



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

***GEOLOGIA DO SUDOESTE DO ESTADO DE GOIÁS:
INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E AEROGEOFÍSICOS
DE ALTA DENSIDADE***

Dissertação de Mestrado N° 226

CRISTIANE OLIVEIRA DE MOURA

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Augusto César Bittencourt Pires (UnB) - Orientador

Prof. Dr. Roberto Alexandre Vitória de Moraes (UnB) - Examinador Interno

Prof. Dr. José Caruso Moresco Danni (UnB) - Examinador Externo

*à minha filha Manuela
e meninas Flávia e Ludmila*

| | |
|--|-----------|
| Índice | iii |
| Índice de Figuras | vi |
| Índice de Tabelas | viii |
| Índice de Fotos | ix |
| Agradecimentos | x |
| Resumo | xi |
| Abstract | xiii |
| Capítulo 1 - INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1. APRESENTAÇÃO | 1 |
| 1.2. OBJETIVOS | 1 |
| 1.3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA | 1 |
| 1.4. ASPECTOS FISIOGRAFICOS | 2 |
| 1.5. MATERIAIS E MÉTODOS | 5 |
| 1.5.1. PROJETO LEVANTAMENTO AEROGEOFÍSICO DO ESTADO DE GOIÁS | 5 |
| 1.5.2. LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS | 7 |
| 1.5.3. MATERIAL DE APOIO | 7 |
| 1.5.4. MÉTODO DE PESQUISA | 10 |
| Capítulo 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO DO SUDOESTE DE GOIÁS | 13 |
| 2.1. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO | 13 |
| 2.1.1. FAIXA BRASÍLIA | 13 |
| 2.1.1.1. ZONAS EXTERNA E INTERNA | 15 |
| 2.1.1.2. MACIÇO DE GOIÁS | 16 |
| 2.1.1.3. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS | 17 |
| 2.1.2. FAIXA PARAGUAI: GRUPO CUIABÁ E GRANITOS ASSOCIADOS | 18 |
| 2.1.3. GRABÉN DE PIRANHAS | 19 |
| 2.1.4. BACIA DO PARANÁ | 19 |
| 2.1.5. PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS | 20 |
| 2.2. GEOLOGIA LOCAL | 23 |
| 2.2.1. INTRODUÇÃO | 23 |
| 2.2.2. ARQUEANO / PALEO-MESOPROTEROZÓICO | 23 |
| 2.2.2.1. COMPLEXO UVÁ | 23 |
| 2.2.2.2. GNAISSES RIBEIRÃO | 24 |
| 2.2.2.3. GRUPOS SERRA DOURADA E MOSSÂMEDES | 26 |
| 2.2.3. NEOPROTEROZÓICO | 29 |
| 2.2.3.1. GRANITÓIDES DE ARCO DE ILHA (Ortognaisses do Oeste de Goiás) | 29 |

