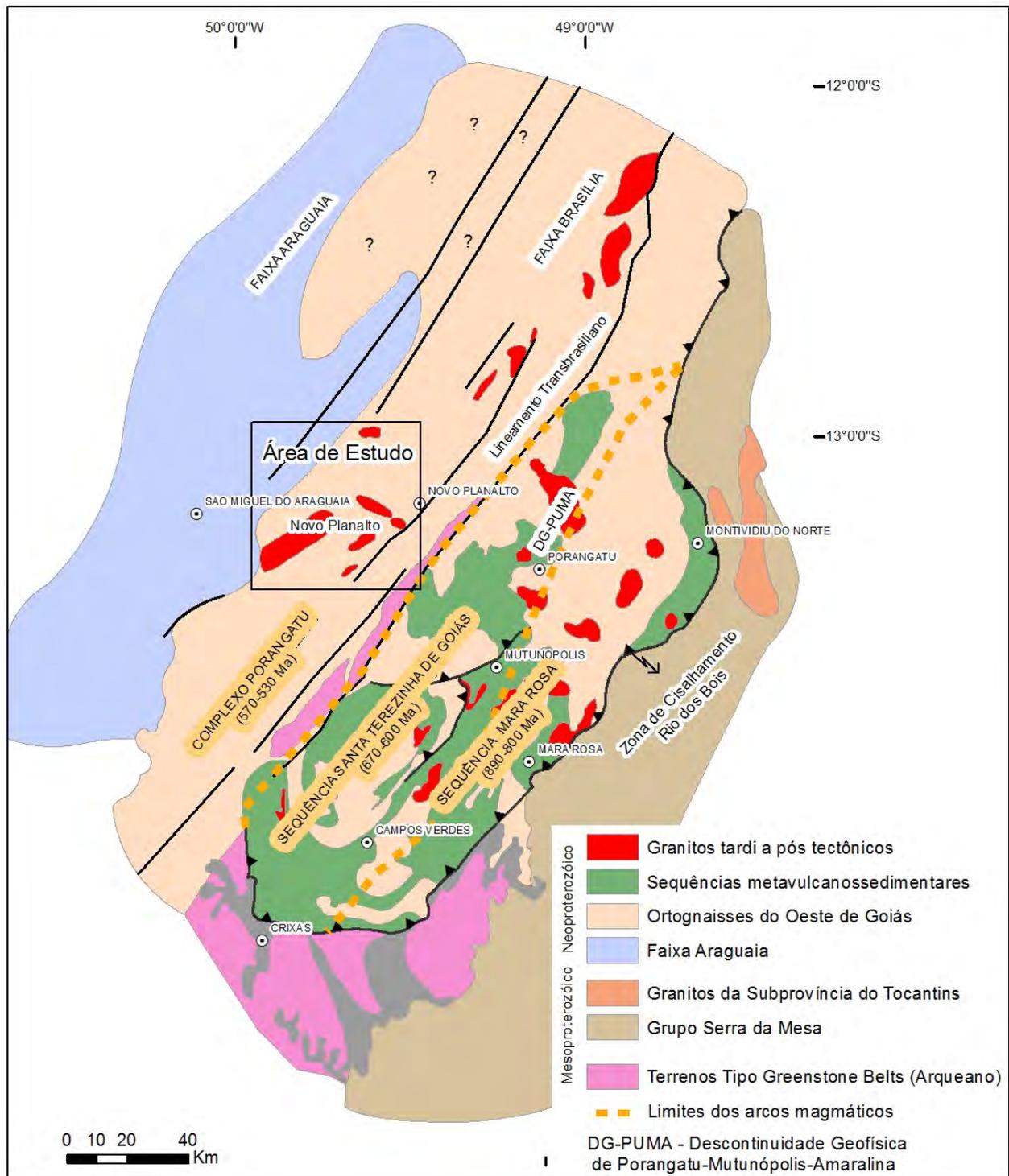


Figura 2.4 – Contexto geológico da área de estudo (Modificado de PIMENTEL et al., 1997).

culminando com a colisão e formação do Orógeno Brasileiro no final do Neoproterozoico (JUNGES et al., 2008).

2.1.1.1 - Compartimentação Geotectônica

O Sistema de Arcos Magmáticos de Goiás se divide em dois segmentos separados pelos terrenos Arqueanos do Maciço de Goiás (LAUX et al., 2005). O bloco localizado na porção noroeste de Goiás e sudoeste de Tocantins, se estende deste a região de Mara Rosa, continuando para norte até Santa Rosa do Tocantins e Porto Nacional, recebe a denominação Arco Magmático de Mara Rosa (ARANTES et al., 1991 e FUCK et al., 2001). A porção sudoeste é denominada Arco Magmático de Arenópolis (PIMENTEL; FUCK, 1987) (Figura 2.3).

O Arco Magmático de Mara Rosa pode ser compartimentado em três faixas principais que representam diferentes estágios da evolução deste sistema de arcos. Na porção leste, limitada pela Falha Rio dos Bois afloram rochas do estágio de arco de ilha intraoceânico com idades variando entre 900-800 Ma, sendo que as unidades mais representativas deste contexto são as Sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa e as rochas metaplutônicas associadas (PIMENTEL et al., 2000, 2004; JUNGES et al., 2008; MATTEINI et al., 2010).

Na porção Central, limitada oeste pelo Lineamento Transbrasiliano e possivelmente a leste pela Descontinuidade Geofísica de Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (DG-PUMA), ocorrem rochas de margem continental ativa com idades variando entre 670-600 Ma (OLIVEIRA et al., 2006; FUCK et al., 2006; CHIARINI, 2007). As unidades mais representativas deste estágio são a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e as unidades metaplutônicas associadas (OLIVEIRA et al., 2006; FUCK et al., 2006).

Na porção oeste, limitadas a leste pelo Lineamento Transbrasiliano e a oeste pela Faixa Araguaia, também ocorrem rochas de margem continental ativa, todavia com idades variando entre 570-530 Ma, assinaturas isotópicas distintas e intensamente afetadas pelo Lineamento Transbrasiliano sendo que a principal unidade que representa este estágio evolutivo é o Complexo Granulítico Porangatu (FUCK et al., 2001; DANTAS et al., 2006).

A Falha Rio dos Bois, localizada no limite leste e sul do Arco de Mara Rosa, é uma falha de empurrão ou reversa que coloca as rochas da sequência Mara Rosa sobre as rochas do seu embasamento como o Maciço de Goiás e o Grupo Serra da Mesa (KUYUMJIAN, 1994; RAMOS FILHO et al., 2003). Sua implantação é atribuída a colisão do arco com o Maciço de Goiás e

Cráton São Francisco. Isócronas minerais Sm-Nd por volta de 750 Ma obtidas para rochas deste contexto obtidas por Junges (1998) podem ser correlacionadas a esta colisão. A deformação relacionada a este evento gerou dobramentos, com transporte tectônico predominante para E e SE sendo que a progressão desta deformação pode estar associada ao segundo pico metamórfico de aproximadamente 610 Ma apresentado por Junges (1998). Esta progressão originou dobramentos recumbentes, delaminação dos flancos inversos destas dobras dando origem a falhas reversas e de empurrão (KUYUMJIAN, 1994; RAMOS FILHO et al., 2003; ARAÚJO; DIENER, 2006).

O Lineamento Transbrasiliano é considerado uma feição intracontinental formada no final do Neoproterozoico que se estende desde o litoral do Ceará até o sudoeste do Estado do Mato Grosso do Sul (SCHOBENHAUS FILHO et al., 1975; MARINI et al., 1984). Na região do Arco Magmático esta estrutura é representada por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes com direção preferencial N20-40E e cinemática preferencialmente dextral (FUCK et al., 2001; DANTAS et al., 2006). A idade deste sistema pode ser estimada entre 570-540 Ma, todavia idades preliminares U-Pb em torno de 490 Ma em zircão de leucossomas de migmatitos inclusos neste contexto mostram que ele pode ter ficado ativo por mais tempo (DANTAS et al., 2006).

2.1.1.2 - Unidades litológicas

As rochas que compõem o Arco Magmático de Goiás são representadas por: 1) granitoides sintectônicos; 2) sequências metavulcanossedimentares e 3) granitos tardi e pós tectônicos.

2.1.1.2.1 - Granitoides sintectônicos

Estas rochas ocorrem em toda extensão do Sistema de Arcos Magmáticos de Goiás principalmente como segmentos que separam diversas sequências metavulcanossedimentares ou em espessas faixas como é o caso do Complexo Porangatu e do Complexo Mutunópolis (PIMENTEL et al., 2000, 2004; DANTAS et al., 2006; PIMENTEL; FUCK, 1992).

Suas características geoquímicas e isotópicas são de crosta juvenil de ambiente de arco de ilhas ou margem continental ativa. Formam juntamente com sequências de rochas supracrustais e granitoides sin a tardi tectônicos um segmento de crosta juvenil com ampla variação cronológica, fruto da colagem de diversos arcos Neoproterozoicos. São reunidos sob a denominação genérica de Ortognaisses do Oeste

de Goiás (Ex.: gnaisses de Arenópolis, Sanclerlândia, Matrinchã Firminópolis, Turvânia, Mara Rosa e granitoide Choupana) (LACERDA FILHO;FRASCA, 2008).

Segundo Pimentel et al. (2000) os granitoides sintectônicos mais primitivos relacionados aos arcos de ilha intraoceânicos são representados por ortognaisses cálcico a cálcio-alcálicos, ricos em hornblenda e biotita, com paragênese indicando metamorfismo na fácies anfíbolito e cujos protólitos apresentam composições tonalíticas à granodioríticas. Datações U-Pb mostram protólitos ígneos cristalizados entre 890 e 800 Ma para as rochas intrusivas na Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (PIMENTEL et al., 2004). Como exemplo, podem-se citar datações U-Pb de ortognaisse tonalítico coletado nas proximidades de Mara Rosa com $856 \pm 13/-7$ Ma e granito milonítico da Mina de Posse apresenta idade de 862 ± 8 Ma (VIANA et al., 1995; PIMENTEL et al., 1997, 2004). Estudos isotópicos de Junges et al. (2008) mostram que na região do Arco de Mara Rosa, as rochas inseridas neste contexto apresentam idades de cristalização entre 920-800 Ma, ϵ_{Nd} positivo e idade modelo TDM $1,0$ Ga que indicam natureza juvenil.

As rochas plutônicas relacionados ao ambiente de margem continental ativa apresentam idades variando entre 670-600 Ma (OLIVEIRA et al., 2006; FUCK et al., 2006). Os granitoides justapostos a sequência Santa Terezinha de Goiás são constituídos por ortognaisses de composição tonalíticas, granodiorítica a granítica a que se associam pequenos plugs de metagabro/diorito, esteatito e talco xisto (FUCK et al., 2006). Matteini et al. (2010) ressalta a interação de uma crosta continental durante a evolução destas rochas, vistos os valores negativos de ϵ_{Hf} indicando a contribuição de material paleoproterozóico e arqueano. Por volta de 650-640 Ma ocorrem uma série de corpos de gabros, dioritos e granodioritos que intrudem as rochas mais antigas (JUNGES et al., 2008).

A faixa de granitoides mais jovens, com idades entre 570-530 Ma e com assinatura de margem continental ativas são representadas principalmente pelo Complexo Granulítico Porangatu (DANTAS et al., 2006). Segundo os mesmos autores este complexo engloba ortognaisses tonalíticos à monzograníticos e granulitos que ocorrem a oeste da Serra Azul e compreende regiões arrasadas nas proximidades de Novo Planalto. Idades U-Pb de 554 ± 6 Ma em gnaisses tonalíticos que ocorrem no Estado do Tocantins, podem indicar o prolongamento destas rochas para o norte (LACERDA FILHO; FRASCA, 2008).

2.1.1.2.2 - Sequências metavulcanossedimentares

As sequências ocorrem em estreitas faixas alongadas intercaladas nos ortognaisses, as quais representam bacias marginais dos arcos com idades entre 890 e 600 Ma (LACERDA FILHO;FRASCA, 2008). No Arco de Arenópolis apresentam orientação preferencial NNW e de oeste para leste são denominadas sequências Bom Jardim de Goiás, Arenópolis, Iporá, Amornópolis, Jaupaci e Anicuns-Itaberaí. No Arco de Mara Rosa apresentam direção preferencial NNE e de leste para oeste são denominadas de sequências metavulcanossedimentares Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás (PIMENTEL et al., 2004). De forma genérica, nestas faixas podem ocorrer metabasaltos, metatufos, metagrauvas, granadas mica xistos, metacherts, formações ferríferas, quartzitos e metaultramáficas (PIMENTEL;FUCK, 1987; ARANTES et al., 1991).

A Sequência Mara Rosa é caracterizada por três estreitas faixas anastomosadas (leste, central e oeste) compostas principalmente por rochas metavulcanossedimentares separadas por faixas de ortognaisses sin tectônicos (RICHARDSON et al., 1986; ARANTES et al., 1991; FUCK, 1994; KUYUMJIAN, 1994; PALERMO, 1996,1999; PIMENTEL et al., 1997; OLIVEIRA et al., 2006).

De acordo com Arantes et al. (1991) estas faixas apresentam principalmente rochas metavulcânicas de composição basálticas a riolíticas, metaultramáficas, metatufos, e rochas metassedimentares como mica-xistos, quartzitos, metacherts, metagrauvas separados entre si por granito-gnaisses alongados com composições tonalíticas a granodioríticas bem como intrusões de rochas de composição gabróicas a graníticas tardi a pós tectônicas e que o metamorfismo varia entre Fácies xisto verde a anfíbolito alto.

Segundo Junges et al. (2002) dados Sm-Nd indicam que a deposição dos sedimentos ocorreu em bacia oceânica, distante de fontes continentais. Estas rochas apresentam composições e assinaturas geoquímicas típicas de rochas magmáticas cálcicas a cálcio-alcálicas de arcos vulcânicos intraoceânicos (VIANA et al., 1995, PIMENTEL et al., 1997, 2000, 2004). Datação U-Pb de rocha metavulcanoclástica do estágio inicial de formação desta sequência apresenta idade de 914 ± 4 Ma (JUNGES et al., 2002; MATTEINI et al., 2010).

A Sequência Santa Terezinha Goiás é conhecida por abrigar um importante depósito de esmeralda na região de Campos Verdes. De maneira geral, compõe-se de rochas de origem supracrustal,

incluídos 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 (OLIVEIRA et al., 2006).

Fuck et al. (2006) separaram esta sequência em sete sub unidades de acordo com a predominância de certos tipos petrográficos ou pela associação de mais de um tipo petrográfico. De forma genérica os principais litotipos que representam esta sequência são quartzitos, clorita-muscovita xistos, clorita xistos, anfibólitos xistos e xistos feldspáticos (LACERDA FILHO;RIBEIRO FILHO, 1985). Datações U-Pb em zircões de rochas vulcânicas félsicas apresentam idades de cerca de 670 Ma e anfibólitos e clorita xistos dessa sequência comumente apresentam idades modelo Sm-Nd entre 1,0-1,3 Ga (DANTAS et al., 2001; FUCK et al., 2006).

Datações U-Pb de zircões detríticos em amostra de rocha metassedimentar da sequência Santa Terezinha de Goiás apresentaram populações com idades variando entre 940, 880-750 e de 720-640 Ma indicando que as principais fontes dos sedimentos são rochas do próprio arco e presença de monazita metamórfica com 640 Ma indica a idade limite da sedimentação (JUNGES et al., 2008).

Na região de Porangatu Dantas et al.(2006) reconheceram a Sequência Serra da Sabina que possui conjunto litológico correlacionável a Sequência Santa Terezinha de Goiás.

2.1.1.2.3 - Granitos tardi e pós tectônicos

As intrusões tardi e pós tectônicas são relacionadas ao evento deformacional tardio que afetou o Arco Mágmató de Goiás por volta de 600 Ma e imediatamente após este evento. Durante este evento foram gerados vários corpos graníticos, máficos-ultramáficos intrusivos nas rochas metavulcanossedimentares e nos ortognaisses e que estão associados ao soergimento final e colapso do Orógeno Brasileiro (VIANA et al., 1995; PIMENTEL et al., 2004).

Os granitos tardi tectônicos geralmente são cálcio-alcálicos de alto potássio e possuem assinatura geoquímica e isotópica de arco de ilha (Ex.: suítes Caiapó, Santa Tereza, Chapada, Itapuranga, São Vicente, Amarolândia, Amador, Estrela, Angelim e Faina) (LACERDA FILHO;FRASCA, 2008).

Os corpos tardi e pós tectônicos são derivados de magmatismo granítico e rochas máfico-ultramáficas associadas. As intrusões graníticas são mais volumosas e incluem principalmente biotita granitos e leucogranitos, de forma mais restrita granitos

duas micas (DANTAS et al., 2006). Exemplos de plutons graníticos relacionados a este estágio são: Bela Vista, Boa Esperança, Mata Azul, Serra Negra, Serra do Impertinente, Córrego do Ouro, Fazenda Nova, Iporá, Serra do Iran, Israelândia e Novo Brasil (MOREIRA et al., 2008). Datação no Granito Faina, correlacionado a este estágio tectônico forneceu idade de cristalização de 576 ± 6 Ma (PIMENTEL et al., 2004).

As manifestações de magmatismo gabrodiorítico e complexos máficos ultramáficos (Ex Diorito do Córrego Lajeado, Complexo Americano do Brasil, Complexo Mangabal I e II, Suíte Amaralina) estão pouco deformadas, comumente contêm feições ígneas bastante preservadas e apresentam ϵ_{Nd} positivos (PIMENTEL et al., 2004; MOREIRA et al., 2008).

Localizado no Arco de Arenópolis, o Complexo Americano do Brasil apresenta idade isocrônica Sm-Nd em amostras de rocha total de 616 ± 81 Ma e ϵ_{Nd} de +2,4 que indica derivação a partir de manto empobrecido (NILSON et al., 1997) Cristais de zircão de gabros dessa intrusão forneceram idade de 626 ± 8 Ma (LAUX et al., 2005).

A Suíte Gabro Diorítica Amaralina está localizada no Arco de Mara Rosa, e seus corpos intrudem a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Segundo Viana et al. (1995) dioritos desta suíte apresentaram idade de cristalização U-Pb em zircão de 630 ± 3 Ma e o outro corpo com idade modelo Sm-Nd de 1,0 Ga.

2.1.2 - Grupo Baixo Araguaia - Formação Xambioá

As primeiras referências as rochas do Grupo Baixo Araguaia são atribuídas a Moraes Rêgo (1933) que chamou de Série Tocantins as rochas metassedimentares localizadas na região de confluência entre os rios Tocantins e Araguaia.

Hasui et al. (1977) definiram o Supergrupo Baixo Araguaia que incluía as Formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Já Abreu (1978) propõe subdividi-lo em Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (Formação Couto Magalhães e Pequizeiro).

O termo Grupo Baixo Araguaia foi atribuído a Souza e Moreton (1995) para designar as rochas metassedimentares pelítico-psamíticas, localmente carbonatadas associadas a um único ciclo sedimentar e tectônico na Faixa Araguaia. Este grupo é subdividido em zona interna representada pelas formações Morro do Campo e Xambioá, e zona externa, marcada pelas unidades metassedimentares das formações Pequizeiro e

Couto Magalhães (DELGADO et al., 2003) (Tabela 2.1).

As unidades exibem estruturação preferencial norte-sul, com mergulhos suaves a moderados para leste e decréscimo na granulometria em direção a oeste. Possuem foliação planar transposta, as vezes milonítica. São comuns mesodobras e microdobras assimétricas, desenvolvidas por cisalhamento dúctil progressivo durante a inversão tectônica da faixa (DELGADO et al., 2003).

A idade do grupo ainda é controversa. Estudos geocronológicos mostram diversas idades das fontes dos sedimentos desta unidade. Pinheiro (2005) idade modelo Sm-Nd (TDM) obtém misturas de fontes de idade Paleoproterozoica e Meso-Neoproterozoica. Lucas e Moura (2006) em estudo de zircão detrítico em quartzitos da Formação Pequizeiro indicam como rochas fontes o Maciço de Goiás, Craton São Francisco e Arco Magmático de Goiás. Com a idade máxima de deposição em torno de 733 ± 9 Ma.

Tabela 2.1. – Subdivisões e principais características das rochas do Grupo Baixo Araguaia (Compilado de Souza e Moreton (1995)).

	Zona	Unidade	Principais litologias
Grupo baixo Araguaia	Interna	Formação Morro do Campo	Metaconglomerados, quartzitos mica xistos e xistos com estauroлита, cianita e granada.
		Formação Xambioá	Mica xistos, xistos calcífero, mármore e lentes de anfibolito
	Externa	Formação Pequizeiro e Couto Magalhães	Quartzo clorita-muscovita xistos
		Formação Couto Magalhães	Filitos, metassiltitos e metargilitos

3 – UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

O mapeamento da folha Novo Planalto permitiu a caracterização de importantes unidades litoestratigráficas regionais como os Complexos Serra Azul, de idades Arqueana, e Porangatu do Neoproterozoico. Além disso, foram cartografados novos corpos graníticos, anfíbolíticos e rochas metassedimentares da Formação Xambioá, todos de idade Neoproterozoica. O arcabouço estrutural da região fortemente influenciado pelo Lineamento Transbrasiliano, sistema de cisalhamento transcorrente dextral desenvolvido no fim do ciclo Brasileiro com direção preferencial N30-40E.

Um dos primeiros levantamentos geológico na região que inclui a Folha Novo Planalto foi realizado por Barbosa et al. (1966) no Projeto Araguaia, que cartografou a unidade estratigráfica predominante como Unidade Pré-cambriano Indiferenciado, em seguida incluída por Almeida (1967) no Complexo Basal.

Posteriormente, no Projeto Brasília, BARBOSA et al. (1969) correlaciona as rochas metassedimentares que ocorrem na área em seu entorno, como pertencentes ao Grupo Araxá. Machado et al. (1981) mapeou parte desta região durante o Projeto Porangatu e sugeriram que o Complexo Basal Pré Cambriano Indiferenciado, representaria um conjunto granulítico de possível idade Arqueana. Trabalhos subsequentes como os de Marini et al. (1984) e Gorayeb et al. (1996) corroboram a existência desta unidade, porém a dividiu em Complexo Granulítico e Faixa Granulítica de Porangatu.

Dantas et al. (2006) em mapeamento na escala 1:100.000 da Folha Porangatu denominou as rochas deste contexto como Complexo Porangatu com idade de cristalização variando entre 570 e 530 Ma. Estes autores associaram estas rochas ao Arco Magmático de Goiás e restringiram as rochas Arqueanas a uma estreita faixa denominada de Complexo Serra Azul.

No Projeto Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal realizado por MOREIRA et al. (2008) mantiveram a denominação proposta por Dantas et al. (2006) e redefiniram as rochas da porção noroeste da Folha Novo Planalto, anteriormente cartografadas como Grupo Araxá, correlacionando-as à Formação Xambioá, unidade da Faixa Araguaia.

A cartografia geológica da Folha Novo Planalto executada no Projeto NW de Goiás em escala 1:100.000, aprimorou o conhecimento geológico da região e além disso propiciou a correlação geotectônica com as áreas adjacentes.

O arcabouço geotectônico da área é representado por rochas das faixas Brasília e Araguaia que foram retrabalhados pelo Lineamento Transbrasiliano, que imprimiu estruturação preferencialmente NE-SW.

Na área de estudo o embasamento é representado por uma lasca tectônica de idade Arqueana denominada Complexo Serra Azul. Justapostos a esta unidade ocorrem rochas do Complexo Porangatu, Sequência Serra da Sabina, corpos intrusivos tardi a pós tectônicos das Suíte Novo Planalto, rochas paraderivadas da Unidade Rio Pintado. Todo este conjunto litológico relacionado à edificação do Arco Magmático de Goiás. Na porção noroeste da área ocorrem rochas metassedimentares, metamáficas e ortognaisses da Formação Xambioá pertencente ao Grupo Baixo Araguaia da Faixa Araguaia (Figuras 3.1 e 3.2).

A reativação de estruturas, em fase extensional, após a Orogenia Brasileira deu origem a bacia de Água Bonita e culminou com a deposição de sedimentos e litificação das rochas da formação homônima durante o Siluro-Devoniano, controlada por uma tectônica rúptil extensional. Por fim, recoberto todo este conjunto ocorrem coberturas lateríticas e depósitos aluvionares ambos de idade cenozoica (Figuras 3.1 e 3.2).

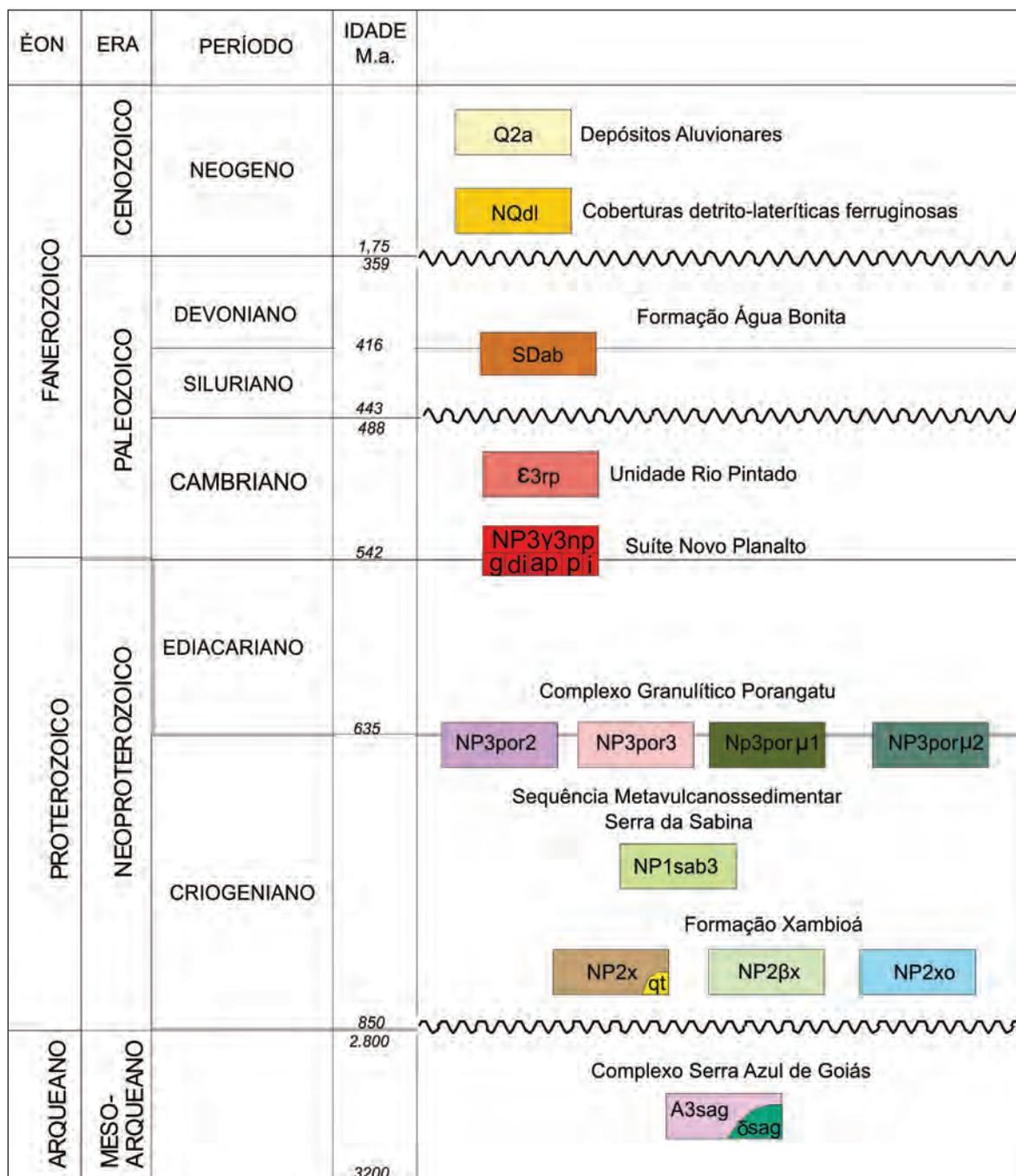


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica da Folha Novo Planalto.

3.1 - COMPLEXO SERRA AZUL DE GOIÁS (A3sag)

O Complexo Serra Azul foi definido por PIMENTEL et al. (2000a) para descrever ortognaisses que ocorrem na serra homônima, no norte de Goiás. Esses autores obtiveram isócronas Sm-Nd de 3058 ± 120 Ma e ϵ_{Nd} inicial de +2,1 para esta unidade. DANTAS et al. (2006) interpretam as rochas deste complexo como uma lasca tectônica Arqueana imbricada nas rochas mais jovens durante a tectônica transcorrente instalada na região no fim do ciclo Brasileiro. Os autores sugerem ainda, com base em outro grupo de idades modelos TDM em torno de 2,4 Ga, que materiais Paleoproterozoicos

ou reciclagens desses estão intrudidos ou amalgamados no complexo.

A unidade ocorre na porção sudeste da área mapeada, como uma faixa de direção N30E que sustenta a serra homônima e se estende para nordeste e sudoeste da folha. Nesta região o relevo é ondulado com cristas alongadas (Figura 3.3 A). As rochas foram intensamente deformadas pela tectônica transcorrente do Lineamento Transbrasiliiano, formando uma faixa alongada limitada por zonas de cisalhamento transcorrentes e rochas da série milonítica.

Na área mapeada, a unidade é formada predominantemente por biotita gnaisses de composição monzogranítica a granodiorítica, localmente com hor-

hblenda, em sua maioria miloníticos (Figura 3.3B e 3.4). Possuem características petrográficas muito semelhantes a dos gnaisses sieno e monzograníticos da unidade 4 do Complexo Porangatu que a margeia a oeste, porém nos produtos aerogeofísicos, as rochas do Complexo Serra Azul são claramente distinguíveis pelo empobrecimento em Th em relação as rochas adjacentes.

As zonas de cisalhamento transcorrente que cortam esta unidade imprimem uma série de feições estruturais com porfiroclastos de feldspato assimétricos rotacionados (Figura 3.4 A), sombras de pressão preenchidas por quartzo e muscovita com estrutura tipo *mica fish*, predominantemente indicando cinemática dextral. Predominam as texturas porfiroclásticas, granoblásticas e granolepidoblástica. As rochas possuem quantidades similares de quartzo, plagioclásio e microclínio variando entre 20 e 35%, além de biotita e hornblenda em menor proporção (10-15%). Os minerais acessórios mais comuns são alanita, titanita e zircão. Como secundários são observados clorita, mica branca e epidoto, oriundos da alteração do plagioclásio.

Os cristais de quartzo apresentam granulação variando de fina a média, formas xenoblásticas, algumas vezes estirados (Figura 3.5). Os contatos são serrilhados a interlobados, ou retos quando totalmente recristalizados (Figura 3.5). Com frequência observa-se presença de extinção ondulante ou novos grãos gerados por rotação de subgrão e migração de borda de grão.

O plagioclásio e o microclínio apresentam granulação fina a média na matriz e média a grossa quando formam porfiroclasto, nesse ultimo caso são em geral idiomórficos a hipidiomórficos ou estirados quando se encontram milonitizados (Figura 3.5 e 3.6). Os contatos são retilíneos a interlobados. Intercrescimento perítico e mimerquitas são comuns.

Lamelas de biotita estão fortemente orientadas, apresentam granulação fina a média, e tonalidade castanha (Figura 3.6).

A hornblenda ocorre com granulação fina, forma prismática, com pleocroísmo em matizes de verde oliva a verde claro a castanho e fortemente orientada. Estas cores de pleocroísmo sugerem que as rochas foram submetidas a temperaturas acima de 600°C.

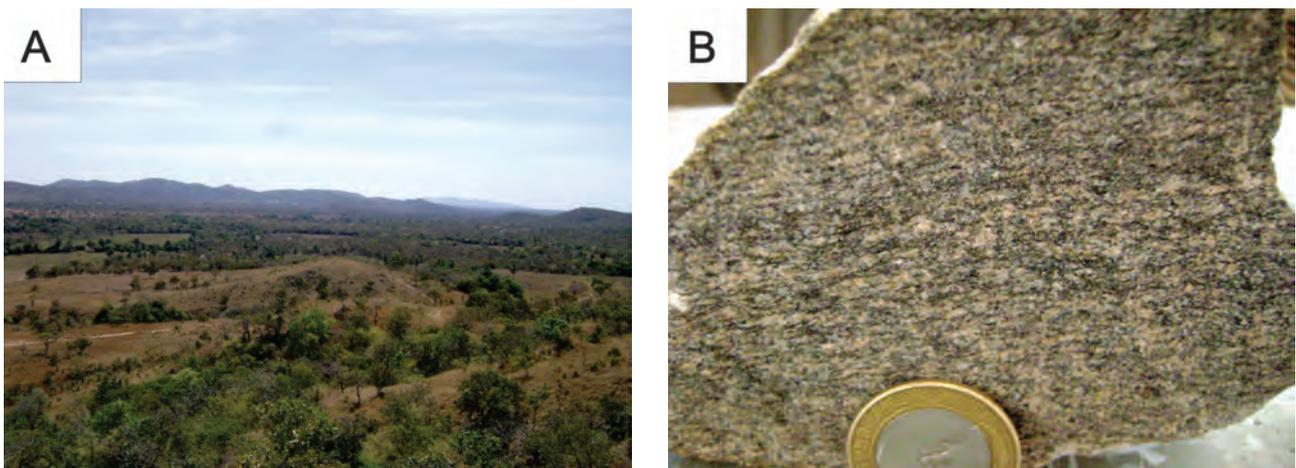


Figura 3.3 – Fotografias do Complexo Serra Azul. A) Vista geral da Serra Azul, em parte na área mapeada. Visada para Sudeste. B) Amostra de gnaisses a biotita e hornblenda muito deformado (ponto FR-018).

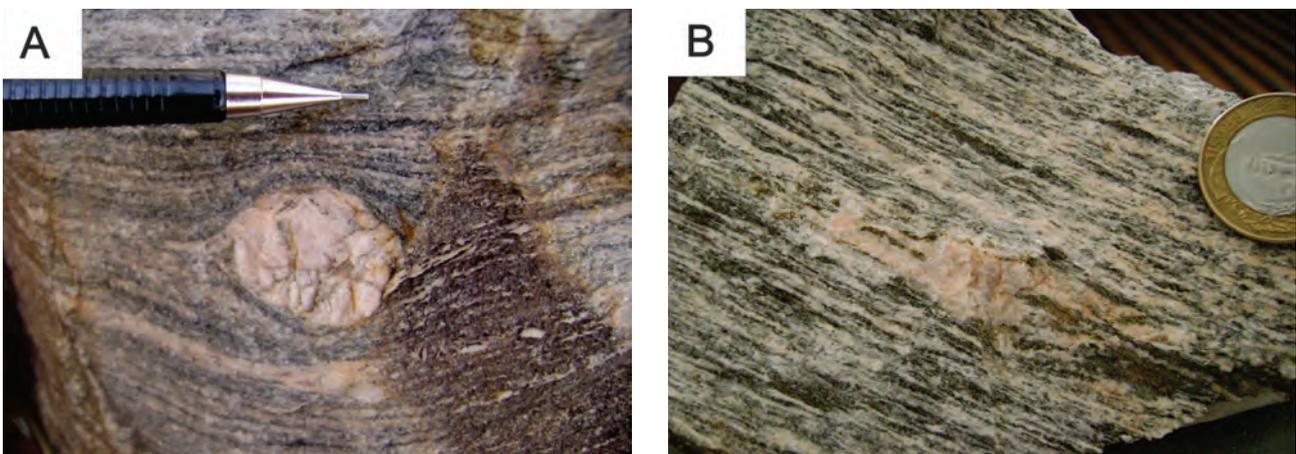


Figura 3.4 – A) Gnaisses milonítico com sigmóide de K-feldspato indicando cinemática dextral, (ponto FR-026). B) Gnaisses bandado de composição granítica, textura porfiroblástica com augens de K-feldspato, ponto (FR-019).

As análises litoquímicas indicam composição granítica com filiação cálcio-alkalina (Figura 3.7). No diagrama composicional R1xR2 (DE LA ROCHE et al., 1980) as amostras analisadas dispõem-se nos campos dos granitos e alcaligranitos (Figura 3.7 A). No diagrama de classificação de granitoides Arqueanos (MOYEN; MARTIN, 2012) observa-se que as amostras concentram-se no campo dos biotita granitos Neoarqueanos de alto K₂O e Na₂O (Figura 3.7 C).

Diagrama de ambiência tectônica R1xR2 (BATCHELOR; BOWDEN, 1985) mostra uma tendência para granitos sin colisionais a pós orogênicos. O espalhamento das amostras no diagrama de Pearce (1983) indica granitos pós colisionais (Figura 3.8).

Os padrões litoquímicos no diagrama ETR normatizado pelo condrito de Boynton (1984) (Figura 3.9A) são condizente com granitos cálcio-alkalino de arco magmático. Percebe-se que as curvas tem grande similaridade, caracterizada principalmente pelo alto fracionamento ETRL/ETRP, mas apresentam algumas distinções. Em duas amostras (cor vermelha

no diagrama) a anomalia negativa de Eu é mais pronunciada e o fracionamento ETRL/ETRP é menor, o que pode indicar maior quantidade de granada na rocha e uma possível retenção de plagioclásio na fonte. Duas amostras (em azul) tem maior fracionamento ETRL/ETRP e anomalia negativa de Eu menos pronunciada, sugerindo uma maior retenção de granada na fonte e uma menor retenção de plagioclásio. Além disso, há uma amostra (em preto) que apresenta leve anomalia positiva Eu podendo indicar uma maior quantidade de plagioclásio na rocha, proposta corroborada pelo teor de Ba (3000 ppm) nesta amostra. O alto fracionamento ETRL/ETRP sem anomalia de Eu é comum para granitos arqueanos, e anomalias negativas pronunciadas de Eu sugerem refusão de crosta para geração destas rochas (Figura 3.9A).

No diagrama discriminante para Granitos Arqueanos de Frost et al. (2001) as relações entre Fe e Mg indicam que o conjunto de amostras desta unidade é formada por granitos do tipo I com

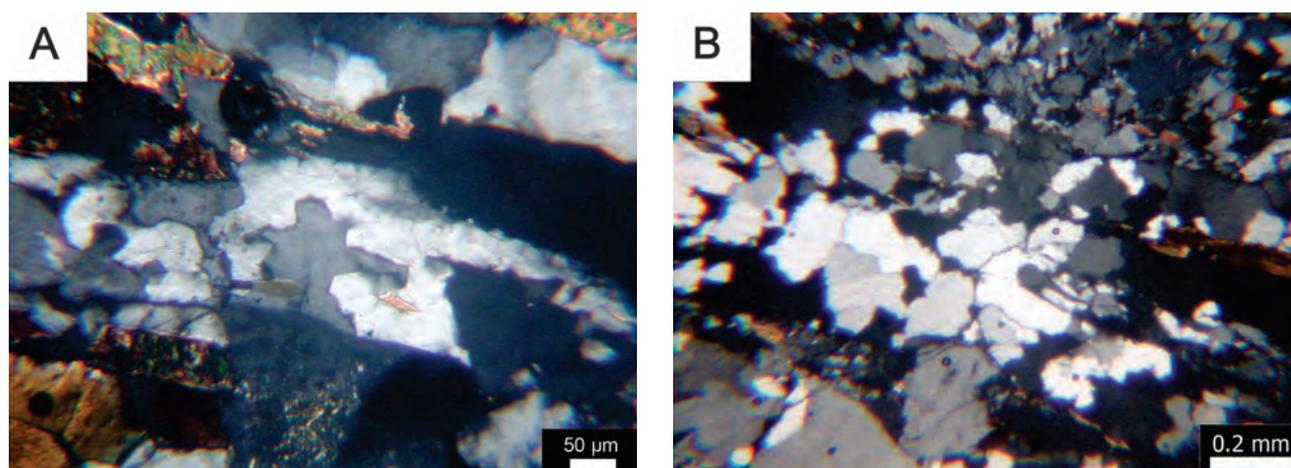


Figura 3.5 – A) Ponto FR-019, gnaiss granítico com cristais de quartzo recrystalizado por processo de migração de borda de grão, indicando temperaturas acima de 500°C, na fácies anfibolito a granulito. B) Na mesma lâmina observa-se bandamento gnáissico pronunciado e cristais de quartzo estirados.

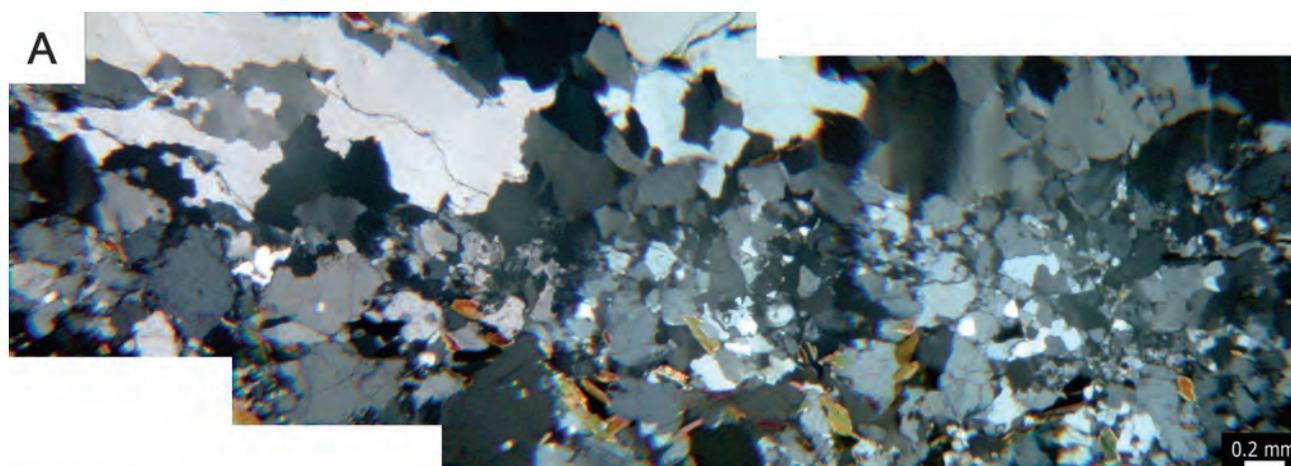


Figura 3.6 – A) Fotomosaico da lâmina FR-040B mostrando a textura geral de gnaiss granítico com forte deformação plástica.

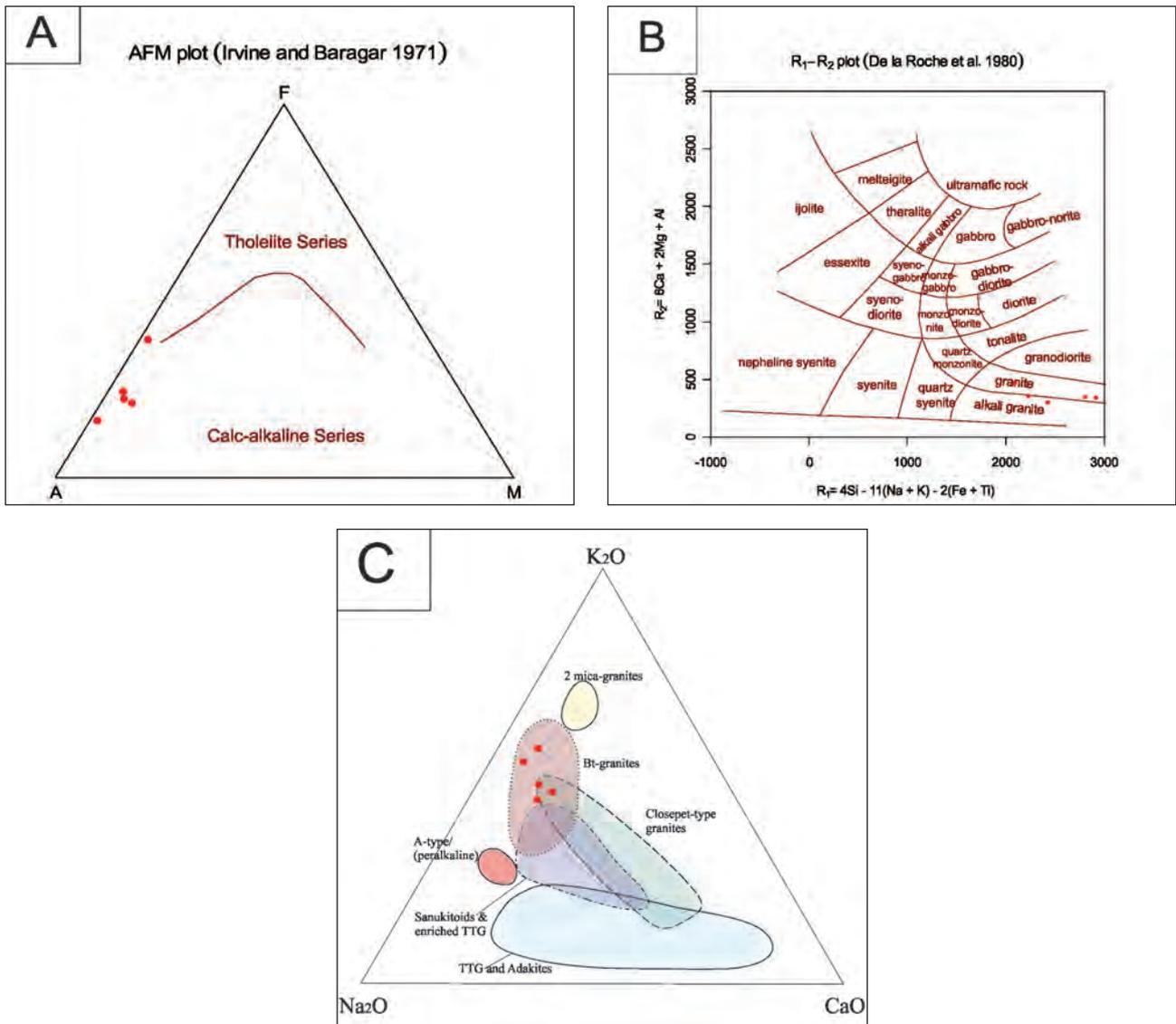


Figura 3.7 – A) Diagrama AFM, mostrando a filiação cálcio-alcálica das rochas. B) Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980), onde as amostras distribuem-se nos campos de granito e álcali granito. C) Diagrama de classificação de granitos Arqueanos (MOYAN; MARTIN, 2012) mostrando relação afinidade das amostras com biotita granitos.