| | |
|--|-----------|
| 2.2.3.2. SEQÜÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES | 30 |
| 2.2.3.3. GRUPO CUIABÁ | 35 |
| 2.2.3.4. MAGMATISMO GRANÍTICO E MÁFICO-ULTRAMÁFICO SIN A PÓS-OROGÊNICO | 35 |
| 2.2.4. PALEOZÓICO | 36 |
| 2.2.4.1. FORMAÇÃO PIRANHAS | 37 |
| 2.2.4.2. FORMAÇÃO VILA MARIA | 37 |
| 2.2.4.3. FORMAÇÃO FURNAS | 39 |
| 2.2.4.4. FORMAÇÃO PONTA GROSSA | 40 |
| 2.2.4.5. FORMAÇÃO AQUIDAUANA | 41 |
| 2.2.5. MESOZÓICO | 41 |
| 2.2.5.1. FORMAÇÃO SERRA GERAL | 41 |
| 2.2.5.2. PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS | 42 |
| 2.3. SÍNTESE DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL | 42 |
| Capítulo 3 - PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS | 44 |
| 3.1. PRÉ-PROCESSAMENTO | 44 |
| 3.2. CÉLULA UNITÁRIA | 45 |
| 3.3. INTERPOLAÇÃO DA MALHA REGULAR | 45 |
| 3.4. MICRONIVELAMENTO | 48 |
| 3.5. TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS | 49 |
| 3.6. TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS AÉREOS | 59 |
| Capítulo 4 - INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS | 66 |
| 4.1. INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS | 66 |
| 4.1.1. DOMINOS MAGNÉTICOS | 66 |
| 4.1.1.1. DOMÍNIO ALTO CAIAPÓ | 68 |
| 4.1.1.2. DOMÍNIO RIOS CLARO – CAIAPÓ | 68 |
| 4.1.1.3. DOMÍNIOS MOIPORÁ E RIBEIRÃO CAÇADA BOA | 70 |
| 4.1.1.4. DOMÍNIO ARAGUAIA | 71 |
| 4.1.1.5. DOMÍNIO BOM JARDIM DE GOIÁS | 71 |
| 4.1.1.6. DOMÍNIO PIRANHAS – DIORAMA – BACILÂNDIA | 72 |
| 4.1.1.7. DOMÍNIO FAZENDA NOVA | 73 |
| 4.1.1.8. DOMÍNIO SERRA DO MATEIRO | 74 |
| 4.1.1.9. DOMÍNIO SÃO LUIZ DE MONTES BELOS | 74 |
| 4.2. INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS AÉREOS | 75 |
| 4.2.1. ARQUEANO | 81 |
| 4.2.1.1. COMPLEXO GRANITO GREENSTONE GNÁISSICO - Agn | 81 |
| 4.2.2. PALEOPROTEROZÓICO | 83 |
| 4.2.2.1. GRANITO GNAISSES - P(G)1r | 83 |

| | |
|---|------------|
| 4.2.3. PALEO-MESOPROTEROZÓICO | 84 |
| 4.2.3.1. GRUPO SERRA DOURADA - Ps | 84 |
| 4.2.3.2. GRUPO MOSSÂMEDES - Pm | 85 |
| 4.2.4. PALEO-NEOPROTEROZÓICO | 86 |
| 4.2.4.1. GRANITO GNAISSES FAZENDA NOVA - P?gnfn | 86 |
| 4.2.4.2. SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR MOIPORÁ-NOVO BRASIL - P?mnb | 89 |
| 4.2.5. NEOPROTEROZÓICO | 91 |
| 4.2.5.1 GRANITÓIDES DE ARCO DE ILHA - Ngn | 91 |
| 4.2.5.2 SEQUÊNCIA METAVULCANO SEDIMENTAR – Nbj, Nap, Nia, Nj, Nai | 93 |
| 4.2.5.3 GRUPO CUIABÁ - Ncb | 99 |
| 4.2.5.4 SUÍTE GABRO-DIORÍTICA - N(D)sg | 100 |
| 4.2.5.5 GRANITÓIDES SIN-COLISIONAIS – N(G)1 | 101 |
| 4.2.5.6 GRANITOS TARDI-PÓS COLISIONAIS – N(G)2c | 103 |
| 4.2.6 NEOPROTEROZÓICO - EOPALEOZÓICO | 104 |
| 4.2.6.1 GRANITÓIDES ANOROGÊNICOS – N(G)3 | 104 |
| 4.2.6.2 FORMAÇÃO PIRANHAS – Op | 107 |
| 4.2.7 SILURO-DEVONIANO – Grupo Paraná | 107 |
| 4.2.7.1 FORMAÇÃO FURNAS - Df | 107 |
| 4.2.7.2 FORMAÇÃO PONTA GROSSA - Dpg | 108 |
| 4.2.8 PERMO-CARBONÍFERO | 109 |
| 4.2.8.1 GRUPO ITARARÉ: Formação Aquidauana - Cpa | 109 |
| 4.2.9 NEOCRETÁCEO | 110 |
| 4.2.9.1 PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS – K(L)2 | 110 |
| Capítulo 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES | 113 |
| 5.1. TRATAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS | 113 |
| 5.2. INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS | 114 |
| 5.2.1. AEROMAGNETOMETRIA | 114 |
| 5.2.2. AEROGAMAESPECTROMETRIA | 116 |
| 5.3. CONSIDERAÇÕES FINAIS | 121 |
| Capítulo 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 122 |

ANEXO 1 – Mapa Geofísico-Geológico do SW de Goiás. Escala 1:250.000

ÍNDICE DE FIGURAS

| | | |
|-------------------|---|----|
| Capítulo 1 | INTRODUÇÃO | |
| Figura 1.1 | Mapa de localização da área de estudo. | 2 |
| Figura 1.2 | Mapa Geomorfológico da região SW de Goiás (Adaptado de Latrubesse 2005). | 4 |
| Figura 1.3 | Localização das áreas do Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás. | 5 |
| Figura 1.4 | Principais levantamentos geológicos consultados. | 8 |
| Figura 1.5 | Mapa de distribuição de pontos geológicos. | 9 |
| Figura 1.6 | Fluxograma da seqüência de procedimentos realizados no processamento dos dados aerogeofísicos com respectivos produtos. | 11 |
| Figura 1.7 | Fluxograma da seqüência de procedimentos realizados na elaboração do mapa geofísico-geológico integrado. | 11 |
| Capítulo 2 | CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO DO SUDOESTE DE GOIÁS | |
| Figura 2.1 | Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins (Adaptado de Delgado <i>et al</i> 2003). | 14 |
| Figura 2.2 | Esboço paleogeográfico do Gondwana ao final do Ciclo Brasileiro – Pan Africano, mostrando os principais segmentos colidentes (placas, microplacas, terrenos) e os principais tipos de faixas móveis gerados (Fonte: Brito Neves 1999, Almeida <i>et al.</i> 2000, Shobbenhaus & Brito Neves 2003). | 15 |
| Figura 2.3 | Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: Milani <i>et al.</i> (1994), Milani (2004). | 22 |
| Figura 2.4 | Mapa Geológico da região SW de Goiás de acordo com Lacerda Filho <i>et al.</i> (2000). | 25 |
| Figura 2.5 | Arranjo estratigráfico das seqüências vulcano-sedimentares e corpos plutônicos associados. | 28 |
| Figura 2.6 | Arranjo estratigráfico para as unidades fanerozóicas do SW de Goiás. | 38 |
| Capítulo 3 | PROCESSAMENTOS DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS | |
| Figura 3.1 | Perfis empilhados do canal de Potássio referenciado em coordenadas UTM. A análise dos perfis empilhados de dados originais permite perceber melhor os detalhes, quando comparados as imagens e auxilia na definição dos perfis a serem analisados individualmente quanto à presença de valores espúrios (picos) pelo método da Diferença a Quarta. | 46 |
| Figura 3.2 | Perfil de Diferença a Quarta para avaliação de consistência do conjunto de dados. Este gráfico representa os dados de uma linha de vôo para o canal do Tório: as linhas verde e vermelha representam, respectivamente, o perfil dos dados originais e o resultado da Diferença a Quarta com um pico, que a análise mostrou corresponder a uma anomalia em Tório registrada nesta linha de produção. | 46 |
| Figura 3.3 | As figuras A, B e C apresentam parte das imagens Th/K, U/K e U/Th geradas com o banco de dados originais, respectivamente ao lado, as figuras D, E e F reproduzem os resultados das correções aplicadas aos dados. | 47 |
| Figura 3.4 | Perfis dos dados das razões radiométricas após o procedimento de correção (acima) e perfil dos dados originais correspondente à mesma linha de vôo (abaixo). Observamos que a elaboração da razão a partir dos dados originais invalida alguns pontos de amostragem. | 47 |
| Figura 3.5 | Detalhe da imagem do canal de Contagem Total. A) sem micronivelamento e B) micronivelada. | 49 |
| Figura 3.6 | Perfis utilizados na análise da influência do micronivelamento sobre os dados originais (K, U, Th_final: dados micronivelados, K, U, Th_sun_corr: dados originais). O resultado é uma pequena variação de amplitude, contudo o sinal como um todo foi preservado. | 49 |
| Figura 3.7 | Imagem do Campo Magnético Anômalo – CMA. | 53 |
| Figura 3.8 | Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área estudada. | 50 |
| Figura 3.9 | Imagem da Primeira Deriva Vertical do Campo Magnético Anômalo – Dz. | 53 |
| Figura 3.10 | Imagem da Amplitude do Gradiente Horizontal Total – AGHT. | 54 |
| Figura 3.11 | Imagem da Amplitude do Sinal Analítico – ASA. | 54 |
| Figura 3.12 | Imagem da Inclinação da Fase do Sinal Analítico pseudocor - ISA. | 55 |
| Figura 3.13 | Imagem da Inclinação da Fase do Sinal Analítico em tons de cinza - ISA. | 55 |
| Figura 3.14 | Imagem ACISA. Composição binária como as imagens Amplitude do Sinal Analítico | 56 |