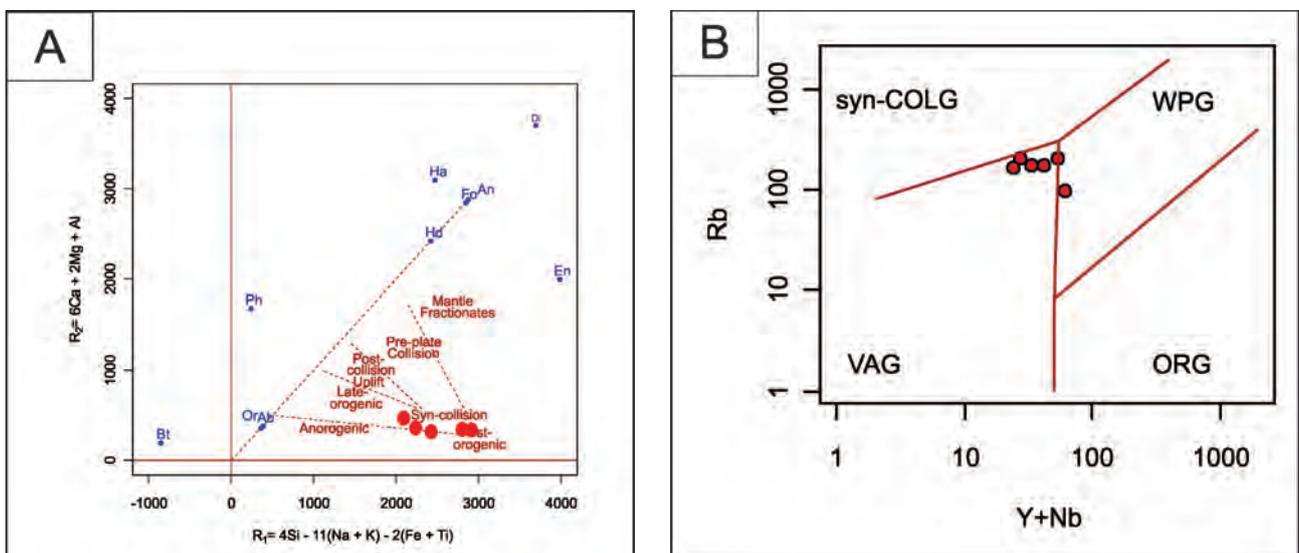


Figura 3.8 – A) Diagrama de ambiência tectônica (BATCHELOR; BOWDEN, 1985) indicando rochas sin a pós colisionais. B) Diagrama de ambiência tectônica (PEARCE, 1983) mostrando granitos pós colisionais.

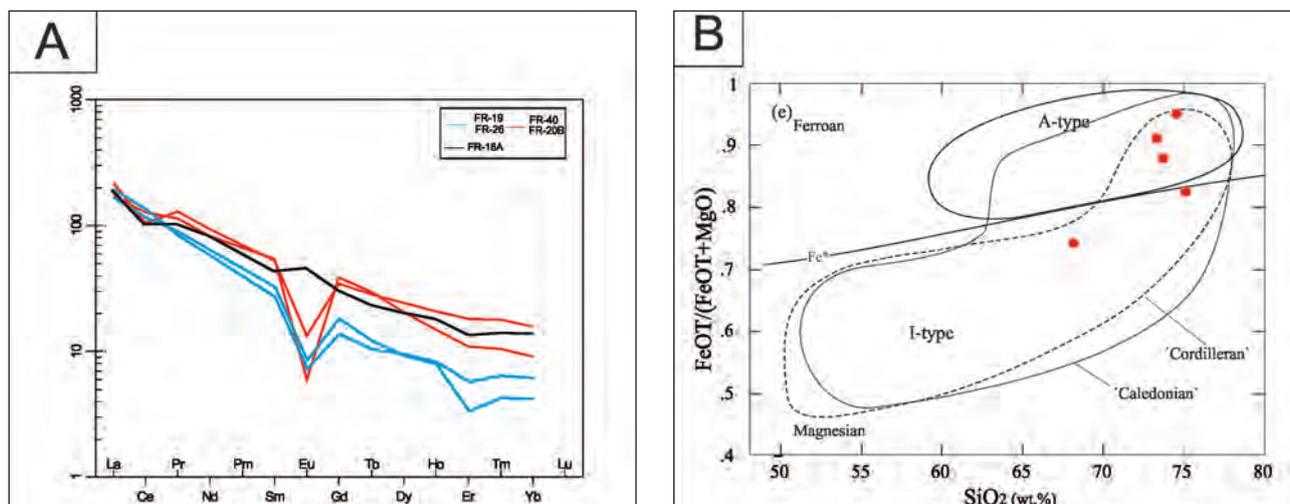


Figura 3.9 – A) Diagrama ETR normalizado pelo condrito (BOYNTON, 1983) as cores indicam dois grupos levemente distintos e uma amostra com anomalia positiva de Eu. B) Diagrama discriminante ferro magnésiano para granitoides Arqueanos de Frost et al. (2001).

amostras que plotam tanto no campo dos granitos ferrosos e magnesianos (Figura 3.9B).

As rochas desta unidade apresentam assinatura de granitos tipo I, sin a pós colisionais, com leve ambiguidade em algumas amostras, o que sugere mais de uma fonte magmática ou diferentes profundidades de extração do magma. O fato das rochas deste complexo apresentarem uma possível idade Arqueana segundo Pimentel et al. (2000a) implica numa provável evolução crustal para a maioria das rochas estudadas, visto que, os padrões litoquímicos são distintos dos granitos arqueanos mais primitivos que apresentam por exemplo alto fracionamento ETRL/ETRP e baixas ou inexistentes anomalias de Eu. O posicionamento desta unidade em relação ao Arco Magmático de Goiás indica que ela represente um fragmento do embasamento que foi agregado e retrabalhado durante a Orogenia Brasileira.

3.1.1 - Metamáficas Serra Azul de Goiás (A3δsag)

Intercalados nos gnaisses graníticos do complexo Serra Azul ocorrem corpos de rocha máfica boundinados e estirados, paralelos a foliação principal das rochas encaixantes. São rochas finas a médias, foliadas, cuja composição varia de metadiorito a granada anfibolito (Figura 3.10). A mineralogia essencial inclui plagioclásio, hornblenda, granada e menos de 3% de quartzo e como minerais acessórios titanita e apatita.

A hornblenda apresenta granulação fina a média e estão estiradas paralelas a foliação, possuem coloração de verde a marrom o que indica enriquecimento em titânio (Figura 3.11), indicio de que essas rochas foram submetidas a condições de fácies anfibolito alto a granulito. Cristais de plagioclásio são em geral médios a grossos e intensamente recristalizados,

apresentam pontualmente estruturas que indicam mecanismo de recristalização por migração de borda de grão, o que confirma as condições metamórficas a que foram submetidas as rochas (Figura 3.12). Os mesmos mecanismos ocorrem em cristais de quartzo que ocorre na rocha com formas xenoblásticas ou em veios. A Granada ocorre em algumas amostras, apresenta granulometria média e textura poiquilitica, com inclusões de quartzo, em geral estão associadas à hornblenda (Figura 3.11).

As análises litoquímicas de cinco amostras indicam composição entre basalto e basalto andesito, da série toleítica (Figura 3.13). A distribuição de elementos no diagrama de ETR, normalizado pelo condrito (BOYNTON, 1984) apresenta um padrão sub-horizontado com enriquecimento em 10 a 20 vezes o condrito (Figura 3.14A). Observa-se uma leve anomalia negativa de Eu e Ce. Este padrão é compatível com o de basaltos toleíticos. No gráfico de distribuição de elementos incompatíveis normalizados pelo MORB (PEARCE, 1984) o padrão é compatível com rochas máficas de arco magmático, anomalias negativas em Nb e Ta confirmam essa filiação. Os elementos litófilos (Sr, K, Rb, Th) apresentam em geral anomalias positivas com até 20 vezes os valores normalizados, o que pode indicar contaminação crustal (Figura 3.14 B).

Nos diagramas de ambiência tectônica de Wood (1980) e de Pearce e Norry (1979) as amostras plotam no campo de basalto de arco magmático possivelmente com contaminação crustal, evidenciado pelo enriquecimento em Th (Figura 3.15).

Essas rochas são interpretadas como provenientes de um arco magmático pretérito ao Arco Magmático de Goiás, já que o mesmo padrão químico não ocorre nas rochas máficas intrudidas no Complexo Porangatu.

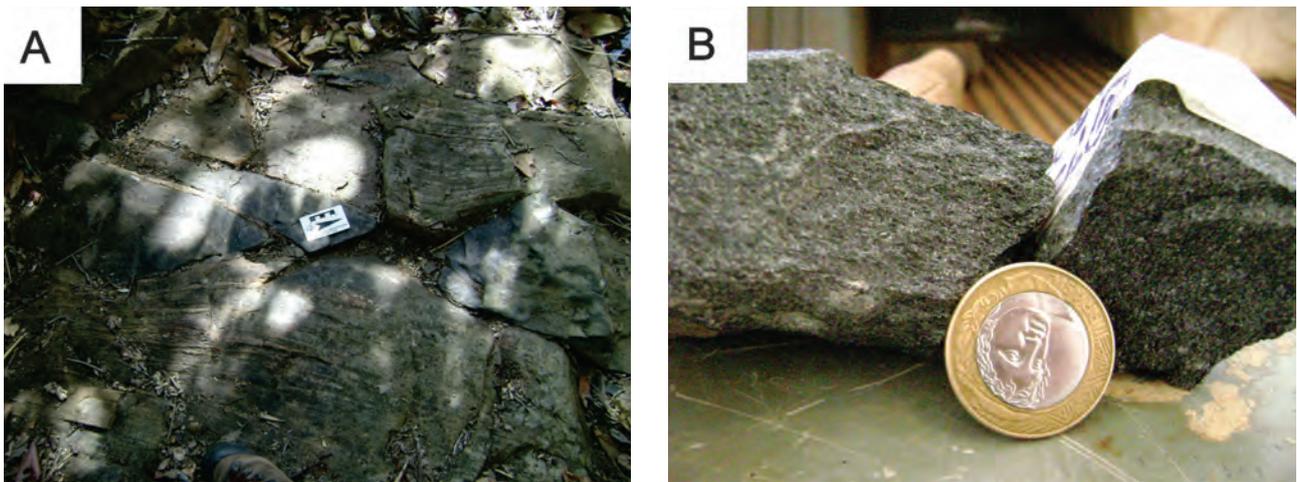


Figura 3.10 – A) Ponto FR-018, onde se observa um corpo tabular de anfibolito intrudido em gnaisses da Serra Azul, todo conjunto está cortado por fraturas verticais conjugadas. B) Amostra de mão do ponto FR-026, anfibolito fino foliado de coloração negra.

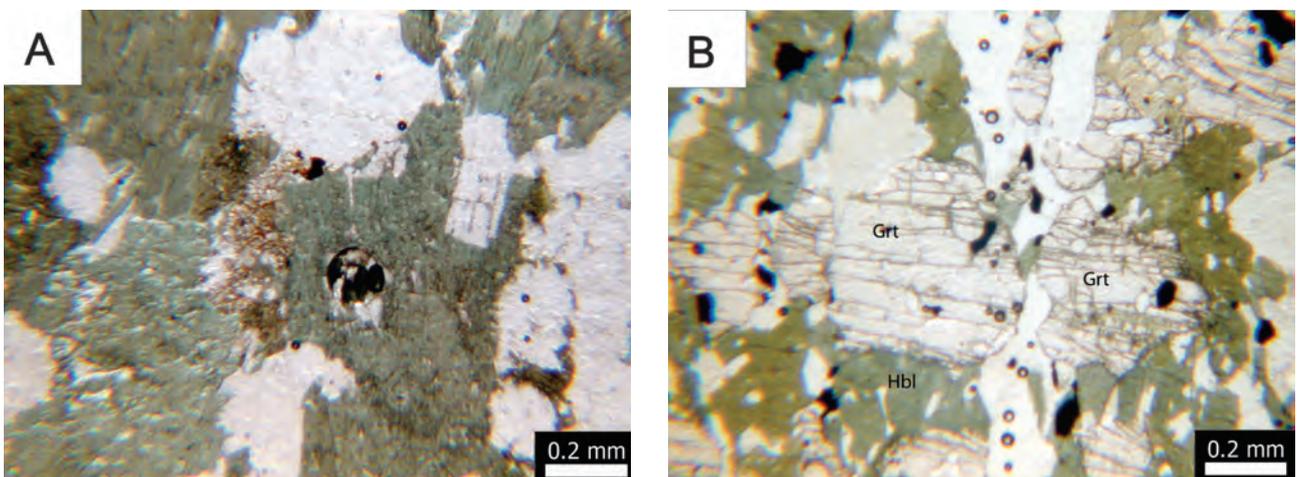


Figura 3.11 – A) Fotomicrografia da amostra FR-018B, textura granonematoblástica em anfibolito, composto essencialmente de plagioclásio e hornblenda. B) Fotomicrografia da amostra FR-029B, granada e hornblenda em granada anfibolito.

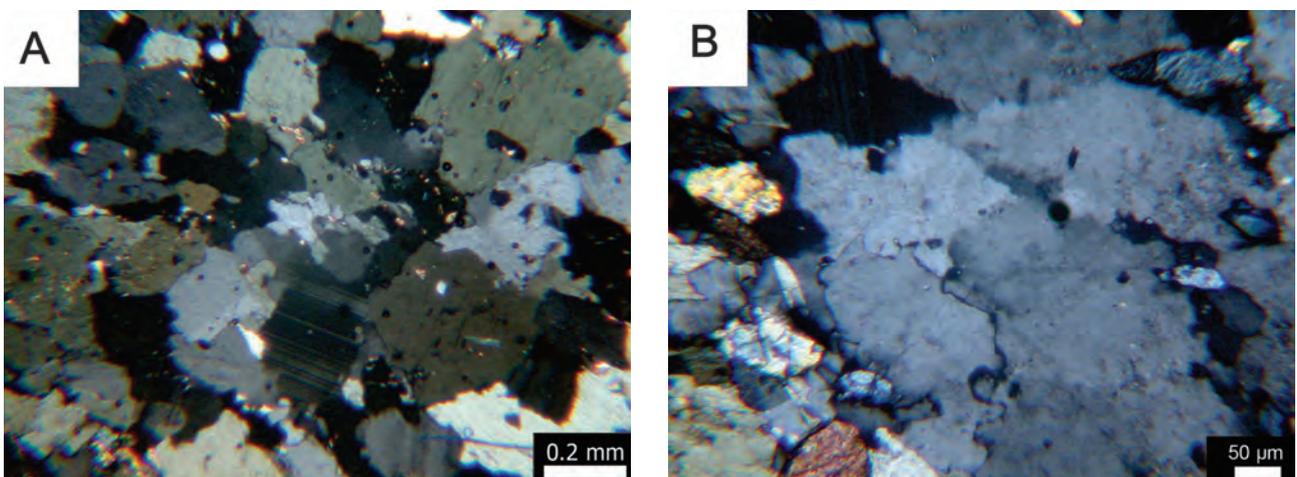


Figura 3.12 – A) Fotomicrografia da amostra FR-021, aspecto de hornblenda orientada na foliação em anfibolito. B) Fotomicrografia da amostra FR-020C, cristais de plagioclásio recrystalizados por migração de borda de grão, indicando temperaturas compatíveis com a fácies granulito. Também correm cristais de hornblenda, titanita e clinozoisita com birrefringência azul ou amarelada.

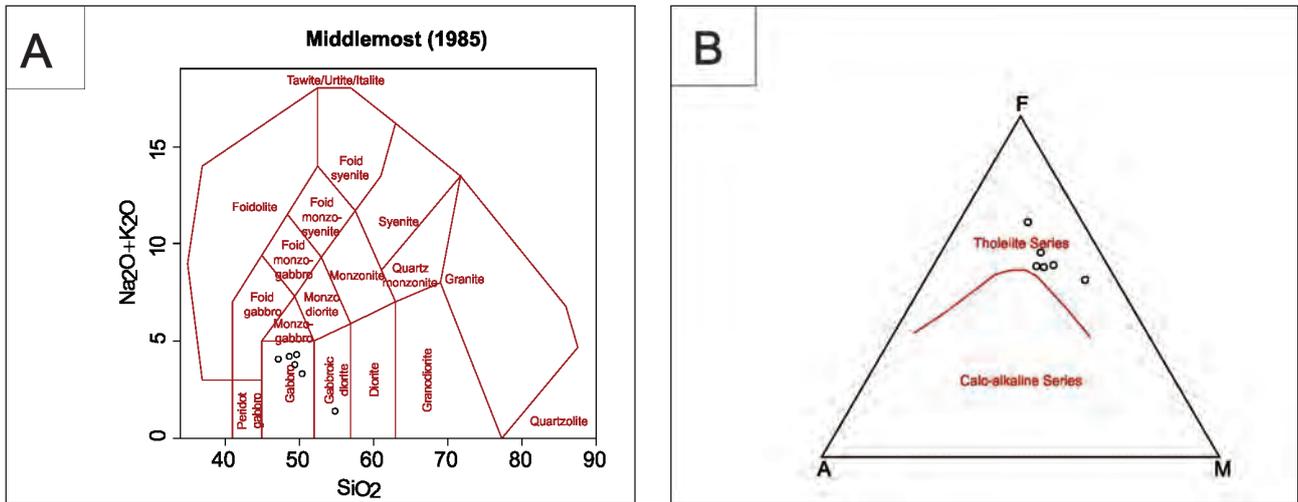


Figura 3.13 – A) Diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1994) as composições indicadas variam de basalto a basalto andesito. B) Diagrama AFM (IRVINE;BARAGAR, 1971) as amostras plotam no campo da série toleítica.

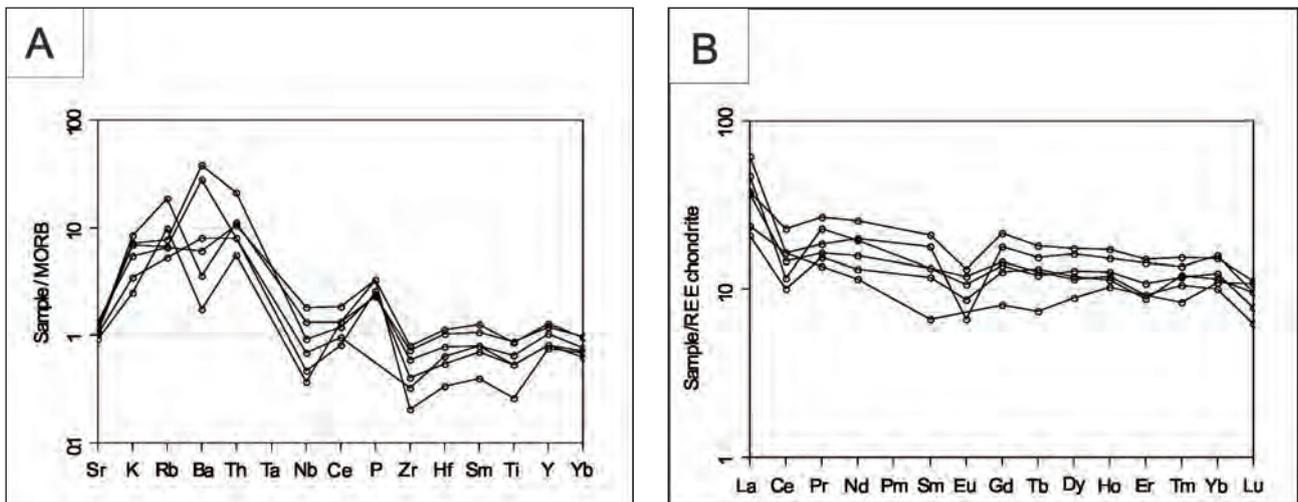


Figura 3.14 – A) Diagrama de dispersão de elementos incompatíveis normalizados pelo MORB (PEARCE et al., 1984). B) Aranhogramas normalizado pelo condrito (BOYNTON, 1984).

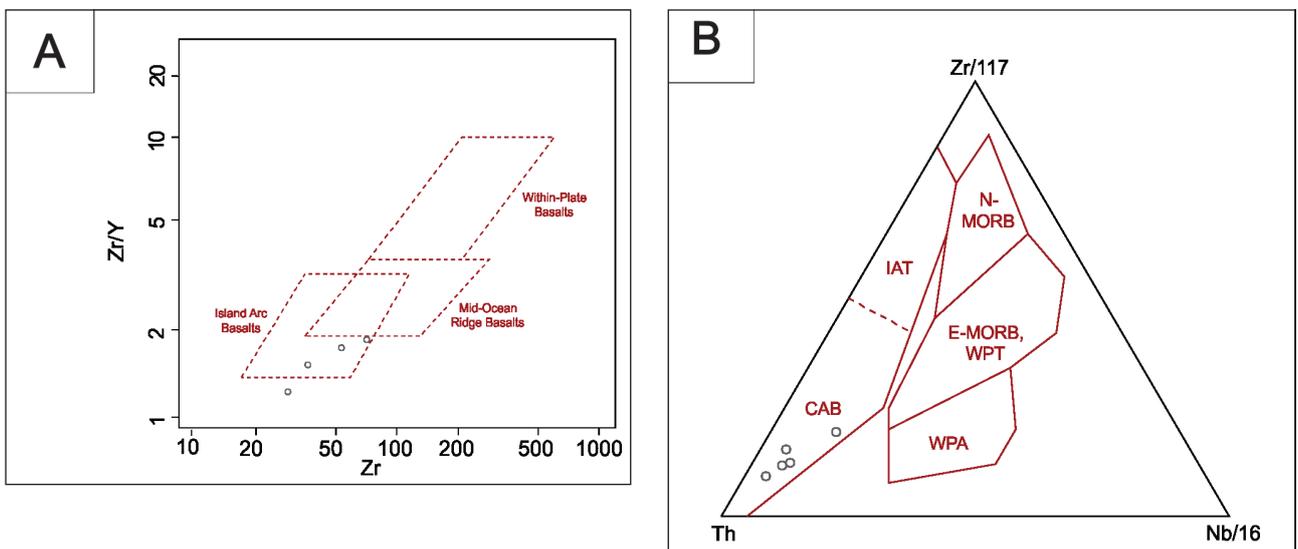


Figura 3.15 – A) Diagrama de ambiência tectônica de Pearce e Norry (1979), indica basalto de arco de ilha. B) Diagrama de ambiência tectônica de Wood (1980) as amostras plotam no campo de basalto de arco de ilha.

3.2 - ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS - ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA

O Arco Magmático de Goiás representa um segmento de crosta continental juvenil neoproterozoica com assinatura geoquímica e isotópica própria de arco magmático (PIMENTEL; FUCHS, 1991). Na área de estudo afloram rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, segmento setentrional deste arco. Neste contexto foram identificadas rochas da Unidade 3 da Sequência Metavulcanossedimentar Serra da Sabina, três unidades litoestratigráficas do Complexo Granulítico Porangatu, rochas tardi a pós tectônicas representadas pelos granitos da Suíte Novo Planalto e as paraderivadas da Unidade Rio Pintado.

3.2.1 - Sequência Metavulcanossedimentar Serra da Sabina (NP1sab)

A cartografia geológica da folha Porangatu, (DANTAS et al., 2006), localizada a leste da Folha Novo Planalto, revelou a ocorrência de rochas supracrustais denominadas Sequência Metavulcanossedimentar Serra da Sabina, na região da serra homônima. A unidade forma faixas alongadas descontínuas em meio a rochas plutônicas relacionadas ao Arco Magmático de Goiás. Os autores acreditam que há diferenças cronológicas e estratigráficas que permitem individualizar esta unidade em relação às sequências Mara Rosa e Santa Terezinha. Uma peculiaridade da Sequência Serra da Sabina é a intercalação de espessos pacotes de quartzitos puros com rochas metaultramáficas que estão associadas aos xistos.

Idades modelo TDM entre 2,44-1,86 Ga em granada muscovita xisto, TDM de 1,00 a 1,15 Ga em xistos feldspáticos e TDM de 2,40 a 2,60 Ga em quartzitos sugerem fontes de idades distintas para os sedimentos da Sequência Serra da Sabina (DANTAS et al., 2006).

Para o presente trabalho correlacionou-se uma estreita faixa pobre em afloramentos a Unidade Xistos feldspáticos (NP1sab3).

3.2.1.1 - Biotita Xisto Feldspático (NP1sab3)

Esta unidade é representada por uma estreita faixa de direção NE-SW que ocorre no extremo sudeste da área. Na região há extensiva cobertura pedológica formada por um solo argiloso vermelho a preto e sem afloramentos rochosos.

A discriminação desta unidade foi realizada a partir das diferenças texturais visualizadas nas imagens de satélite, pelo contraste nas contagens

magnéticas e gammaespectométricas totais e pela correlação com as unidades descritas nas áreas adjacentes.

Segundo Dantas et al. (2006) esta unidade é composta de biotita xisto feldspático e biotita gnaiss, seus contatos são tectônicos, por falhas de rejeito direcional, onde ocorrem milonitos.

As rochas apresentam cor cinza escuro e granulação média, são compostas basicamente por quartzo, muscovita, biotita, plagioclásio e clorita. Granada ocorre como porfiroblastos sin a tardi cinemáticos a foliação principal da rocha. Estas rochas apresentam Idade modelo TDM em torno de 1,00 - 1,15 Ga.

3.2.2 - Complexo Granulítico Porangatu

Esta unidade compreende uma extensa faixa de gnaisses dispostas na direção preferencial NE-SW que se estende desde o noroeste do Estado de Goiás até parte do sul de Tocantins.

Um dos primeiros trabalhos que descrevem este complexo foi realizado por MACHADO et al. (1981) que cartografaram rochas granulíticas na região norte do Estado de Goiás denominando-as de Conjunto Granulítico de idade Arqueana. Os mesmos autores dividiram esta faixa em três subzonas constituídas de (1) Biotita gnaisses graníticos, clinopiroxênio-biotita gnaiss e granada anfíbolitos (2) granada anfíbolitos e granada hornblenda gnaisses, com gnaisses graníticos subordinados e diques de rochas máficas ultramáficas e (3) enderbitos, charnoenderbitos com granada e mobilizados charnoquíticos, noritos, anortositos, biotita-hornblenda gnaisses clinopiroxênio-granada gnaisses e gnaisses graníticos além de diques de anfíbolito e pequenos corpos de metagabro.

Posteriormente, Marini et al. (1984) denominaram esta faixa como Complexo Granulítico e em seguida Gorayeb e Lafon (1996) a denominaram Faixa Granulítica de Porangatu, interpretando-as como um conjunto de rochas com filiação cálcio-alcalina e toleítica, metamorfozadas na fácies granulito sob média a alta pressão, constituída por enderbitos, charnoenderbitos com granada, com mobilizados charnockíticos, granulitos máfico, granada anfíbolitos com clinopiroxênio e granada gnaisses. Biotita gnaisses e granada-hornblenda gnaisses são subordinados.

Recentemente, Dantas et al. (2006) utilizaram a denominação Complexo Porangatu para designar extensa faixa alongada de direção NE que engloba ortognaisses tonalíticos à monzograníticos e granulitos que ocorrem a oeste da Serra Azul e inclui regiões arrasadas nas proximidades de Novo

Planalto. As datações U-Pb em zircão de gnaisses tonalíticos a granodioríticos fornecem idades em torno de 570-530 Ma para estas rochas. Dantas et al (2006) subdividem o complexo em 4 unidades petrográficas: 1) biotita gnaisses graníticos a tonalitos subordinados (NP3por1), 2) hornblenda piroxênio granada gnaisses (NP2por2), 3) Sienogranito porfirítico (NP3por3) e 4) Suíte máfica.

A cartografia geológica da Folha Alvorada (FRASCA; LACERDA FILHO, (2010) mostram o prolongamento desta faixa para nordeste, onde adotam a proposta de subdivisão de DANTAS et al. (2006) com algumas modificações, incluindo uma unidade composta apenas por granulitos.

No presente trabalho foi utilizada a divisão estratigráfica proposta por Frasca e Lacerda Filho (2010) e complementada por Dantas et al. (2006). Deste modo, há rochas que ocorrem na área da folha Novo Planalto que apesar de algumas particularidades, apresentam características e continuidade física com as rochas descritas nos dois trabalhos acima mencionados, porém com nomenclaturas divergentes (Tabela 3.1).

3.2.2.1 - Unidade 2 - Biotita hornblenda gnaisses graníticos a tonalíticos, migmatitos e granulitos subordinados (NP3por2)

As rochas que compõe esta unidade estão localizadas numa faixa central, de direção NE-SW, que engloba cerca de 50% da área de estudo. Esta faixa é caracterizada por ortognaisses de composição tonalítica a monzogranítica. Esta unidade esta intensamente afetadas pelo Lineamento Transbrasiliano que produziu uma série de zonas de cisalhamentos que deformaram as rochas e as colocaram justapostas tectonicamente. O complexo

arranjo estrutural impresso nestas rochas aliados a escassez de afloramentos, dificultam a delimitação dos contatos entre as diferentes fácies desta unidade, que apenas localmente preservam feições ígneas (Figuras 3.16).

Dentre os litotipos identificados destacam-se os \pm biotita \pm hornblendagnaisses tonalíticos, granodioríticos e monzograníticos. Localmente ocorrem quartzo dioritos, granulitos félsico, plagiogranulitos e opx metatonalitos (Figuras 3.16 e 3.17).

Os gnaisses são caracterizados por bandas máficas compostas principalmente por hornblenda e biotita orientadas enquanto as bandas félsicas compostas principalmente por plagioclásio, microclínio e quartzo, por vezes com granada (Figuras 3.16). As texturas típicas são granoblástica, lepidoblástica e nemátoblástica. Foliação S-C, micrólitos, dobras intrafoliares com eixos verticais ocorrem principalmente nas zonas de cisalhamento geralmente de cinemática dextral. Localmente as rochas desta unidade estão migmatizadas (Figuras 3.18). Na porção norte da área (Ponto FR-144) o bandamento migmatítico é difuso e irregular caracterizado por níveis de paleossoma irregulares boundinados intercalado com neossoma de composição granítica. No mesmo afloramento, localmente ocorrem mesossoma gnáissico envolvidos por neossoma caracterizando estruturas de *raft*, de augens, dilatação e dobra de fluxo (Figura 3.18).

Os principais minerais constituintes das rochas desta unidade são: plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita, hornblenda e clinopiroxênio. Nas porções granulíticas por vezes ocorre hiperstênio. Os acessórios mais comuns são granada, titanita, apatita e zircão (Figuras 3.19 e 3.20).

A paragênese mineral indica metamorfismo variando entre anfíbolito e granulito, sendo a

Tabela 3.1 – Proposta de subdivisão do Complexo Porangatu e rochas correlatas para a área de estudo com base nos trabalhos de Dantas et al. (2006) e Frasca e Lacerda Filho (2010).

Folha Novo Novo Planalto	Dantas et al., (2006)	FRASCA E LACERDA FILHO (2010)
Complexo Porangatu - Unidade 2 - Biotita hornblenda gnaisses graníticos a tonalíticos, migmatitos e granulitos subordinados (NP3por2)	NP3por1 - biotita gnaisses granítico a tonalítico	NP3por2 - ortognaisses
Não individualizado, inserido na NP3por2		NP3por1 - Granulitos
Complexo Porangatu - Unidade 3 - Gnaisses granodioríticos com clinopiroxênio (NP3por3)	NP3por2 - Granulito, Hornblenda-clinopiroxênio granada gnaisses	NP3por3 Anfíbolitos e tonalitos
Associação Máfica (NP3por δ 3) – Tipo MORB e Tipo Basalto Alcalino	Associação Máfica-Ultramáfica (NP3por μ 1 e 2)	Corpos máficos indiferenciados
	Sienogranito Porfirítico (NP3por3)	Suíte Santa Tereza (NP3 γ st) – Biotita monzo a sienogranitos porfiríticos

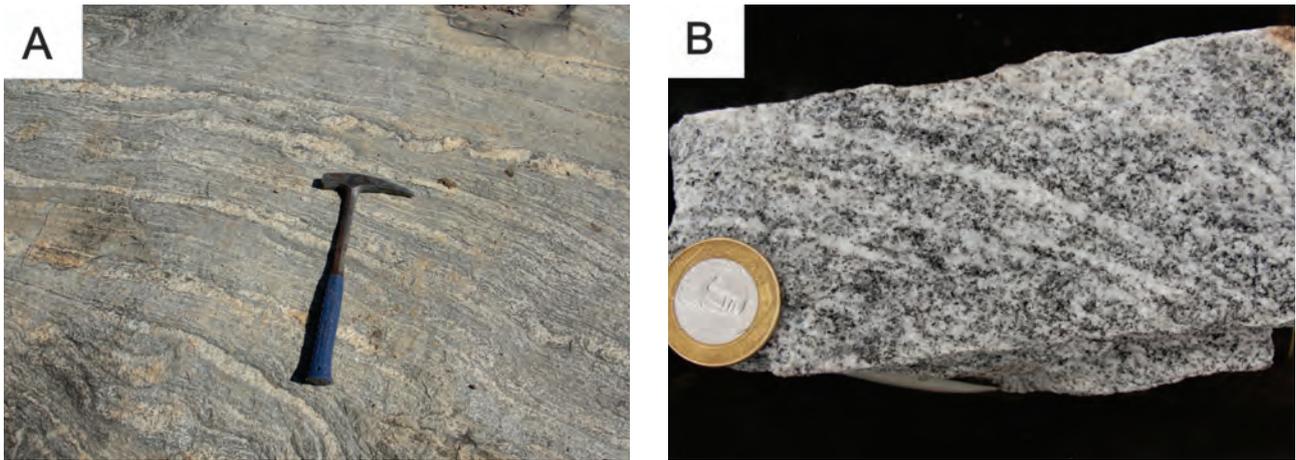


Figura 3.16 – A) Gnaiss granodiorítico (Afloramento FR-178);
B) Detalhe de microclina gnaiss monzogranítico (Afloramento FR-171).

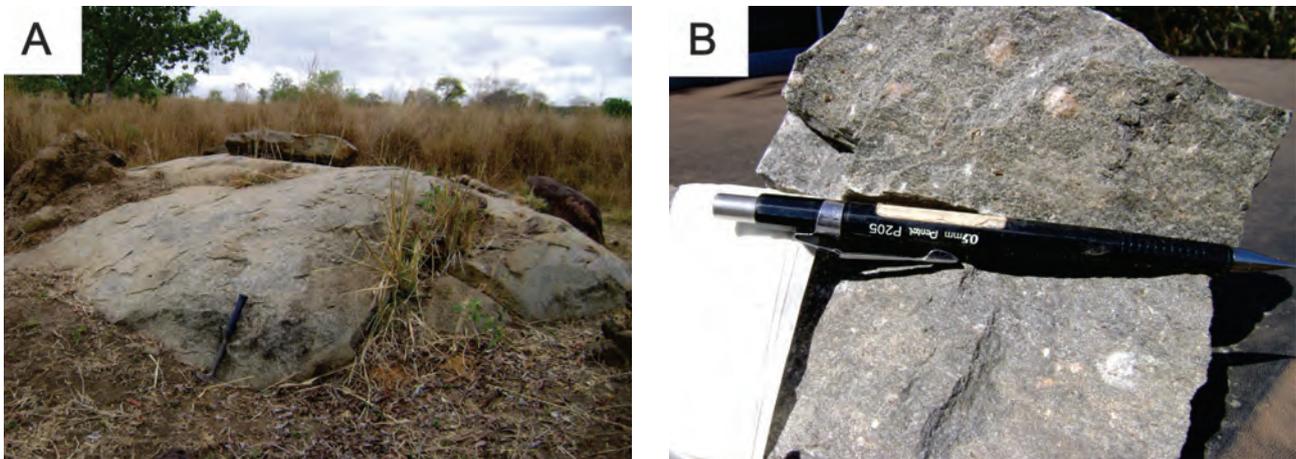


Figura 3.17 – A) Biotita granodiorito fino localmente com porfiroclastos de K-F (Afloramento FR-054).
B) Detalhe dos porfiroclastos de microclina no mesmo afloramento.

ocorrência de granulitos pontual. Associadas a zonas de cisalhamento é bastante comum processos de retrometamorfismo para fácies xisto verde, evidenciado pela cloritização de biotita, sericitização de feldspato e epidotização de hornblenda (Figura 3.21).

Ocorre opx metatonalito (Ponto FR-179) com texturas granoblastica e lepidoblástica, apresentando hiperstênio (6%) proveniente de hornblenda, plagioclásio (25%) e quartzo (30%) recristalizados com textura granoblásticas e contatos retilíneos, biotita orientada (14%) e ortoclásio com intercrescimento perítico (22%) (Figura 3.21 B). A petrografia dos biotita hornblenda gnaisses graníticos dos pontos FR-136 e FR-160 mostram cristais de plagioclásio com texturas antipertitas que também sugerem condições em fácies granulito (Figura 3.21 A).

Localmente esta unidade é recortada por diques de biotita monzogranito da Suíte Novo Planalto e corpos de composição anfibolítica da Suíte Máfica.

As análises litoquímicas de 21 amostras, mais representativas da unidade, mostram teores médios de $\text{SiO}_2 = 61,9\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15,8\%$, $\text{TiO}_2 = 1,1\%$, $\text{K}_2\text{O} = 2,9\%$, $\text{CaO} = 3,9\%$ e $\text{Na}_2\text{O} = 4,0\%$. Estes valores são compatíveis com rochas de composição diorítica a granodiorítica.

No diagrama TAS as 21 amostras apresentam caráter intermediária a ácido, e interceptam os campos composicionais entre os dioritos e os granitos (Figura 3.23 A). No diagrama AFM sua distribuição é compatível com a série cálcio-alcalina, com enriquecimento moderado em álcalis (Figura 3.22 A). No diagrama A/CNK as amostras mostram tendência metaluminosa à peraluminosa (Figura 3.22 B).

No diagrama de litoambiência de Pearce (1983) as rochas distribuem-se no campo dos Granitos de Arco Magmático (Figura 3.23 B).

No diagrama multielementar normalizado pelo MORB de Pearce (1983) as amostras apresentam enriquecimento em LILE (Sr, K, Ba, Rb e Th) e empobrecimento relativo nos HFSE (Ta, Nb, Ce,

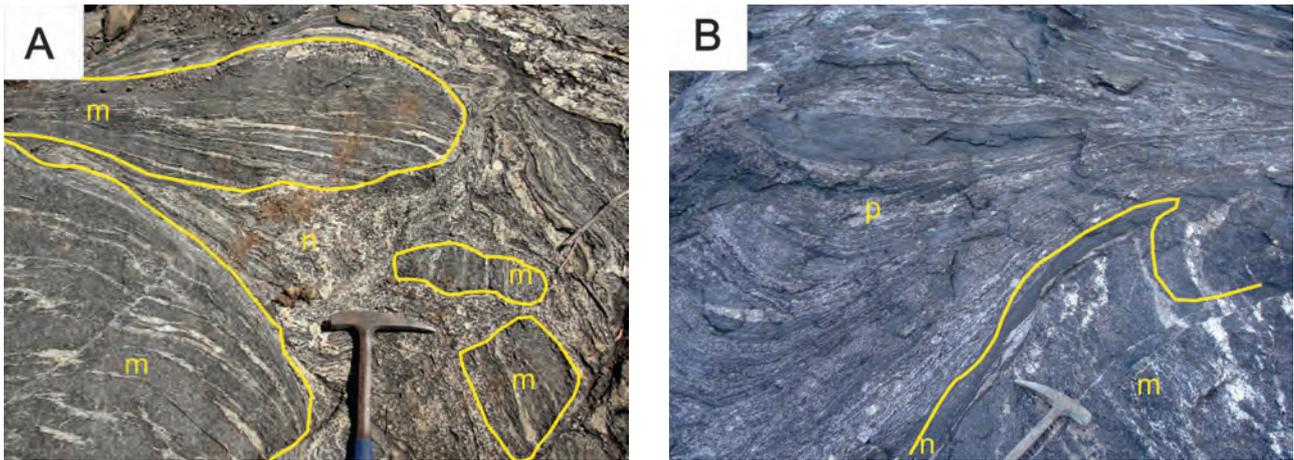


Figura 3.18 – A) Migmatito com estrutura raft caracterizada por fragmentos de mesossoma gnáissico (m) envolvidos por neossoma difuso (n). B) Paleossoma (p) e neossoma (n) formando o bandamento migmatítico.

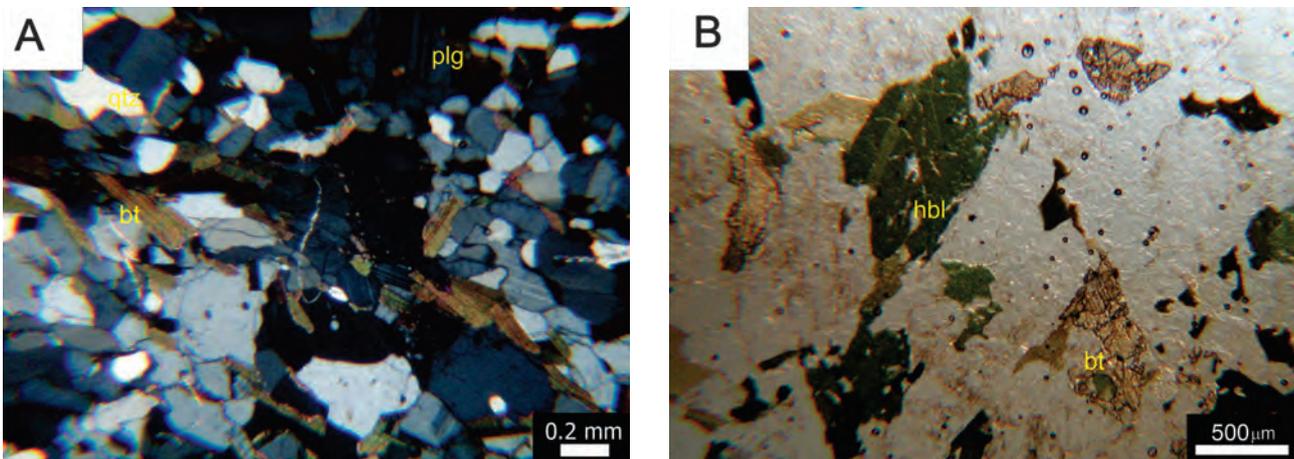


Figura 3.19 – A) Hornblenda biotita gnaiss tonalítico de granulação média (amostra FR-74). B) Hornblenda biotita tonalito foliado com textura granoblástica e lepidoblástica (amostra FR-186).

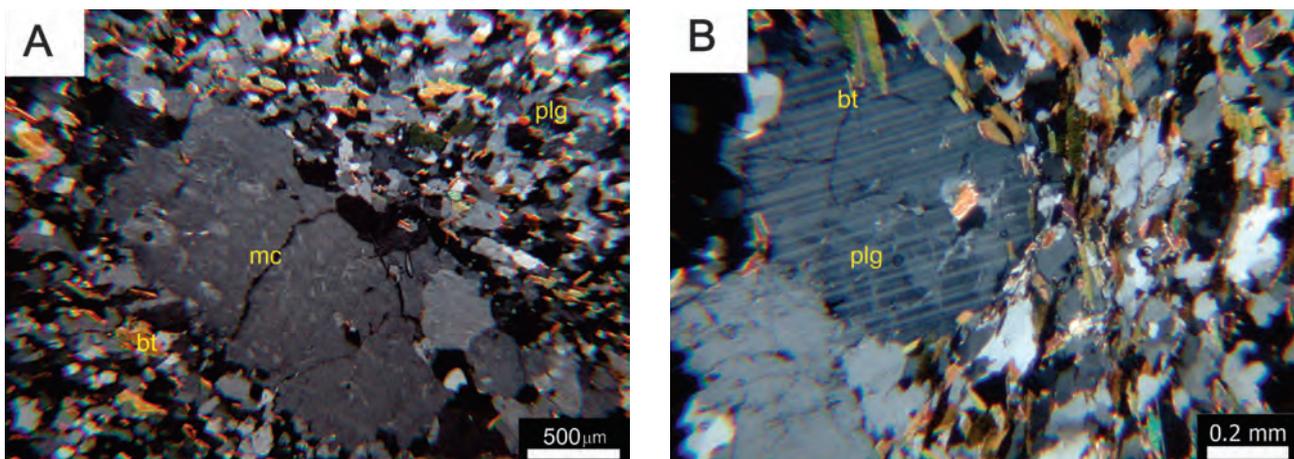


Figura 3.20 – A) Detalhe de porfiroclasto de microclínio (mc) em hornblenda biotita augen gnaiss tonalítico fino (amostra FR-196). B) Porfiroclasto de plagioclásio circundado pela matriz em biotita gnaiss tonalítico (amostra FR-30).

P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y e Yb). Este padrão se assemelha ao dos magmas cálcio-alcálinos de arco magmático moderno como os Andes. Os picos positivos de Ba, podem estar relacionados a maior afinidade deste elemento entrar na estrutura do plagioclásio, que é

mais abundante nas rochas de composição tonalítica a granodiorítica (Figura 3.24 A).