| | | |
|-------------------|--|-----|
| | (ASA) em pseudocor com a Inclinação da Fase do Sinal Analítico (ISA) em tons de cinza. | |
| Figura 3.15 | Imagem AICSA. Composição binária como as imagens (ASA cinza + ISA cor). | 56 |
| Figura 3.16 | Imagem da Continuação Ascendente- CNUP a 1000 metros. | 57 |
| Figura 3.17 | Imagem da Continuação Ascendente- CNUP a 7000 metros. | 57 |
| Figura 3.18 | Imagem da Integral Vertical da Amplitude do Sinal Analítico. | 58 |
| Figura 3.19 | Imagem do Canal de Contagem Total. | 61 |
| Figura 3.20 | Imagem do Canal do Potássio. | 61 |
| Figura 3.21 | Imagem do Canal do Tório. | 62 |
| Figura 3.22 | Imagem do Canal do Urânio. | 62 |
| Figura 3.23 | Imagem da razão eTh/K. | 63 |
| Figura 3.24 | Imagem da razão eU/Th. | 63 |
| Figura 3.25 | Imagem da razão eU/K. | 64 |
| Figura 3.26 | Imagem da composição ternária RGB-KThU. | 64 |
| Figura 3.27 | Imagem da composição ternária CMY-KThU. | 65 |
| Capítulo 4 | INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS | |
| Figura 4.1 | Mapa de domínios magnéticos sobrepostos a imagem ACISA. | 67 |
| Figura 4.2 | Mapa de lineamentos magnéticos sobrepostos a imagem ISA em tons de cinza e aos domínios magnéticos. | 67 |
| Figura 4.3 | Mapa de anomalia Bouguer. | 69 |
| Figura 4.4 | Mapa das unidades gamaespectrométricas interpretadas a partir da imagem de contagem total. | 76 |
| Figura 4.5 | Mapa geológico-geofísico do SW de Goiás. | 77 |
| Figura 4.6a | Mapa de lineamentos gamaespectrométricos. | 78 |
| Figura 4.6b | Mapa de lineamentos gamaespectrométricos confrontado com o mapa de lineamentos magnéticos. | 78 |
| Figura 4.7a | Mapa de lineamentos de relevo. | 79 |
| Figura 4.7b | Mapa de lineamentos de relevo confrontado com o mapa de lineamentos gamaespectrométricos. | 79 |
| Figura 4.8 | Imagens gamaespectrométricas sobrepostas ao modelo digital do terreno tridimensional para (A) Canal do Potássio, (B) Canal do Tório, (C) Canal do Urânio e (D) Composição Ternária RGB – KThU. Relevo com exagero vertical de 13 vezes e visão de SW para NE. | 80 |
| Capítulo 5 | CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES | |
| Figura 5.1ab | (A) Arcabouço estrutural do SW de Goiás. Ao fundo imagem ternária RGB-KThU sobreposta pela imagem da Inclinação da Fase do Sinal Analítico iluminada a 45 graus. (B) Elipsóides de deformação teóricos e estruturas relacionadas a um campo de stress com tensor principal de deformação orientado NS. | 115 |
| Figura 5.2 | Geoquímica Rb-Sr de rochas granitóides e gabro-dioríticas do Arco Magmático de Goiás e das suítes sin-tardi colisionais e anarogênicas. Fontes: Barbour <i>et al</i> 1979, Pimentel 1982, Pimentel & Fuck 1987, 1994, Pimentel <i>et al.</i> 1985, 1995, 1996, 1999, 2003b; Ianhez <i>et al.</i> 1983, Rodrigues 1996. Obs: Jacinópolis, Papira e SO de Jaupaci ou Extrabloco = fácies marginais ou pequenos corpos satélites ao pluton de Iporá; Granito Arenópolis = Serra do Iran (Ianhez <i>et al.</i> 1983). | 119 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | | |
|-------------------|---|-----|
| Capítulo 1 | INTRODUÇÃO | |
| Tabela 1.1 | Síntese mostrando os principais atributos do levantamento aerogeofísico. | 6 |
| Tabela 1.2 | Disposição dos dados aerogeofísicos nas colunas do arquivo XYZ. | 6 |
| Tabela 1.3 | Amostra do conteúdo da tabela de dados elaborada em Sistema de Informações Geográficas. | 12 |
| Capítulo 4 | INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS | |
| Tabela 4.1 | Características geofísicas e isotópicas dos terrenos Granito Greenstone Gnáissico do SW de Goiás. | 82 |
| Tabela 4.2 | Características geofísicas e isotópicas da Unidade Granito Gnaisses Paleoproterozóicos. | 84 |
| Tabela 4.3 | Características geofísicas e isotópicas do Grupo Serra Dourada. | 84 |
| Tabela 4.4 | Características geofísicas e isotópicas do Grupo Mossâmedes. | 85 |
| Tabela 4.5 | Características geofísicas e isotópicas do Granito Gnaisses Fazenda Nova. | 87 |
| Tabela 4.6 | Características geofísicas e isotópicas da Seqüência Moiporá-Novo Brasil. | 90 |
| Tabela 4.7 | Características geofísicas e isotópicas dos Granitóides de Arco de Ilha. | 92 |
| Tabela 4.8 | Características geofísicas e isotópicas da unidade Seqüência Metavulcano-Sedimentar. | 96 |
| Tabela 4.9 | Características geofísicas e isotópicas do Grupo Cuiabá. | 99 |
| Tabela 4.10 | Características geofísicas e isotópicas da Suíte Gabro-Diorítica. | 100 |
| Tabela 4.11 | Características geofísicas e isotópicas dos Granitóides Sin-Colisionais. | 102 |
| Tabela 4.12 | Características geofísicas e isotópicas dos Granitos Tardi-Pós Colisionais. | 103 |
| Tabela 4.13 | Características geofísicas e isotópicas dos Granitóides Anorogênicos. | 105 |
| Tabela 4.14 | Características geofísicas e isotópicas da Formação Piranhas. | 107 |
| Tabela 4.15 | Características geofísicas e isotópicas da Formação Furnas. | 108 |
| Tabela 4.16 | Características geofísicas e isotópicas da Formação Ponta Grossa. | 108 |
| Tabela 4.17 | Características geofísicas e isotópicas do Grupo Itararé – Formação Aquidauana. | 109 |
| Tabela 4.18 | Características geofísicas e isotópicas da Província Alcalina de Goiás. | 111 |