O diagrama de ETR de BOYNTON (1984) mostra alto fracionamento entre os ETR leves e pesados e uma anomalia negativa moderada

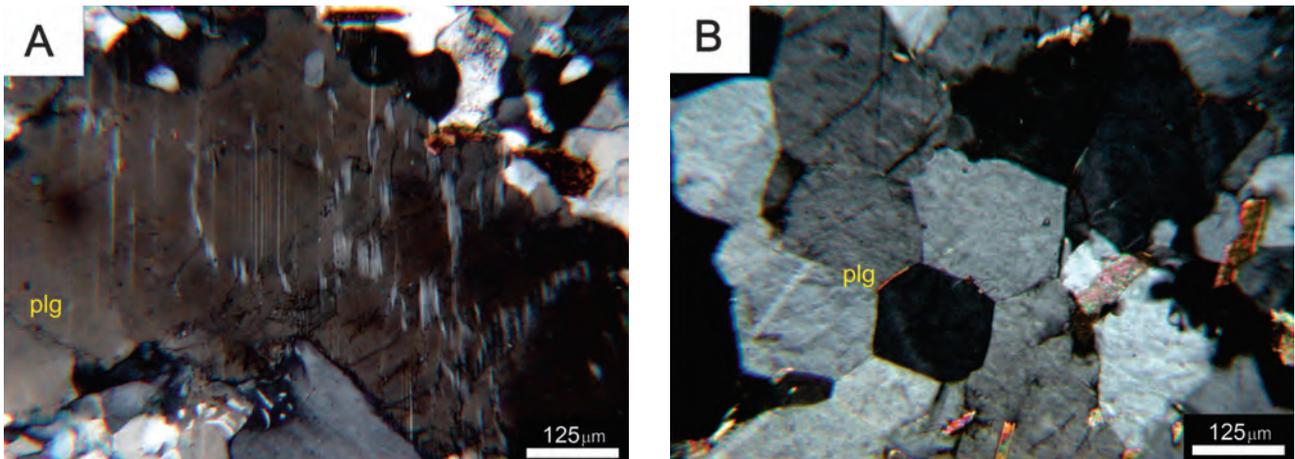


Figura 3.21 – A) Textura antipertita em porfiroblasto de plagioclásio (plg) em granulito félsico derivado de um biotita hornblenda monzogranito (amostra FR-136). B) Cristais recrystalizados de plagioclásio (plg) com textura granoblástica e contatos retílineos em opx metatonalitos (amostra FR-179).

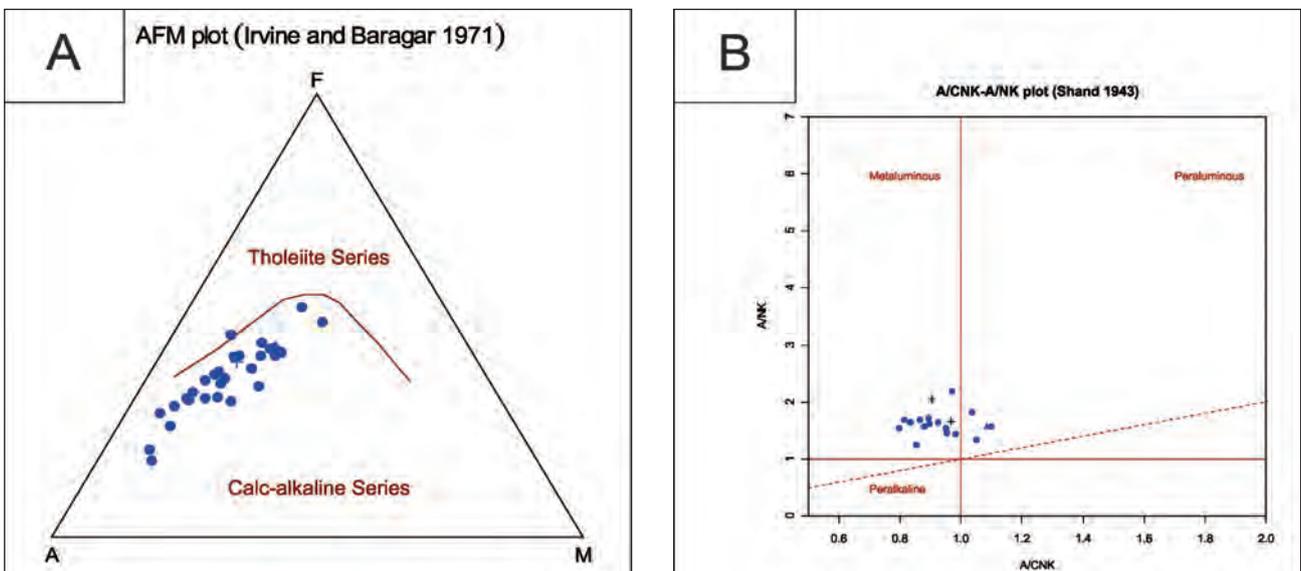


Figura 3.22 – A) Diagrama de classificação AFM de Irvine e Baragar (1971). B) Diagrama de classificação de Shand (1943).

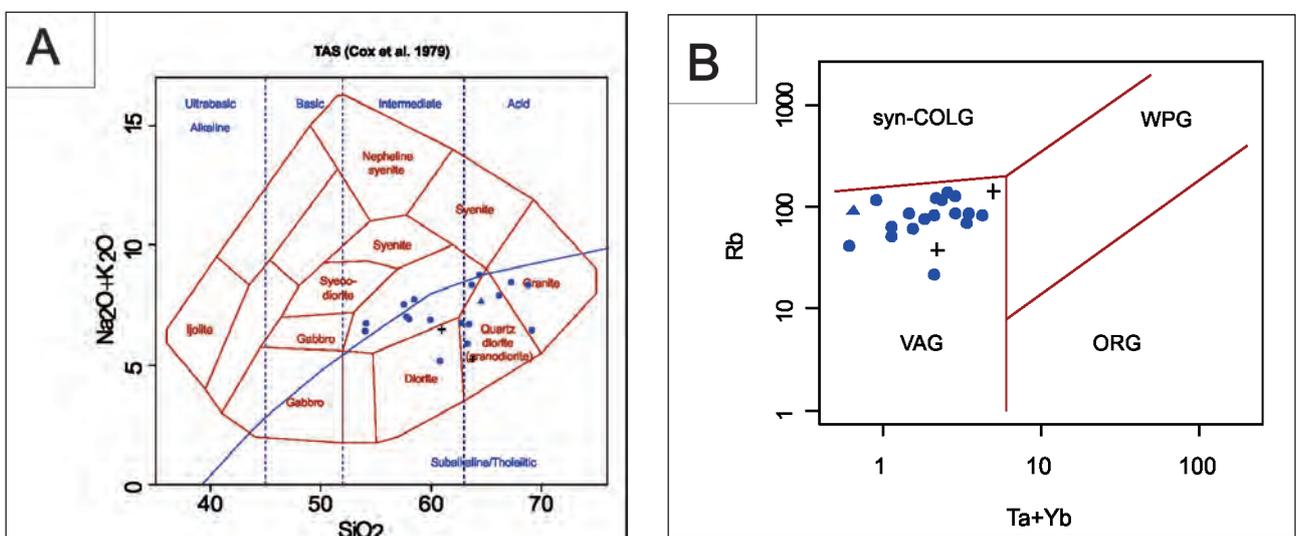


Figura 3.23 – A) Diagrama de classificação de TAS (COX et al., 1979). B) Diagrama de ambiência tectônica (PEARCE, 1983).

de Eu. A facilidade de assimilação do Eu na estrutura do plagioclásio durante o fracionamento do magma pode explicar esta anomalia. O alto fracionamento entre os ETR leves e pesados também é evidenciado pela razão média de La/Yb para estas rochas que é de 50,8 variando de 6 à 206. Este padrão, levemente enriquecido nos ETR de maneira geral é muito comum na série cálcio-alcalina (Figura 3.25 B).

Os dados apresentados mostram que as rochas da unidade 2 são constituídas por uma série plutônica de arco magmático com tendência cálcio-alcalina, com possível contaminação crustal. Rochas granulíticas e migmatitos sugerem que a erosão possa ter chegado até as regiões de raiz do arco magmático.

A datação U-Pb em zircões da amostra de gnaiss tonalítico (FR-178) desta unidade obteve idade isócrona de 746 ± 4 Ma (Figura 3.25). Idades variando entre 780-700 Ma são raras no contexto do Arco Magmático de Mara Rosa. Esta nova datação representa um indício de que houve magmatismo cálcio-alcalino de margem continental ativa nesta região por volta de 750 Ma. Deste modo, amplia-se o intervalo de idades de cristalização para as rochas que compõe o Complexo Porangatu, anteriormente limitado entre 570-530 Ma por Dantas et al. (2006). Sendo assim, deve se levar em consideração que a região que inclui o Complexo Porangatu está bastante afetada pela tectônica do Lineamento Transbrasiliano, associando rochas de diferentes idades e de contextos geotectônicos distintos.

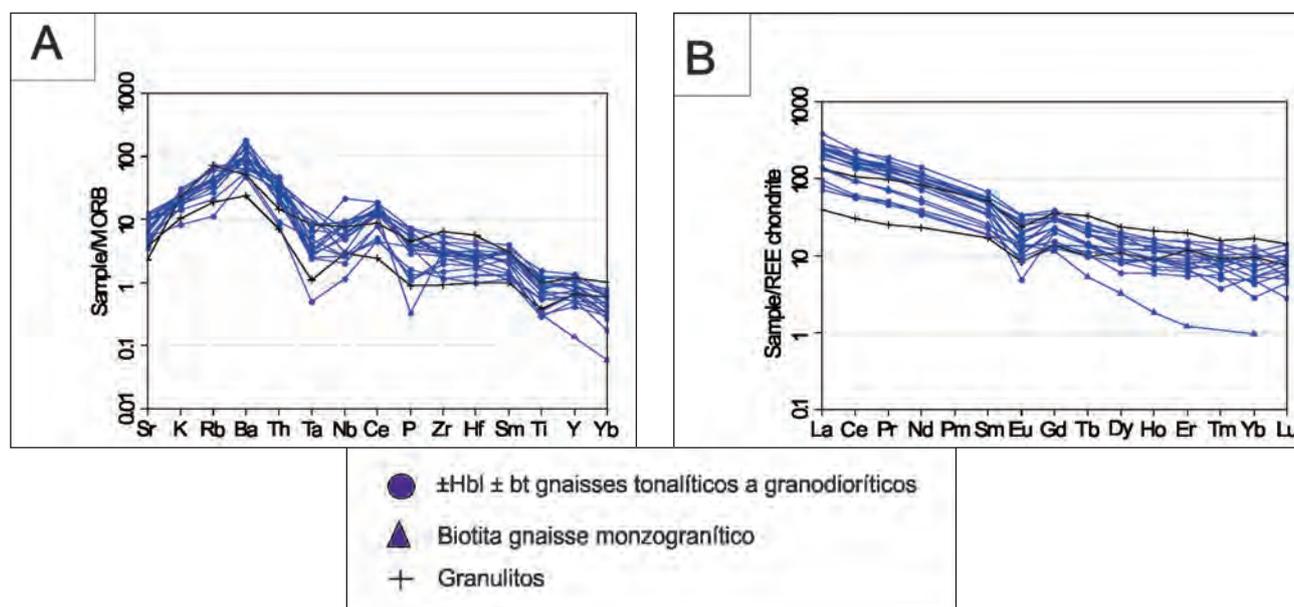


Figura 3.24 – A) Spidergrama de elementos traço versus (PEARCE, 1983).
B) Diagrama de ETR normalizado ao condrito de Boyton (1984).

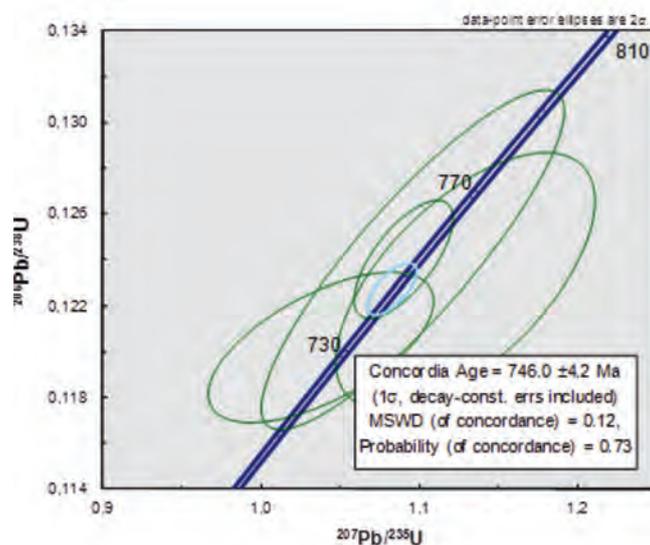


Figura 3.25 – Diagramas de concórdia para datações U-Pb em zircão da amostra FR-178.

3.2.2.2 - Unidade 3 - Gnaisses granodioríticos com clinopiroxênio (NP3por3)

Essa unidade é formada por uma estreita faixa localizada a oeste da Serra Azul. A região apresenta um relevo ondulado coberto parcialmente por vegetação de cerrado pouco adensado. Foram reconhecidos poucos afloramentos desta unidade, na forma de blocos e pequenos lajedos no leito de drenagens. Grande parte da unidade é coberta por um solo argiloso vermelho ou por coberturas lateríticas. Os limites com as demais unidades são representados por zonas de cisalhamento transcorrentes.

A unidade apresenta gnaisses de composição granodiorítica, mostrando hornblenda e biotita em sua composição e localmente clinopiroxênio. Nas porções onde as rochas são afetadas pelas zonas de cisalhamento são evidenciadas foliação milonítica, forte lineação de estiramento e intercalações milimétricas de faixas máficas e félsicas. Também ocorrem injeções centimétricas de material feldspático potássico e pegmatito (Figura 3.26). As rochas desta unidade possuem textura granolepidoblástica marcada por forte orientação de biotita e hornblenda, quartzo e feldspatos (Figura 3.26). A paragênese metamórfica, com anfibólio parcialmente enriquecidos em titânio e as feições de recristalização, como rotação de subgrãos nos cristais de quartzo e migração de borda de grão em plagioclásio, são compatíveis com a fácies anfibolito alto (Figura 3.27).

Os cristais de plagioclásio (35-55%) apresentam forte extinção ondulante com macla polissintética e mirmequita no contato com o microclínio. A granulação é fina e a forma dos grãos é hipidioblástica. Localmente com novos grãos formados por rotação de subgrãos (Figura 3.27). O Microclínio (15%) mostra contatos retilíneos, intercrescimento pertítico, granulação fina, intensa

extinção ondulante e forma hipidioblástica dos grãos. Em alguns cristais nota-se processo de triclinização, com início de desenvolvimento de maclas em grade. Quartzo (20-30%) apresenta formas xenomórficas e forte extinção. Em algumas amostras fortemente gnaissificadas, observa-se estiramento de quartzo e feldspatos formando bandas alongadas, intercaladas a bandas enriquecidas em máficos.

Hornblenda e biotita aparecem associadas em diversas amostras e constituem de 10 a 25% da rocha. Os grãos são tabulares, fortemente orientados e com tonalidade castanha. O clinopiroxênio ocorre em algumas amostras, em quantidades que alcançam até 10%, mostra-se incolor, com granulação média a grossa, birrefringência atingindo o amarelo de primeira ordem, extinção oblíqua e grãos orientados a estirados (Figura 3.28).

Os acessórios mais comuns são zircão e titanita de granulação fina, mica branca e epidoto ocorrem como minerais de alteração.

3.2.2.3 - Suíte Máfica (NP3poru)

Corpos de anfibolito com extensões quilométricas e espessuras que alcançam centenas de metros, ocorrem intercalados nas rochas do Complexo Porangatu. Essas rochas constituem corpos estirados e/ou boudinados, paralelos à foliação ou formando grandes sigmóides concordantes com a estruturação regional.

A interpretação de resultados litoquímicos, permitiu a individualização de dois grupos de anfibolitos, um com padrão do tipo toleito de arco e outro de Basalto Alcalino, ambientalmente correlacionáveis a regiões de arco magmático ou a back arc. Apesar dessas rochas apresentarem características texturais e composicionais similares alguns termos mostram diferenças granulométricas e mineralógicas.



Figura 3.26 – A) Gnaiss granodiorítico, extremamente estirado, com injeções de veios de quartzo, ponto FR-045. B) Gnaiss tonalítico a biotita, cortado por veios pegmatíticos e de quartzo, ponto FR-045.

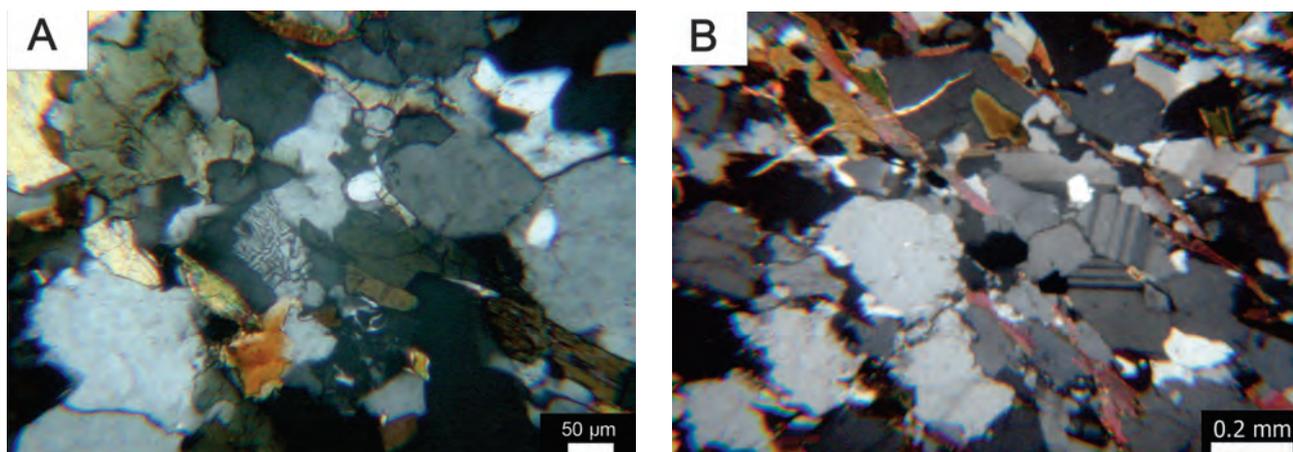


Figura 3.27 – A) Fotomicrografia (amostra FR-45) com quartzo recrystalizado e cristais de clinopiroxênio associados a hornblenda. B) Fotomicrografia (amostra FR-49) mostrando grãos de K-feldspato e plagioclásio, com bordas recrystalizada por mecanismo de rotação de subgrão.

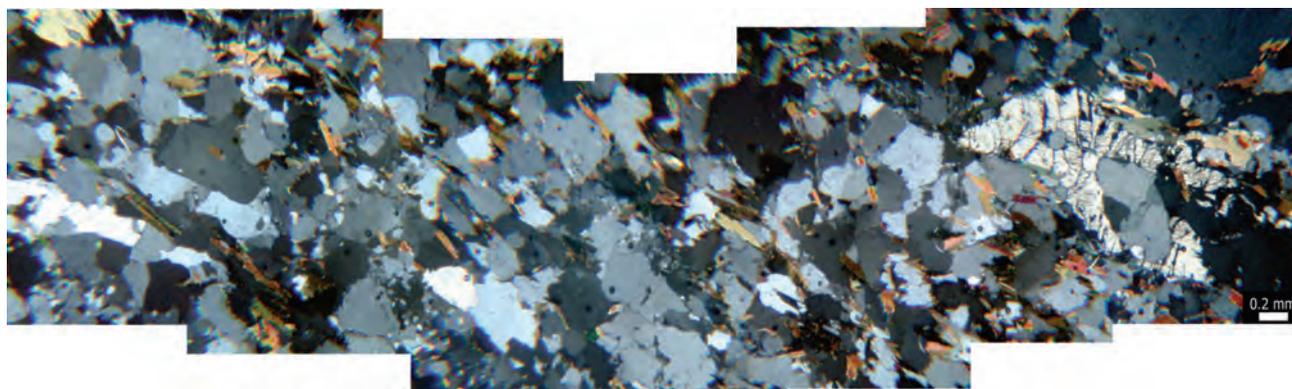


Figura 3.28 – Foto mosaico (lâmina FR-45) exibindo orientação de formas dos minerais granulares e biotita, caracterizando a textura granoblástica e lepidoblástica.

3.2.2.3.1- Anfibolitos tipo toleítos de arco (NP3porµ1)

As rochas desta unidade ocorrem intercaladas nas rochas do Complexo Porangatu. A composição química destes anfibolitos sugerem uma classificação de basalto de filiação toleítica com significativo enriquecimento em ferro (Figura 3.31 e 3.32 A). Estas rochas são levemente magnéticas, de coloração negra, granulação fina a média e texturas granoblástica poligonal e granonematoblástica (Figura 3.29). Sua mineralogia essencial é composta por anfibólio e plagioclásio, localmente exibe cristais de quartzo xenomórficos pós-magmáticos e de granada e hiperstênio, formados sob condições metamórficas de fácies granulito. Titanita, epidoto, mica branca, clinopiroxênio ocorrem como minerais traços (Figura 3.30).

Os cristais de hornblenda (25 a 40%) exibem forma poligonal ou prismática e cor amarronzada, podem ocorrer associados a cristais de clinopiroxênio com exsolução de ortopiroxênio, sugerindo condições de alta temperatura. A Granada (0-10%) mostra textura simplectítica e granulação fina. Os cristais de plagioclásio

(20-40%) por vezes recrystalizados exibem granulação fina e forma hipidioblástica, com macla polissintética e zonamento composicional (Figura 3.30).

Em algumas amostras, que chegam a apresentar 30% de quartzo na sua composição, considera-se a atuação de processo de silicificação provavelmente relacionadas a percolação de fluídos silicosos em zonas



Figura 3.29 – Anfibolito no leio de estrada (ponto FR-141).

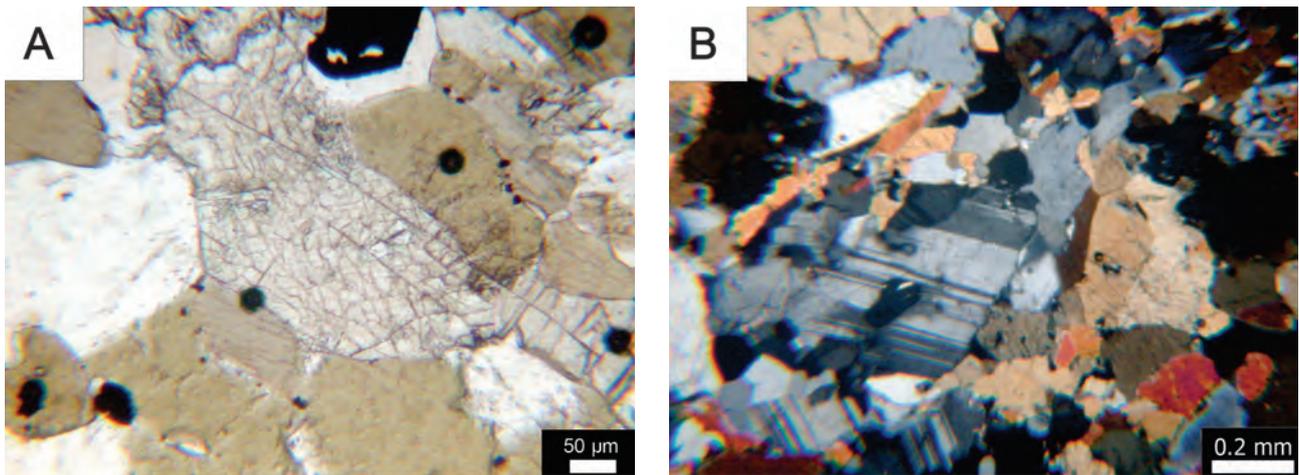


Figura 3.30 – A) Fotomicrografia de granulito máfico com cristal de ortopiroxênio entre cristais de hornblenda (amostra FR-39) (Pol //). B) Fotomicrografia de anfibolito onde os cristais de plagioclásio apresentam maclas de deformação e extinção ondulante e a hornblenda poiquiloblástica exibe inclusões de minerais opacos ao microscópio (amostra FR-44).

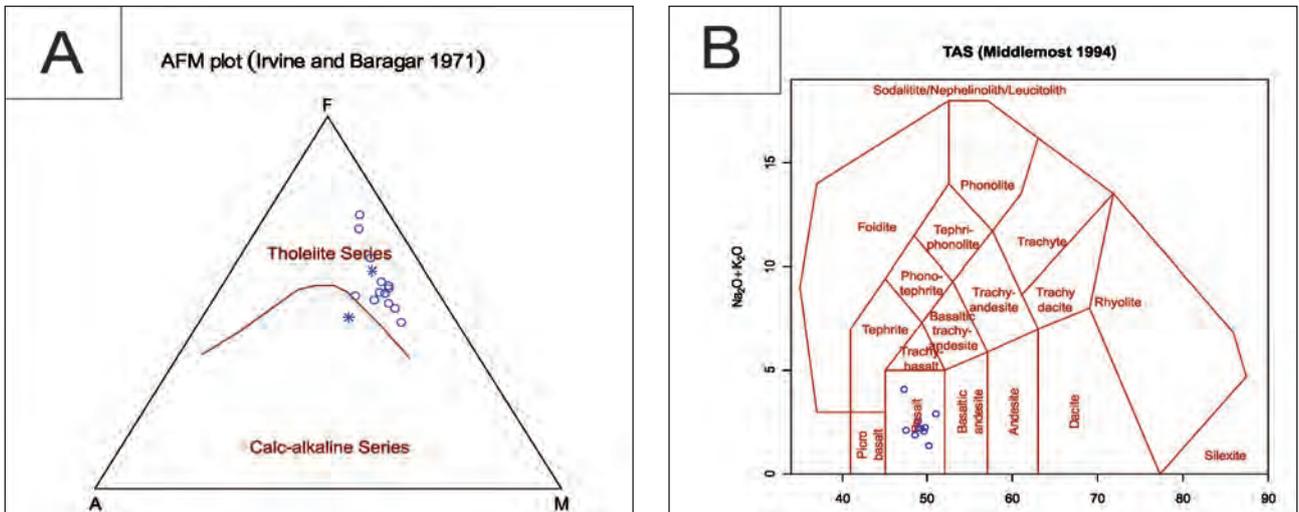


Figura 3.31 – A) Diagrama AFM com as amostras localizando-se no campo da série toleítica de alto ferro. B) Diagrama TAS, indica composição basáltica.

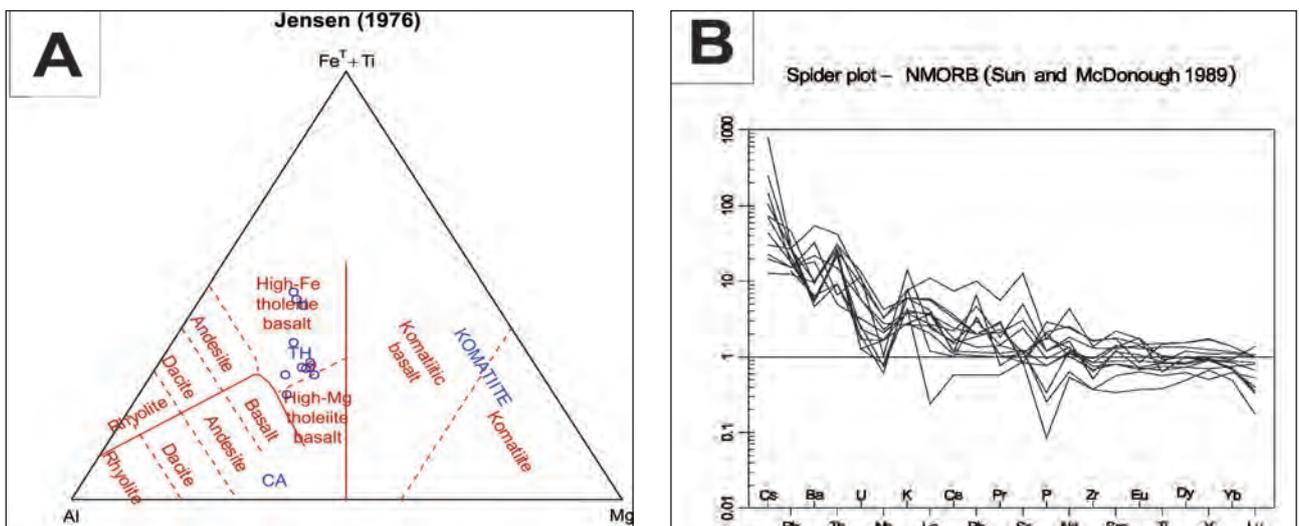


Figura 3.32 – A) Diagrama de classificação Jensen (1976) indica toleíta de alto Fe. B) Diagrama de dispersão de elementos incompatíveis normalizados pelo MORB de Pearce (1984) com HFSE próximos ao MORB e enriquecimento em LILE.

de cisalhamento. Os cristais possuem granulação fina a média, forma xenoblástica, amebóide ou poligonal. Muitos deles estão recristalizados formando novos grãos por processo de rotação de subgrão. Deste modo, a paragênese e aspectos texturais indicam que estas rochas foram submetidas a condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito alto a granulito.

Algumas rochas ricas em epidoto e vênulas potássicas estiradas e sigmoidais também sugerem a percolação de fluídos nas rochas.

As análises litoquímicas destas rochas mostram padrões retilíneos de dispersão de elementos terras raras, para a maior parte das amostras, com enriquecimento cerca de 10 a 30 vezes maior que o condrito de Boynton (1984) (Figura 3.33 A). Algumas amostras apresentam anomalias negativas em Eu, e amostras de rochas granulitizadas apresentam padrão em *zig zag*, indicando que pode ter ocorrido abertura do sistema químico.

A distribuição de multielementos normalizados pelo N-MORB de Sun e McDonald (1989) apresentam uma razão LILE/HFSE baixa, assim como anomalias negativas de Nb, positivas de Pb, e Ti próximo a norma. Os valores de Nb e Pb indicam metasomatismo com rochas sedimentares do *slab* na zona de subducção. Os valores do Ti sugerem que não houve significativa contaminação crustal. As dispersões no diagrama indicam que a aporte químico heterogêneo, sugerindo fontes distintas para geração destas rochas (Figura 3.32 B).

O #Mg abaixo de 63 indicam que se tratam de rochas evoluídas de arco magmático, com significativa residência crustal, além de mostrar ao menos dois trends petrogenéticos distintos (Figura 3.34 A).

O diagrama de ambiência tectônica de Pearce et al., (2008) mostra padrões similares a basaltos tipo MORB e IAT (Figura 3.33 B). No diagrama de Swinden et al. (1989) as relações entre Nb/Th e Y, sugerem uma relação com ambiente de arco magmático (Figura 3.34 B).

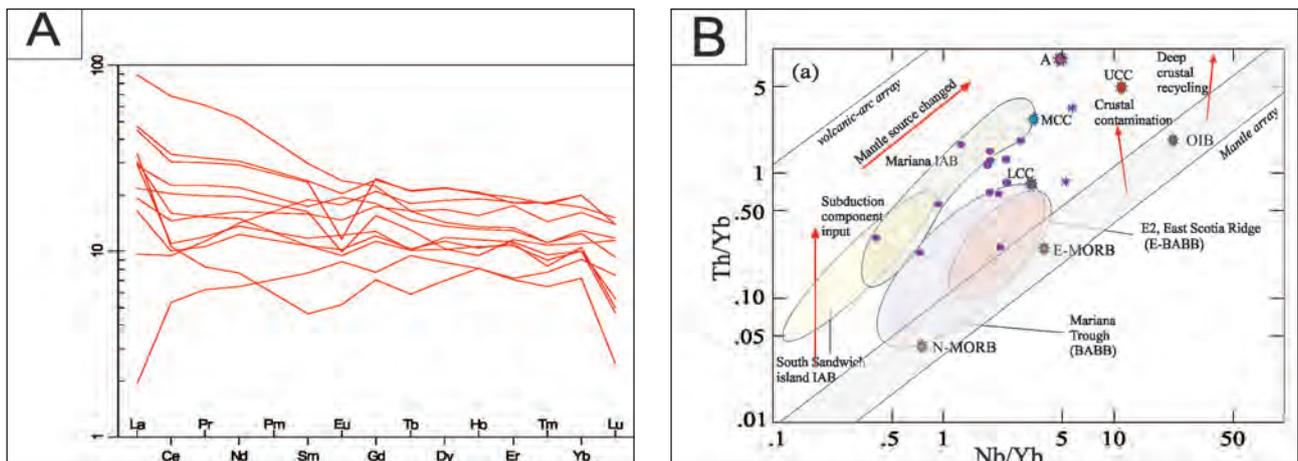


Figura 3.33 – A) Diagrama ETR normalizado pelo condrito de Boynton (1984). B) Diagramas de ambiência tectônica modificado de Pearce (2008) indicam basalto de arco vulcânico similar ao Arco das Marianas, mas com relativo espalhamento.

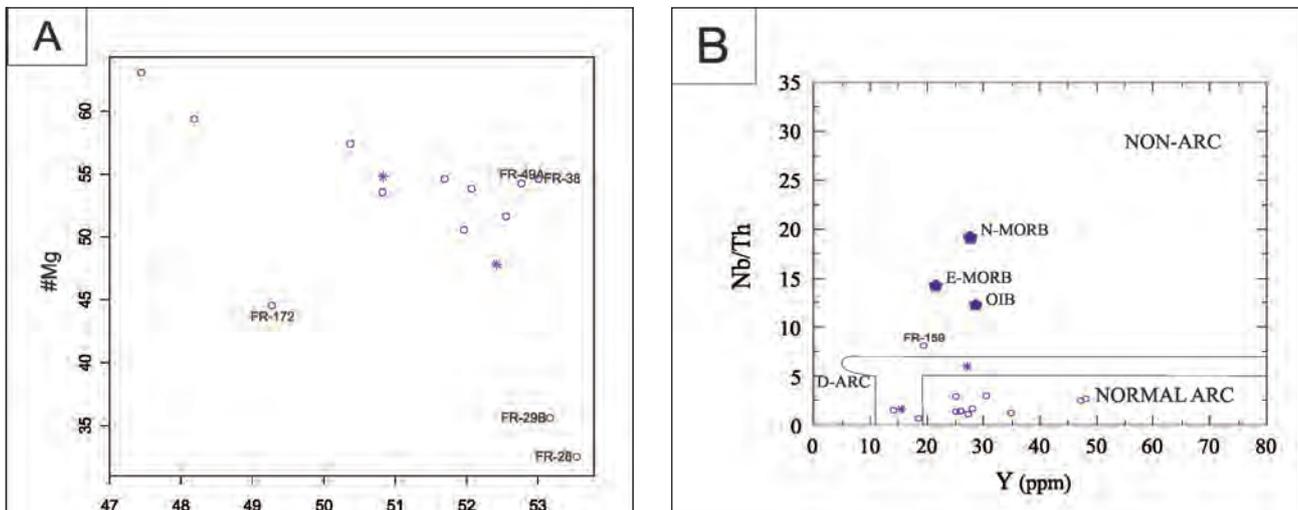


Figura 3.34 – A) Diagrama de numero de Mg mostra afinidade química das amostras em dois trends e #Mg abaixo de 63. B) Diagrama de ambiência tectônica de Swinden et al. (1989) indicam toleitos de arco.

Ocorre ainda um grupo de rochas com características litoquímicas similares às descritas acima, porém muito empobrecidas nos elementos incompatíveis e ETR. Essas rochas formam dois pequenos corpos na região norte da área e poderiam representar um fragmento mais primitivo desse conjunto máfico incorporado as rochas crustais do arco (Figura 3.35 e 3.36).

As características litoquímicas com padrões de toleitos de arco magmático, MORB e basaltos alcalinos (Cap 3.2.2.3.2) sugere quimismo híbrido, possivelmente relacionado um ambiente de arco ou bacias de back arc.

3.2.2.3.2- Anfibolitos tipo basaltos alcalinos (NP3porμ2)

Os anfibolitos tipo Basalto Alcalino ocorrem na forma de três corpos alongados inseridos

nas Unidades 2 e 3 do Complexo Porangatu. As principais rochas são os metaquartzo-diorito, metamonzodiorito e metagabro que apresentam cor negra, granulação média a grossa e texturas granoblástica e lepidoblástica. Os minerais predominantes são plagioclásio, microclínio, clinopiroxênio, biotita, hornblenda e quartzo. Titanita, alanita, monazita são os minerais acessórios (Figura 3.37 e 3.38).

A maior parte das rochas desta unidade foram submetidas a intenso processo de cisalhamento, exibindo deformação intercrystalina, forte extinção ondulante, alinhamento de minerais prismáticos e micáceos ao longo da foliação. Porém, um dos corpos ainda preserva textura granular (Figura 3.37 B).

O clinopiroxênio (10-20%) possui granulação média a grossa, formas granulares ou alongadas,

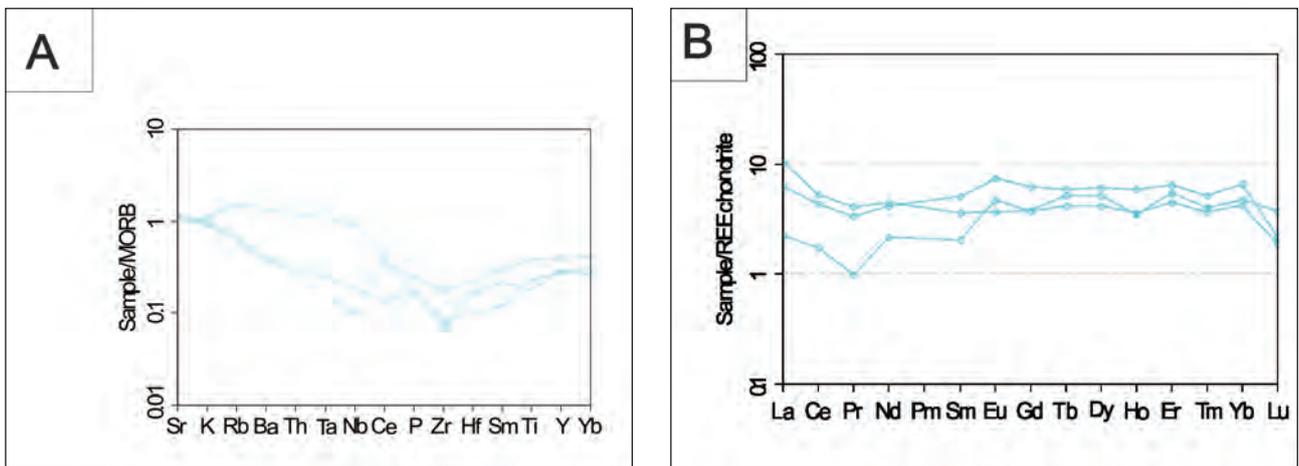


Figura 3.35 – A) Diagrama de dispersão de elementos incompatíveis normalizados pelo MORB de Pearce (1984) a maioria das amostras apresentam valores abaixo do MORB. B) Diagrama ETR, normalizado pelo condrito de Boynton (1984) evidencia trend retilíneo e com enriquecimento de menos de 10 vezes em relação a norma.

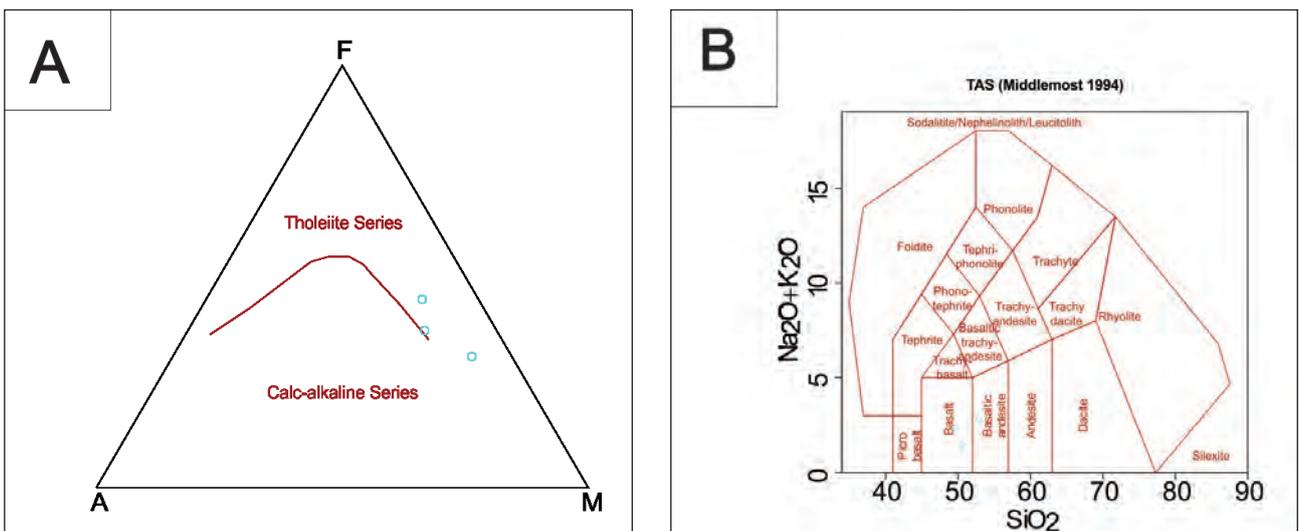


Figura 3.36 – A) Diagrama AFM mostrando rochas com valores moderados de Fe e Mg. B) Diagrama TAS, indicando composição de basalto e basalto andesito.

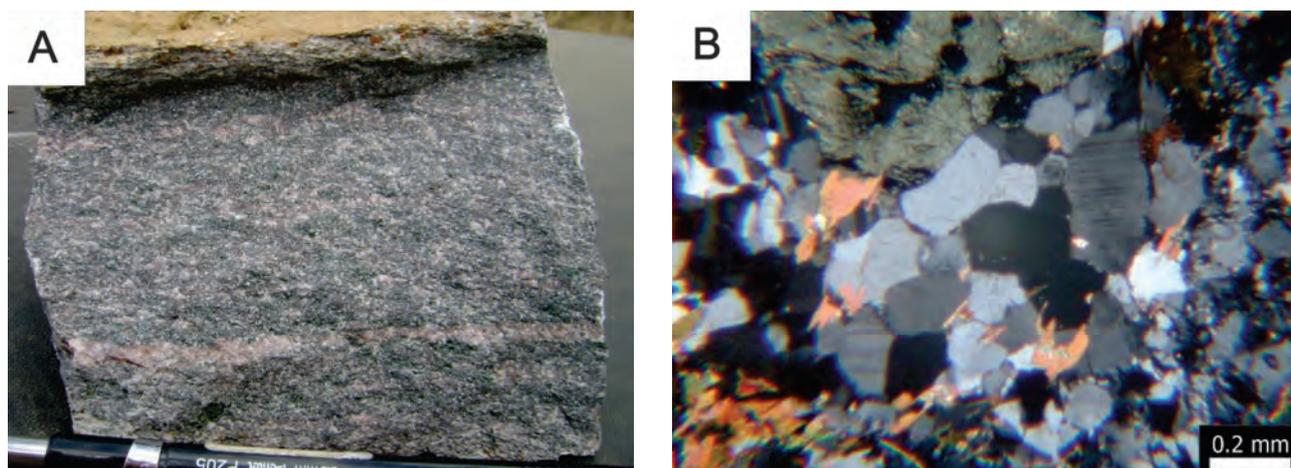


Figura 3.37 – A) Metadiorito cortado por nódulos potássicos deformados (amostra FR-50). B) Fotomicrografia de meta-quartz monzodiorito com cristais de plagioclásio poligonais sugestivo de processos de recristalização (amostra FR-39B) (Pol X).

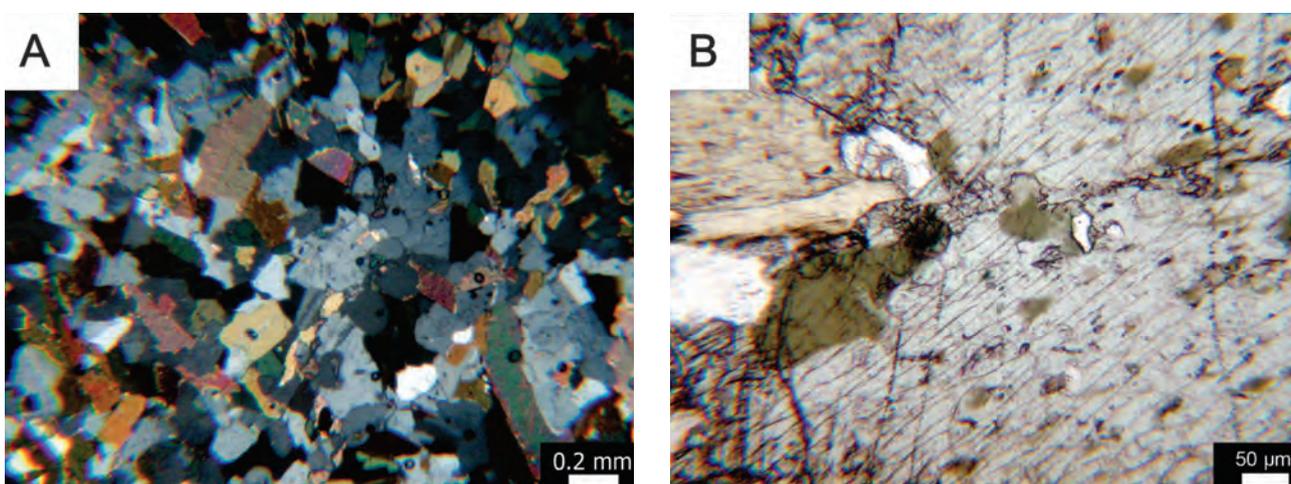


Figura 3.38 – A) Fotomicrografia de quartz diorito com trama homogênea (amostra FR-71). B) Fotomicrografia de metaquartz gabro onde se observa processo de uralitização nos cristais de piroxênio (amostra FR-45 A) (Pol //).

cores verde pálida a incolor e cores de interferência não ultrapassando o amarelo de 1ª ordem. Alteração para hornblenda é frequente nas bordas e ao longo das clivagens.

O plagioclásio (cerca de 50%) mostra granulação média a grossa, formas hipidioblásticas a poligonais, com ou sem maclas polissintéticas e forte extinção ondulante. Os cristais apresentam contatos fortemente serrilhados ou interlobados devido ao avançado processo de migração de borda de grãos a que os cristais foram submetidos. Mirmequita no contato com a microclina, maclas de deformação e subgrãos são também comuns.

O microclínio (0-10%) exibe granulação fina, intensa extinção ondulante, forma hipidioblástica, maclas em xadrez muito difusas e intercrescimento pertítico. Sua distinção do plagioclásio não maclado é bastante difícil.

A biotita (5-20%) apresenta-se fortemente orientada, com granulação fina, tonalidade castanha,

as vezes associada ao clinopiroxênio e com alguns cristais transformados em clorita.

O quartz (0 a 10%) apresenta granulação fina, formas xenoblásticas e não apresenta deformação interna.

A hornblenda (5-15%) geralmente ocorre fortemente orientada e associada a biotita. Apresenta granulação fina, formas granulares ou subédricas, pleocroísmo em matizes de verde oliva, verde claro e castanho. Pode ocorrer também em bordas e fraturas de alteração em cristais de clinopiroxênio pelo processo de uralitização.

As análises litoquímicas de 4 amostras desta unidade indicam que são empobrecidas em Fe e ricas em álcalis (Figura 3.39), mostram padrão de dispersão de elementos incompatíveis condizente com basaltos intraplaca (Figura 3.41). Altos valores de LILE no diagrama de dispersão normalizado pelo MORB sugerem contaminação crustal (Figura 3.40).

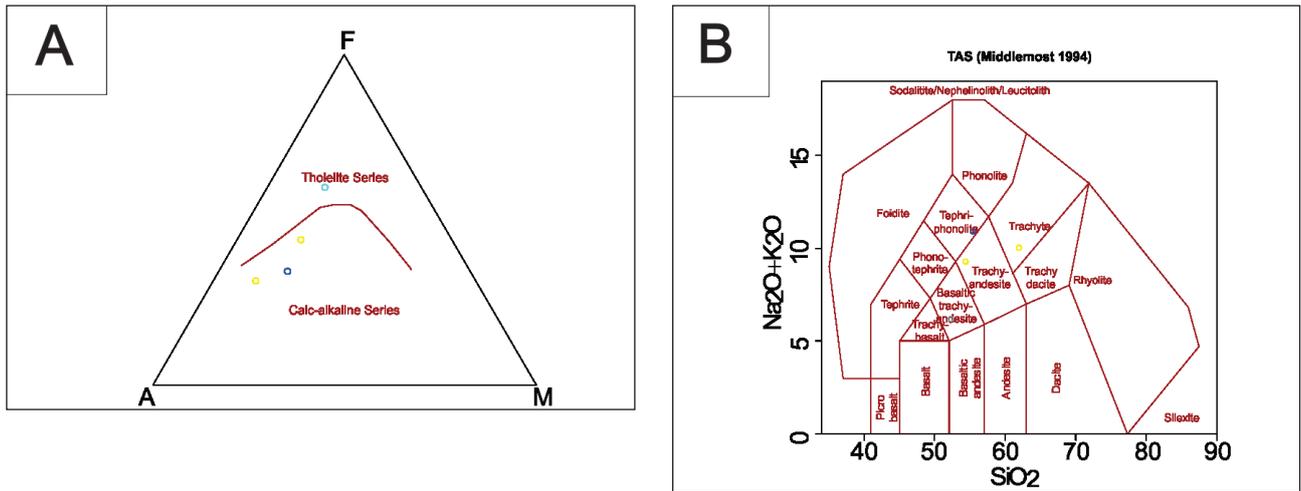


Figura 3.39 – A) Diagrama AFM. B) Diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1994) indicando filiação cálcio-alkalina a alcalina e composição traquiandesítica e tefrifonolítica.

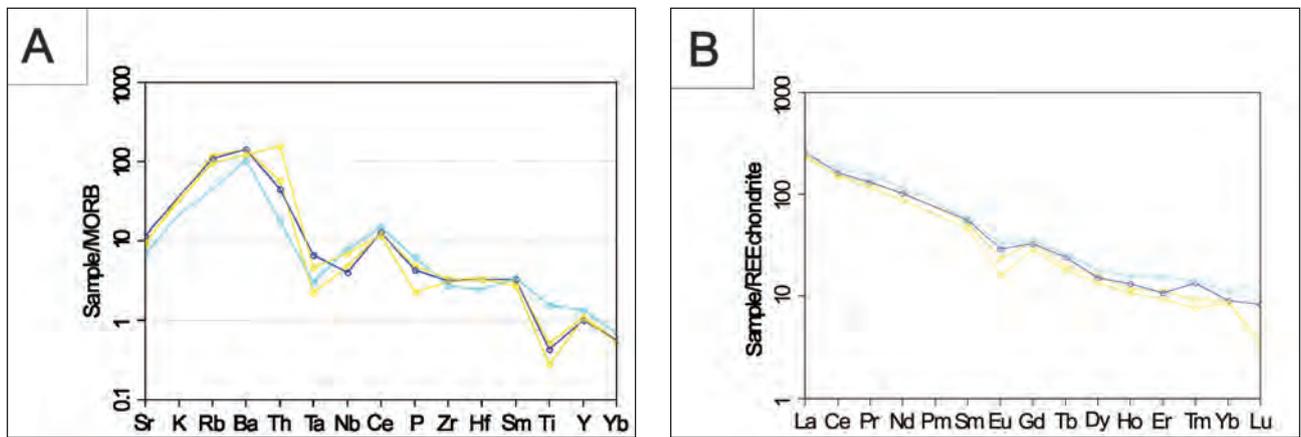


Figura 3.40 – A) Diagrama de dispersão de elementos incompatíveis (Pearce, 1983) valores altos de LILE e anomalias negativas em Nb, Ta e Ti indicando compatibilidade com rochas intraplaca. B) Diagrama ETR normalizado pelo codrito Boynton (1984) mostram enriquecimento em ETRL e alto fracionamento.

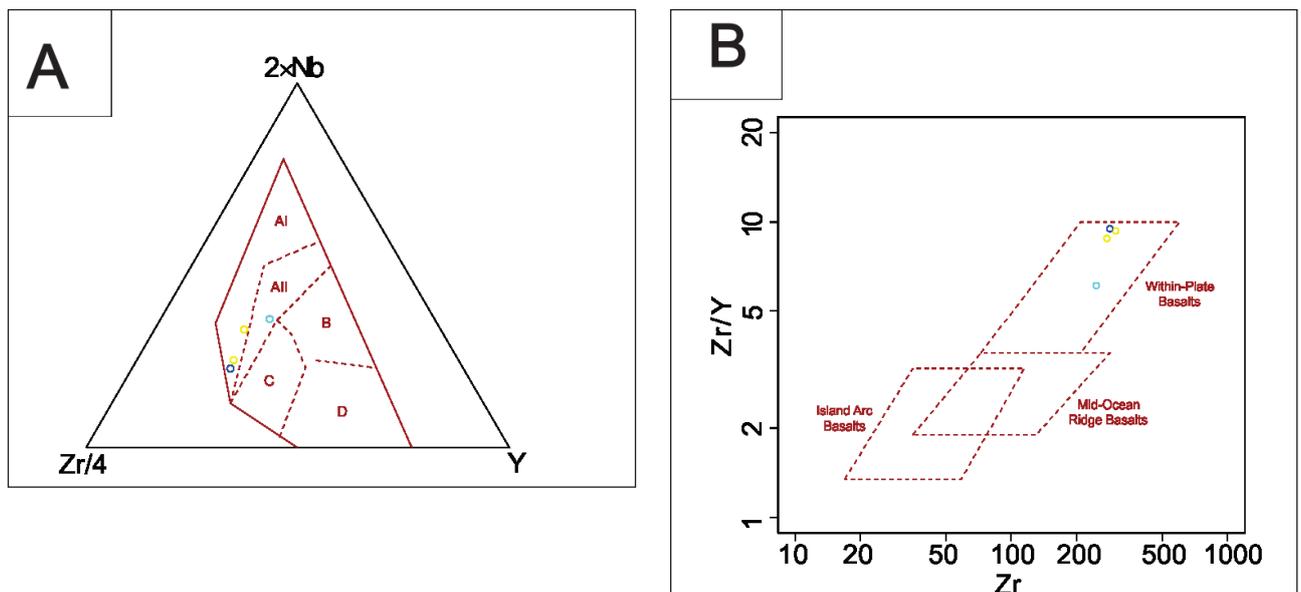


Figura 3.41 – A e B) Diagramas de ambiência tectônica (MESCHEDÉ, 1986; PEARCE; NORRY, 1979) confirmam ambiente intraplaca para basaltos. Legenda Figura A: Al - basaltos alcalinos intraplaca, AII - toleitos intraplaca, B-E -MORB, C - toleitos intraplaca e basaltos de arco de ilha, D - N-MORB e basaltos de arco de ilha.

O gráfico de ETR normalizado pelo condriccto mostra um padrão semelhante entre as amostras caracterizado por alto fracionamento entre ETRI e ETRP e uma suave anomalia negativa de Eu (Figura 3.40B).

As análises litoquímicas mostram composições que não correspondem as descrições petrográficas, porem indicam um padrão litoquímico distinto, possivelmente relacionados a um episodio magmático não muito expressivo no final da colisão continental (Figura 3.41).

3.2.3 - SUÍTE NOVO PLANALTO (NP3y2m)

Diversos corpos graníticos de assinatura tardi a pós tectônicos relacionados à Orogenia Brasileira ocorrem ao longa da Província Tocantins. Estas rochas apresentam idades variando entre 540-500 Ma e apresentam diferentes denominações dependendo da região que foram estudadas.

No presente trabalho os corpos que apresentam esta assinatura e que estão localizados na circunvizinhança de Novo Planalto foram agrupados na Suíte Novo Planalto. Esta suíte é representada por cinco corpos graníticos e diques métricos distribuídos pela área. Os cinco corpos maiores são intrusivos nos gnaisses do Complexo Porangatu e apresentam formatos elipsoidais a sigmoidais em planta. Os granitos Infusão, Gutupá e Dois Irmãos estão orientados segundo a direção NE-SW, enquanto os granitos Água Parada e Pouso mostram orientação NW-SE. Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos e formam suaves elevações ou até serras, a exemplo do Morro Dois Irmãos. As rochas exibem faturamento ortogonal e aspecto maciço. O contato destes corpos com as demais unidades normalmente não foram visualizados em campo, devido principalmente a coberturas pedológicas. Seus limites foram traçados através dos mapas gammaespectométricos que indicam para essas rochas altos valores nos canais de Contagem Total, Tório e Urânio, bem como tonalidades branco azuladas no mapa de RGB (R=K, G=Th, B=U)(Tabela 3.2). O Granito Água Parada, foi delimitado a partir das suas respostas semelhantes aos demais corpos

nos diferentes produtos geofísicos, visto que a região apresenta extensa cobertura pedológica.

Os granitos Gutupá, Dois Irmãos, e Pouso são constituídos por biotita monzogranitos finos a grossos, isotropos ou com leve deformação, maciços, homogêneos e fraturados ortogonalmente e com cores variadas (brancas, roseas e cinzas) (Figura 3.42). Predominam texturas granulares e porfiríticas e são constituídas essencialmente por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Os minerais acessórios são zircão, titanita, apatita, granada, carbonatos e hornblenda.

No Granito Gutupá foram visualizadas texturas do tipo antirrapakivi caracterizada por cristais de plagioclásio arredondados de cor rosa envolvidos por cristais de K-F branco (Figura 3.42 B).

No Granito Dois Irmãos são observados autólitos centimétricos e esféricos de biotita monzogranitos mais ricos em biotita, com granulação fina e coloração cinza escuro. Localmente aparecem xenólitos alongados de hornblenda biotita tonalitos foliados (Figura 3.44).

Para esta unidade foram descritas 20 lâminas delgadas. De forma genérica, a microclina (25-48%) apresenta formas subédricas, maclas xadrez, intercrescimento pertítico e mirmequitas nos contatos com os plagioclásios, além de inclusões de quartzo e biotita (Figura 3.46).

O plagioclásio (15-35%) exibe formas subédricas maclas polissintéticas, zonamento ígneos e mirmequitas e cristais sericitizados (Figura 3.45).

O quartzo (21-35%), anédrico e as vezes granular, geralmente preenche os interstícios entre os cristais de feldspato. Nas rochas submetidas a processos deformacionais observam-se extinção ondulante, fraturamento e estiramento dos grãos.

A biotita (4-15%) ocorre sob a forma de lamelas tabulares de cor verde a castanho e geralmente não apresentam uma direção preferencial, pontualmente ocorre hornblenda associada (Figura 3.45 e 3.46).

O Granito Infusão apresenta algumas particularidades que o distingue dos demais corpos, destacando-se dentre elas, o formato sigmoidal em planta e composição mais heterogênea (sienogranitos,

Tabela 3.2 – Características dos corpos da Suíte Novo Planalto.

#	NOME DO CORPO	ORIENTAÇÃO	TAMANHO (Km ²)	PRINCIPAIS LITOTIPOS
1	Infusão	NE-SW	215,0	Hornblenda biotita granitos gnaisses
2	Gutupá	NE-SW	29,0	Biotita Monzogranito
3	Dois Irmãos	NE-SW	9,7	Biotita Monzogranito
4	Água Parada	NW-SE	54,0	Biotita Monzogranito
5	Pouso	NW-SE	22,0	Biotita Monzogranito

monzogranitos e quartzo monzogranitos com hornblenda e biotita). Os processos deformacionais são mais expressivos sendo comuns gnaissificação e milonitização (Figura 3.43 A). Na sua borda leste há evidências de mistura mecânica entre hornblenda

biotita monzogranitos e quartzo dioritos (Figura 3.43 B).

Foram realizadas 16 análises químicas em amostras desta unidade. O diagrama de TAS (COX et al., 1979) indica rochas de composição ácida,

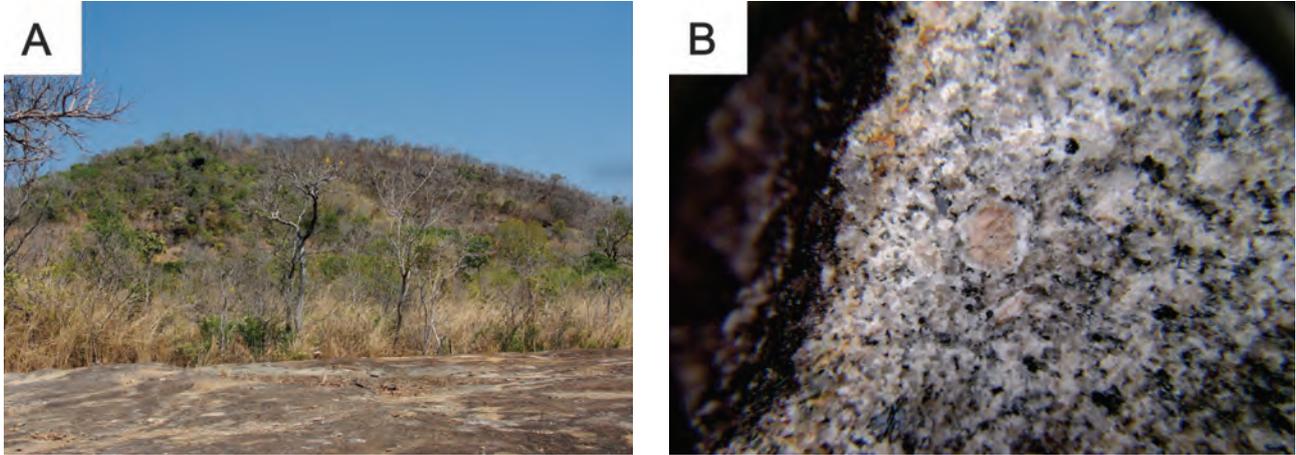


Figura 3.42 – A) Afloramento típico do Granito Dois Irmãos (ponto FR-183); B) Biotita monzogranito médio, com textura antirapakivi (amostra FR-79).

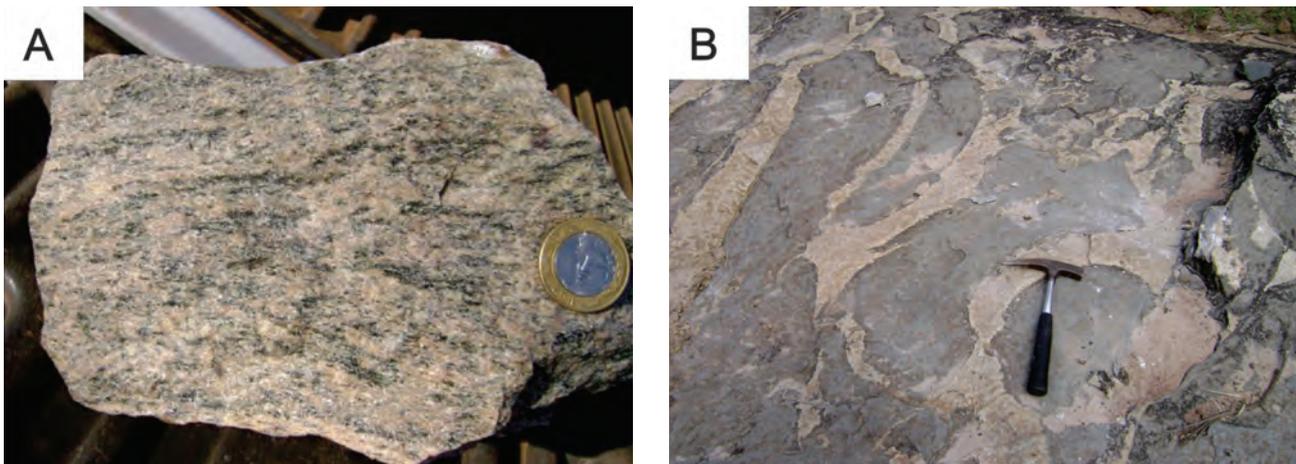


Figura 3.43 – A) Biotita-hornblenda sienogranito gnaisse do Granito Infusão (amostra FR-83). B) Evidências de mistura mecânica entre hornblenda-biotita monzogranito do Granito Infusão e quartzo diorito.

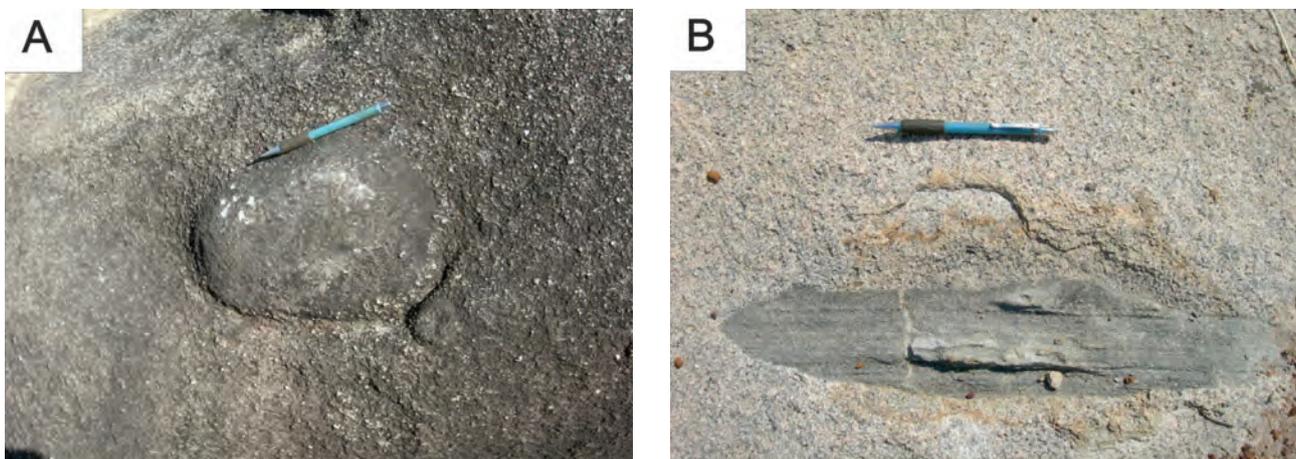


Figura 3.44 – A) Autólito de Biotita monzogranito (ponto FR-180). B) Xenólito de anfibolito foliado em Biotita monzogranito médio.

em sua maioria granitos (Figura 3.48 A). O gráfico AFM evidencia uma tendência cálcio-alcálica rica em álcalis (Figura 3.47 A). No diagrama A/CNK é ressaltado o caráter meta e peraluminoso (Figura 3.47 B). No diagrama de litoambiência de Pearce (1983) as amostras plotam na junção tríplice do diagrama e também indicam o campo dos granitos pós-colisionais (Figura 3.48 B). O gráfico de ETR normalizado pelo condrito de Boynton (1984) mostra um enriquecimento de até 500 vezes em ETR leves e até 80 vezes nos ETR pesados. A razão média La/Yb é 38,2 indicando um alto fracionamento entre ETR leves e pesados. Além disso, a forte anomalia negativa em Eu parece refletir a predominância de K feldspatos em relação ao plagioclásio nas amostras (Figura 3.49 B). O diagrama de elementos incompatíveis, normalizado pelo MORB, mostra padrão químico semelhante entre as amostras, com enriquecimento nos elementos de grande raio iônico (K, Rb, Ba e Th) e empobrecimento em elementos de alto potencial iônico (Ta, Nb, Zr, P e Ti). Este padrão

é comum em magmatismo cálcio-alcálico gerado em ambientes de subducção (Figura 3.49 A).

A partir da datação U-Pb em zircão da amostra FR-176A do corpo Gutupá foram obtidos dois grupos de zircões com idades distintas. O primeiro grupo apresentou idade de 582 ± 31 Ma e o segundo menos representativo obteve idade de 511 ± 3 Ma (Figura 3.50). A idade isotópica Sm-Nd para a mesma amostra mostrou TDM de 1.446 Ma e $\epsilon_{Nd}(t)$ de -7,1. Tendo em vista o contexto tectônico do corpo atribuí-se a idade de cristalização sendo de 511 ± 3 Ma para este corpo, e a idade mais antiga pode ser uma herança das rochas provavelmente do Complexo Porangatu que deram origem a este magma. Os dados Sm-Nd também indicam possível fonte crustal para o magma, todavia com contaminação por rochas mais antigas.

Tendo em vista os dados apresentados considera-se que as rochas desta unidades estão relacionadas a um magmatismo tardi a pós tectônico do final da Orogenia Brasileira.

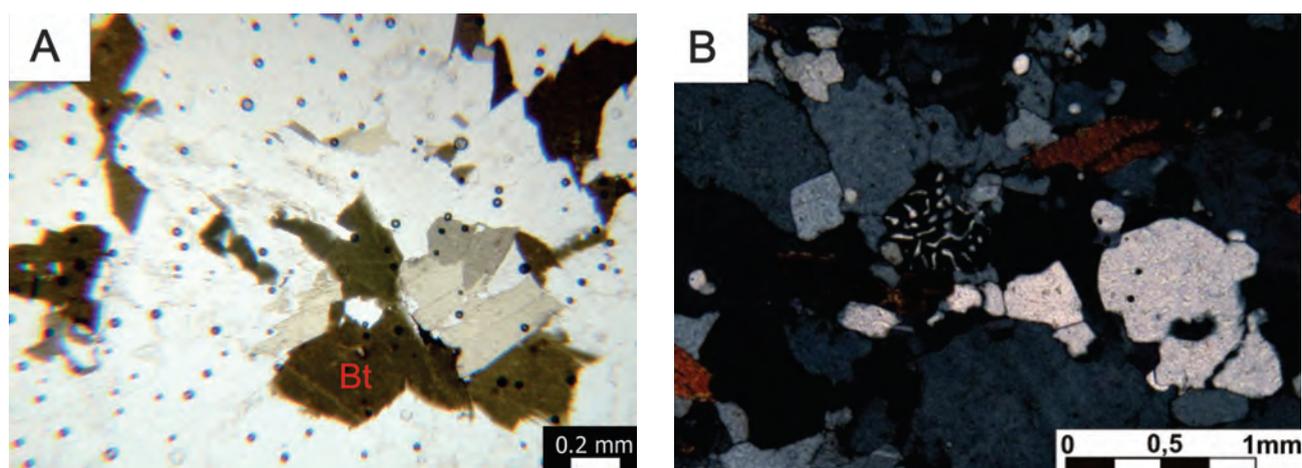


Figura 3.45 – A) Aspecto geral dos biotita monzogranitos, mostrando textura granular e granulação média (Granito Gutupá), (amostra FR-61) (Pol//). B) Textura mimerquítica em biotita monzogranito, (amostra FR-182) (PolX).

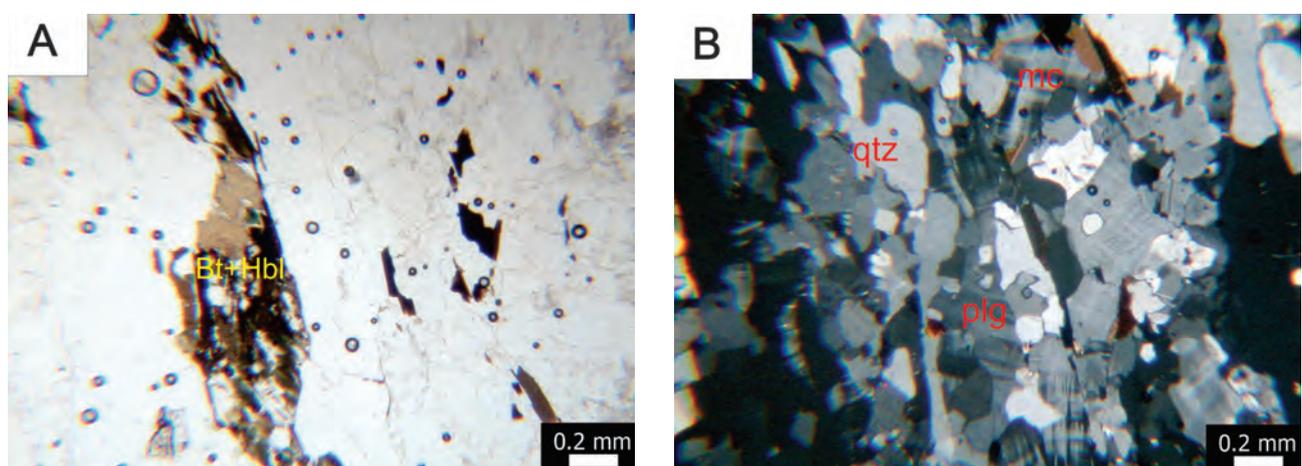


Figura 3.46 – A e B) Hornblenda-biotita sienogranito médio (Granito Infusão), com orientação dos cristais lamelares de biotita, hornblenda microclina, plagioclásio e quartzo, (amostra FR- 83) (Pol// e X).

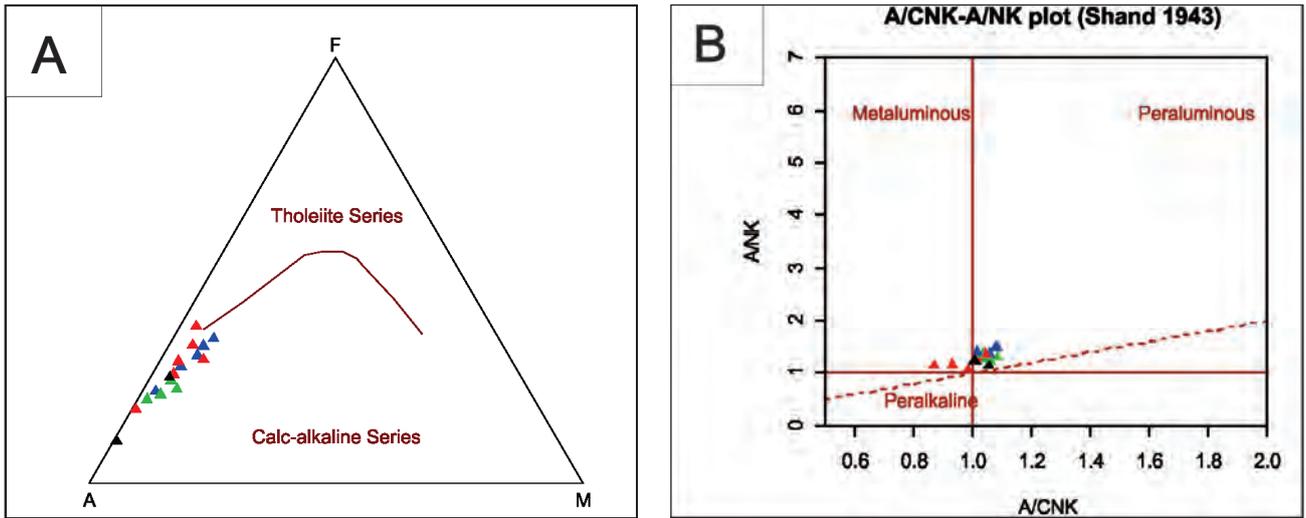


Figura 3.47 – A) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971).
B) Diagrama de Shand (1943) (Legenda como na figura 3.49).

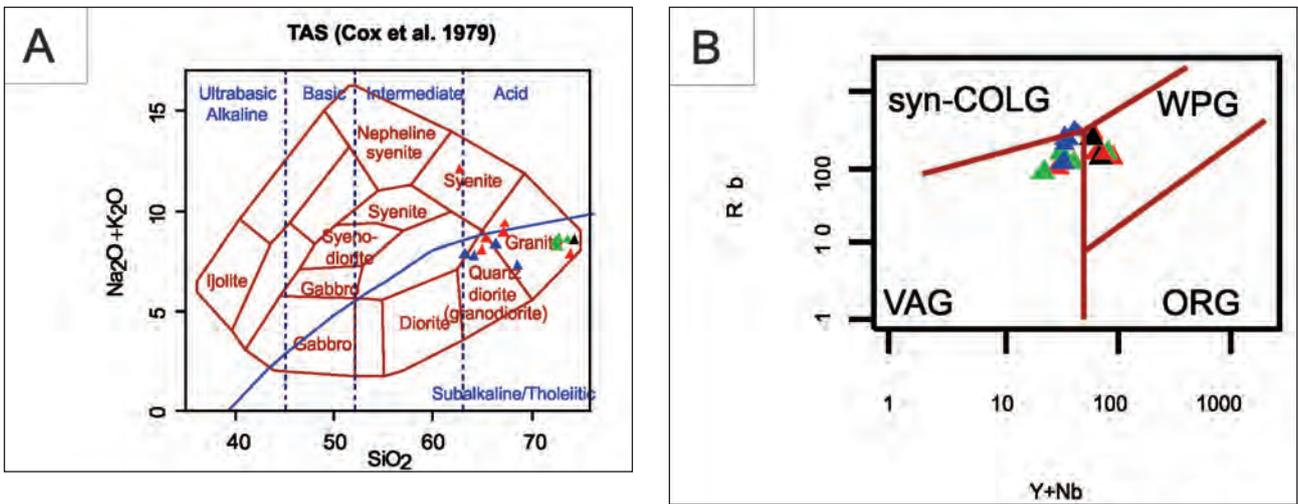


Figura 3.48 – A) Diagrama TAS (COX et al., 1979).
B) Diagrama de ambiência tectônica (Pearce, 1983) (Legenda como na figura 3.49).

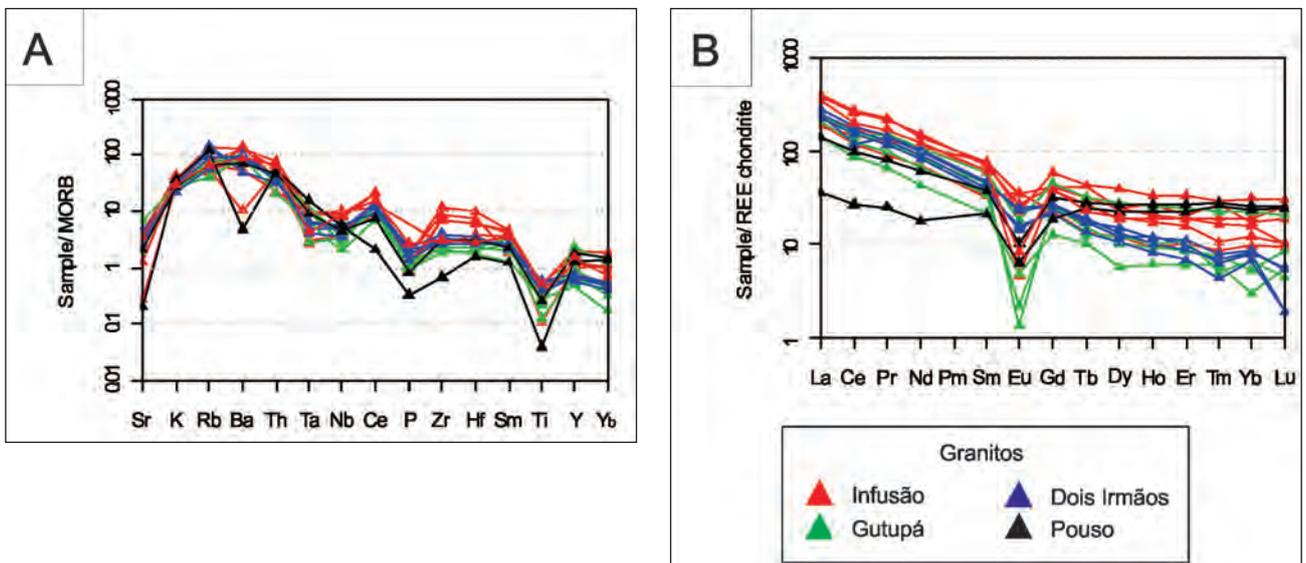


Figura 3.49 – A) Spidergrama de elementos traço versus MORB Pearce (1983).
B) Diagrama de ETR normalizado ao condrito de Boynton (1984).

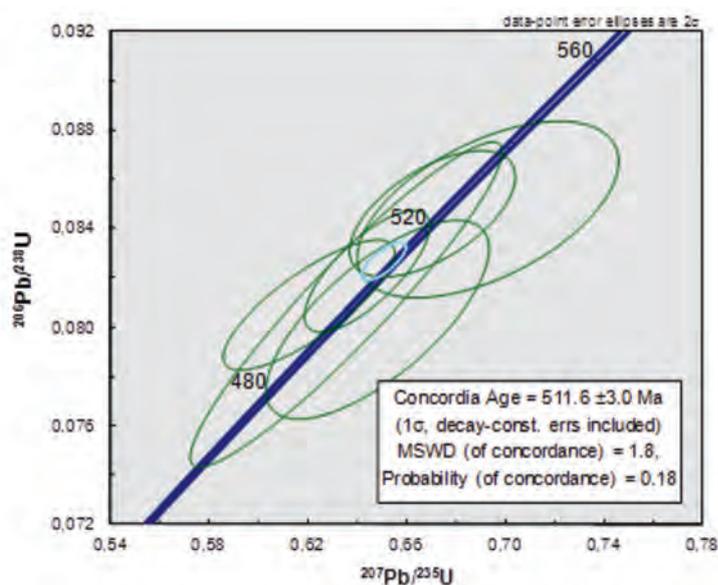


Figura 3.50 – Digrama de concórdia de datação U-Pb em zircão da amostra FR-176A, mostrando intercepta a 511 ± 3 Ma.

3.2.4 - Unidade Rio Pintado (E3rp)

A Unidade Rio Pintado é constituída por faixas de paragneisses quartzo-feldspáticos, que representam metagrauvacas, metaarcóseos localmente metacalcissilicáticas que ocorrem intercaladas as rochas do Complexo Porangatu. Os corpos são alongados e apresentam orientações preferenciais NE-SW e localmente NW-SE.

Neste unidade as principais rochas identificadas foram microclínio augen gnaise, biotita augen gnaise milonítico e hornblenda augen gnaise. De forma geral estas rochas são caracterizadas por porfiroclastos e porfiroblastos envolvidos por bandas gnáissicas milimétricas a centimétricas de cores verde, cinza ou preta (Figuras 3.51, 3.52 e 3.53).

Os porfiroclastos são de plagioclásio, microclínio e quartzo, podem chegar a 2 centímetros de

comprimento apresentam formato subédrico arredondado, por vezes estirado, rotacionado e geralmente com sombra de pressão assimétrica. Localmente observam-se porfiroblastos de hornblenda, titânita e alanita. Nestas rochas predominam bandas gnáissicas quartzo feldspáticas de granulação fina à média, que também podem ser ricas em hornblenda, biotita e titanita.

A análise petrográfica mostra que as metagrauvacas e os metaarcóseos são compostas essencialmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, hornblenda e biotita. As metacalcissilicáticas apresentam também titânita, alanita e epidoto.

A biotita apresenta cor castanha e vermelha pleocróica e ocorre na forma de lamelas de granulação fina orientada (Figura 3.55 B). A hornblenda apresenta cor verde oliva pleocróica também orientada na foliação, nas metacalcissilicáticas ocorre como porfiroblastos com textura tipo fish. Na calcissilicática observa-se também finas lamelas de mica branca orientadas.

O quartzo pode ocorrer como cristais anédricos de granulação fina à média nos bandamentos quartzo-feldspatos, nas bandas cisalhadas apresentam intenso estiramento e recristalização (Figura 3.54B). Como porfiroclastos apresenta formato arredondado.

O plagioclásio e a microclína, na matriz, ocorrem como cristais subédricos a anédricos, ou como porfiroclastos rotacionados, algumas rochas podem apresentar texturas do tipo *mineral fish* (Figuras 3.54 A e 3.55 A).

Os principais acessórios são zircão euédrico alongado e orientado na foliação, titânita



Figura 3.51 – A) Augen gnaise paraderivado (Afloramento FR-197). B) Detalhe dos porfiroclastos e porfiroblastos de microclínio rotacionados (Afloramento FR-197).

com forma romboédrica, alanita com halos de metamictização, granada poiquilítica, epidoto, grafita e carbonato.

Para esta unidade foram realizadas 10 análises químicas. O diagrama de classificação para paraderivadas mostra que as rochas desta unidade apresentam protólito com composição variando entre grauvaça e arcóseo (Figura 3.56). O diagrama de elementos incompatíveis normalizados pelo ORG mostra um padrão muito semelhante entre as amostras, neles há enriquecimento relativo em LILE (K, Rb, Ce, Sm, Ba e Th), os elementos HFSE, também apresentam enriquecimento, todavia menos acentuado, com anomalias negativas de Ti e P (Figura 3.57 A). O diagrama de ETR, normalizado pelo condrito, também exibe padrão muito semelhante entre as amostras. De um modo geral elas apresentam enriquecimento em ETRs leves em relação aos ETRs pesados e uma forte anomalia negativa de Európio. (Figura 3.57 B). O diagrama de litoambiência de Bhatia (1983) mostra uma

maior concentração no campo dos sedimentos relacionados a uma margem continental ativa, todavia algumas amostras situam-se próximas ao campo de margens passivas e a metacalcissilicática está no campo dos arco de ilha oceânico (Figura 3.58).

A datação U-Pb do augen gnaisse paraderivado (Amostra FR-59) mostra três populações de zircões com idades distintas: 719 ± 9 Ma, 662 ± 9 e 498 ± 9 Ma (Figura 3.59). A análise Sm-Nd desta amostra obteve idade modelo TDM de 0,9 Ga e $\epsilon Nd_{(700)} + 3,63$. Interpretam-se que as populações de idades 719 e 662 Ma são herança dos protólitos que deram origem a rocha. A idade de 498 Ma possivelmente está relacionada a evento termo tectônico associado ao Lineamento Transbrasiliano.

As composições minerais, texturas e padrões litoquímicos dos paragnaises sugerem como protólitos sedimentos imaturos (proximal) do tipo grauvaça e arcóseo para maior parte das rochas. A granulação média a grossa dos porfiroclastos

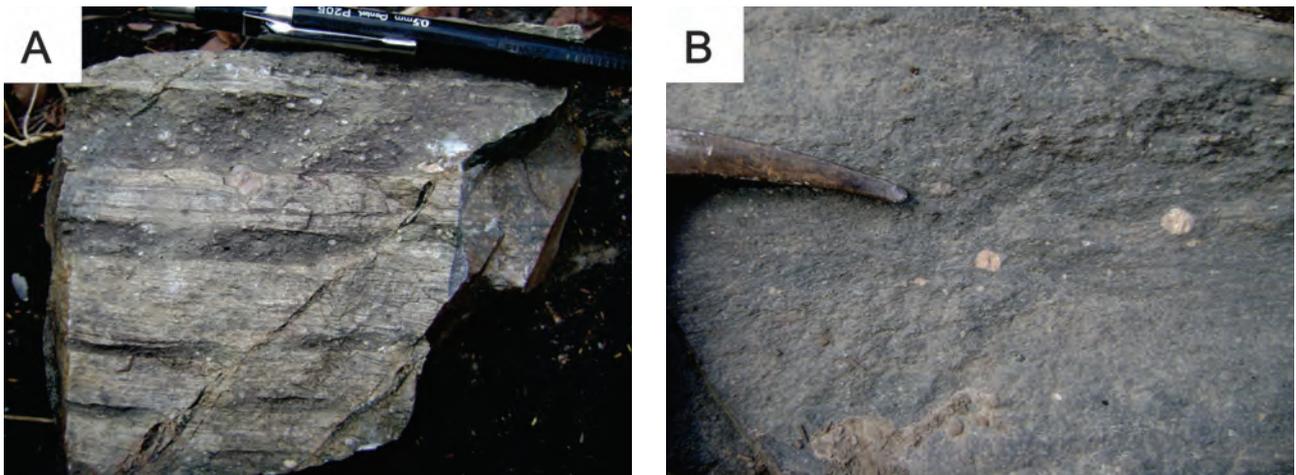


Figura 3.52 – A) Augen paragnaisse de cor cinza escuro intercalado com paragnaisse fino. B) Detalhe do augen paragnaisse mostrando porfiroclastos arredondados rotacionados em matriz fina (Afloramento FR-57).

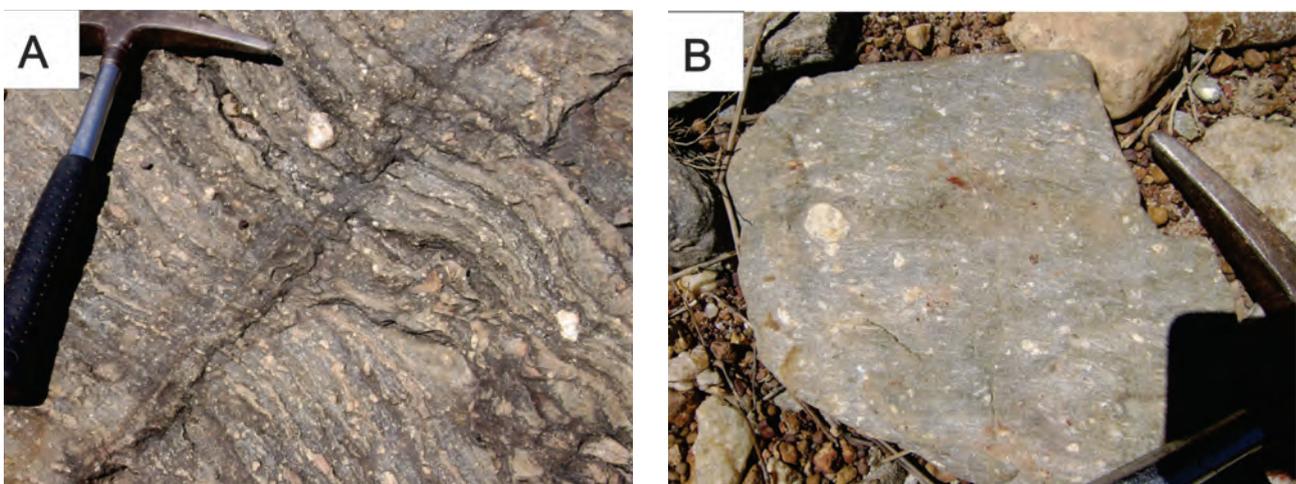


Figura 3.53 – A) Augen gnaisse paraderivado (Afloramento FR-59). B) Detalhe da mesma rocha.

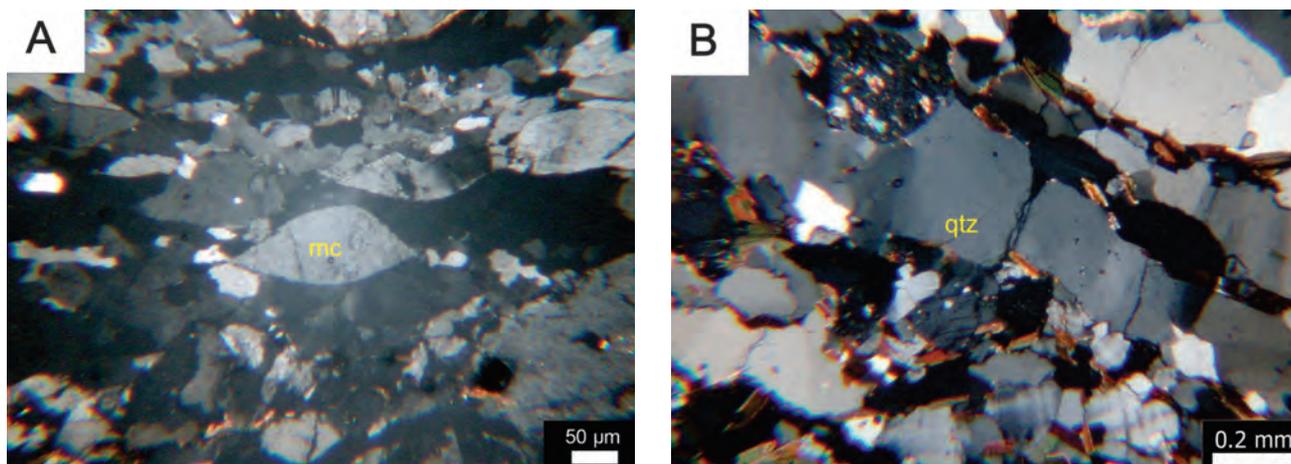


Figura 3.54 – A) Augen gnaiss paraderivado com porfiroclasto de microclina extremamente deformados com formato “fish” (amostra FR-29). B) Cristais de quartzo fortemente estirados em bandamento gnáissico (amostra FR-31).

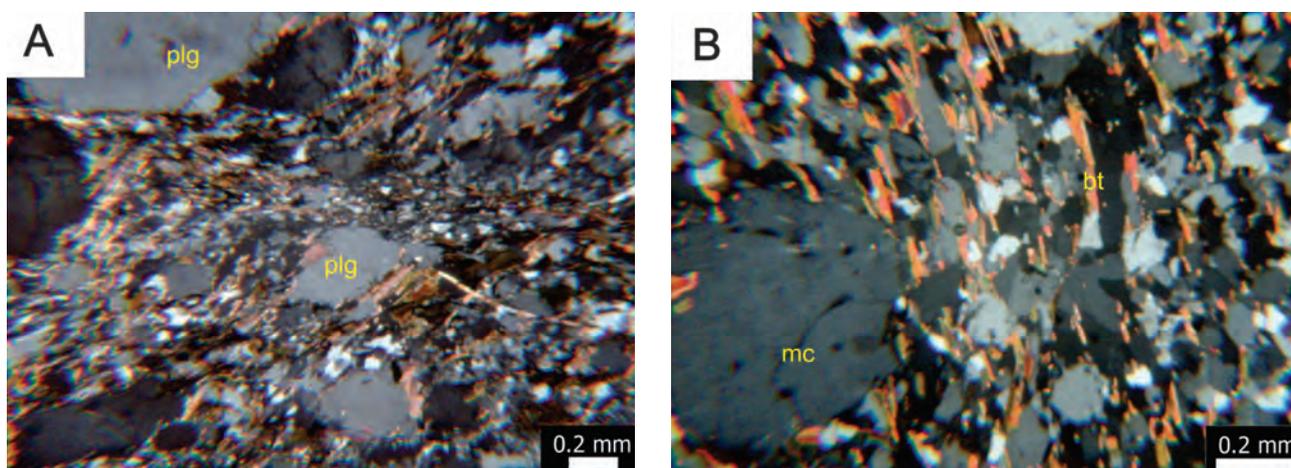


Figura 3.55 – A) Textura porfiroclástica em augen gnaiss paraderivado (amostra FR-58). B) Augen gnaiss com textura porfiroclástica evidenciada por cristais de microclina arredondados e rotacionados e matriz granolepidoblástica marcada pela orientação de biotitas e cristais de plagioclásio, quartzo e microclínio granoblástico (amostra FR-59).