ÍNDICE DE FOTOS

| | | |
|-------------------|--|-----|
| Capítulo 1 | Vista do Distrito de Arenópolis. * | 1 |
| Capítulo 2 | Bloco de gábro alcalino. * | 13 |
| Capítulo 3 | Aspecto de afloramento de mármore. Fazenda Lucas Prado. ** | 44 |
| Capítulo 4 | Mergulhador (escafandrista). Retirada do cascalho. Rio Caiapó. * | 66 |
| Capítulo 5 | Peneiramento do cascalho para a cata do diamante. * | 113 |
| Capítulo 6 | Vista do Rio Caiapó. * | 122 |

Fotos reproduzidas dos relatórios de trabalho final de graduação referente ao Projeto Piranhas (1973). Autores: * João José de Souza Junior; ** Flávio Soares Nascimento e Manoel Peres de Lima.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Augusto C. B. Pires pelos ensinamentos e incentivo. Espero poder contar sempre com sua sabedoria e amizade.

Ao CNPq que me forneceu uma bolsa de estudos.

Ao Serviço Geológico do Brasil - CPRM e a Superintendência de Geologia e Mineração/Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás pela liberação dos dados aerogeofísicos.

Ao Prof. José Elói Campos pelos ensinamentos e apoio durante os trabalhos de campo.

Ao Prof. Paulo Roberto Meneses pela atenção e incentivo sempre demonstrados.