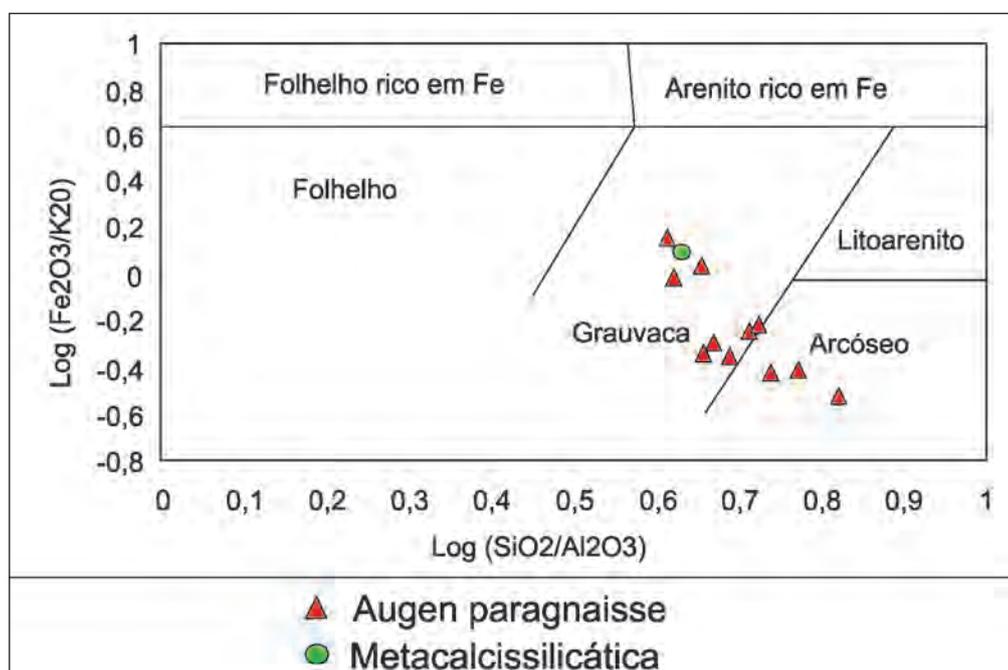


Figura 3.56 – Diagrama de classificação geral para metassedimentos (HERRON, 1988).

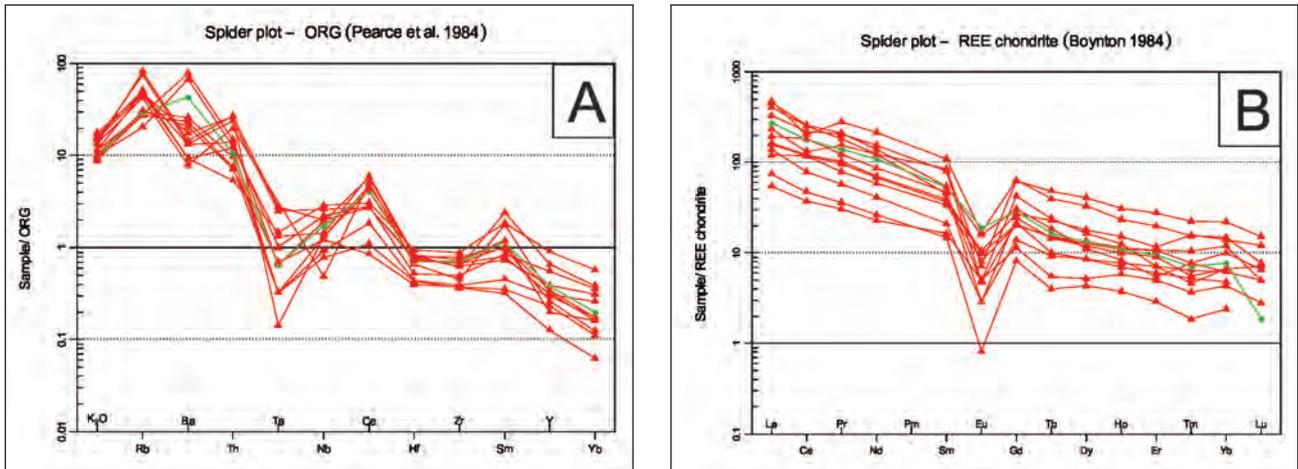


Figura 3.57 – A) Spidergrama de elementos traço versus ORG de Pearce (1983).
B) Diagrama de ETR normalizado ao condrito de Boynton (1984).

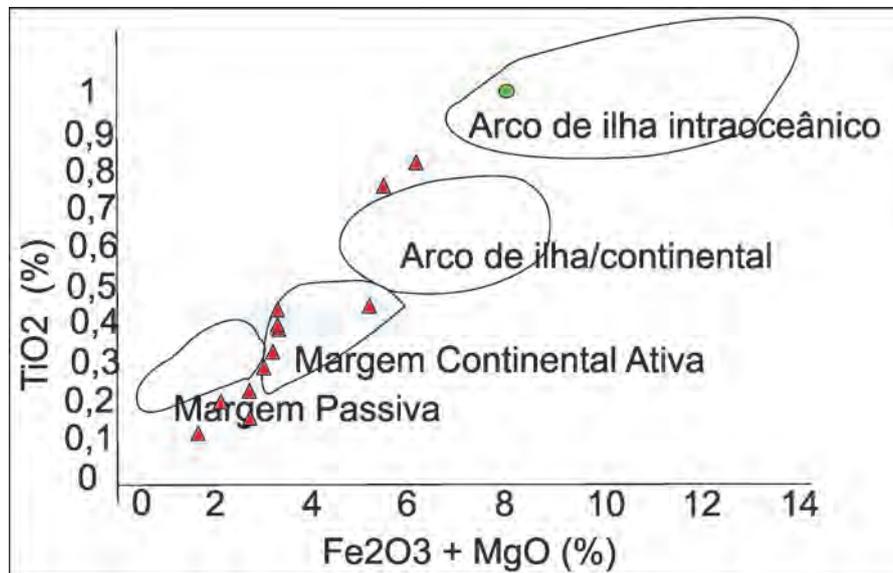


Figura 3.58 – Diagrama de ambientes geotectônicos para metassedimentos de Bhatia (1983) com os pontos da Unidade Rio Pintado.

de feldspato corroboram com esta interpretação. Os padrões de LILES/HFSE e ETR sugerem fontes de natureza granítica (riolítica) de ambiente de arco magmático. Os agrupamentos de zircão com intervalos de idade U-Pb de 660 e 720 e a idade modelo TDM de 0,9 Ga (amostra FR-59) sugerem fontes de idade do Neoproterozoico. O $\epsilon Nd_{(700)} + 3,63$ sugere que os protólitos destas rochas tem natureza juvenil.

Os padrões deformacionais e de recristalização mineral implicam um regime dúctil com metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito superior, provavelmente decorrentes

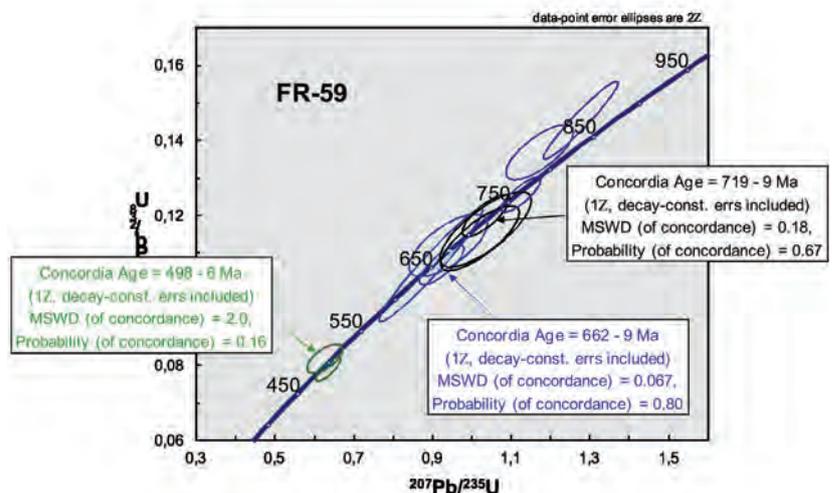


Figura 3.59 – Diagrama de concórdia de datação U-Pb em zircão de augen gnaisse paraderivado (Amostra FR-59).

da implantação do Lineamento Transbrasiliano. A idade U-Pb de 498 Ma em zircões de rocha desta unidade pode estar relacionada a recristalização dinâmica relacionada à esta estrutura. Este conjunto de fatores permitem associar esta unidade a um ambiente de bacia intramontana do Arco magmático de Goiás.

3.3 - FAIXA ARAGUAIA - GRUPO BAIXO ARAGUAIA - FORMAÇÃO XAMBIOÁ (NP2x)

O termo Formação Xambioá foi usado por ABREU (1978) para descrever espesso pacote de xistos aflorantes ao longo da estrada entre Xambioá e Vanderlândia, posicionados sobre os litotipos da Formação Morro do Campo. Outros autores estudaram estas rochas destacando-se Silva (1980), Macambira (1983), Santos et al. (1984) e Montalvão (1985).

É representada basicamente por muscovita-biotita-quartzo xisto, biotita xisto e granada-mica xisto com ou sem cianita e estauroлита. Localmente notam-se intercalações de grafita xisto, mármore e anfíbolito que ocorrem como camadas lentiformes de tamanhos variados (FIGUEIREDO;GORAYEB, 2009).

Na cartografia da Folha Xambioá Souza e Moreton (1995) descrevem granada-quartzo-biotita-muscovita xisto, sericita xisto, muscovita-biotita quartzito e quartzito granadífero, intercalados a epidoto quartzo-biotita xisto, sericita-clorita-quartzo xisto e quartzito metamorfizados na fácies xisto verde a anfíbolito. Contendo forte foliação transposta e dobramento em regime de cisalhamento dúctil progressivo.

Souza e Moreton *op. cit* consideram que todos as rochas acima foram depositadas em um único ciclo sedimentar. Reconheceram ainda duas associações litológicas, com caracteres petrográficos e assinaturas magnetométricas distintas: uma, denominada de Formação Xambioá 1, composta por mica xisto de composições variadas, grafita xisto, anfíbolito, metarenito, quartzito ferruginoso, silixito e metacórseo, dispostos em forma de um “Y” invertido, envolvendo parcialmente as estruturas dômicas do Lontra e de Xambioá; e outra, designada como Formação Xambioá 2 constituída predominantemente por muscovita-biotita-quartzo xisto feldspático com mármore, quartzito e metaconglomerado polimítico subordinado.

Pontualmente estes autores ainda reconheceram sequências metavulcanossedimentares fortemente cisalhadas além de intercalações com rochas subvulcânicas de natureza básica-ultrabásica.

Ainda não foram realizadas datações absolutas nesta unidade. Ainda trabalhos para outras

unidades do Grupo Baixo Araguaia mostram misturas de idades das fontes. Pinheiro (2005) obteve idades Arqueanas (3,0 a 2,65 Ga) e Meso-Neoproterozoicas (1,25 a 0,85 Ga) para zircões detríticos pelo método Pb-Pb. Lucas e Moura (2006), estudando zircões detríticos em quartzitos da Formação Pequizeiro, mostram idade máxima de deposição de 733±9 Ma e indicam como possíveis rochas fontes o Maciço de Goiás, Craton São Francisco e Arco Magmaico de Goiás.

Na Folha Novo Planalto a Formação Xambioá está localizada na porção noroeste da área e apresenta orientação preferencial NE-SW. No extremo sudoeste da unidade faz contato com as rochas do Complexo Porangatu e em parte é coberta pelos sedimentos da Formação Água Bonita e pelas areias produtos de seu intemperismo. Na região predomina relevo pleneplanizado composto por solo arenoso de cor amarelo claro, latossolo vermelho-amarelado quartzoso e micáceo, crosta e elúvio laterítico.

A unidade é representada por uma sequência de metapelitos e metapsamitos imaturos. Essas rochas estão intensamente deformadas e apresentam comumente xistosidade, gnaissificação e milonitização. As paragêneses minerais indicam metamorfismo variando desde a fácies xisto verde a anfíbolito. Intercaladas as rochas metassedimentares ocorrem metamáficas e ortognaisses.

Os metapelitos são representados por biotita-muscovita xisto, granada-biotita xisto, biotita-muscovita xisto feldspático com filito e metagrauvaca subordinada. Possui granulação fina a média, predomínio de texturas lepidoblástica, marcada pela orientação das micas e granoblástica nos cristais de quartzo e feldspatos e apresentam-se estratificadas em lamias e camadas. Comumente mostram-se dobradas, com desenvolvimento de clivagem de crenulação e foliação S-C. As cores variam desde preto a cinza e verde. Todavia, predominam as exposições de rochas alteradas com coloração avermelhada a esbranquiçadas quando há feldspatos na composição (Figura 3.60). Plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita são os mineirais essenciais; rutilo, zircão titanita, granada e apatita aparecem como acessórios.

Estas rochas por vezes estão intercaladas com camadas e lentes de quartzito (Figura 3.61 A). Notam-se níveis de segregação quartzosa lenticulares preferencialmente paralelos a foliação e muitas vezes boundinados e cisalhados. Em zonas de maior deformação ocorrem milonitos e filonitos.

A petrografia do quartzo-biotita xisto feldspático (FR-91) mostra granulação fina a média

e textura granolepidoblástica, constituída por cristais granulares de plagioclásio (68%) e quartzo (6%) ocupando os interstícios e lamelas de biotita (14%) e muscovita (9%) orientadas segundo o plano da foliação (Figuras 3.61 B e 3.64).

A petrografia dos filonitos (FR-13) mostra dobras intrafoliares, clivagem de crenulação e textura milonítica, marcada pela orientação e estiramento da biotita e do quartzo. O quartzo (40%) apresenta granulação fina, forma xenoblástica, extinção ondulante, sub-grãos e contatos serrilhados sugerindo recristalização dinâmica. A biotita (60%) apresenta tonalidade castanho claro, forma tabular e processo de alteração para mica branca.

Os metapsamitos são representados principalmente por quartzito e xisto feldspático com protólitos maduros e imaturos, com destaque para quartzito arcoseano, muscovita-biotita quartzito, quartzo xisto feldspático e paragnaisse (Figuras 3.62 e 3.63). Estas rochas ocorrem como camadas e lentes

intercaladas nos metapelitos e as vezes milonitizadas formando morrotes alinhados segundo a direção NE-SW. Apresentam cor branca a amarela, granulação fina a média, maciça ou laminada com textura granoblástica. Localmente friáveis ou com textura milonítica.

O quartzito arcoseano milonítico (FR-102) é formado por quartzo (60%) estirado orientado, com contato serrilhado entre os grãos, muscovita (10%) lamelar e cristais subarredondados, as vezes tabulares de microclínio (15%) e plagioclásio (12%).

O muscovita quartzito milonítico (FR-156) mostram níveis ricos em quartzo (97%) de granulação fina, formas xenoblásticas, contatos serrilhados e orientados separadas por lamelas de mica branca fortemente orientadas segundo o plano da foliação (Figura 3.64).

As rochas metamáficas (NP β x) são representadas por granada anfibolito foliado e epidoto anfibolito, e as ultramáficas por carbonato-clorita-tremolita xisto.



Figura 3.60 – A) Biotita-muscovita xisto feldspático (FR-097).
B) Quartzo-biotita-muscovita xisto feldspático intemperizado com boudins de quartzo.



Figura 3.61 – A) Intercalação de metapelito (rocha verde) e metariodacito (rocha rósea)(FR-103).
B) Biotita-muscovita paragnaisse (FR-91).

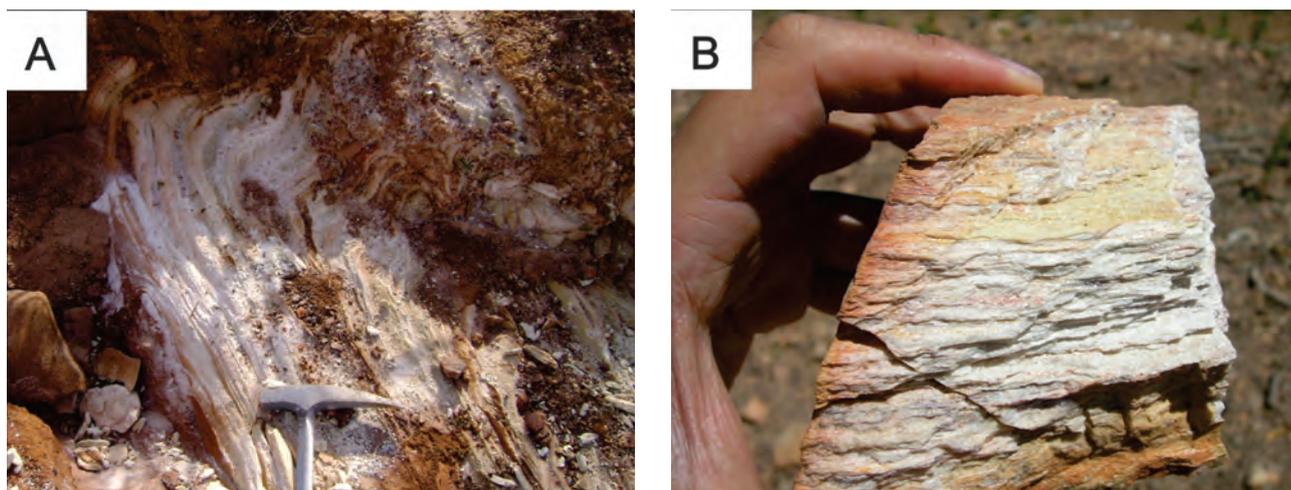


Figura 3.62 – A) Muscovita quartzito dobrado e friável (FR-104). B) Muscovita quartzito milonítico (FR-190).

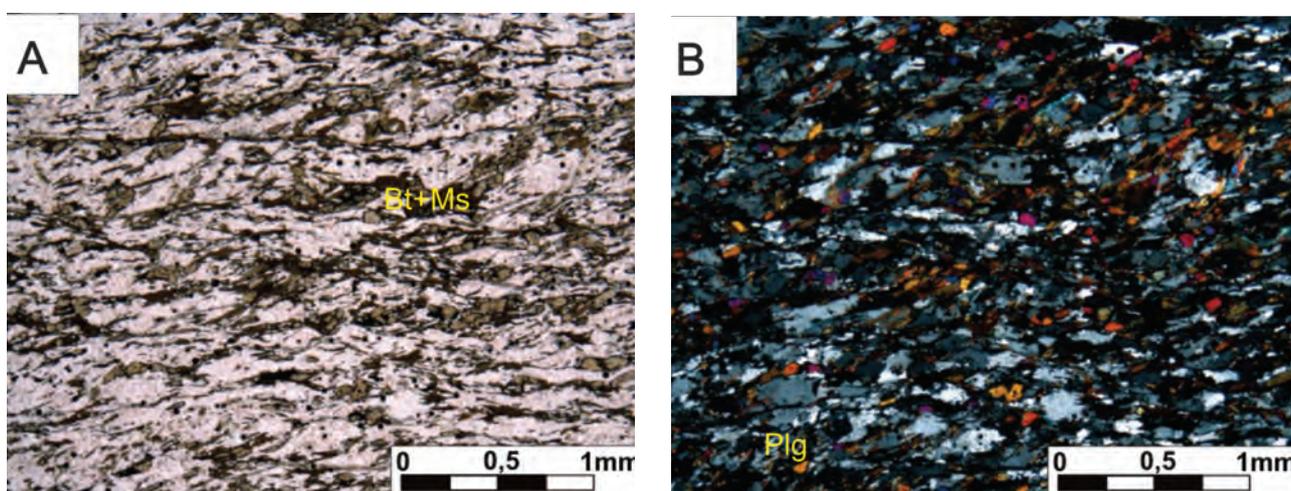


Figura 3.63 – A e B) Metagrauvaca feldspática composta essencialmente de cristais estirados de quartzo (56%), plagioclásio (7%) e lamelas de biotita (17%) e muscovita (6%) orientadas segundo a foliação (amostra FR-103A) (Pol// e Pol X).

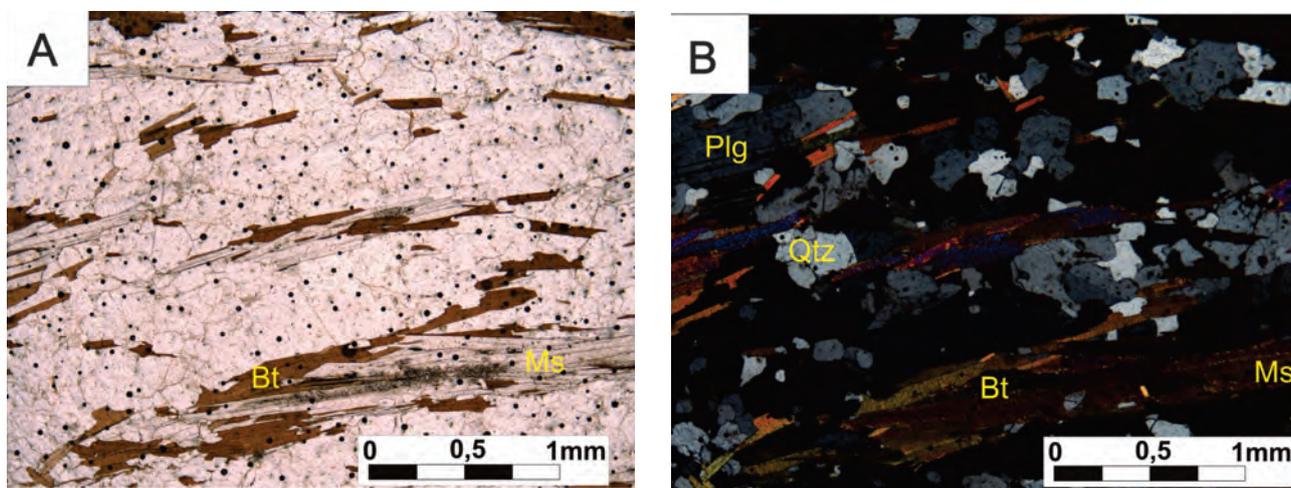


Figura 3.64 – A e B) Biotita-muscovita paragneisse feldspático com textura granolepdoblástica marcada pela orientação de lamelas de biotita e muscovita e bandas com cristais granulares de quartzo, plagioclásio e microclínio (amostra FR-091) (Pol// e Pol X).

Afloram como camadas e lentes intercaladas nos metassedimentos ou como corpos maciços formando morrotes que se destacam na paisagem. As cores variam entre verde, cinza e preta. Pontualmente ocorrem injeções feldspáticas róseas e veios de quartzo paralelos a foliação e preenchendo fraturas (Figura 3.67 A).

O granada anfibolito fino foliado ocorre em suaves elevações próximo ao contato com o Complexo Porangatu, possui cor cinza escuro e textura granonematoblástica (Figura 3.65), caracterizada pela orientação de cristais de biotita (25%), hornblenda (30%) e plagioclásio (43%). A granada e o carbonato truncam a foliação, o que sugere uma formação pós-tectônica (Figura 3.68). A paragênese hornblenda+plagioclásio+biotita indica metamorfismo na fácies anfibolito e basalto como protólito.

O epidoto anfibolito ocorre intercalado ao quartzito micáceo e ao metatonalito. Apresenta granulação fina, textura nematoblástica e constitui-se principalmente por prismas de hornblenda (85%) parcialmente cloritizados e associados ao epidoto (1%). Vênulas de quartzo (10%) estirados situam-se paralelos a foliação e carbonatos preenchem planos de fratura (Figura 3.69 A). Os minerais acessórios são pirrotita, pirita e arsenopirita. A paragênese da rocha com epidoto+hornblenda+plagioclásio sugere metamorfismo na fácies xisto verde e que o protólito seja um basalto. Possivelmente parte desta unidade foi afetada por fluídos hidrotermais que retrometamorfizaram essas rochas.

O carbonato-clorita-tremolita xisto aflora como blocos em meio a quartzito milonítico na região de contato com a unidade 2 do Complexo Porangatu. Apresentam cor verde, granulação fina, aspecto sedoso, textura lepidoblástica com forte orientação dos cristais de tabulares e fibrosos de Mg-clorita (32%), e tremolita (38%), carbonato (25%) ocupa

os interstícios entre a tremolita e a clorita (Figura 3.68). Esta paragênese indica metamorfismo em fácies xisto Verde e o provável protólito uma rocha vulcânica ultramáfica.

Os ortognaisses de composição tonalítica à granodiorítica ocorrem em estreitas faixas intrcaladas as demais rochas. O *augen* gnaiss milonítico apresentam bandas heterogêneas de cor cinza e branca com granulação muito fina compostas de plagioclásio, biotita e quartzo intercaladas com bandas de granulação fina a média de mesma composição e com porfiroclastos de plagioclásio com até 3 cm (Figura 3.66). Estes pórfiros podem estar rotacionados com sombra de pressão assimétrica, estirados e cataclados. Estas bandas podem estar transpostas formando foliação S-C. Há também bandas claras compostas de veios de quartzo estirados (Figura 3.67 A).

Essas rochas mostram predomínio das texturas granolepidoblástica, porfiroclásticas e milonítica. Sendo constituídas por quartzo (30%) e plagioclásio (55%) granoblástico. Nas porções milonitizadas estes cristais podem estar estirados, com formatos sigmóidais, bordas cominuídas (plagioclásio) e formação de subgrãos (quartzo). Este conjunto está envolvido por paletas de biotita (15%) e ou muscovitas orientadas (Figura 3.69 B e 3.70). A paragênese indica metamorfismo na fácies xisto verde e o provável protólito tonalito.

Foram analisadas quimicamente 9 amostras desta unidade (2 anfibolitos, 1 tremolita xisto, 5 *augen* gnaisses finos e 1 metatonalito). No diagrama AFM a maior parte das amostras situam-se no campo da série cálcio-alcalina, os *augen* gnaisses apresentam maior enriquecimento em álcalis em relação aos anfibolitos (Figura 3.71 A).

O diagrama de Shand (1943) evidencia padrão meta e peraluminoso, muito comum em rochas



Figura 3.65 – A) Morrote de granada anfibolito foliado (ponto FR-193).
B) Granada anfibolito fino foliado no mesmo afloramento.

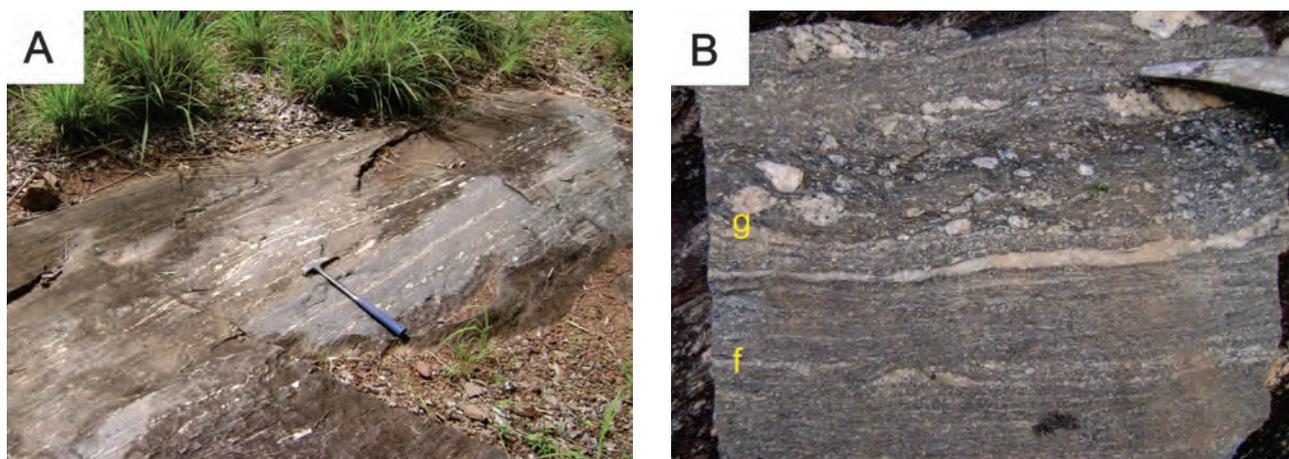


Figura 3.66 – A) Augen gnaiss milonítico fino (ponto FR-106). B) Detalhe do augen gnaiss fino mostrando bandas finas homogêneas (f) e bandas cinza escuro com porfiroclastos estirados de plagioclásio (g).

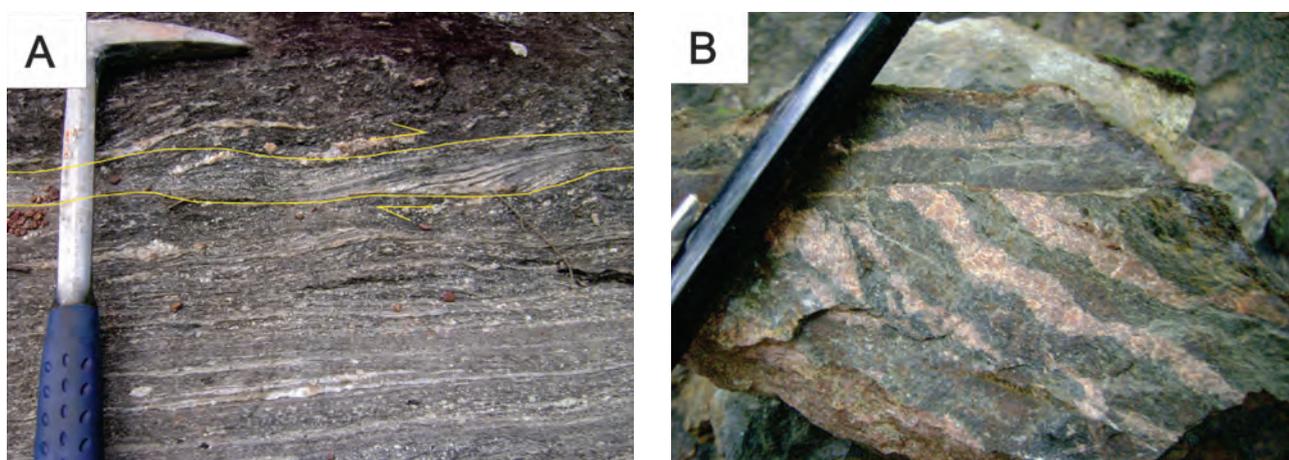


Figura 3.67 – A) Detalhe para bandas com foliação S-C dextral no augen gnaiss. B) Augen gnaiss tonalítico com vênulas de feldspato róseo (ponto FR-100).

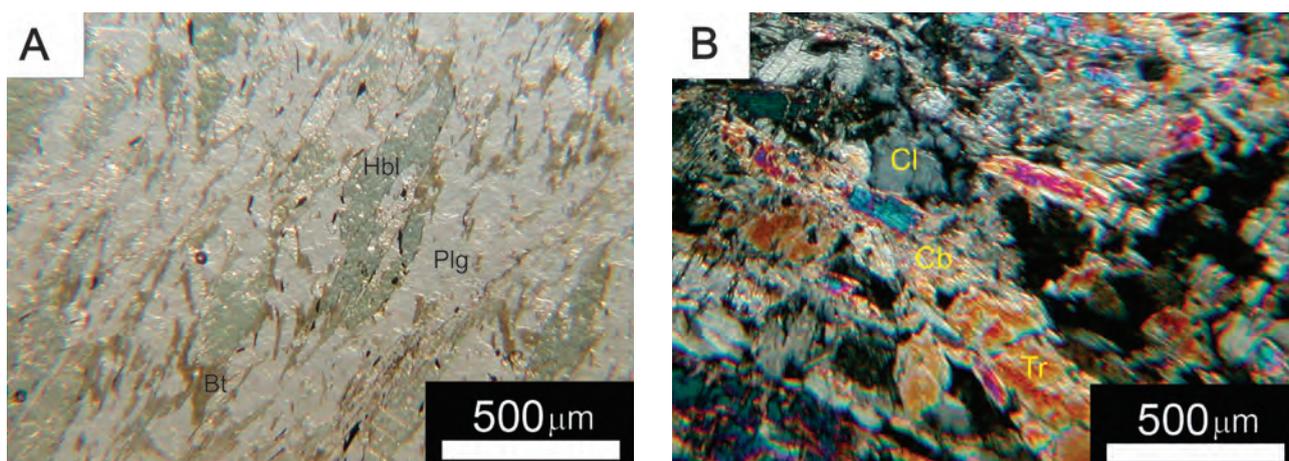


Figura 3.68 – A) Granada anfibolito fino com textura granonematoblástica (amostra FR-193) (Pol //). B) Carbonato-clorita-tremolita xisto com textura lepidoblástica e orientação dos cristais de clorita, carbonato e anfibólio (amostra FR-188) (Pol X).

da série cálcio-alcálica (Figura 3.71 B). O diagrama de TAS (LE BAS et al., 1986) mostra que as rochas máficas apresentam classificação de basalto, traquiandesito e andesito. um caráter básico a

intermediário com composições variando de basalto a andesito para os anfibolitos e o tremolita xisto, e composições variando entre andesito, dácito e riolito para os *augen* gnaisses e o metaandesito

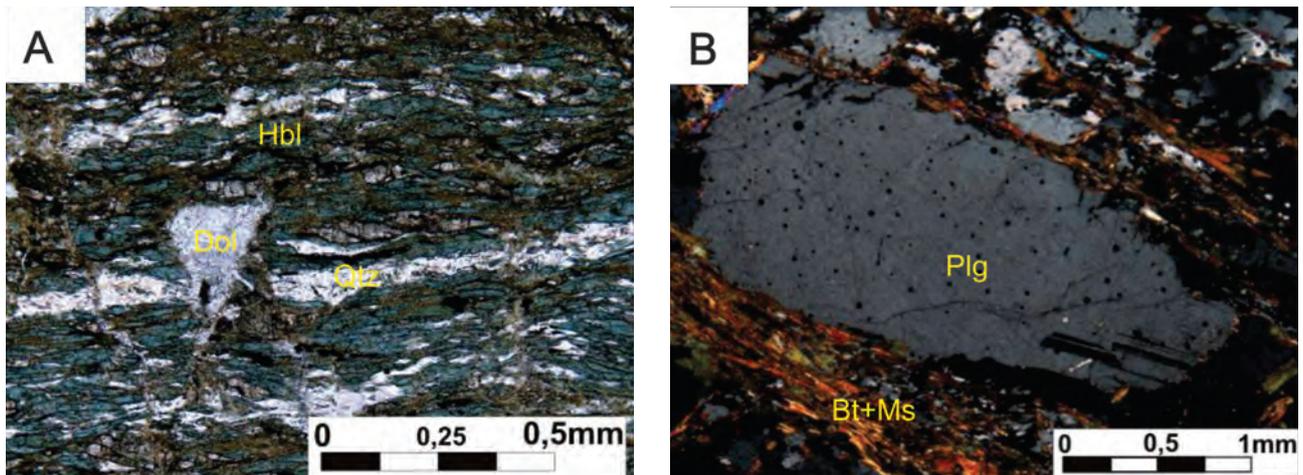


Figura 3.69 – A) Epidoto anfibolito fino com veios de quartzo paralelos a foliação e dolomita preenchendo microfalhas. (amostra FR-112A) (Pol X). B) Augen gnaiss fino milonítico. Detalhe para porfiroclasto de plagioclásio envolvido por lamelas finas de biotita. (amostra FR-106) (Pol X).

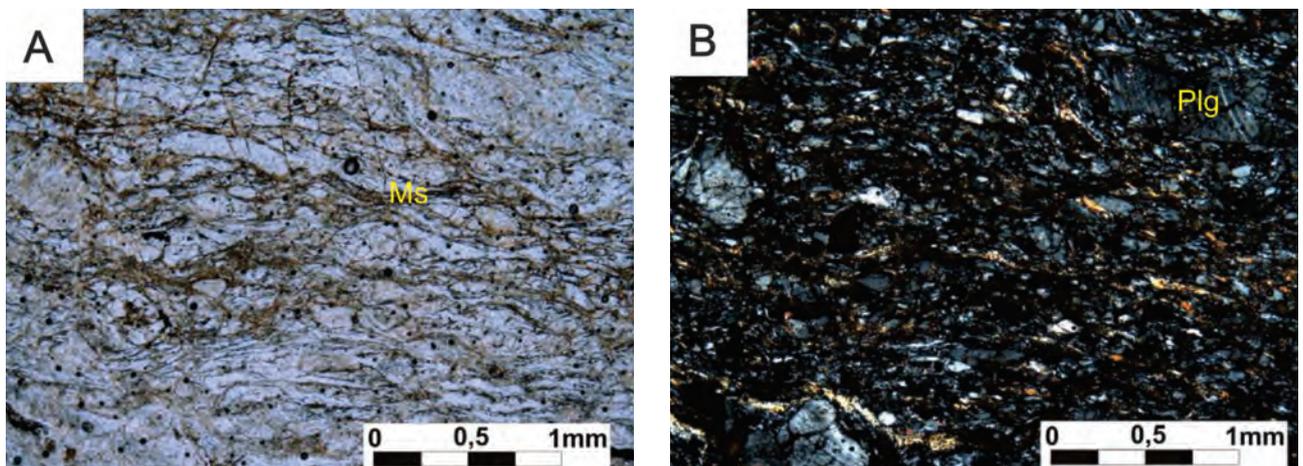


Figura 3.70 – A e B) Metatonalito cataclástico onde bandas de biotita e muscovita aparecem intercaladas com bandas de plagioclásio e quartzo (amostra FR-112C) (Pol // e Pol X).

(Figura 3.72 A). O diagrama R1-R2 mostra que os ortognaisses apresentam composição variando entre tonalito, granodiorito e granito (Figura 3.72 C). A diferença entre as classificações petrográficas e litoquímicas destas rochas provavelmente deve-se a faixas silicificadas presentes nas mesmas.

No diagrama de geoambiência Wood (1980) as rochas máficas situam-se no campo dos basaltos cálcio-alcálicos de arco (Figura 3.72 B). O diagrama de geoambiência de Pearce (1996) mostra que os ortognaisses situam-se no campo dos granitos intraplaca ou granitos tardi a pós tectônicos (Figura 3.72 D).

O diagrama de elementos incompatíveis normalizado pelo MORB (PEARCE, 1983) mostra picos positivos e enriquecidos em Sr, K, Rb, Ba e Th, enriquecimento de Nb e Ta em até 10 vezes a norma e os demais elementos estão muito próximos a norma (Figura 3.73 A). O diagrama dos ETR normalizado

pelo condrito de Boyton (1984) mostra padrão ligeiramente inclinado com enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados e uma suave ausência de anomalia de Eu. Estes dois diagramas indicam que as amostras seguem padrão de rochas plutônicas cálcio-alcálicas de arco magmático (Figura 3.73).

Tendo em vista os dados apresentados, considera-se que a Formação Xambioá é representada por uma predominância de rochas metassedimentares que apresentam protólitos pelíticos, psamíticos e arcoseanos. A intercalação destas rochas com rochas metamáficas finas sugerem a presença de pacotes vulcânicos associados a deposição. As assinaturas petrográficas e litoquímicas das rochas metamáfica apontam para uma bacia formada em ambiente de arco magmático. Estudos mais detalhados podem confirmar esta hipótese.

Os ortognaisses apresentam composição intermediária a ácida, assinatura litoquímica

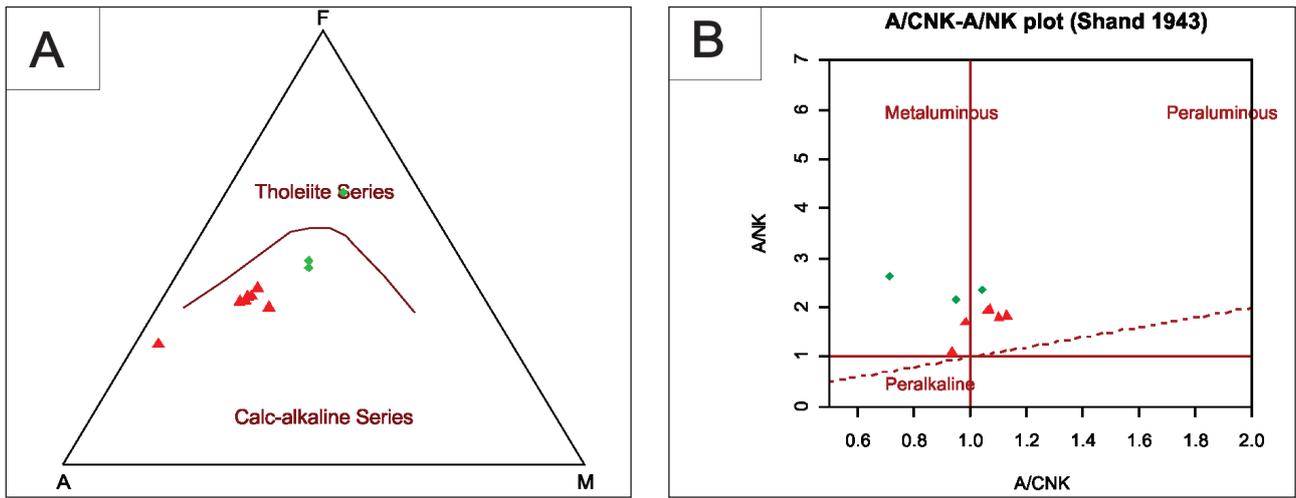


Figura 3.71 – A) Diagrama de classificação AFM de Irvine e Baragar (1971). B) Diagrama de classificação de Shand (1943). Legenda como na figura 3.72.

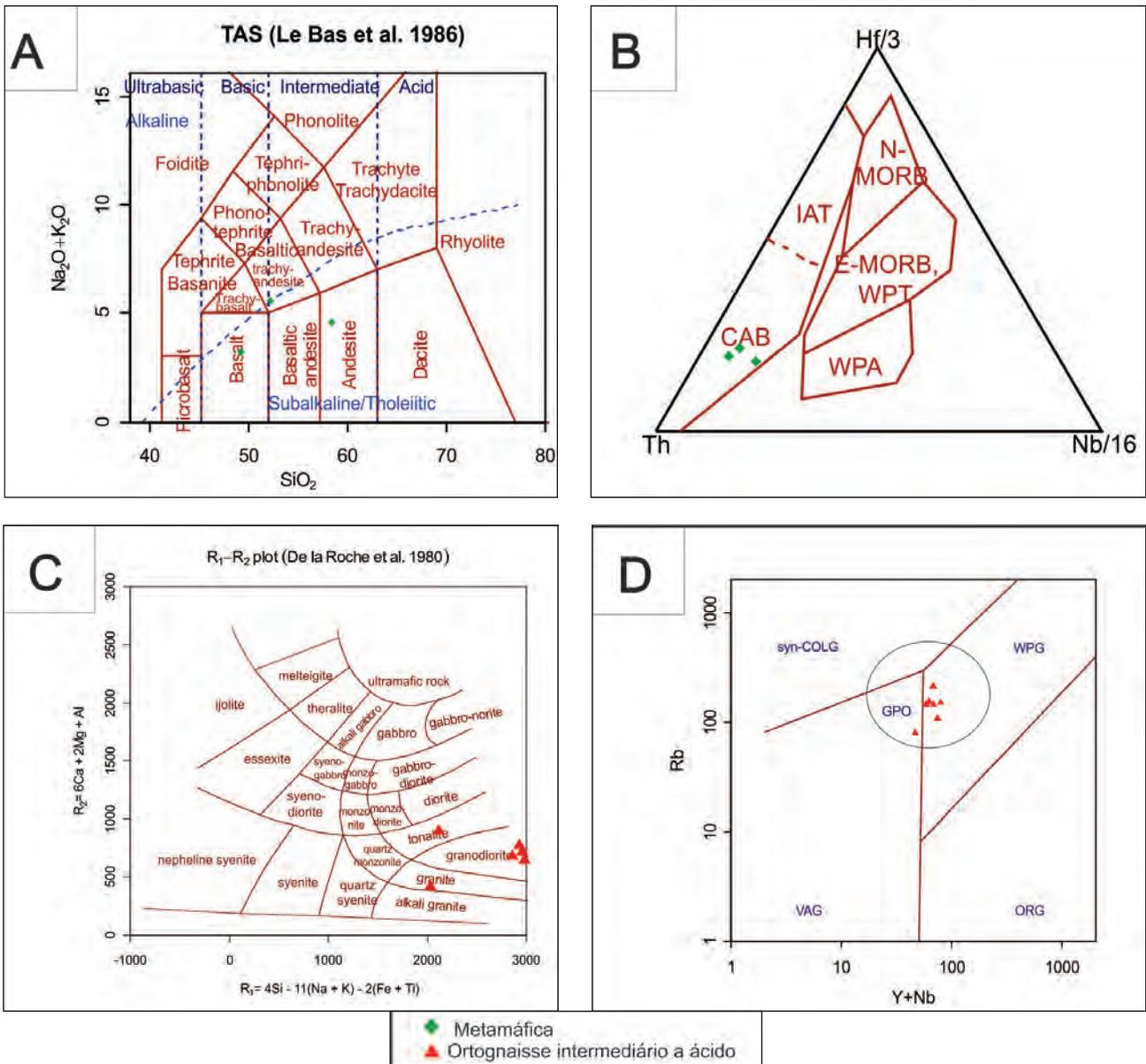


Figura 3.72 – A) Diagrama de classificação de TAS (LE BAS et al., 1986). B) Diagrama de geoambiência de Wood (1980). C) Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980). D) Diagrama de ambiência tectônica (PEARCE, 1996).

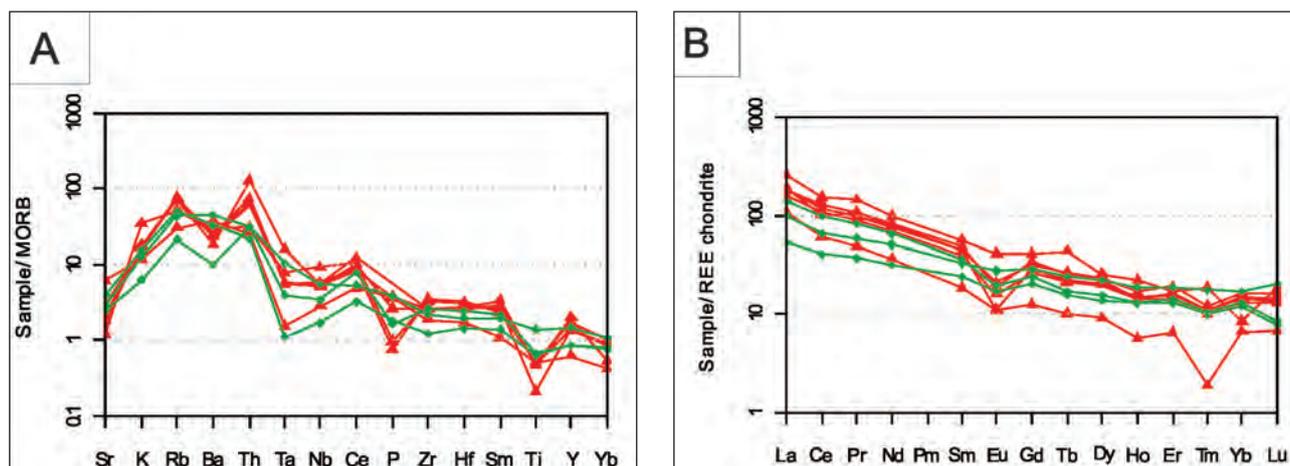


Figura 3.73 – A) Diagrama de elementos incompatíveis normalizado pelo MORB (PEARCE, 1983). B) Diagrama de ETR normalizado ao condrito (BOYNTON, 1984). Legenda como na figura 3.72.

indicando magmatismo tardi a pós tectônico e padrão de LILES/HFSE compatíveis com granitoides de margem continental ativa. Mais a norte, Frasca et al. (2010) mostra que dois conjuntos de ortognaisses podem estar associados as rochas da Formação Xambioá, o Complexo Rio dos Mangues de idade paleoproterozoica e a Suíte Aliança de idade 612 Ma.

Assim sendo, estas rochas podem estar relacionadas ao magmatismo do Arco Magmático de Goiás, podendo este ambiente representar uma bacia marginal de arco. Estudos detalhados destas rochas poderiam auxiliar no esclarecimento desta dúvida.

3.4 - GRABEN ÁGUA BONITA - FORMAÇÃO ÁGUA BONITA (SDab)

O termo Formação Água Bonita foi proposto inicialmente por Baptista e Cartner-Dyer (1966) para designar um pacote de arenitos intercalados a siltitos que ocorrem na porção Central da Província Tocantins. Sua área tipo é o *graben* Água Bonita, uma estrutura de direção NE-SW com cerca de 30 Km de comprimento e 4,7 km de largura máxima. Localizado nas proximidades de São Miguel do Araguaia e se estende para nordeste para o interior do Tocantins (MOREIRA et al., 2008).

Schobbenhaus et al. (1984) correlaciona esta unidade com as formações Gorotire, Furnas, Serra Grande, Coimbra e Rio das Barreiras, sugerindo assim uma idade Siluro-Devoniana.

Esta Formação tem poucas dezenas de metros de espessuras e na porção basal é representada por conglomerados, sobrepostos por arenitos micáceos médios a grossos com intercalações de decimétricas de siltito cinza-claro (Figura 3.74). Mais para o topo predominam camadas plano paralelas de arenitos com intercalações decimétricas de siltito e níveis

arenosos seixosos (Figura 3.75 A). O acamamento é sub-horizontal e localmente basculado por falhas normais centimétricas a métricas (Figura 3.75 B) (MOREIRA et al., 2008).

Estas rochas sedimentares localizam-se na porção noroeste desta folha, sendo balizados a leste pelo Complexo Porangatu e a oeste pela Formação Xambioá. Estão preservadas em pequenas elevações lenticulares formando padrões geomorfológicos de mesetas e pináculos orientados NE-SW, formando um relevo plano e arrasados com predomínio de latossolos arenosos e bancos de areia.

O arenito é branco e friável, quartzoso, fino a médio, micáceo as vezes feldspático. Petrograficamente mostram arcabouço rico em grãos de quartzo (80-90%) e subordinadamente k-feldspato (6-10%) e plagioclásio (4-10%). Os grãos de quartzo são finos a médios, às vezes granulares, angulosos a arredondados, com contatos planares e pseudoflutuantes e com extinção ondulante, os K-feldspatos apresentam granulometria fina a média e formas angulosas. O plagioclásio exhibe granulometria média e grãos angulosos e subarredondados. A matriz fina a muito fina, é composta principalmente por mica branca e argila e ocupa os interstícios entre os cristais de quartzo e feldspato (Figura 3.77 e 3.78).

Podem ainda apresentar cimento silicoso drusiforme envolvendo os grãos de quartzo, cimento carbonático amorfo, películas de óxido de ferro e cimento ferruginoso amorfo, em decorrência de processos de laterização. Localmente ocorrem siltitos laminados ferruginoso (Figuras 3.76).

Baptista e Cartner-Dyer (1966) descrevem que na seção basal podem ocorrer camadas de conglomerados. Apesar de não terem sido observados afloramentos dessas rochas, foram encontrados blocos de laterita com cristais angulosos dispersos de quartzito com cimento hematítico (Ponto FR-162)

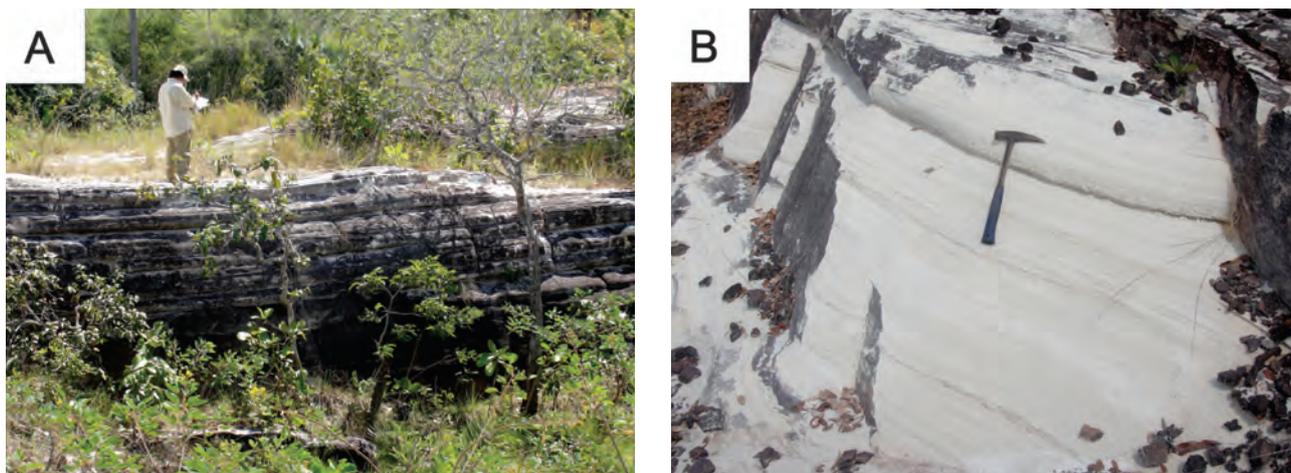


Figura 3.74 – A) Afloramento de arenito com acamamento plano paralelo métrico (ponto FR-164).
B) Detalhe das camadas de arenito branco no mesmo ponto.

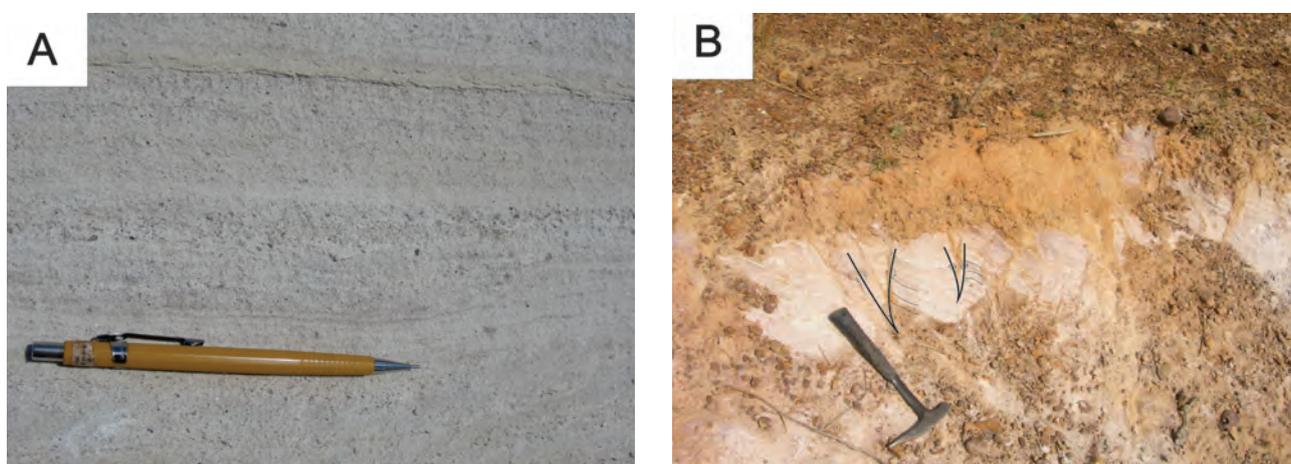


Figura 3.75 – A) Detalhe de camadas ricas em seixos de quartzo em matriz de quartzo fino (ponto FR-164).
B) Falhas normais basculando camadas de arenito (ponto FR-201).

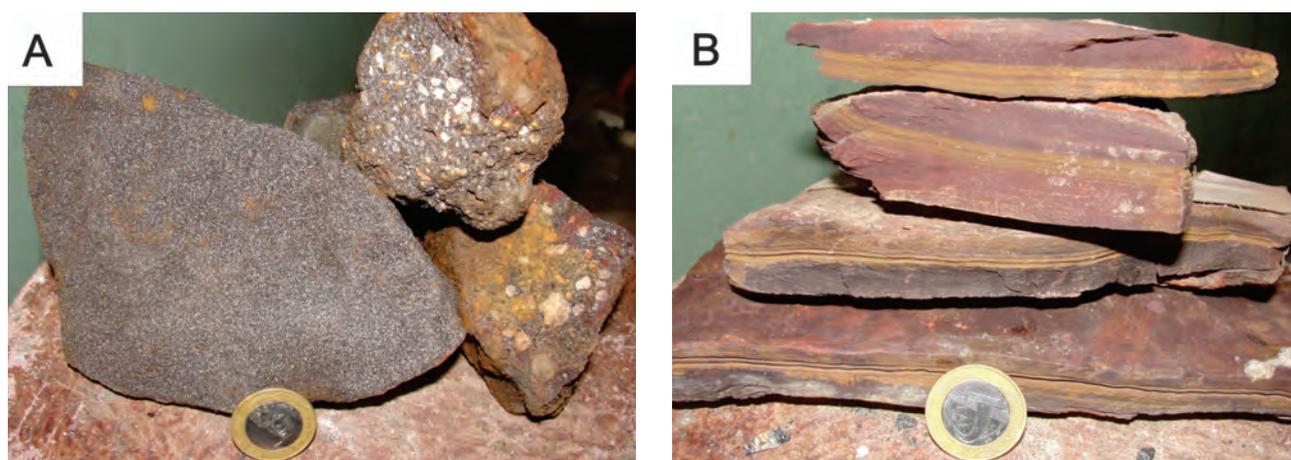


Figura 3.76 – A) Lateritas ferruginosas derivadas dos arenitos e dos conglomerados basais.
B) Siltitos laminados com cimento ferruginoso, mesmo ponto.

que poderiam ser produto da alteração laterítica do conglomerado (Figuras 3.76 e 3.77 B).

A disposição do gábrén de Água Bonita caracterizado por uma estreita faixa com orientação paralela ao Lineamento Transbrasiliano, aliado

ao conjunto de falhas normais e os constituintes litológicos sedimentares sugerem que a formação do gábrén de Água Bonita pode estar associada a reativação de suturas, em uma tectônica rúptil extensional, após a Orogenia Brasileira e que

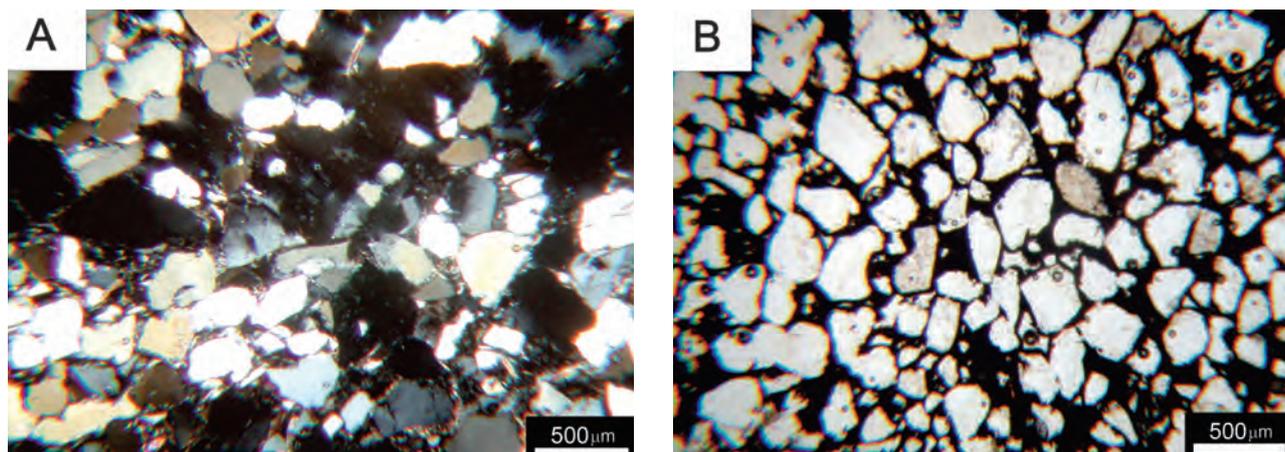


Figura 3.77 – A) Arenito feldspático de granulometria fina (Pol X) (FR-164). B) Quartzo arenito com cimento ferruginoso secundário, grãos subarredondados com contatos pseudoflutuantes Pol/(FR-162).

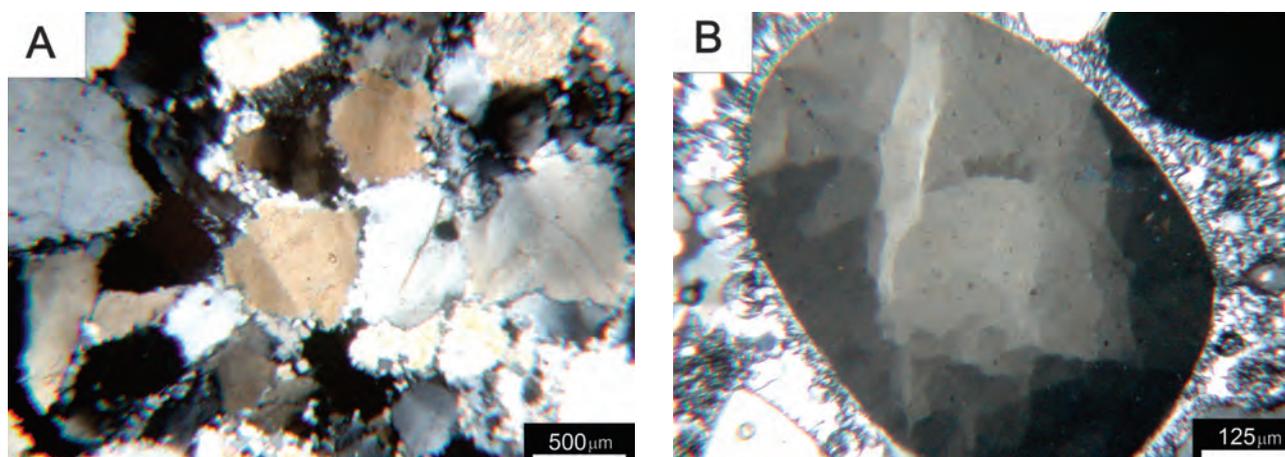


Figura 3.78 – A) Quartzo arenito médio a grosso com grãos angulosos e cimentação silicosa drusiforme PolX (FR-167). B) Quartzito imaturo fino com grãos de quartzo arredondados e esféricos com extinção ondulante e matriz de mica branca com extinção olho de pássaro, ocorre também cimento carbonático e silicoso nas bordas dos grãos de quartzo Pol X (FR-155A).

culminou com a deposição de sedimentos em ambiente fluvial e litificação das rochas da formação homônima.

3.5 - FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

3.5.1 - Coberturas detrito-lateríticas (N1dl)

Expoem-se por toda área mapeada cobrindo indistintamente todas as unidades. São representadas por crostas e fragmentos de laterita principalmente ferruginosas, de cor vermelha a preta, às vezes amarela e ricas em cavidades de dissolução, por vezes magnéticas (Figura 3.79 A).

3.5.2 - Depósitos aluvionares (Q2a)

Esta unidade é composta essencialmente por cascalho, areia e argila no leito e margem das principais drenagens. Os depósitos mais expressivos localizam-se ao longo do Rio Pintado e Córrego Infusão. Extensos depósitos são também observados ao longo da Bacia Água Bonita, recobrendo grande parte dos sedimentos da mesma e parte do embasamento (Figura 3.79 B).

O cascalho aparece como fragmentos soltos na superfície ou em canais, envolvidos em matriz argilosa. As areias quartzosas, médias a finas e geralmente dispostas em bancos, por vezes formam ilhas nos leitos das drenagens.

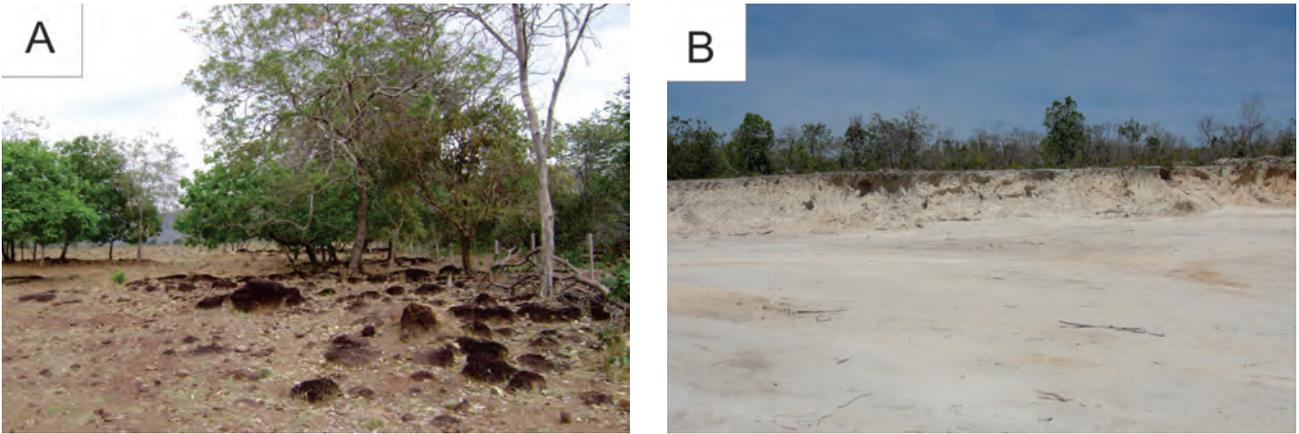


Figura 3.79 – A) Fragmentos de laterita ferruginosa. B) Depósito aluvionar de areia.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

A área de estudo está inserida na Província Tocantins e engloba as faixas Brasília e Araguaia. O Lineamento Transbrasiliano, de direção N30E (SCHOBENHAUS FILHO et al., 1975) representa a principal feição estrutural da área, condicionando as estruturas em todas as unidades.

A Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1977) é constituída por três faixas orogênicas de evolução diacrônica: as Faixas Paraguai e Araguaia que bordejam o cráton Amazônico e a Faixa Brasília que bordeja o Cráton São Francisco. Essas faixas possuem vergências opostas, com transporte tectônico em direção aos respectivos crátons.

A Faixa Brasília ocupa a porção centro-leste da Província Tocantins (PIMENTEL et al., 1991; PIMENTEL;FUCK, 1992), circunda o lado oeste do cráton São Francisco. O Arco Magmático de Goiás (VIANA et al., 1995; PIMENTEL;FUCK et al., 1992; PIMENTEL et al., 2000), representa uma importante entidade geotectônica da porção norte e oeste da Faixa Brasília. A porção norte deste arco é limitada a leste pelo sistema de falhas Rio dos Bois (MARINI, 1984), que representam grandes estruturas transcorrentes a transpressivas de direção N-S a NE-SW e a oeste é limitado pelas Faixas Araguaia e Paraguai (Figura 4.1).

O Sistema de Lineamento Transbrasiliano possui caráter dextral e mergulho sub-vertical, com estruturação de direção geral N20-40E. Estende-se desde o litoral do Ceará até o sudoeste do Estado do Mato Grosso do Sul (SCHOBENHAUS FILHO et al., 1975) (Figura 4.2).

Cunha et al. (1981) através do Projeto RADAMBRASIL e do Projeto de Geofísica Brasil-Canadá (PGBC) descrevem o Lineamento Transbrasiliano como uma faixa intensamente deformada com mais de 2.700 km de extensão. Haralyi e Hasui (1982) estudaram o lineamento sob a ótica da estruturação crustal e da geofísica por métodos gravimétricos. Radaelli (1992) cita os lineamentos como cicatrizes tectônicas de largura quilométrica e com intercalações de terrenos granulíticos.

Alvarenga et al. (2000) descreve o Lineamento Transbrasiliano como um sistema de falhas transcorrentes dúcteis subverticais dextrais, de direção N30E, resultado da colisão e amalgamento dos crátons Amazônico, São Francisco e do Arco Magmático de Goiás. Soares (2005) relaciona o alto gravimétrico a um adelgaçamento da crosta e maior densidade e temperatura do manto.

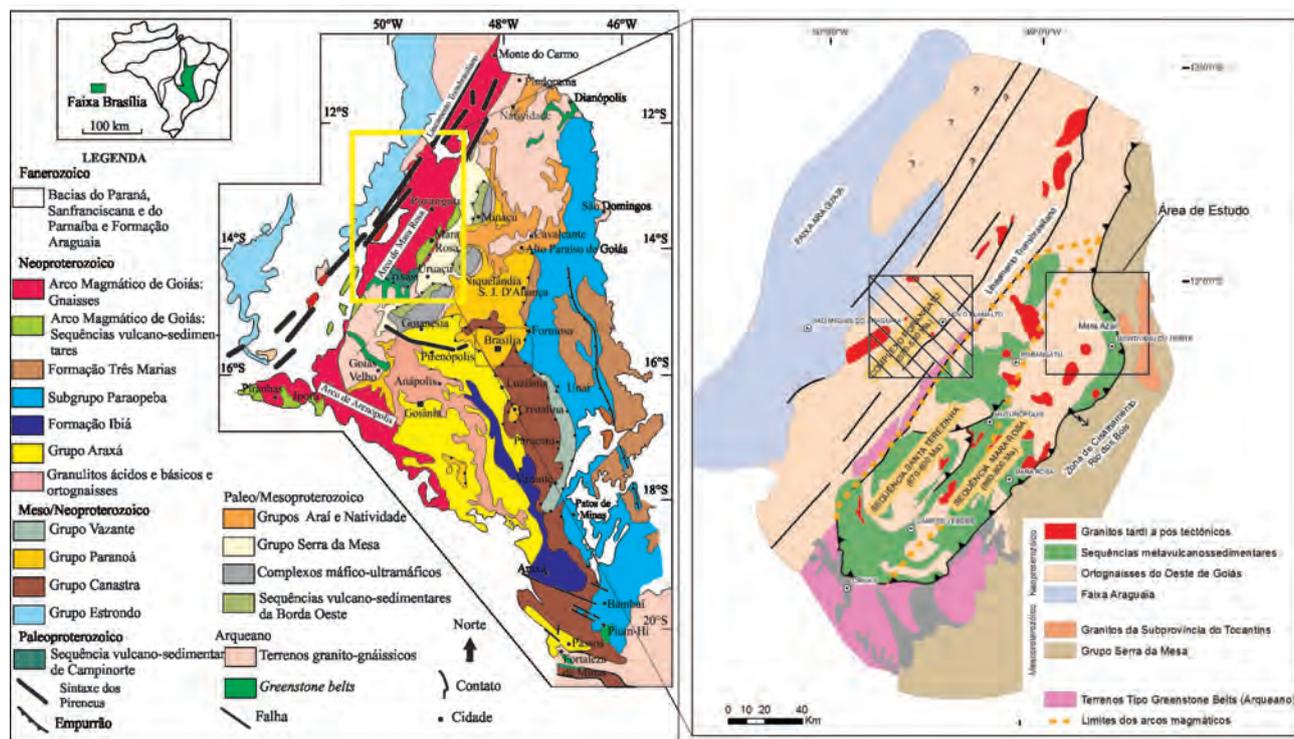


Figura 4.1 – Compartimentação geotectônica da Faixa Brasília (Modificado de VALERIANO et al., 2004) e detalhe mostrando o contexto geológico da área de estudo (Modificado de PIMENTEL et al., 1997), folha Novo Planalto, área com hachuras.

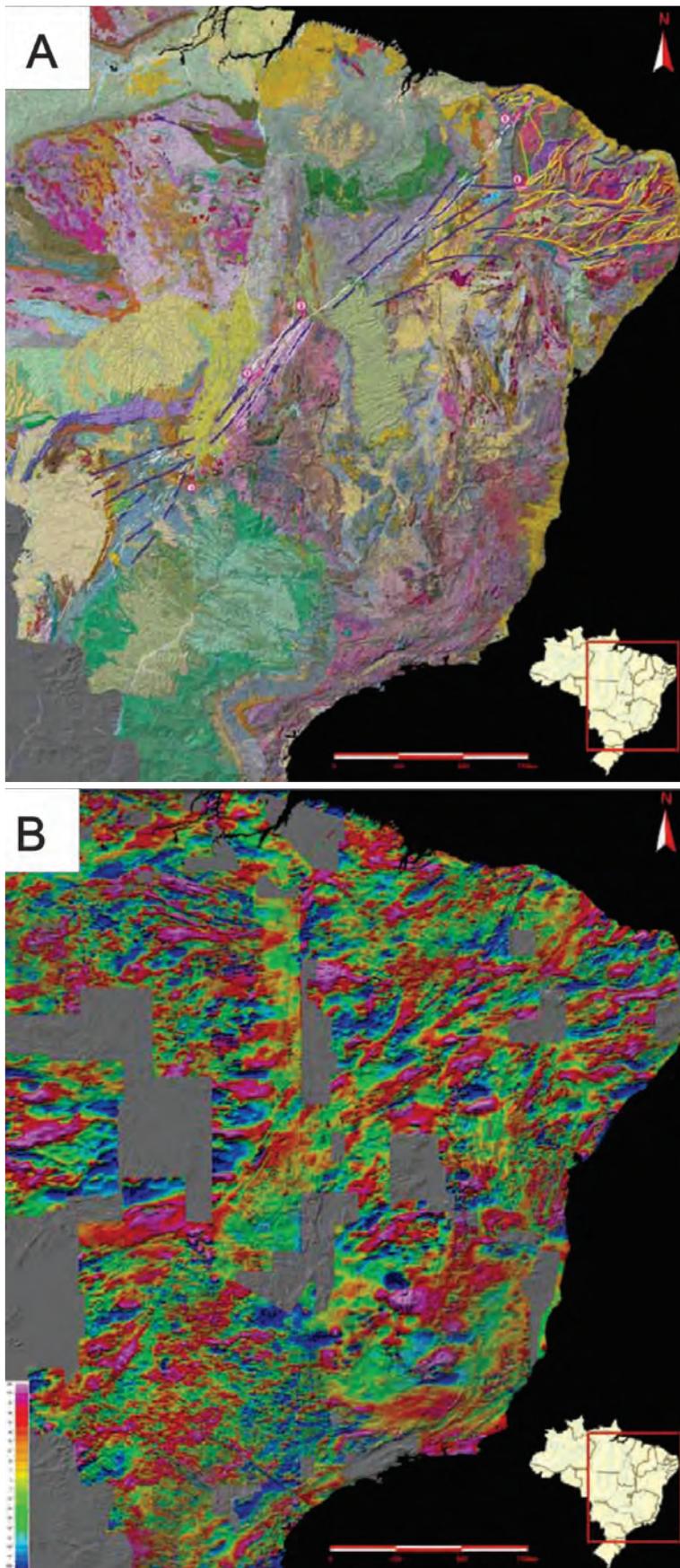


Figura 4.2 – A) Mapa geológico do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004) sobreposto ao modelo digital de elevação sombreado, destacando o Lineamento Transbrasiliano. B) Anomalias marcando a estrutura em imagem aeromagnetométrica (campo total reduzido do IGRF malha 1x1km. Figuras extraídas de Chamani (2011).

Pimentel et al. (1997), baseados em idades U-Pb em titanita para a metavulcânica da região de Posse - GO, junto com a idade em zircões de uma intrusão diorítica sin tectônica, afirmam que o evento metamórfico-deformacional ocorrido há aproximadamente 630 Ma foi provavelmente o responsável pelo desenvolvimento das extensas zonas de cisalhamento com direção NNE, entre elas o Lineamento Transbrasiliano.

Para Chiarini (2007) o desenvolvimento de um sistema de cisalhamento transcorrente, associado à intensa milonitização, ocorrência de granulitos e fortes contrastes de assinaturas de anomalias magnéticas entre dois blocos crustais, adjacentes a rochas derivadas de ambiente de arco magmático, são fortes indícios da existência de uma sutura resultante de um sistema convergente seguido de colisão entre placas litosféricas.

Ao longo deste lineamento, do Ceará ao Mato Grosso do Sul, ocorreram reativações Fanerozóicas de diversos segmentos, que deram origem a uma série de bacias extensionais, como o Gráben de Água Bonita (BAPTISTA; CARTNER-DYER, 1966) localizado a noroeste da folha Novo Planalto.

4.1 - ESTRUTURAÇÃO NA ÁREA DE ESTUDO

A estruturação da região de Novo Planalto é marcada por uma forte foliação de direção geral N30E que se desenvolve em todos os litotipos exceto nos granitóides pós-tectônicos que cortam a área com direção NW-SE, apresenta mergulho ora para NW, ora para SE (vide mapa geológico).

A região sudeste da área de estudo esta inserida na Faixa Brasília e a porção noroeste na Faixa Araguaia (Figura 4.1). Na Faixa Brasília a maior parte das foliações mergulha para NW com alto ângulo com vergência para o Cráton São Francisco. Já na Faixa Araguaia as rochas possuem mergulhos para SE predominantemente com vergência para o Cráton Amazônico (Figura 4.3).

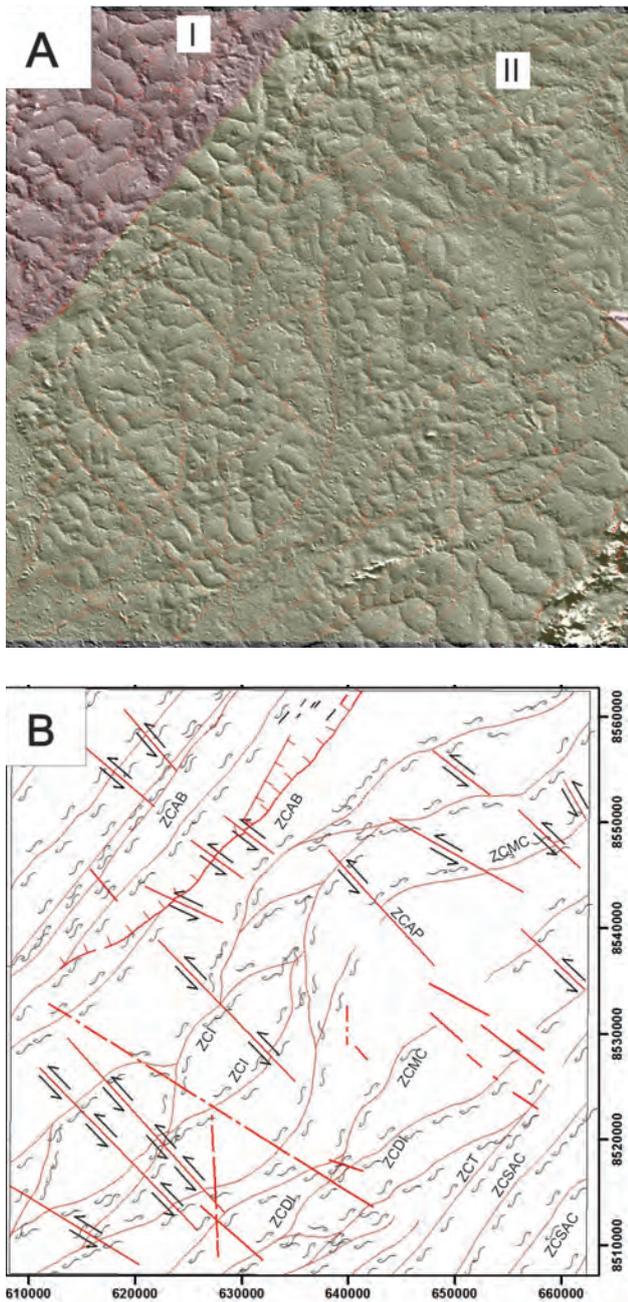


Figura 4.3 – A) Compartimentação Geotectônica na área de estudo, I – Faixa Araguaia, II- Faixa Brasília. B) Principais feições estruturais da área de Novo Planalto.

4.1.1 - Faixa Brasília

Na área de estudo as rochas envolvidas na tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília são em sua maioria granitoides e rochas gabbroicas relacionadas a ultima amalgamação de terrenos no Arco Magmático de Goiás. As rochas do Complexo Porangatu perfazem cerca de 75% da área e o Complexo Serra Azul cerca de 5%.

Na área mapeada as foliações, possuem direção NE-SW com mergulhos altos para NW (Figura 4.4). A região é intensamente deformada por um sistema de

grandes zonas de cisalhamento de mergulho vertical, transcorrentes ou transpressivas dextrais. A maioria dos contatos entre as unidades litoestratigráficas são tectônicos ou afetados por essas zonas de cisalhamento.

As lineações de estiramento mineral possuem direção paralela ao strike das foliações e mergulhos baixos ora para NE ora para SW (Figura.4.4), o que indica uma tectônica predominantemente transcorrente, associadas as zonas de cisalhamento, onde se observa com freqüência protomilonitos e milonitos de diversos protólitos (Figura 4.5). Esse conjunto de falhas dúcteis compõe o Sistema de Cisalhamento Transbrasiliano na área de estudo.

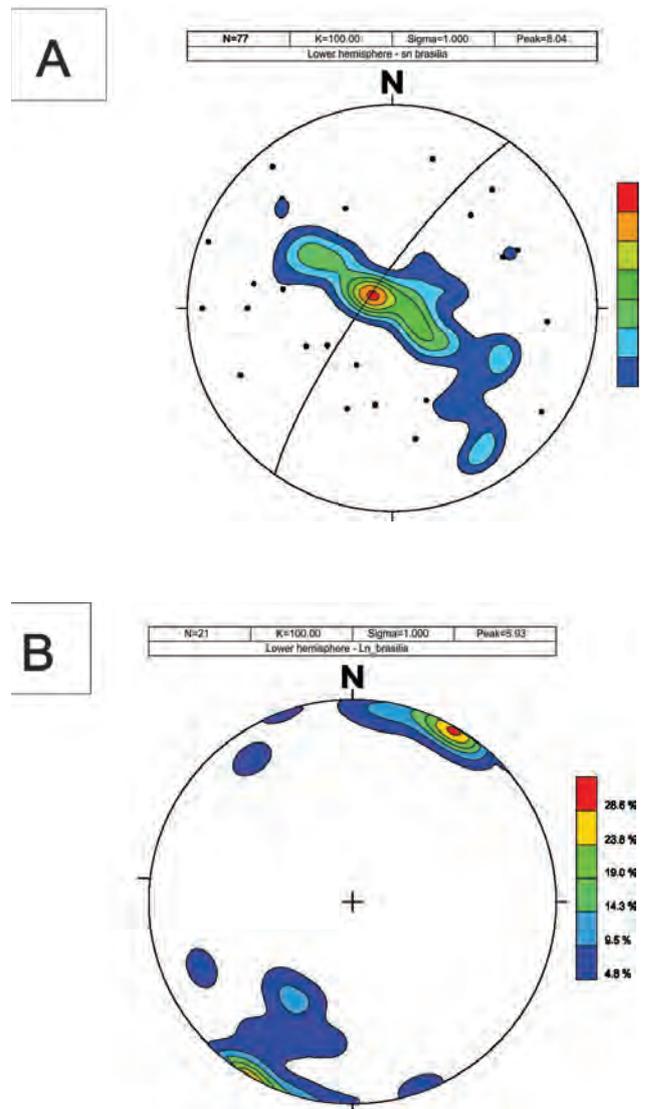


Figura 4.4 – Estereogramas das foliações (A) e lineações (B) na Faixa Brasília. As foliações em sua maioria mergulham para NW indicando que as rochas estão imbricadas em direção ao cráton São Francisco.

Associados as zonas de cisalhamento e frequentemente a rochas protomiloníticas ou miloníticas, são observados indicadores cinemáticos dextrais em escala macro, meso e microscópica; as lineações de estirramento paralelas

ou levemente oblíquas a direção de strike indica uma movimentação oblíquo da transcorrência. Entre os indicadores estão sigmóides delta, foliações S/C além de porfiroclastos e veios imbricados (Figura 4.5).

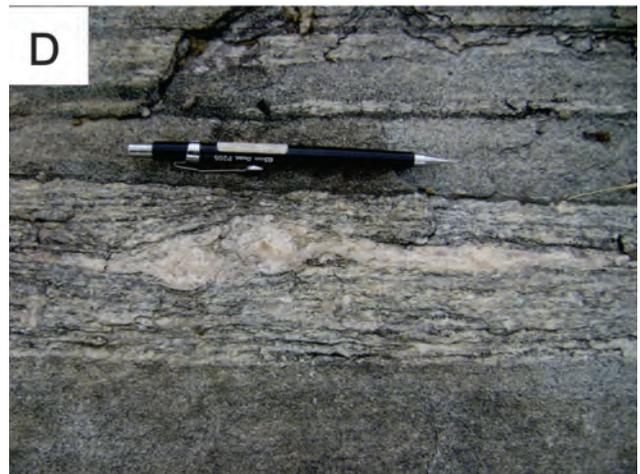


Figura 4.5 – A) Sigmóide do tipo delta no ponto FB-04, nas imediações sul da área, Folha Bonópolis, o fenocristal indica cinemática dextral. B) Sigmóide tipo delta no ponto FR-26, também indica cinemática dextral. C) Sigmóide do tipo delta no ponto FR-42. D) Veio quartzo feldspático com formato delta, no ponto FR-42. E) sigmóide tipo delta no ponto FR-44. F) Veios de quartzo rompidos formando stair stepping com indicação dextral no ponto FR-45.

4.1.1.1 - Sistema de Zonas de Cisalhamento Transbrasiliano

Na região de Novo Planalto são descritas diversas zonas de cisalhamento, algumas delas foram nomeadas e classificadas por DantaS et al. (2006) na folha Porangatu localizada a leste, onde são em geral retilíneas. Na folha Novo Planalto, algumas delas apresentam-se entrelaçadas com formas sigmoidais possivelmente devido a diferenças reológicas. Essas estruturas são descritas a seguir:

A Zona de Cisalhamento Serra Azul-Cajueiro (ZCSAC), ocorre nos limites da unidade Arqueana Serra Azul e corresponde a três grandes zonas de cisalhamento paralelas de direção N30E que separam a cunha Arqueana das rochas Neoproterozoicas do Complexo Porangatu e da Sequencia Serra da Sabina. Os traços da falha estão registrados nos sensores remotos e aerogeofísicos. A foliação e a lineação de estiramento ao longo da zona deformada possui direção N30E e mergulhos subvertical para NW e suave para NE respectivamente e ocorrem com frequência milonitos com indicadores cinemáticos dextrais, que incluem sigmóides de fenocristais de feldspato potássico rotacionados e estruturas SC.

A Zona de Cisalhamento Talismã separa as unidades 2 e 3 do Complexo Porangatu apresenta mergulho alto para NW com direção N30E, indicadores cinemáticos dextrais como porfiroclastos de feldspato rotacionados. Nestas regiões ocorrem vários corpos máficos estirados e boudinados durante o processo deformacional e são representados como lentes descontínuas no mapa geológico.

A Zona de Cisalhamento Morro Chato se desenvolve Na Unidade 2 do Complexo Porangatu. Possui direção N30E, mergulho alto para NW e movimentação dextral.

A Zona de Cisalhamento Água Bonita separa as rochas do Complexo Porangatu e da Formação Xambioá, respectivamente nas faixas de dobramento Brasília e Araguaia. Esta zona de cisalhamento possui direção N50E e mergulho intermediário para SE. Indicadores cinemáticos e lineações de estiramento indicam uma movimentação transcorrente dextral. Posteriormente, esta estrutura foi reativada no regime extensional, com geração do gabren da bacia Água Bonita de idade Siluro-Devoniana.

A Zona de Cisalhamento Infusão possui um traço sigmoidal e entrelaçado com direção variando de N30E a N60E, até mesmo E-W e N-S, com mergulho subvertical. Esta estrutura bordejia o metagranitoide homônimo e corta toda a área mapeada na diagonal.

Ao longo desta zona também estão intrudidos ou inseridos tectonicamente corpos máficos da Suíte Máfica (NP3porμ) e um corpo de rocha gabróica indeformado.

A Zona de Cisalhamento Dois Irmãos também possui um traço sigmoidal e entrelaçado com direção variando de N30E a N60E com mergulho subvertical, apresenta caráter transpressional e cinemática dextral. Há uma série de augen gnaisses relacionados a esta estrutura. Os Granitos Dois Irmãos e Gutupá são bordejados por esta zona de cisalhamento que é cortada pelo Granito Água Parada.

4.1.1.2 - Sistema de Falhas Água Parada

Esse sistema de falhas ocorre em toda área mapeada cortado perpendicularmente as demais estruturas. Possui direção aproximada de N45W e mergulhos subverticais. São falhas rúpteis-dúcteis transcorrentes sinistrais, indicando por foliações SC e deslocamentos de estruturas guias em planta (Figura 4.6 A e B), possuem comprimentos métricos a quilométricos, porém são mais restritas que as falhas dextrais do Lineamento Transbrasiliano por vezes estão associadas a quartzo milonitos de espessura métrica. Nesse conjunto de falhas se aloja o Granito Água Parada além de diques e pequenos corpos (Figura 4.6 B e C). De forma pontual as brechas e protomilonitos desenvolvidos nessas falhas encontram-se laterizados (Figura 4.6 D).

4.1.2 - Faixa Araguaia

Na região noroeste da área perfazendo cerca de 25% da folha, ocorre a Formação Xambioá, uma sequência metassedimentar Neoproterozoica historicamente relacionada a evolução da Faixa Araguaia (SOUZA; MORETON, 1995). A estruturação das rochas nessa região segue um padrão semelhante ao observado na Faixa Brasília, porém as foliações, estão em sua maioria mergulhando para SE, também com alto ângulo (Figura 4.7). Nessa região o metamorfismo atinge fácies xisto verde a anfibolito baixo.

Essa região também está intensamente dominada pela tectônica transpressiva que gerou o Lineamento Transbrasiliano, marcada por uma série de zonas de cisalhamento de direção NE-SW, formando rochas miloníticas com indicadores cinemáticos dextrais, tanto em amostras de mão como em lâminas delgadas onde observam-se feldspatos rotacionados, exibindo sombras de pressão (Figura 4.8). As foliações assim como diversas dobras abertas a fechadas apresentam vergência para W-NW, em direção ao Cráton Amazônico (Figuras 4.7 e 4.8).