Ao geólogo Noevaldo Teixeira (CVRD) pelo apoio nos trabalhos de campo desta dissertação e ao treinamento de instrumentação e aquisição de dados geofísicos em Carajás.

Ao pessoal que me deu apoio em Carajás em especial aos geólogos Carlos Medeiros (Cacá), Cantidiano Freitas e ao técnico Joaquim Feijó.

Aos funcionários do Instituto de Geociências sempre prestativos, em especial ao Osmar (LGA), ao pessoal da secretaria, ao Rogério e Abel do CPD, ao Serjão do Laboratório de Sensoriamento Remoto pela atenção e disposição em colaborar.

Aos amigos e colegas que sempre estiveram me apoiando Tati de Almeida, Stella Bijos, Marcus Chiarinni, Glória Ubando e Leila Carvalho.

Gostaria ainda de expressar gratidão a minha família:

Aos meus pais pela atenção, amor e carinho sempre.

Ao meu padrinho Celso Lellis (*in memoriam*) pelo exemplo de amor a uma profissão

As minhas irmãs Angela e Roberta pelo astral e insistência na clássica: Essa dissertação sai ou não sai? E nesse vai ou não vai, milhões de risadas e muito prazer, obrigada.

Ao Querido Geólogo, Doutor, Amigo e Marido Flávio Henrique Freitas e Silva, pela paciência, pelas discussões de conteúdo e forma, pela força e amor.

O conjunto de informações magnéticas e gamaespectrométricas obtidas do Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás executado entre 2004 e 2006, considerado de alta densidade por suas configurações de aquisição e tratamento, foi integrado em ambiente SIG com as informações geológicas existentes, ao longo de uma faixa que se estende desde a região de Bom Jardim de Goiás, a oeste, até a região de Córrego do Ouro, a leste, incluída no Bloco 1 da primeira etapa deste levantamento.

Para o tratamento, a análise e a interpretação dos dados foram aplicadas técnicas tradicionais, tais como, análise qualitativa de imagens individualmente processadas, razões entre os radioelementos, combinações binárias e ternárias, dentre outras. Na elaboração dos mapas de domínios geofísicos as interpretações foram guiadas pelo conhecimento, isto é considerando todas as informações geológicas existentes e por verificações diretas de campo, resultando em um produto final equivalente a um mapa litogeofísico em escala 1:100.000.

A integração geológico-geofísica permitiu a individualização de dezesseis unidades as quais comportam noventa e uma subunidades, que foram agrupadas de acordo com sua cronologia e ambiente tectônico. As unidades geológicas da área investigada apresentam idades desde o Arqueano até o Neocretáceo tendo sido eliminadas, dos produtos gerados e do mapa final, as coberturas pós-cretáceas. Os principais resultados alcançados são sumarizados a seguir.

Identificação de novas regiões com padrão gamaespectrométrico e de campo similar àquele atribuídos as unidades paleoproterozóicas.

Delimitação de seqüências ortognáissicas e supracrustais paleoproterozóicas ou mais antigas e/ou unidades neoproterozóicas derivadas destes protólitos, ao longo da faixa norte-sul que se estende desde sul de Moiporá até além da região de Jussara, a norte.

Otimização da delimitação (externa e interna) das unidades vulcano-sedimentares que compõem o Arco Magmático de Goiás, bem como o reconhecimento de unidades do arco magmático em outros setores da região investigada e ainda não cartografadas.

Identificação no campo de rochas metavulcânicas ácidas, metatufos a cristal intercalados a metagrauvas do Grupo Cuiabá, que em conjunto com a similaridade metamórfico-deformacional exibida pelo Grupo Bom Jardim de Goiás, retoma para este setor as discussões quanto ao posicionamento do Grupo Cuiabá em relação às seqüências vulcano-sedimentares do Arco Magmático de Goiás, sendo possível que, ao menos nesta região, este grupo possa constituir uma unidade relacionada ao arco magmático.

Individualização dos diversos litotipos que compõem os granitóides de arco de ilha neoproterozóicos; referidos anteriormente na literatura como Ortognaisses do Oeste de Goiás.

Individualização dos diferentes batólitos graníticos, que compõem as suítes plutônicas dos granitóides sin, tardi e pós-orogênicos (anorogênicos – Tipo A). Estas unidades se distinguem dos Granitóides de Arco de Ilha por apresentarem teores mais elevados de K, Th e U, e entre elas, dos mais antigos (granitóides sin-orogênicos) para os mais novos (granitóides anorogênicos), por uma progressiva elevação nos teores dos radioelementos em especial do Th e U.

A presença possível de ambiente tectônico extensional para norte da área de ocorrência da Formação Piranhas. Nesta unidade, foram encontradas em campo, finas intercalações de rochas vulcanoclásticas, tufos, tufos a cristal de composição ácida (riolitos, riodacitos) os quais devem representar os equivalentes vulcânicos dos diques e *stocks* granofíricos que cortam estes sedimentos, atestando a ocorrência de magmatismo ácido ao longo da evolução do *Grabén* de Piranhas.

Individualização de diferentes sub-unidades que compõem as formações paleozóicas da Bacia do Paraná, com destaque para a compartimentação da Formação Ponta Grossa em função do seu interesse prospectivo.

Delimitação dos corpos máficos, ultramáficos, carbonatíticos, sieníticos bem como de zonas fenitizadas associadas, pertencentes à Província Alcalina de Goiás (PAGO). É importante salientar que estas rochas se distinguem das demais unidades magmáticas da área investigada não apenas pelo seu padrão gamaespectrométrico

como também, pelas suas mais altas amplitudes magnéticas e continuidade em sub-superfície revelada por produtos magnéticos de continuação ascendente.

Dentre os corpos alcalinos que compõem a PAGO, destacam-se três corpos que apresentam um comportamento bastante distinto dos demais, sendo caracterizados por uma alta amplitude magnética e como os demais, empobrecimento em potássio, contudo mostrando forte enriquecimento em tório e urânio. Estas feições indicam se tratar de corpos carbonatíticos. Dois destes corpos carbonatíticos apresentam morfologia circular e são conhecidos na literatura sob a designação de Morro Preto e Caiapó. O terceiro corpo apresenta-se alongado segundo direção ENE, localizado a cerca de 10 km a oeste dos dois anteriores. Feições semelhantes são observadas em um pequeno setor do Complexo Córrego dos Bois.

Quanto ao arcabouço estrutural a região pode ser compartimentada em três grandes domínios separados entre si por estruturas NS e aqui denominados de blocos:

- Bloco Oeste ou Bom Jardim estruturado NNE;
- Bloco Central ou Iporá estruturado NNW e
- Bloco Leste Córrego do Ouro estruturado NE.

Internamente os blocos apresentam um forte padrão de lineamentos em treliça com direções NE e NW em geral predominando sobre os *trends* NS e EW.

Os grandes falhamentos são marcados ora por estruturas magnéticas, ora por estruturas gamaespectrométricas e/ou de relevo. Alguns destes sistemas de falhas individualizam grandes segmentos crustais sendo os principais sistemas denominados de: Araguaia, Serra Negra, Piranhas, Montes Claros de Goiás, Moiporá-Novo Brasil e Serra Dourada.

O Sistema de Falhas Araguaia, NE-SW de ângulo moderado a baixo, compressional, separa a noroeste terrenos com assinatura magnética que sugere a presença naquele setor de rochas antigas arqueanas e/ou paleoproterozóicas. O Sistema de Falhas Montes Claros de Goiás, NS de alto ângulo, extensional, parece restringirem a oeste os granitóides com características sin-orogênicas. O sistema de Falhas Moiporá-Novo-Brasil, NS de ângulo moderado a alto, com cinemática ora direcional ora extensional justapõem terrenos de idades e/ou assinatura isotópicas diversas, arqueanas e paleoproterozóicas ou unidades neoproterozóicas derivadas destes protólitos, a leste, e unidades neoproterozóicas, com assinatura isotópica juvenil predominante, a oeste.