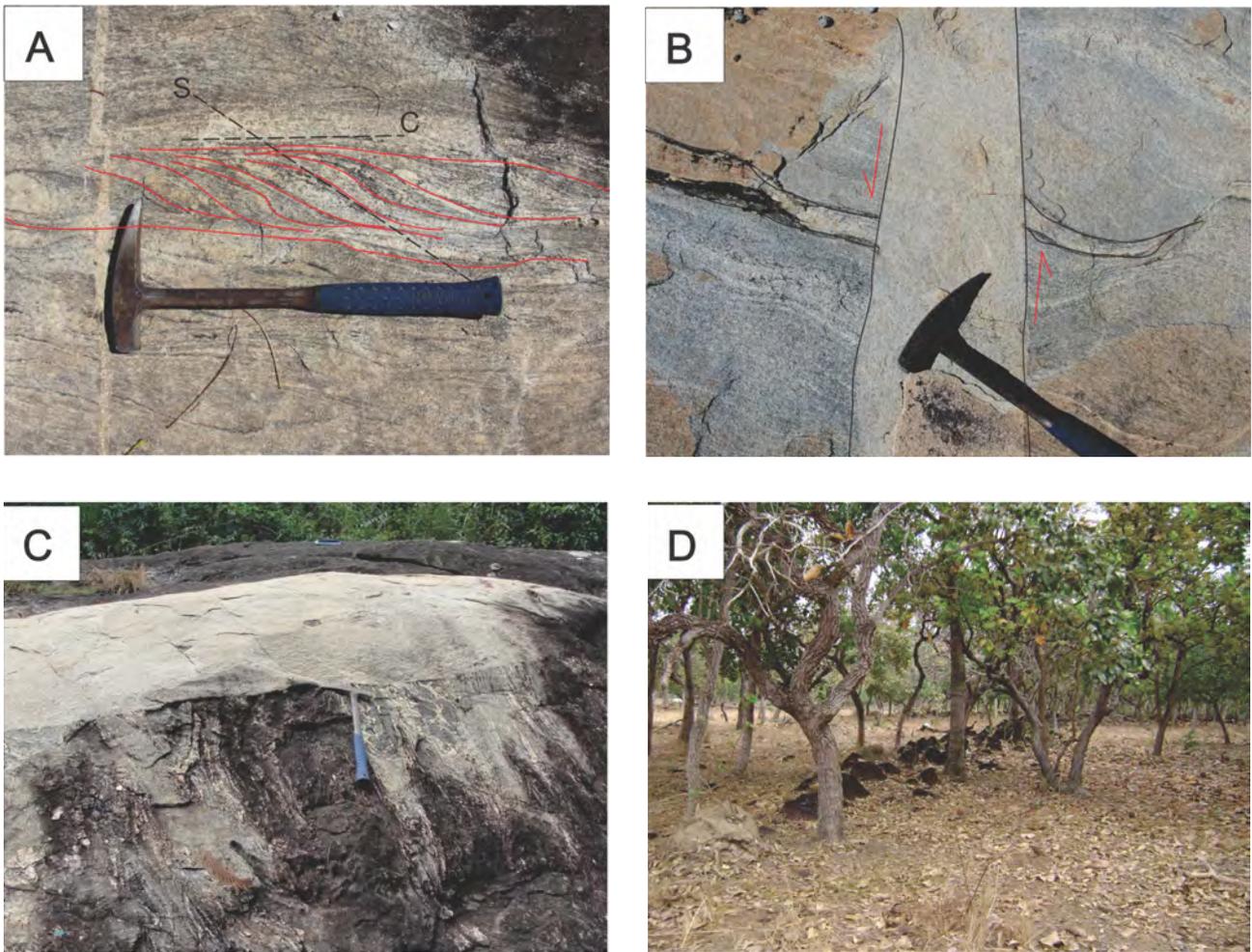


Figura 4.6 – A) Foliação SC sinistral em gnaiss granito do ponto FR-171. B) No mesmo ponto ocorrem diques de granitoides indeformados, na imagem o dique esta inserido em uma falha sinistral relacionado ao sistema de falhas Água Parada, indicado pelo deslocamento de veio pegmatítico pretérito. C) Dique granítico intrudido em gnaiss do Complexo Porangatu, ponto FR-146, os granitos tardios estão em geral inseridos em zonas de cisalhamento do Sistema Água Parada de direção NW-SE perpendicular a foliação geral NE-SW D) Zona de cisalhamento laterizada nas imediações da ZC Talismã, ponto FR-36.

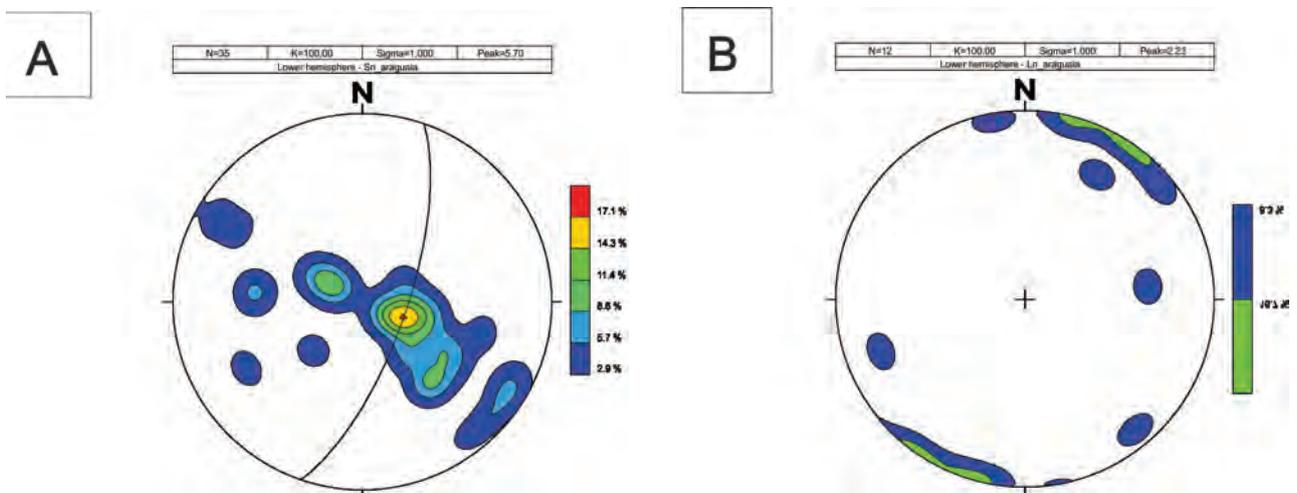


Figura 4.7 – Estereograma plotado no hemisfério inferior com cerca de 40 medidas de foliação (A) e 12 medidas de lineações de estiramento (B) na Faixa Araguaia. As foliações em sua maioria mergulham para SE, indicando que as rochas estão imbricadas em direção ao cráton Amazônico.

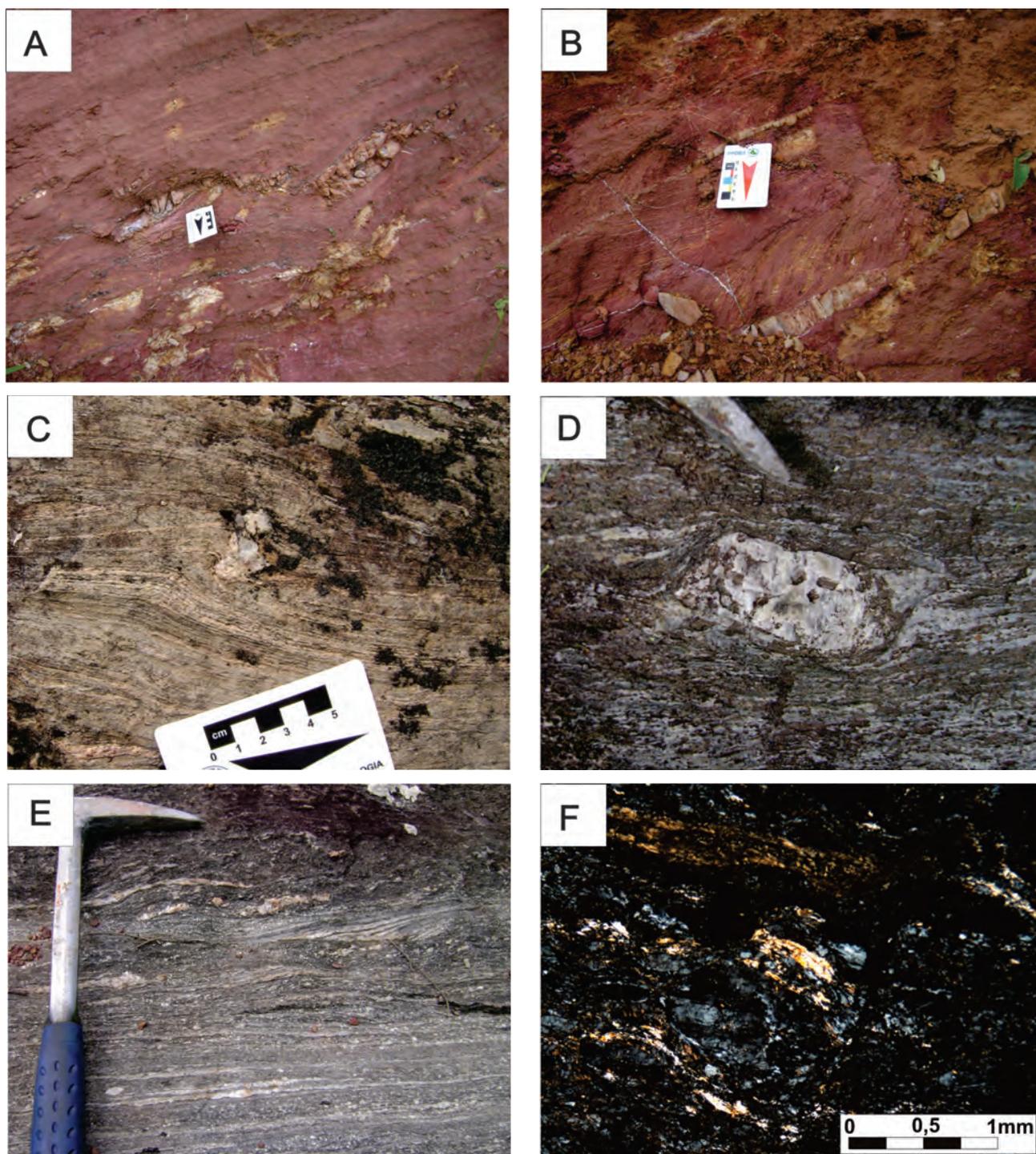


Figura 4.8 – A e B) Xisto alterado da Formação Xambioá, próximo a São Miguel do Araguaia, em corte de estrada, mostrando foliação de alto ângulo mergulhando para NW e dobras com vergência para W-NW (Ponto FR-16). C) Dobra assimétrica em metavulcânica ácida (Ponto FR-103). D) Cristal de feldspato deformado, com formato sigmoidal dextral, no ponto FR-106 E) no mesmo ponto, stair stepping em veio de quartzo com indicação dextral. F) Fotomicrografia da amostra FR-112C mostrando sombra de pressão em cristal reliquiar de feldspato em milonito.

4.2 - FASES DEFORMACIONAIS

A atividade tectônica na área de estudo pode ser separada em cinco fases deformacionais, duas compressivas progressivas e contínuas e três extensionais com um hiato temporal, como indicado na tabela abaixo (Tabela 4.1 e Figura 4.9). As duas primeiras fases D1 e D2 estão relacionadas ao

evento compressional brasileiro, correspondente a aproximação e colisão entre os crátons São Francisco e Amazônico, enquanto as fases D3 e D4 são relacionadas ao colapso do orógeno e reativação de estruturas pretéritas respectivamente. A fase D5 é eminentemente rúptil e pouco profunda é responsável por reativações de estruturas pré existentes.

Tabela 4.1 – Fases deformacionais identificadas na área de estudo.

D1- Compressão E-W – Colisão arco magmático maduro com Cráton São Francisco
a) Pop up na região do arco magmático – nível crustal profundo
b) Falhas de empurrão na região da Formação Xambioá - nível crustal raso
D2- Cisalhamento Dextral Transcorrente – Deformação mais intensa – milonitização – continuidade da colisão – componentes da compressão E-W
D3 - Falhas de Abertura NW-SE – Intrusão de granitóides e rochas máficas
D4 - Reativação Falhas NE-SW – Abertura da Bacia Água Bonita
D5 – Tectônica Rúptil pouco profunda – gerou um série de falhas e fraturas com direções preferencial N45W e N30E.

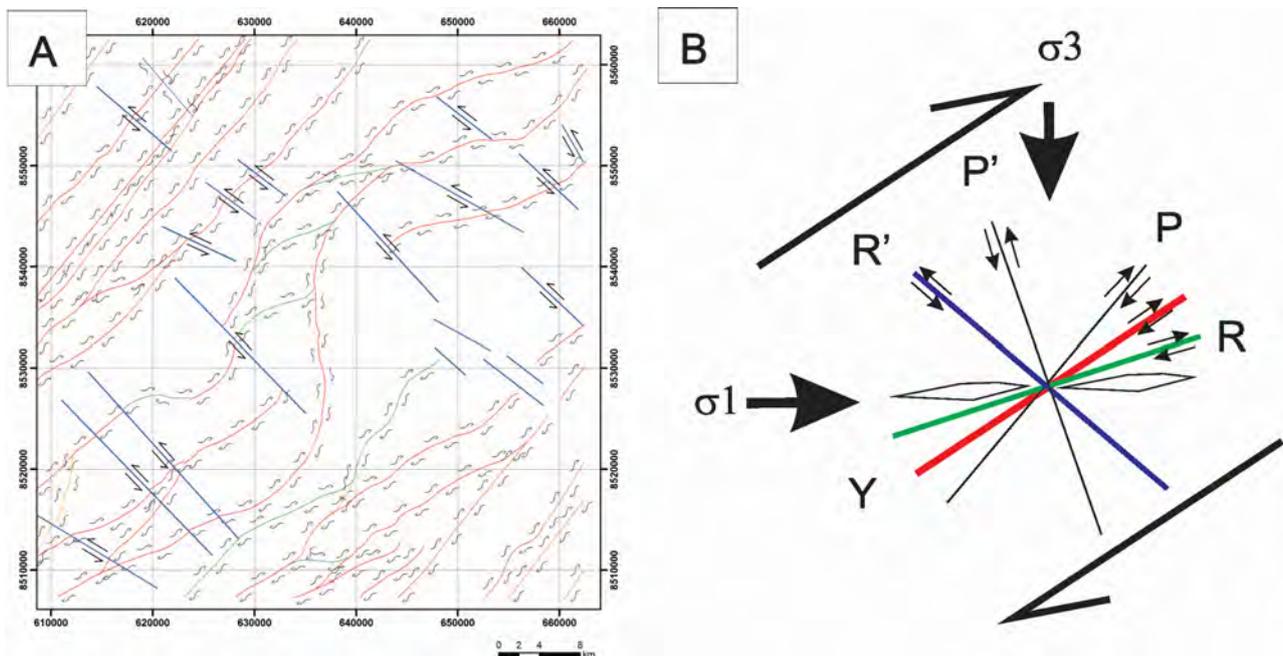


Figura 4.9 – A) Mapa estruturas da Folha Novo Planalto. B) Modelo de estruturas Riedel para zonas de cisalhamento. Estruturas no mapa e no diagrama de Riedel com as mesmas cores.

Na área de estudo, a fase D1 representa uma tectônica compressional que produziu efeitos distintos nas faixas Brasília e Araguaia. Na faixa Brasília a deformação gerou uma série de escamas imbricadas de alto ângulo como uma estrutura em flor positiva, corresponde a uma deformação em profundidade. Ao mesmo tempo na faixa Araguaia a compressão gerou escamas empurradas com baixo ângulo em direção ao Cráton Amazônico, possivelmente gerado em um nível crustal mais raso. Há indícios que o metamorfismo principal está relacionado a esta fase de deformação, já que os minerais metamórficos de alto grau são pré D2. Nesta fase é gerada a foliação principal S_n , que na Faixa Brasília mergulha para NW e na Faixa Araguaia mergulha para SE.

Durante a fase de deformação D2 é formada a mega estrutura Transbrasiliiana. Com a continuidade da aproximação dos blocos crustais, as suturas

são transformadas em zonas de cisalhamento transcorrentes/ transpressivas de alto ângulo. Nesse processo ocorre o transporte de massa crustal. Considera-se a hipótese de que o Complexo Serra Azul, tenha sido agregado ao Complexo Porangatu nesta fase. Nessa fase são formadas as lineações de estiramento observadas que correspondem a transcorrência/transpressão, no Lineamento Transbrasiliiano, também estão associadas a verticalização das estruturas pré existentes.

A primeira fase extensional, D3, está relacionada ao colapso do orógeno e relaxamento crustal por decompressão, que gerou uma série de falhas e zonas de cisalhamento de direção NW-SE onde se alojaram granitóides tardi a pós tectônicos, além de pegmatitos e veios de quartzo diversos (Figura 4.10).

A segunda fase extensional, D4, está relacionada a reativações das estruturas brasileiras associadas

em falhas normais no limite entre as faixas Brasília e Araguaia, durante este episódio foram depositados os sedimentos da bacia sedimentar Água Bonita no Fanerozoico.

A última fase deformacional D5, essencialmente rúptil também gerou um grande número de fraturas associados à falhas extensivas e sistemas de juntas. Foram identificadas duas famílias principais de juntas verticais, uma de direção geral SSW-NNE e a outra tem direção geral SE-NW. Fraturas têm direção preferencial N45W e N30E, secundárias EW, veio de quartzo apresentam direção NW-SE.

Nas imediações da Formação Água Bonita, ocorrem falhas normais métricas que correspondem a reativações de zonas de cisalhamento NE-SW. Além disso, falhas sinsedimentares escalonadas (Figura 4.11 A) e prováveis estruturas tipo sismo, como definido por Seilacher (1969) ocorrem nas rochas sedimentares da formação (CHAMANI et al., 2009).

Paleocorrentes mostram orientações notavelmente paralelas à direção do Lineamento Transbrasiliano, indicando que a bacia se instalava numa calha alongada condicionada pela orientação deste (CULITO et al., 2009; CHAMANI et al., 2011).

Culito et al. (2009) e Chamani et al. (2011) com base em estudos de campos de esforços distensivos obtidos a partir de pares falha/estria do embasamento e da bacia Fanerozoica, concluíram que o Graben de Água Bonita não representaria unicamente um graben de preservação de rochas sedimentares. Há indícios de uma tectônica ativa que gerou falhas normais de mesma direção e idênticos campos de esforços tanto nos depósitos sedimentares como no embasamento, o que sugere que a deposição da Formação Água Bonita teria ocorrido paralelamente à atividade tectônica Fanerozoica ao longo do Lineamento Transbrasiliano.

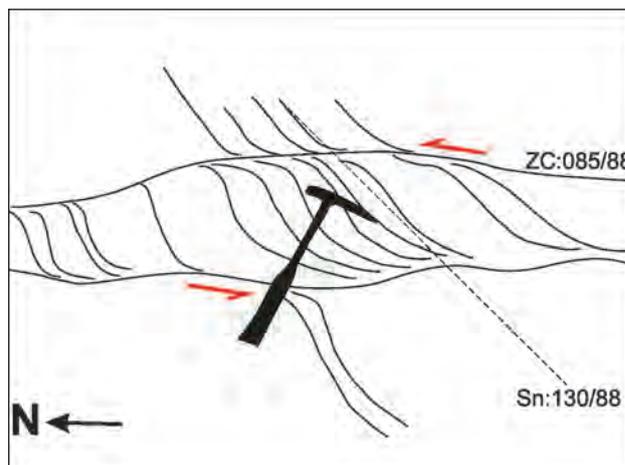


Figura 4.10 – Fotografia e desenho esquemático do de estruturas no ponto FR-171. A foliação principal relacionada a deformação D1, esta cortada por zonas de cisalhamento sinistras relacionadas a fase deformacional D3.



Figura 4.11 – A) Falhas Normais em arenitos da Formação Água Bonita, ponto FR-201. B) Rochas sedimentos com acamamento plano-paralelo da Formação Água Bonita.

4.1.3 - Evolução Geotectônica

Os diversos trabalhos geológicos realizados durante as últimas 5 décadas na Província Tocantins e os dados levantados no presente estudo podem auxiliar na compreensão da evolução geotectônica da região limítrofe entre as faixas Araguaia e Brasília e permitem estabelecer uma correlação com os eventos tectônicos globais ocorridos neste contexto geológico.

A evolução geológica das rochas da área em estudo esta intimamente ligada aos processos de aglutinação do Gondwana e ao evento tafrogênico global, correspondente a quebra do Supercontinente Rodínia (HOFFMAN, 1991).

Durante o Toniano (950 Ma), enquanto ocorre a fragmentação do Rodínia, começa também a desestabilização da crosta oceânica. Deste modo, surgiram sucessivas zonas de subducção que edificaram arcos de ilha e margens continentais ativas, que na região de estudo, correspondem as rochas do Arco Magmático de Goiás (PIMENTEL; FUCHS, 1992). Esse episódio corresponde ao início da aglutinação do Gondwana.

Na região da Faixa Brasília formou-se primeiramente ambiente de arco de ilha intraoceânico. A subducção apresentava mergulho para oeste, consumindo a crosta oceânica entre este arco e o Cráton São Francisco (PIMENTEL et al., 2000; SOARES, 2005). Estudos isotópicos de Junges et al. (2008) e Pimentel et al. (2000) mostram que na região de Mara Rosa, as rochas inseridas neste contexto apresentam idades de cristalização entre 920-800 Ma, ϵ_{Nd} positivo e idade modelo em torno de 1,0 Ga que indicam a natureza juvenil destas rochas (Figura 4.12 A).

Ainda durante o Toniano, interpreta-se também o início do processo de rifteamento crustal que deu origem a bacia onde foram sedimentadas as rochas da Faixa Araguaia, provavelmente na borda leste do Cráton Amazônico. Esta abertura é marcada pela intrusão de uma série de rochas alcalinas datadas de 1,0 Ga (MOURA et al., 2000).

Na Faixa Brasília, por volta de 800 Ma, após o consumo da litosfera oceânica ocorre a colisão do arco de ilha com a borda oeste do Cráton São Francisco. São evidências correlacionáveis a este evento:

a) o pico metamórfico de 756 ± 75 Ma obtido por isócronas Sm-Nd (JUNGES et al., 2002);

b) a Falha Rio dos Bois, importante estrutura compressional que coloca as rochas neoproterozóicas da Sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa sobre rochas paleo a mesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa (Figura 4.12 B).

Também durante o Criogeniano, o processo de rifteamento na região da Faixa Araguaia culmina com a criação de uma crosta oceânica. Fragmentos desta crosta são representados pelos ofiolitos do Complexo Quatipuru, Serra do Tapa e Morro do Agostinho com idade isócrona Sm-Nd de 755 ± 49 Ma (PAIXÃO, 2009) (Figura 4.12 B).

No presente trabalho foi obtida idade de cristalização de 746 Ma em gnaisse tonalítico cálcio-alcalino da Unidade 2 do Complexo Porangatu (Figura 3.6 Cap.3). Esta idade, associada a esta assinatura pode ser um indício de que houve magmatismo relacionado a uma margem continental ativa concomitante a criação do assoalho oceânico da Faixa Araguaia (Figura 4.12 B). Zircões herdados com idade U-Pb de 720 Ma em paragneisses da Unidade Rio Pintado também sugerem a existência deste magmatismo.

Na região da Faixa Brasília, após a colisão do arco de ilha intraoceânico, há um período de quiescência magmática. Após essa parada, os esforços compressivos são retomados e a crosta oceânica se desestabilizada novamente, iniciando novo processo de subducção, agora com mergulho para leste, consumindo o assoalho oceânico entre os crátons São Francisco e Amazônico dando início a Orogenia Brasileira (SOARES, 2005; BASEI et al., 2010).

O início desta subducção é marcado pela intrusão de diversos corpos básicos (Suíte Amaralina e Suíte Córrego das Campinas) nas rochas do arco de ilha por volta de 650-640 Ma (ver POLO et al., 2012, JUNGES et al., 2008; VIANA et al., 1995). Os trabalhos que abordam estas unidades mostram idade modelo em torno de 1,0 Ga, ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} positivos indicando a natureza juvenil destas rochas (ver VIANA et al., 1995; JUNGES et al., 2008; MATTEINI et al., 2010) (Figura 4.12 C).

A continuidade desta subducção gera uma margem continental ativa entre 640-600 Ma (FUCHS et al., 2006; MATTEINI et al., 2010). Ortogneisses relacionados a este ambiente apresentam idades TDM entre 0,78-1,96 Ga e ϵ_{Nd} positivos e negativos indicando rochas juvenis e com contaminação crustal respectivamente (FUCHS et al., 2006). As rochas deste arco são representadas pela Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e rochas ígneas de composição cálcio-alcalina associadas (Figura 4.12 C).

Datações em titânita e granada (ver PIMENTEL 2000; JUNGES et al., 2008) sugerem um novo pico deformacional regional por volta de 630 Ma. Na área de estudo atribui-se este evento a colisão do Cráton Amazônico a margem do Arco Magmático de Goiás. (Figura 4.12 D).

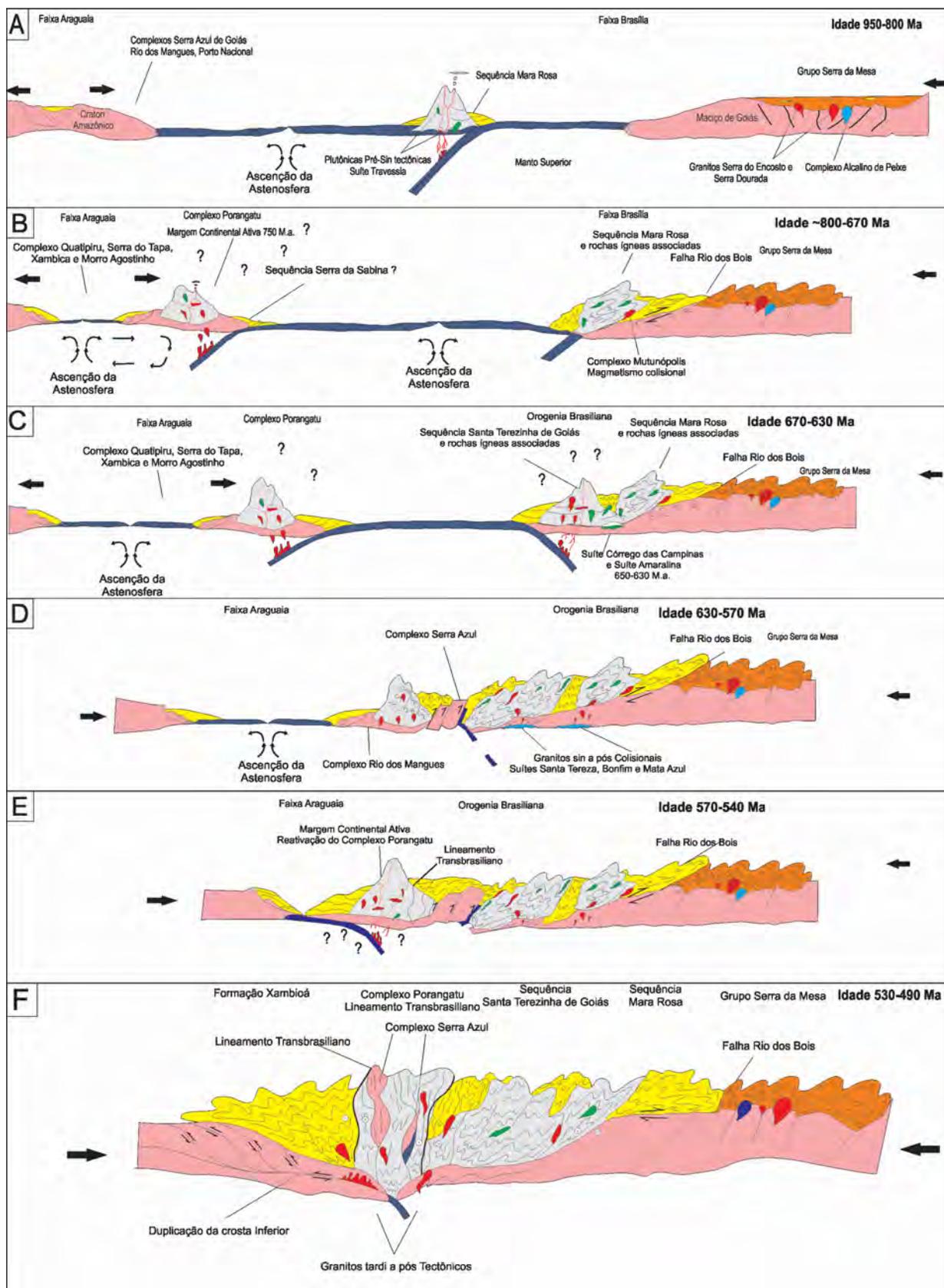


Figura 4.12 – Seção geológica esquemática do processo evolutivo da formação do Gondwana na porção norte do Estado de Goiás. A) Formação de arco de ilha intra oceânico e rifteamento que deu origem a Faixa Araguaia. B) Colisão do arco de ilha com a margem do Maciço de Goiás e implantação de margem continental ativa na Faixa Araguaia. C) Formação de margem continental ativa com mergulho para leste na borda do Maciço de Goiás. D) Colisão continental. E) Reativação do magmatismo de margem continental ativa na região da Faixa Araguaia com o desenvolvimento do Complexo Porangatu e implantação do Lineamento Transbrasiliiano. F) Colisão final edificando o Orógeno Brasileiro.

Após este evento colisional, ainda é evidenciado magmatismo cálcio-alcálico entre 570-530 Ma. Para Dantas et al. (2006) por volta de 570 Ma o processo de subducção foi retomado formando uma nova margem continental ativa. Na área de estudo, este novo evento magmático pode estar relacionado a rochas inseridas no Complexo Porangatu que apresentam uma série de gnaisses de composição tonalítica a monzogranítica cálcio-alcálicos. (Figura 4.12 E). Todavia, não se sabe ao certo os mecanismos que geraram este magmatismo.

Concomitante a este evento magmático há a implantação do Lineamento Brasília. Segundo Dantas et al. (2006) o pico deformacional deste sistema ocorreu por volta de 570 Ma e provavelmente ficou ativo até 490 Ma. Na área de estudo este evento tectônico é bastante expressivo imprimindo uma foliação milonítica de direção preferencial NNE-SSW e cinemática predominantemente transcorrente dextral, tangenciando diversos corpos, permitindo o alojamento de corpos tardi a pós tectônicos e provocando um metamorfismo que alcança a fácies granulito (Figura 4.12 F).

Ao longo do arco os esforços relacionados a esta megaestrutura reativaram falhas, obliterando assim parte das estruturas e texturas relacionadas

aos eventos anteriores. Importantes estruturas compressivas como a Falha Rio dos Bois, na porção nordeste do estado de Goiás, foi reativada, durante este evento, agora com cinemática transcorrente dextral (POLO et al., 2012).

A progressão dos esforços compressivos e conservativos culminaram com a colisão entre os crátons São Francisco e Amazônico. Na área de estudo esta colisão gerou metamorfismo em fácies granulito no Complexo Porangatu, metamorfismo em fácies xisto verde nas rochas da Formação Xambioá propiciando o cavalgamento dessas rochas sobre o Cráton Amazônico. O predomínio de dobras com vergência para oeste e foliação de baixo ângulo com mergulho para leste nas rochas da Formação Xambioá corroboram com esta hipótese (Figura 4.12 F). Além disso, ocorre a intrusão de diversos corpos graníticos e máficos tardi a pós tectônicos. Na área de estudo os granitos relacionados a esta fase foram agrupados na Suíte Novo Planalto.

Durante o Siluro-Devoniano esforços distensivos reativaram estruturas no limite entre as faixas Brasília e Araguaia resultando em abatimentos que deram origem a bacia de Água Bonita. As rochas sedimentares desta bacia são imaturas indicando fontes proximais.

5 – RECURSOS MINERAIS E GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

A região da folha Novo Planalto não apresenta histórico de extração de bens minerais, apenas relatos vagos de moradores sobre a atuação de empresas na prospecção de níquel. Todavia grande parte da área inclui rochas do arco magmático de Goiás, contexto geológico conhecido por abrigar diversos depósitos polimetálicos como o de Posse (Au), Zacarias (Au-Ag-Ba), Chapada (Cu-Au) e Campos Verdes (Esmeraldas).

No presente trabalho os recursos minerais e geoquímicos foram tratados em conjuntos, principalmente pela necessidade de traçar um panorama mais completo do potencial mineral da área.

Deste modo, foram catalogadas 15 ocorrências minerais e delimitadas 5 áreas com padrões geoquímicos anômalos. Dentre as ocorrências minerais, destacam-se rochas hidrotermalizadas com sulfetos disseminados, indícios de ouro e níquel em rochas do Complexo Porangatu e Formação Xambioá e depósitos de areia associados principalmente ao intemperismo dos arenitos da Formação Água Bonita. As anomalias geoquímicas mais

representativas incluem Urânio associado as rochas da Formação Xambioá, Cr, Cu-Fe-V-Ni, Cu e Cu-Mn relacionados a corpos anfibolíticos da Associação Máfica do Complexo Porangatu (Tabela 5.1 e vide mapa geológico).

5.1 - GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

No levantamento foram tratadas 150 amostras de sedimento ativo de corrente e 150 amostras de concentrados de bateia e aluvião (Figura 5.1).

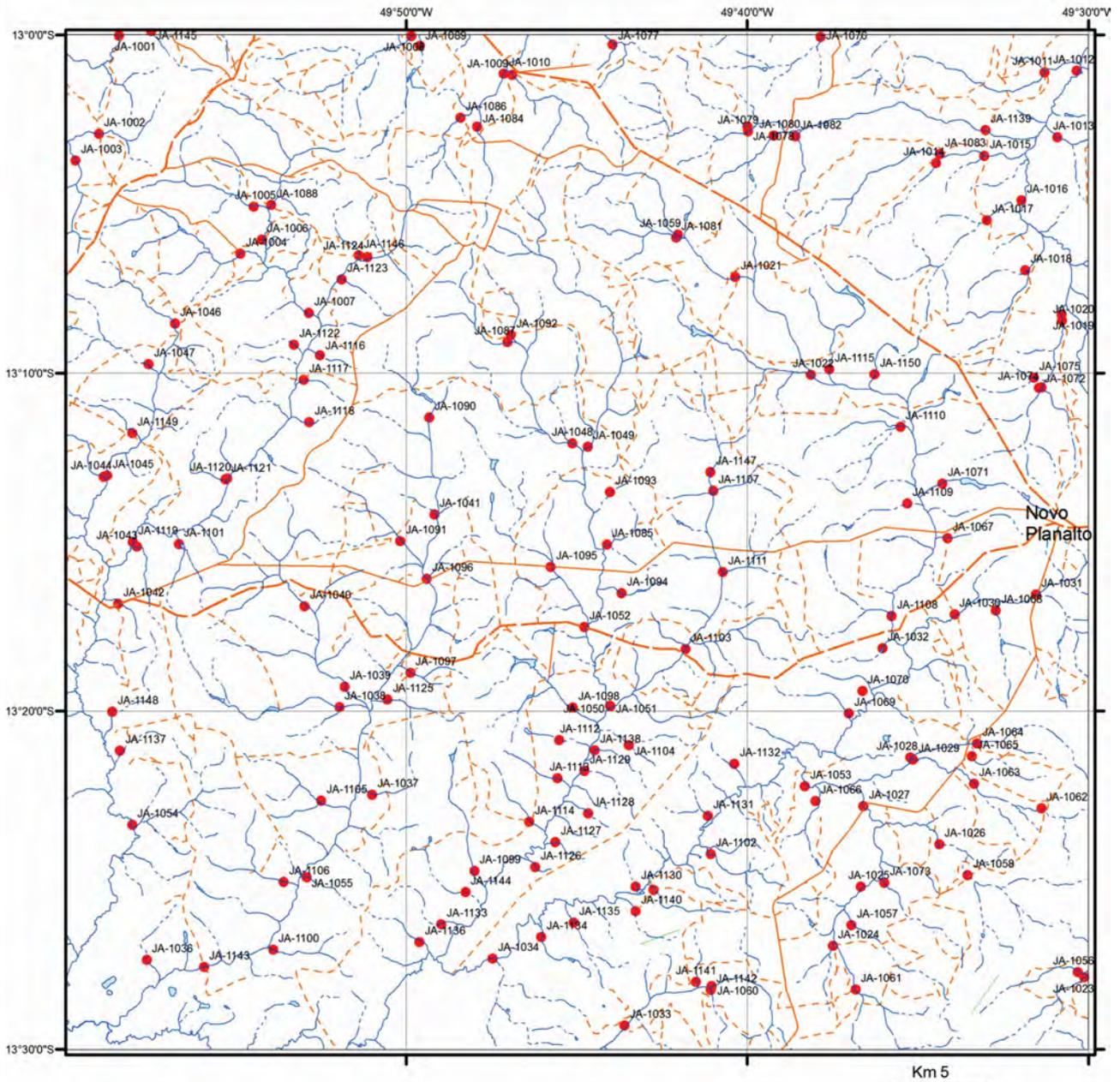
As análises das amostras de sedimento de corrente foram feitas por ICP-MS do laboratório SGS-GEOSOL. No que diz respeito aos concentrados de bateia, as análises mineralométricas também foram feitas pela SGS-Geosol.

Todas as informações de campo foram registradas para posterior arquivamento, juntamente com os resultados analíticos, na base de dados geoquímicos da CPRM no GEOBANK. Os dados analíticos produzidos poderão ser disponibilizados, para posterior reinterpretação.

Tabela 5.1 – Recursos minerais na Folha Novo Planalto.

PONTO	UTM-E	UTM-N	SUBSTÂNCIA	STATUS	MODELO DEPÓSITO	ROCHA HOSPEDEIRA	ASSOCIAÇÃO MINERAL
FR-05	660820	8535442	Sulfeto	Indício	Anfibolito	Enclaves máficos	Pirita; arsenopirita
FR-41	659464	8514883	Anfibolito	Ocorrência	Anfibolito ornamental	Anfibolito	
FR-72	639936	8521404	Sulfeto	Ocorrência		Enclaves máficos	Pirita; calcopirita
FR-97	620022	8561407	Turmalina	Ocorrência	Hidrotermal	Veios de quartzo	Quartzo; Turmalina; Muscovita
FR-102	629209	8558271	Filito	Ocorrência		Filito	mica branca; quartzo
FR-111	611011	8550541	Talco	Ocorrência			
FR-112	618993	8550152	Ouro	Ocorrência	Metamórfico	Anfibolito	Pirita; arsenopirita; pirrotita
FR-113	620760	8551381	Grafita	Ocorrência	Metamórfico	Grafita xisto	Grafita
FR-119	629593	8548347	Sulfeto	Indício	Metamórfico	Veios de quartzo	Pirita; arsenopirita; pirrotita
FR-135	645372	8553663	Sulfeto	Indício		Anfibolito	Calcopirita
FR-140	656132	8545173	Sulfeto	Indício	Hidrotermal	Anfibolito	Calcopirita; arsenopirita
FR-144	653014	8563544	Sulfeto	Indício	Hidrotermal	Anfibolito	Calcopirita; malaquita
FR-178	623177	8507669	Ouro	Ocorrência	Hidrotermal	Gnaisses granodioríticos	
FR-181	641096	8514330	Granito	Ocorrência		Biotita granito	Feldspato, quartzo, biotita
FR-190	615308	8539182	Quartzito	Ocorrência	Metamórfico	Quartzitos	Quartzo; muscovita
FR-195	650375	8521801	Sulfeto	Indício		Epidotitos	Calcopirita; arsenopirita; bornita

NOVO PLANALTO



Legenda

- Amostra de Sedimento de Corrente e Concentrado de Bateia
- Curso de Água Intermitente
- Curso de Água Perene
- - - Caminho
- Estr. s/ pav. tráfego periódico
- Estr. s/ pav. tráfego permanente

Figura 5.1 – Mapa de distribuição das estações de amostragem geoquímica da Folha Novo Planalto.

5.1.1 - Materiais e Métodos

As amostras de sedimento de corrente foram coletadas em trechos retilíneos no leito ativo do rio, de forma composta, em 5 a 10 porções dentro de um raio máximo de cerca de 50 metros (Figura 5.2 A e B). As amostras de concentrados de bateia e aluvião foram coletadas de forma pontual, logo abaixo do ponto de coleta da amostra de sedimento de corrente, ou nos trechos da drenagem com concentradores naturais propícios a acumulação de pesados (curvas, corredeiras, cachoeiras, marmitas).

A preparação das amostras de sedimento ativo de corrente seguiu os seguintes procedimentos: a) secadas a 60°C e peneiradas a 80 mesh, b) pulverizadas e digeridas com água régia (0,5 g com 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O a 95°C por uma hora), c) diluídas para 10 ml, d) analisadas para 53 elementos.

As amostras de concentrado de bateia (volume de 20 litros) foram coletadas e concentradas em campo e em seguida classificadas. Para tanto, usu-

se um conjunto de peneiras formado pelas malhas #4, #8, #16, #28 mesh e bateia (Figura 5.2 C). Em todos os processos de manuseio, visou-se minimizar ao máximo as possíveis contaminações.

Os concentrados de minerais pesados foram analisados no Laboratório da SGS-Geosol, e seguiu a seguinte metodologia: após conferência são abertas, deslamadas e colocadas em estufa para secagem. Depois de secas são divididas em quarteador *Jones*, separado em duas partes ficando uma para reserva e outra parte para análise. A parte da amostra a ser analisada é então peneirada usando para isso a malha de 0,300 mm para facilitar a análise em lupa, separada em líquido denso. Depois disso é feita a separação magnética com o imã de mão e análise sob luz ultra violeta para verificar a presença ou não de scheelita. Se necessário a amostra é passada no Separador Eletromagnético *Frantz* para separação dos minerais nos vários graus de magnetismo. Depois desta seqüência, vai para análise em lupa binocular onde são identificados os vários minerais que compõe a



Figura 5.2 – Materiais e métodos utilizados na geoquímica prospectiva. A) Amostra de sedimento de corrente. B) Detalhe da preservação da amostra. C) Detalhes do kit de pesquisa utilizado na amostragem de concentrado de bateia.

amostra assim como a quantidade existente. Quando é encontrado mineral cuja identificação visual é dificultada pelo intemperismo ou desconhecido é encaminhado para análise por MEV (microscópio eletrônico de varredura). A quantidade de minerais encontrados é transformada em porcentagem e cadastrada no formulário apropriado e reportada, após conferência, em formulário padronizado pela CPRM.

5.1.2 - Interpretação dos Dados de Sedimento de Corrente

A interpretação dos dados obtidos e considerados neste trabalho obedeceu a dois critérios principais:

1. Ordenamento das informações (dados analíticos) através de um tratamento simples (teste da variância, cálculo dos estimadores da população, estatística univariada e multivariada básica);
2. Interpretação dos dados tratados sobre uma base geológica simplificada com ênfase na litologia e no arcabouço estrutural e relacionada com as ocorrências minerais pertinentes.

5.1.3 - Tratamento dos Dados de Sedimento Ativo de Corrente

5.1.3.1 - Sumário dos estimadores

Para o tratamento estatístico dos dados de sedimentos ativos de corrente, os resultados analíticos inferiores ao limite de detecção do método analítico (< menor do que), foram divididos pela metade deste valor. A Tabela 5.2 contém o número de resultados definidos (RD), número de amostras coletadas (NA), os valores mínimos (VMin) e máximos (Vmax), média geométrica (Mgeo), desvio padrão geométrico (DPgeo), percentis de 25% - 50% e 75%, bem como os valores correspondentes aos *outliers* e extremos extraídos do *box-plots*.

Não foram considerados para os demais tratamentos estatísticos os elementos cujos resultados definidos ficaram abaixo de 50% do total de resultados; são eles: As, Au, B, Cd, Ge, Na, In, Li, Re, S, Se, Ta, Te e W.

5.1.4 - Tratamento dos Dados Mineralométricos

Para um melhor entendimento dos resultados referentes aos minerais pesados neste relatório optou-se em dividir a ocorrência dos minerais por grupos, assim sendo, os de interesse econômico e os minerais metamórficos.

5.1.4.1 - Minerais de interesse econômico

Os minerais de interesse econômico encontrados foram: ouro, pirita, pirita limonitizada, rutilo, cromita, scheelita, barita, minerais ferrosos, minerais de titânio, espinélio Kimberlítico e minerais fosfáticos.

Foram encontradas duas pintas de ouro na fração <0,5 mm.

Pirita e pirita limonitizada estão presentes em 20 estações com conteúdos até 5% do total dos pesados.

O rutilo está presente em 147 estações com conteúdos de até 25% do total dos pesados.

A cromita ocorre em 19 estações em proporção menor que 1% do total dos pesados.

A barita, assim como a scheelita ocorre em 1 estação em proporção menor que 1% do total dos pesados.

Os minerais fosfáticos representados por apatita, monazita e xenotímio estão presentes em 50% das drenagens da folha em proporção menor que 1% do total dos pesados.

Os minerais de titânio, como anatásio e leucoxênio estão presentes em 4 e 3 estações consecutivamente, estes minerais ocorrem com um conteúdo menor que 1% do total dos pesados.

Os minerais ferrosos como limonita, ilmenita e magnetita ocorrem em todas as drenagens amostradas com conteúdo em média de 25% do total dos pesados. A hematita ocorre em apenas 2 estações com conteúdo menor que 1% do total dos pesados.

5.1.4.2 - Minerais Metamórficos

Granada, cianita e estauroлита ocorrem em aproximadamente 85% das drenagens amostradas com conteúdo em média de 25% do total dos pesados, silimanita ocorre em apenas 3 estações com conteúdo menor que 1% do total dos pesados.

A turmalina foi encontrada em 140 das drenagens amostradas com conteúdos de até 50% do total dos pesados.

5.1.5 - Discussão dos Resultados

Após o processamento dos resultados de análise da campanha de prospecção geoquímica, executada por meio de amostras de sedimento de corrente, no perímetro de abrangência da Folha Novo Planalto, observou-se a ocorrência de 5 áreas de favorabilidade, ou zonas anômalas (vide mapa geológico).

A coleta de sedimento de corrente foi realizada em malha regional, conforme previamente descrito, atingindo, em muitos casos, estações de amostragem em drenagens de até terceira ordem. As associações geoquímicas anômalas encontradas

Tabela 5.2 – Sumário estatístico dos dados da Folha Novo Planalto.

Elemento	RD	NA	Vmim	Vmax	Mgeo	Dpgeo	P 25%	P 50%	P 75%	outliers	extremos
Ag	143	150	<0,01	0,15	0,02	1,79	0,03	0,02	0,02	0,04	0,08
Al	150	150	<0,2	4,14	0,48	2,30	0,835	0,47	0,2525	2	2,6
Ba	149	150	<5	216	27,33	2,26	46,75	27	15	100	160
Be	107	150	<0,1	1,6	0,14	2,36	0,275	0,2	0,05	0,6	1
Bi	118	150	<0,02	0,12	0,03	1,91	0,04	0,03	0,02	0,08	0,1
Ca	118	150	<0,01	0,26	0,02	2,63	0,03	0,02	0,01	0,06	0,1
Ce	150	150	2,85	780,74	22,94	2,31	37,465	21,865	13,4225	50	100
Co	150	150	0,7	23,1	3,11	2,13	4,875	2,9	1,7	10	16
Cr	150	150	4	157	21,21	2,07	33	22	12	70	100
Cs	115	150	<0,05	1,61	0,11	2,89	0,21	0,11	0,05	0,4	0,7
Cu	150	150	1,3	41,8	5,51	1,83	7,2	5,25	3,9	10	30
Fe	150	150	0,51	9,94	1,57	1,75	2,16	1,44	1,0525	4	6
Ga	150	150	0,7	13,7	2,42	1,95	3,675	2,3	1,4	7	11
Hf	123	150	<0,05	1,56	0,09	2,29	0,14	0,085	0,06	0,3	0,4
Hg	139	150	<0,01	0,21	0,05	3,04	0,13	0,095	0,03		
K	114	150	<0,01	0,13	0,02	2,51	0,03	0,02	0,01	0,06	0,09
La	150	150	1,2	443,7	10,26	2,47	16,6	9,3	6	25	50
Mg	89	150	<0,01	0,19	0,01	2,60	0,03	0,01	0,005	0,07	0,1
Mn	150	150	70	1061		1,85	331,75	198	134,25	600	950
Mo	137	150	<0,05	1,04	0,19	2,39	0,34	0,235	0,13	0,7	1
Nb	148	150	<0,05	4,67	0,39	2,14	0,6075	0,38	0,25	1	2
Ni	150	150	0,7	15,2	3,48	1,91	5,875	3,5	2,2	12	
P	114	150	<5	1082	49,10	5,97	163,75	80	51,25	300	600
Pb	150	150	1,6	19,9	5,15	1,61	7,575	5,2	3,525	14	
Rb	150	150	0,3	19,3	2,05	2,50	4,075	2,1	1,025	9	13
Sb	83	150	<0,05	0,4	0,05	2,25	0,09	0,05	0,025	0,2	0,3
Sc	150	150	0,7	17,4	2,44	1,99	3,5	2,35	1,4	7	12
Sn	150	150	0,3	12,9	0,77	1,65	0,9	0,7	0,6	1	2
Sr	149	150	<0,5	35,9	3,23	2,40	6	3,4	1,6	12,5	20
Th	150	150	0,8	191,8	4,88	2,41	7,8	4,3	2,625	15	20
Ti	148	150	<0,01	1,08	0,08	2,58	0,145	0,07	0,04	0,31	0,5
U	150	150	0,08	15,86	0,43	2,20	0,6275	0,395	0,2525	1,13	2
V	150	150	6	201	22,32	2,10	36,75	20	13	75	110
Y	150	150	0,45	78,72	3,44	2,20	5,255	3,455	2,0225	9,7	20
Zn	150	150	2	33	6,84	1,96	11	7	4	21	30
Zr	145	150	<0,5	54,3	2,53	2,40	3,975	2,4	1,6	7,5	15

devem, portanto, representar uma gama maior de protólitos em determinados pontos de amostragem. Deste modo, as 5 áreas anômalas encontradas foram comparadas e vinculadas às litologias que ocorrem nos perímetros de captação de cada estação amostrada, visando uma melhor interpretação dos resultados prospectivos alcançados.

Nas comparações entre as áreas anômalas identificadas, percebeu-se, em algumas, certa similaridade geoquímica, com pequenas variações de elemen-

tos. Neste caso, as mesmas serão descritas de forma conjunta. Segue abaixo a descrição das áreas anômalas de maior interesse geológico-prospectivo:

Anomalia I: é formada pelo elemento U e pode estar relacionada a intercalações de xistos feldspáticos e ortognaisses da Formação Xambioá com influência de zonas de cisalhamento. Neste local também foram encontrados concentrações de até 30% de monazita na porção de minerais pesados.

Anomalia II: é formada por Cr e pode estar ligada a rochas máficas por vezes não mapeáveis associadas a zona de cisalhamento.

Anomalias III, IV e V: representados pelos conjuntos anômalos de Cu-Fe-V-Ni, Cu e Cu-Mn respectivamente. A região anômala III está sob influência de diques e corpos máfico-ultramáficos relacionados a Serra do Estrondo. Nas áreas IV e V as assembléias anômalas estão refletindo a contribuição dos anfíbolitos da Associação Máfica do Complexo Porangatu na área de captação das drenagens amostradas.

5.2 - RECURSOS MINERAIS

Os recursos minerais da Folha Novo Planalto foram obtidos a partir da integração das informações de campo, litoquímica, geoquímica prospectiva e petrografia. Deste modo destacam-se os indícios para ouro, cobre, níquel, urânio e monazita, além de rochas ornamentais e materiais para construção civil (areia e cascalho).

5.2.1 - Ouro

Baptista e Cartner-Dyer (1966) citam um dos únicos registros na literatura de ocorrências de ouro próximos a Folha Novo Planalto. Neste trabalho eles mencionam ocorrências de pepitas de ouro em conglomerados da Formação Água Bonita, localizados próximos a cidade de Araguaçu.

No presente trabalho os dados litoquímicos mostraram indícios de ouro nas rochas da Formação Xambioá e no Complexo Porangatu. Na Formação Xambioá (ponto FR-112) ocorre a intercalação entre epidoto anfíbolito sulfetado provavelmente de origem vulcânica, metatonalito milonítico e quartzito. Estes estão orientados segundo uma foliação penetrativa (Sn=070°/70°) e fraturas preenchidas com quartzo (175°/80°). O epidoto anfíbolito apresenta cor verde escura, está cortado por veios de quartzo concordantes e discordantes a foliação, ocorrem pirita, arsenopirita e pirrotita disseminados na rocha. A análise petrográfica do epidoto anfíbolito mostra granulação muito fina, textura nematoblástica, sendo constituída principalmente por anfíbio e epidoto, com intercalação descontínua de quartzo intensamente deformado. Os cristais de quartzo estão extremamente estirados, com extinção ondulante e orientados segundo a foliação. Ocorrem microfalhas e microfraturas preenchidas por carbonato. A análise química do epidoto anfíbolito (FR-112 A) mostra teores de 0,2 ppm de Au e 192 ppm de Cu (Figura 5.3).

O metatonalito milonítico que esta intercalado ao epidoto anfíbolito está intensamente alterado, apresenta textura granolepidoblástica, caracterizado

por faixas micáceas descontínuas intercaladas com bandas granoblásticas cataclasadas. São constituídos essencialmente por quartzo (30%), plagioclásio (54%), muscovita (9%) e biotita (2%). A análise petrográfica mostra ainda a clorita como produto de alteração das micas e epidoto associado à muscovita (Figura 5.3).

Os dados evidenciados permitem inferir que houve metamorfismo da rocha em fácies xisto verde com deformação que imprimiu uma foliação penetrativa onde se alojaram veios de quartzo, alguns sulfetados. Micro falhas deslocaram esses veios e apresenta-se preenchidos por carbonato possivelmente com ouro associado.

Na Unidade 2 do Complexo Porangatu (ponto FR-178) ocorrem biotita gnaisse monzogranítico fino, cor cinza, textura granolepidoblástica, com níveis de quartzo e de pegmatito, as vezes boundinados e orientados segundo o bandamento (Sn 160°/50°). Sobreposta a estas estruturas a deformação marcada por dobras abertas e falhas transcorrentes dextrais (000/90) afetando a gnaissificação (Eixo 160/00). A litoquímica da amostra FR-178 apresenta 0,1 ppm de Au. Todavia, tanto em campo como nas descrições petrográficas não foram observados indícios de hidrotermalismo, sulfetação e carbonatação, possivelmente o ouro associado a essa anomalia apresenta-se livre ou em veios de quartzo (Figura 5.4).

5.2.2 - Níquel, Cobre e Cromo

Há indícios de níquel, cobre e cromo relacionados principalmente a corpos da unidade Suíte Máfica do Complexo Porangatu. Esta unidade é representada principalmente por anfíbolitos com sulfetos e seus produtos de alteração disseminados. Comumente são visualizadas piritas, bornitas, malaquitas e calcopirita. Os resultados litoquímicos mostram que as rochas da Suíte Máfica apresentam teores de Ni variando entre 35 à 109 ppm. Foram delimitadas associações positivas de Cu-Fe-V-Ni, Cu e Cu-Mn em drenagens que interceptam estes corpos máficos e ultramáficos.

5.2.3 - Urânio e Monazita

O tratamento das análises químicas de sedimento de corrente mostraram três bacias de captação com teores anômalos para urânio e até 30% de monazita no concentrado de bateia na porção dos minerais pesados na região com área de influência das rochas da Formação Xambioá.

As rochas metassedimentares da Formação Xambioá apresentam protólitos imaturos, visto as porcentagens de feldspatos consideráveis (5-70%), as vezes formando paragneisse. Isto sugere

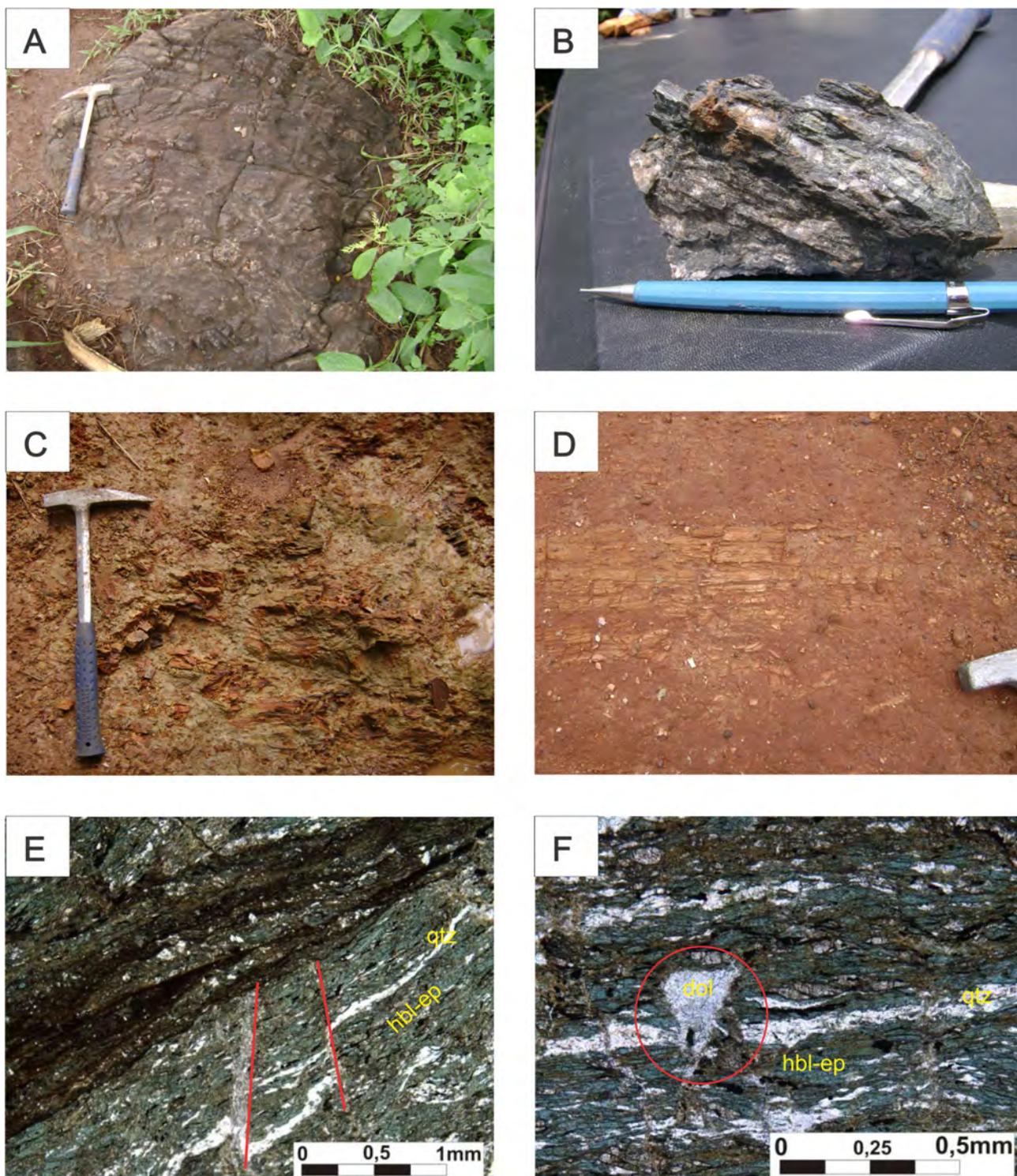


Figura 5.3 – A) Epidoto anfibolito (FR-112A). B) Detalhe do epidoto anfibolito com veios de quartzo. C) Metatonalito milonítico intensamente alterado. D) Quartzito micáceo intensamente fraturado. E) Fotomicrografia do epidoto anfibolito (Amostra FR-112A) evidenciando faixas ricas em hornblenda e epidoto intercalado com níveis de quartzo, ambos cortados por microfalhas (em vermelho) (N//). F) Detalhe para microfaturas preenchidas por carbonato (N//).

que a deposição foi próxima à área fonte. Portanto considera-se a possibilidade de que durante a deposição houve concentração de minerais pesados. A análise petrográfica mostra que estas rochas apresentam comumente apatita, titanita, zircão, rutilo, turmalina e allanita como minerais

assessórios. Deste modo, as anomalias de urânio e monazita podem estar relacionadas ao intemperismo destas rochas. Outra provável fonte seria por ação intempélica dos ortognaisses da Formação Xambioá que estão intercaladas a estas rochas metassedimentares.

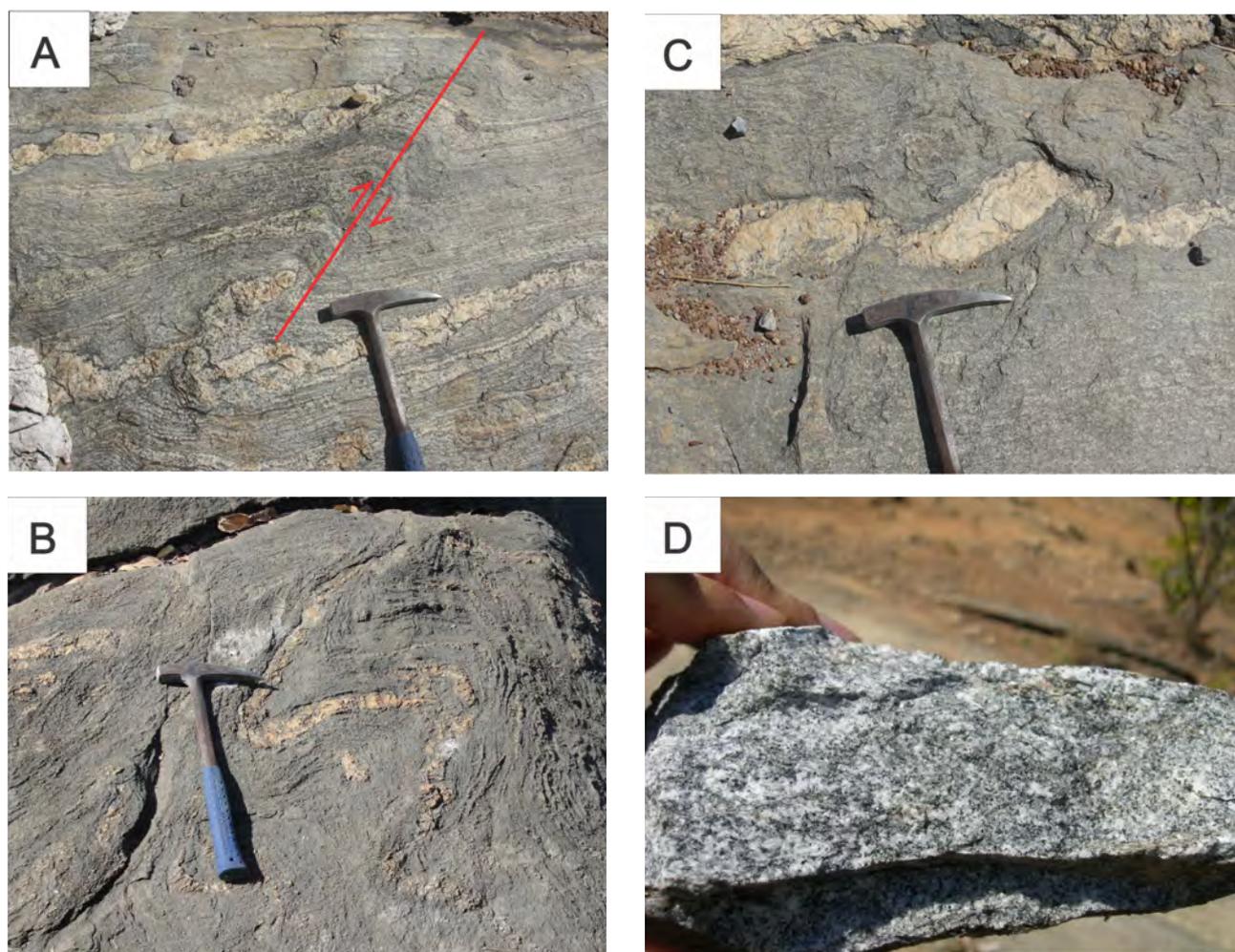


Figura 5.4 – A) Gnaiss monzogranítico com níveis ricos em quartzo e pegmatitos, detalhe para transcorrência dextral ($000^{\circ}/90^{\circ}$) afetando os gnaisses. B) Dobramento apertado com eixo vertical nos gnaisses. C) Níveis de quartzo boundinados. D) Detalhe dos gnaisses monzograníticos.

5.2.4 - Materiais para construção civil

5.2.4.1 - Areias e cascalhos

As ocorrências de areia e cascalho estão relacionadas as unidades Coberturas Detrito-Lateríticas e aos Depósitos Aluvionares. Estes materiais são encontrados na área principalmente como depósitos aluvionares ao longo dos principais rios e ribeirões. Os jazimentos de areia são mais expressivos nas bacias de drenagem com influencia dos arenitos da Formação Água Bonita. Dentre os principais cursos de drenagem que transportam e depositam sedimentos desta formação estão os córregos Barreirinho, Água Parada, Fundo, Limpo e do Pouso. Nestas regiões as areias são quartzosas, brancas, finas a médias.

A laterita ocorre como crostas dismanteladas que afloram em suaves ondulações positivas e em quebras de relevo, apresentam espessuras variando de poucos centímetros a 5 metros e abrangem toda a área de estudo. Os horizontes superficiais afloram lateritas ferruginosas porosas, ricas em goethita. (Figura 3.76 – Capítulo 3).

5.2.4.2 - Rochas Ornamentais

As rochas da folha Novo Planalto apresentam uma grande diversidade de texturas e cores. Todavia o relevo arrasado limita as exposições rochosas, o que torna mais difícil a identificação e caracterização de contextos promissores para a pesquisa e exploração de rochas ornamentais. Apesar disso, foram identificadas algumas regiões com potencial para este bem mineral:

1. No Morro Dois Irmãos ocorrem exposições de até 20m de altura, por 20 de comprimento de Monzogranitos, cor branca a rosa com pontos pretos (biotitas), maciços, homogêneos, decametricamente fraturados (Figura 5.5 A e B).
2. Na Formação Xambioá ocorrem morrotes com exposições de 10X10m de anfibolito fino compacto foliado, de cor verde escuro. (Figura 5.5 C e D).
3. Morrotes alinhados de direção NE onde ocorrem quartzito médio, fraturado com foliação penetrativa e intensamente fratura-

do. Muitos fragmentos dispersos na superfície (Figura 5.5 E e F).

4. Laterita ferruginosa vermelha ocorrem em praticamente toda a área de estudo, são de

fácil extração, podem ser utilizadas como agregado na pavimentação de estradas. Também é muito utilizado como revestimento vertical em muros e fachadas de casas.



Figura 5.5 – A) Lajedo de monzogranito levemente rosado, ao fundo Morro Três Irmãos onde afloram também afloram estas rochas. B) Detalhe do monzogranito. C) Morrote de anfibolito fino. D) Detalhe de anfibolito fino. E) Fragmentos de muscovita quartzito dispersos na superfície. F) Detalhe dos muscovita quartzitos.

6 – CONCLUSÕES

A cartografia geológica da Folha Novo Planalto executada durante o desenvolvimento do Projeto NW de Goiás implicou no avanço do conhecimento geológico e dos recursos minerais desta região, além disso, propiciou a correlação geotectônica com as áreas adjacentes.

O arcabouço geotectônico da área é representado principalmente por rochas das faixas Brasília e Araguaia intensamente afetadas pelo Lineamento Transbrasiliano, importante sutura regional de dimensões continentais. Na área de estudo esta estrutura imprime uma série de zonas de cisalhamentos dextrais de direção preferencial NE-SW que baliza a maioria das rochas.

O Complexo Serra Azul, de idade Arqueana (2.9 Ga) é formado por gnaisses granodiorítico a monzogranítico de afinidade cálcio-alcalina intercalado a corpos tabulares a boudinados de rochas metamáficas de composição basáltica, com características litoquímicas de arco magmático. O posicionamento tectônico desta unidade permite cogitar a hipótese de que ele represente parte do embasamento síalico envolvido na Orogenia Brasileira, corroborando com as interpretações gravimétricas e sísmicas obtidas por Ventura et al., (2011).

O Complexo Porangatu engloba principalmente ortognaisses tonalíticos a monzograníticos metamorfizados em fácies anfíbolito à granulito. Na área de estudo foi possível discriminar 3 unidades:

- Unidade 2: formada por biotita hornblenda gnaisses graníticos a tonalíticos, migmatitos e granulitos subordinados, com assinatura geoquímica cálcio-alcalina de margem continental ativa, com forte contaminação crustal.
- Unidade 3: é representado por gnaisses granodioríticos com clinopiroxênio, e em áreas adjacentes está associado a rochas máficas.
- Suíte Máfica: separada em duas subunidades, ambas de composição basáltica e metamorfizadas na fácies anfíbolito alto a granulito, a primeira apresenta assinatura litoquímica de basalto toleítico rico ferro e a segunda de basaltos alcalinos.

Essencialmente o Complexo Porangatu apresenta rochas plutônicas cálcio-alcalinicas e máficas toleíticas compatíveis com rochas geradas em arco magmático continental. Idade U-Pb de 746 ± 4 Ma em gnaisses tonalítico (FR-178) da Unidade 2 deste complexo sugere magmatismo de margem continental ativa

nesta região por volta de 750 Ma, ampliando-se assim o intervalo de idades de cristalização para as rochas do Complexo Porangatu, anteriormente limitada entre 570-530 Ma (Dantas et al., 2006).

A Suíte Novo Planalto é formada por cinco corpos graníticos tardi a pós tectônicos intrusivos nas rochas do Complexo Porangatu e balizados por zonas de cisalhamento. Apresentam assinatura química cálcio-alcalina rica em álcalis com forte contaminação crustal. A datação U-Pb para o corpo Gutupá obteve idade de cristalização de 512 ± 3 Ma e os dados Sm-Nd mostram TDM de 1.446 Ma e $\epsilon Nd(t)$ de -7,1. Estes dados corroboram com o caráter pós-tectônico do corpo e indicam a possível contaminação crustal por fontes mais antigas. Estes corpos podem representar o estágio final da evolução magmática durante a Orogenia Brasileira.

A Unidade Rio Pintado é formada por faixas de augen gnaisses paraderivados. As composições minerais, texturas e padrões litoquímicos sugerem como protólitos sedimentos imaturos (proximal) do tipo grauvaque e arcóseo para maior parte das rochas. Os padrões de elementos traços sugerem fontes de natureza granítica (riolítica) de ambiente de arco magmático. Os agrupamentos de zircão com intervalos de idade U-Pb de 660 e 720 e a idade modelo TDM DE 903 Ma (amostra FR-59) sugerem fontes de idade Neoproterozoica. O $\epsilon Nd_{(700)} + 3,63$ para a mesma amostra indica que os protólitos destas rochas tem natureza juvenil. Os padrões deformacionais e de recristalização mineral implicam um regime dúctil com metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito superior, provavelmente decorrentes da implantação do Lineamento Transbrasiliano. A idade U-Pb de 498 Ma em zircões de rocha desta unidade pode estar relacionada a recristalização dinâmica relacionada à esta estruturar. Este conjunto de fatores permite associar esta unidade a um ambiente de bacia intramontana do Arco magmático de Goiás.

Na Faixa Araguaia foram reconhecidas rochas metassedimentares, metamáficas e ortognaisses associados a Formação Xambioá. As rochas metassedimentares são predominantemente xistos levemente aluminosos e feldspáticos possivelmente provenientes de uma fonte proximal. Essas rochas estão intercaladas às ortognaisses, tonalíticos e granodioríticos que podem representar um magmatismo relacionado ao Arco Magma de Goiás.

A Formação Água Bonita apresenta uma sequência sedimentar imatura orientada NE-SW, balizada a leste pelo Complexo Porangatu e a oeste

pela Formação Xambioá. A Bacia de Água Bonita foi formada por falhas normais desenvolvidas pela reativação de estruturas do Lineamento Transbrasiliano. Conforme apresentado por Schobbenhaus et al., (1984) as rochas desta unidade podem ser correlacionadas as formações Gorotire, Furnas, Serra Grande, Coimbra e Rio das Barreiras sugerindo assim uma idade Siluro-Devoniana para estas rochas.

Recobrimo parcialmente estas unidades ocorrem coberturas detrítico-lateríticas representadas por crostas e fragmentos de laterita principalmente ferruginosas, de cor vermelha a preta, as vezes amarela, com aspecto rugoso ricas em cavidades de dissolução, e por vezes apresentam magnetismo.

Nos leitos das principais drenagens e ao longo da Bacia Água Bonita, recobrimo grande parte dos sedimentos da mesma e parte do embasamento, ocorrem depósitos inconsolidados de cascalho, areia e argila.

O arcabouço geotectônico da área de estudo está inserido em uma região de sutura entre as faixas Brasília e Araguaia. Nessa zona de fraqueza desenvolveu-se o Lineamento Transbrasiliano, uma mega estrutura de dimensões continentais que secciona o norte do Estado de Goiás com direção N30E aproximadamente, e é observado desde o norte do estado do Ceará até o sul do estado de Mato Grosso do Sul, apresentando inclusive estruturas correlatas no continente africano. Na região de estudo o lineamento representa a principal feição estrutural da área, condicionando a estruturação de, praticamente, todas as unidades.

No domínio da Faixa Brasília as foliações, em sua maioria, apresentam direção NE-SW com mergulhos altos para SE. A região é intensamente deformada e cortada por um sistema de grandes zonas de cisalhamento verticais transcorrentes ou transpressivas dextrais. As lineações de estiramento mineral apresentam mergulhos baixos ora para NE ora para SW, paralelas ao plano da foliação, o que indica uma tectônica predominantemente transcorrente associada as zonas de cisalhamento. Foram caracterizados na área dois sistemas de zonas de cisalhamento. O primeiro, Transbrasiliano é composto de seis grandes Zonas de Cisalhamento transcorrentes dextrais, que cortam a área diagonalmente na direção NE-SW com formas sinuosas a sigmoidais. O segundo Água Parada, corta o conjunto anterior, e é formado por uma série de falhas NW-SE com mergulho vertical e

cinemática sinistral, são falhas rúpteis-dúcteis que também condicionam os corpos pós tectônicos.

Na Faixa Araguaia as foliações estão em sua maioria mergulhando para SE, com ângulo de cerca de 45°, o que indica que a tectônica nessa região foi predominantemente compressiva de baixo ângulo, formando escamas empurradas sobre o Cráton Amazônico. Nessa região o metamorfismo atinge fácies xisto verde a anfibolito baixo.

A deformação na área de estudo pode ser separada em cinco fases deformacionais, duas compressivas progressivas e contínuas e três extensionais com hiatos temporais. As duas primeiras fases D1 e D2 estão relacionadas ao evento compressional brasileiro, correspondente a aproximação e colisão entre os crátons São Francisco e Amazônico, enquanto as fases D3 e D4 são relacionadas ao colapso do orógeno e reativação de estruturas pretéritas respectivamente. A fase D5 é eminentemente rúptil, pouco profunda e responsável por reativações de estruturas pré existentes.

No âmbito dos recursos minerais a área se encontra em contexto favorável para a exploração de bens utilizados como agregados na construção civil como rocha ornamental, areia, cascalho e argila. Na esfera dos metais básicos e preciosos apesar da área apresentar indícios destes bens, serão necessários estudos mais aprofundados para avaliar com maior precisão o potencial econômico. Dentre as principais ocorrências e indícios, vale destacar:

1. Indícios litoquímicos de ouro em anfibolitos sulfetados da Formação Xambioá e em gnaisses monzograníticos do Complexo Porangatu;
2. Indícios litoquímicos para Cobre e Níquel e anomalias de sedimento de corrente de Cu-Fe-V-Ni, Cu e Cu-Mn relacionados a rochas da Suíte Máfica;
3. Indícios de Urânio em sedimento de corrente e monazitas em concentrados de bateia com área de captação que abrange as rochas da Formação Xambioá;
4. Depósitos aluvionares de areia que ocorrem com maior expressão nas bacias de drenagem com influência dos arenitos da Formação Água Bonita incluindo os córregos Barreirinho, Água Parada, Fundo Limpo e do Pouso;
5. Corpos monzograníticos esbranquiçados na Serra Dois Irmãos para utilização como rocha ornamental.

7 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, Francisco de Assis Matos de. **Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia**. Belém, 1978. 90p. Dissertação (Mestrado em Ciências)-Universidade Federal do Pará. Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, 1978.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de et al. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim Divisão Geol. Mineral**, Rio de Janeiro: Largo da Misericórdia, v.65, n.241, 1967. 36p.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, PB. **Atas...** Campina Grande, PB: SBG Núcleo do Nordeste, 1977. p.363-391. il. + mapa.
- ALVARENGA, C. J. S. de et al. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.183-193. ISBN 8590148211.
- ARANTES, D; BUCK, P. S; OSBORNE, G. A. A sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. **Boletim Informativo** – SBG Núcleo Centro Oeste, n.14, p.27-40, 1991.
- ARAÚJO FILHO, J. O. The Pirineus Syntaxis: Na example of the intersection of two Brasiliano foldthrust belts in Central Brazil and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, 2000. p.144-148.
- ARAÚJO, B. S.; DIENER, F. S. **Projeto Mutunópolis: Relatório Final de Graduação - Área I. Escala 1:25.000**. 2006. 185p. TCC – Trabalho de conclusão de Curso (Graduação) – Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, 2006.
- BAPTISTA, M. B.; CARTNER-DYER, R. Ocorrência Singular de Sedimentos Mediopaleozóicos no Centro Oeste de Goiás. **Notas Preliminares** – DGM, n.133, 1966. 11p.
- BARBOSA, Octávio et al. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do “Projeto Araguaia”**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 94 p. il. (Monografia, 19).
- BARBOSA, Octávio et al. **Projeto Brasília** - Goiás: Texto. Goiânia: DNPM, 1969. 225p.
- BASEI, A. S. et al. Contribution of SHRIMP U-Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**, n.183, p.112-144, 2010.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v.48, p.43-55, 1985.
- BHATIA, M. R. Plate Tectonics and Geochemical Compositions of Sandstones. **The Journal of Geology**, v.91, p.611-627, 1983.
- BOYTON, W. V. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In.: HERDESON, P. (Ed.). **Rare-Earth Elements Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p.63-114.
- BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. da C.; FUCK, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: Na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle orogenic collage. **Precambrian Research**, v.22, n.3, p.155-166. 1999.
- CHAMANI, M. A. C. et al. Tectônica Sinsedimentar fanerozóica associada ao Lineamento Transbrasiliano no Brasil Central. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 13. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 7., 15-19 mai. 2011, Campinas-SP. **Anais...** Campinas-SP: SBG-Núcleo São Paulo, 2011. p.450-452.
- CHAMANI, M. A. C. **Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: O Lineamento Transbrasiliano e Estruturas Relacionadas na Província Parnaíba, Brasil**. 2011. 206p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CHIARINI, M. F. N. **Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas colisionais e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil Central**. 2007. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.1 CD-ROM.
- CORDANI, U. G. et al. Crustal evolution of the South America Platform. In: CORDANI, Umberto Giuseppe

- (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.19-40. ISBN 8590148211.
- COX, K. G. et al. **The interpretation of Igneous Rocks**. London: George Allen & Unwin Publisher Ltd., 1979. 450p. (4ª impressão, 1984).
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas-SIG. Folha SC.22 Tocantins**. [Geological Map of Brazil 1:1.000.000 scale:geographic information system-GIS]. Brasília: CPRM, 2004. CD Rom 22/41. 41 CD Rom. Programa Geologia do Brasil. ISBN 85-7499-009-4.
- CUNHA, B. C. C. et al. Geologia. In.: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. v.22. p.21-196. il., color + 6 mapas. (Levantamento de Recursos Naturais, 22)
- DANTAS, E. L. et al. Proveniência e idade deposicional de sequencias metavulcano 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.33, n.1, p.329-334, set. 2001.
- DANTAS, E. L. et al. **Relatório Final da Folha Porangatu SD.22-X-D-I**. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/FINATEC/CPRM, 2006. 119p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos (LGB)
- DANTAS, E. L. et al. **Arquitetura de Blocos Crustais na Região de Porangatu, Goiás**. Inédito. 2006.
- DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.231-263. ISBN 8590148211.
- DE LA ROCHE, H. de et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2-Diagram and major – elemento analysis – its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, v.29, p.183-210, 1980.
- DELGADO, I. M. et al. Geologia do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. et al. (Ed). **Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, mapas e SIG**. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.
- FIGUEIREDO, S. L.; GORAYEB, P. S. de S. Análise Geológica, Geomorfológica e Turística do Parque Estadual da Serra dos Martírios-Andorinhas: Potencial para o Geoturismo. **Campinas SeTur/SBE. Pesquisas em Turismo e Paisagens Cárticas**, n.2, v.1, 2009.
- FRASCA, A. A. S.; LACERDA FILHO. **Mapa Geológico da Folha Alvorada (SC.22-Z-D)**, Estado do Tocantins. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM. http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download.downloadlayouts?p_webmap=N, 2010.
- FROST, B. R. et al. A geochemical classification of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v.42, p.2033-2048, 2001.
- FUCK, R. A. et al. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHI RIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3., 2002. Pucón – Chile. Extended **Abstracts...** Santiago: Serviço Nacional de Geologia y Minería/Universidad de Chile, 2001 p. 141-144. CD-Rom.
- FUCK, R. A. et al. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 9., 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia, SBG, 2005. p.27-28.
- FUCK, R. A. et al. **Relatório Final da Folha Santa Terezinha de Goiás SD.22-Z-A-III**. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/ FINATE C/ CPRM, 2006. 86p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos (LGB).
- FUCK, R. A. Faixa Brasília e a Compartimentação. Tectônica na Província Tocantins. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4., 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p.184-187.
- GORAYEB, P. S. de S.; LAFON, J. M. Granulitefacies Resultados Geocronológicos Rb-Sr como Indicadores do Metamorfismo Granulítico de Porto Nacional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. p.300-302.
- GORAYEB, P. S. de S.; PIMENTEL, M. M.; ARMSTRONG, R. Granulite-facies metamorphism at ca. 580 Ma in the Porangatu Granulite Belt, Central Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 7., 2010, Brasília. **Anais...** Brasília: UnB, 2010. p.58-61.
- HARALYI, N. L. E.; HASUY, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na

- Informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. p.374-385. v.1.
- HASUI, Y. et al. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro Norte do Brasil. **Boletim IG**, São Paulo, IG/USP, n.8, p.107-108, 1977.
- HERRON, M. M. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales From Core Or Log Data. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.58, n.5, p.523-548, 1988.
- HOOFFMAN, P. F. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out?. **Science**, n.253, p.1409-1411, 1991.
- IBGE. **Censo demográfico populacional**. 2010.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canada Journal Earth Science**, v.8, p.523-548, 1971.
- JENNER, G.A. et al. Bay of Islands and Little Port complexes revisited. Age, geochemical and isotopic evidence confirm supra-subduction zone origin. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v.28, p.1635-1652, 1991.
- JENSEN, L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. **Ontario Div. Mines Miscellaneous Papers**, Toronto, n.66, p.1-22, 1976.
- JUNGES, S. L. **Características geoquímicas e isotópicas da Faixa Oeste da sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa – GO**. 1998. 115f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.
- 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**, v.117, n.1-2, p.101-108, 2002.
- JUNGES, S. L. et al. U-Pb-ICPMS ages and a new tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY - SSAGI, 6., 13-17 apr. 2008, San Carlos de Bariloche, Argentina. **Proceedings**. San Carlos de Bariloche: Asociacion Geologica Argentina, 2008. 1 CD-ROM.
- KUYUMJIAN, R. M. Geologia da sequência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4., 1994, Brasília, **Resumos expandidos...** Brasília: SBG, 1994, p.142-144.
- LACERDA FILHO, Joffre Valmório de et al. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Escala:1.500.000. Goiânia: CPRM/META GO/UnB, 1999.
- LACERDA FILHO, Joffre Valmório de; RIBEIRO FILHO, Wilson. Geologia das mineralizações de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 2., 1985. **Ata ...** Goiânia. SBG, 1985. p.185-207.
- LACERDA FILHO, Joffre Valmório de; Frasca, Antônio Augusto Soares. Compartimentação Tectônica Geotectônica. In: MOREIRA, Maria Luiza Osório et al. **Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SICFUN/MINERAL, 2008. p.34-90. il. Anexo 1 mapa. ISBN 978-85-7499-058-3.
- LAUX, J. H. et al. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.18, n.1, p.183-198, 2005.
- LE BAS, M. J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, n.27, v.3, p.745-750, June, 1986.
- LUCAS, F. R. A.; MOURA, C. A. V. **Estudo de proveniência sedimentar em quartzitos do Cinturão Araguaia na região de Colméia-Pequizeiro Tocantins**, 2006. (Apresentação de Trabalho/ Seminário).
- MACAMBIRA, J. B. **Geocronologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Lontra-GO**. 1983. 107p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.
- MACHADO, Elvio Cesar et al. **Projeto Porangatu: Etapa II Relatório Final**. Goiânia: CPRM, 1981. v.1
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Bull. Geo. Soc. Am.**, v.101, p.635-643, 1989.
- MARINI, O. J. et al. As Faixas de Dobramento Brasília, Uruaçu, a Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Ed.). **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984. p.251-303.

- MATTEINI, M. et al. In situ zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematic on magmatic rocks: Insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. **Gondwana Research**, n.17, p.1-12, May. 2010.
- MESCHEDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, n.56, p.1123-1133, 1986.
- MIDDLEMOST, E. A. K. Naming materials in the magma/igneous rock system. **Earth Science Reviews**, v.37, n.3-4, p.215-224, Dez, 1994.
- MONTALVÃO, R. M. G. de. Revisão litoestratigráfica do Super grupo Baixo Araguaia. In.: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985. **Anais...** Goiânia:Soc. Bras. de Geol. - Núcleo C. Oeste, 1985. p.282-290.
- MORAES REGO, L. F. Notas Geográficas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Belém, n.9, p.271-288, 1933.
- MOREIRA, Maria Luiza Osório et al. **Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal**: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/SIC-FUNMINERAL, 2008. p.34-90. il. Anexo 1 mapa. ISBN 9788574990583.
- MORETON, L. C. et al. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Bonópolis**. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM/SUREG-GO, Relatório Inédito.
- MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. The Araguaia Belt revisited. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. ISBN 8590148211. CD-ROM.
- MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Zircon ages of the basement orthogneisses from the Northern Segment of Araguaia Belt, Brazil. In: SINHA, A. K. (ed.). **Basement Tectonic**, n.13, p.155-178, 1999.
- MOYEN, D.C.; MARTIN, H. Forty years of TTG research. **Lithos**, v.148, p.312-336, 2012.
- NILSON, A. A.; GIOIA, S.; PIMENTEL, M. M. Idade Sm/Nd do Complexo Máfico Ultramáfico Acamadado de Americano do Brasil, Goiás, e Características isotópicas das Rochas Gnaisses Encaixantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6., 1997, Salvador, **Anais...** Salvador: SBGq, 1997. p.643-645.
- OLIVEIRA, C. G. de et al. **Relatório Final da Folha Campinorte SD.22-Z-B-I**. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/ FINATE C/ CPRM, 2006. 123p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos (LGB).
- PAIXÃO, M. A. P. **Complexo ofiolítico Quatipuru, Pará, Brasil**. 2009. 118p. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 2009.
- PALERMO, N. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa – GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG – Núcleo Bahia Sergipe, 1996. v.2, p.219-222.
- PALERMO, N. A mineralização Aurífera de Posse na região de Mara Rosa, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 7.; SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10., 1999, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG – Núcleos Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999. p.33.
- PEARCE, Julian A. CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses, earth planet. **Science Lett.**, n.19, p.290-300, 1973.
- PEARCE, Julian A. NORRY, M. J. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. **Contrib. Mineral. Petrol.**, v.69, p.33-47, 1979.
- PEARCE, Julian A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: **Continental basalts and mantle xenoliths**. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, p.230-249. 1983. ISBN 978-0906812341.
- PEARCE, Julian A. HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granite Rocks. **Journal of Petrology**, v.25, Part 4, p.956-983, 1984.
- PEARCE, Julian A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for archean oceanic crust. **Lithos**, v.100, p.14-48, 2008.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Origem e Evolução das Rochas Metavulcânicas e Metaplutônicas da Região e Arenópolis (GO). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.17, v.1, p.2-4, 1987.

- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n.4, p.329-339, 1991.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Idades U-Pb em zircão de meta-riolito do Grupo Araí e granitos associados. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Centro Oeste**, v.14, p.41-52, 1991.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozóic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, v.20, n.4, p.375-379, 1992.
- PIMENTEL, M. M. et al. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidences for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Precambrian Research**, n.81, p.299-310, 1997.
- PIMENTEL, M. M. et al. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.G. et al. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. p.195-230.
- PIMENTEL, M. M. et al. The Neoproterozóic Goiás Magmatic arc, Central Brazil: A review and New Sm-Nd Isotopic Data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.35-39, 2000a.
- 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. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques**. São Paulo: Beca, 2004. p.355-370.
- PINHEIRO, B. L. S. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia, com base em datações em idades modelo Sm-Nd em rocha total e datação Pb-Pb em zircão**. 2005, 130p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém. 2005.
- POLO, H. J. O. et al. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Mata Azul (SD.22-X-D-I)**. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM – SUREG-GO. Programa Geologia do Brasil (PGB). Levantamentos Geológicos Básicos (LGB). No prelo.
- RADAELLI, V. A. Archean basement structural features overprinted by Araxá Proterozoic Orogeny and related gold, tin and esmerald deposits in Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Anais...** São Paulo, SBG. v.I, p. 223-224.
- 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, n.2, p.109-116, Jun. 2003.
- RIBEIRO FILHO, Wilson et al. **Projeto de Geologia da Região Pilar-Mara Rosa**. Goiânia: DNPM/CPRM, 1978. 150p.
- RIBEIRO FILHO, Wilson et al. Reavaliação da Geologia de Pilar-Mara Rosa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 1981, Goiânia. **Atas ...** Goiânia:SBG, 1981. p.123-126.
- RICHARDSON, S. V.; KESLER, S. E.; ESSENE, E. J. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. **Economic Geology**, Lancaster, v.81, n.8, p.1884-1898. 1986.
- SANTOS, M. D. et al. Uma proposta para a origem das braquioanticlinais de Xambioá e Lontra (GO), possíveis domos gnáissicos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. Rio de Janeiro: SBG,1984. **Anais...**, v.7, p.3400-3414.
- SCHOBENHAUS, C. et al. (Coord.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Goiás - SD-22**. Goiás: DNPM, 1975.
- SCHOBENHAUS, C. et al. **Geologia do Brasil**. Texto Explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984.
- SEILANCHER, A. Fault-graded beds interpreted as seismites. **Sedimentology**, n.13, p.155-159, 1969.
- SHAND, S. J. **Eruptive Rock: Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites**. 2a. Ed. Revised. New York: Hafner Publishing Co., 1943. 444p.
- SILVA, J. M. R. da. **Metamorfismo das rochas pelíticas do Segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia**. 1980. 48p. Dissertação (Tese de Mestrado) – Universidade Federal do Pará-UFPa/NCGG, Instituto de Geociências, Belém, 1980.
- SOARES, J. E. P. **Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na**

- Província Tocantins, Brasil Central.** 2005, 128p. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 2005.
- SOUZA, João Olímpio; LEÃO NETO, Reginaldo. **Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros** – Mapeamento Geológico na Área do Garimpo de Esmeralda de Santa Terezinha de Goiás – GO. Relatório Preliminar. Goiânia: DNPM/CPRM, 1984.
- SOUZA, João Olímpio; MORETON, Luiz Carlos. **Xambioá, folha SB.22- Z-B:** Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Brasília: CPRM, 84p. 1995.
- SWIDEN, H.S. et al. Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland. In: SINHA, K.; WHALEN, J. B.; HOGAN, J. P. (Eds). **The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen.** Geological Society of America, Memoirs v.191, p.337–365, 1989.
- VALERIANO, M. C. et al. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano:** Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.575-592.
- VENTURA, D. R. V. et al. Caracterização sísmica e gravimétrica da litosfera sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu, Província Tocantins, Brasil Central. **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, n.41, v.1, p.130-140, 2011.
- VIANA, M. G. et al. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: Geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, v.25, n.2, p.111-123, 1995.
- WOOD, D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. **Earth Planet Science Letters,** n.50, p.11-30, 1980.

SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

1. Geologia

Mapeamento geológico (Km ²)	2.800
Caminhamento geológico (Km)	1.870
Afloramentos Estudados	246
Amostras de rochas coletadas	180
Amostras de solos	000
Cadastramento mineral	016
Análises petrográficas	169
Análises litoquímicas	134
Análises geoquímicas de solo	000

2. Geofísica

Interpretação de dados aeromagnetométricos (Km ²)	2.800
Interpretação de dados radiométricos (Km ²)	2.800

3. Geoquímica (prospectiva)

Área levantada (Km ²)	2.800
Sedimento de corrente (amostras analisadas)	150
Concentrado de bateia (amostras analisadas)	150
Análises Mineralométricas de concentrado de bateia	150

A elaboração do mapa geológico e recursos minerais da Folha Novo Planalto na escala 1:100.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia.

O projeto foi executado pela Superintendência de Goiás do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, dentro das diretrizes do Programa Geologia do Brasil.

A Carta Geológica na escala 1:100.000 – cujo objetivo é o de gerar e difundir informações geológicas e de recursos minerais para subsidiar o planejamento territorial e o uso do solo e subsolo, além de induzir o aumento dos investimentos em prospecção e pesquisa mineral, com vistas ao desenvolvimento da indústria de mineração no país.

Esse produto deverá auxiliar o governo dos estados de Goiás, Tocantins e órgãos de planejamento, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirão de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

Nesse contexto, o conhecimento geológico sistematizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM também passa a ser considerado como fonte primordial de informação do meio físico e requisitado para os estudos de zoneamento ecológicoeconômico e de gestão ambiental.

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA NOVO PLANALTO – SD.22-X-C-III

Escala: 1:100.000

ESTADO DE GOIÁS E TOCANTINS



PAC

www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897
E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br