O arcabouço estrutural da área mostra uma longa história, com reativações sucessivas. A fase mais antiga é marcada por uma foliação sub-horizontal ou com mergulhos baixos para os quadrantes de sul, indicando uma cinemática de cavalgamentos vergentes para norte e condicionados por núcleos rígidos antigos representados a sul pelo Cratón do Paraná, encoberto sob os sedimentos da Bacia do Paraná, e a norte pelo Maciço de Goiás. Reativações tardias de caráter compressional são registradas pelo posicionamento sin-cinemático de granitos anorogênicos ocorrido por volta de 500 - 550 Ma, induzidos provavelmente pela inversão final da Faixa Paraguai, marcando o fim do Ciclo Brasileiro na região.

No Fanerozóico a região foi palco de tectônica extensional, ocorrida em vários ciclos, relacionados à instalação da Bacia do Paraná e à abertura do Oceano Atlântico. Dentre estes eventos destacam-se a individualização dos arcos do Paranaíba/Flexura de Goiânia e Bom Jardim e o evento extensional, com possível envolvimento de plumas mantélicas ocorrido no Cretáceo Superior no qual foi formado a PAGO.

A integração dos dados aerogeofísicos de alta densidade do sudoeste de Goiás com os dados geológicos, geocronológicos, geoquímicos, modelo digital de terreno e outros produtos geofísicos permitiu um considerável avanço no conhecimento geológico da região na medida em que proporcionou uma melhor individualização e subdivisão de diferentes unidades e um melhor entendimento do arcabouço estrutural regional, além de identificar e delimitar unidades de posicionamento geológico/geotectônico duvidoso ou incerto.

ABSTRACT

The airborne magnetic and gamma ray spectrometry data related to the Airborne Geophysics Survey Project of the State of Goiás (Block 1) executed between 2004 and 2006 and considered of high density by the acquisition and treatment configuration, were integrated in GIS environment with the existing geologic information, in the SW Goiás region located from the Bom Jardim de Goiás region, eastward to the Córrego do Ouro area.

To the treatment, analysis and interpretation of the data were applied traditional techniques like qualitative analysis of individually processed images, binary and ternary compositions and radioelement ratios. The interpretations for acquisition of the geophysical domains maps were driven by existing knowledge, considering all geologic information and field observations, resulting in a product equivalent to a lithogeophysical map in 1:100.000 scale.

The geologic-geophysical integration allowed the characterization of sixteen units enclosing ninety-one subunits, which had been grouped in accordance with its chronology and tectonic setting. These geologic units display Archean to Neocretaceous ages. The Cenozoic coverage was eliminated in the final map. The main results are bellow summarized.

Identification of new regions with similar gamma-spectrometric and field features, typical of the paleoproterozoic units.

Delimitation of a north-south trend with orthogneissic sequences and older paleoproterozoic supracrustal rocks and/or neoproterozoic units evolved from these protolites, extending of south of Moiporá until north of the Jussara Town.

Optimization of the geologic contacts of the vulcano-sedimentary units that compose the Magmatic Arc of Goiás, as well as the recognition of new areas of these units in other sectors of the investigated region.

Identification in the field of acid metavolcanic rocks, composed by metatuffs intercalated with metagraywacks bellowing to the Cuiabá Group, displaying metamorphic-deformational patterns similar to those imprinted in the Bom Jardim de Goiás Group. This facts, retaken the discussion about the Cuiabá Group (outcropping at Bom Jardim City neighborhoods) geotectonic positioning in relation to the vulcano-sedimentary sequences of the Magmatic Arc of Goiás.

The Orthogneiss of the West of Goiás as previously referred in literature was individualized in several lithotypes and renamed as Neoproterozoic Island Arc Granitites. In the same way the several granite batholites belonging the sin-, late- and post-orogenic granites could be delimited.

The late-, sin-, and post-orogenic granites are distinguish from the Neoproterozoic Island Arc Granitites by the highest K, Th and U, and between them, of oldest (sin-orogenic granite) for newest A-Type post-orogenic granites, by the increasing of the radioelements in special of the Th and U.

Possible presence of extensional tectonic environment to north of the occurrence area of the Piranhas Formation. In this unit, there were found, thin intercalations of volcanoclastic rocks (riolite-riodycitic tuffs and crystal tuffs which must represent the volcanic equivalents of the granofiric dikes and stocks that crosscut these sediments, attesting the occurrence of acid magmatic activity throughout the evolution of the Piranhas Graben.

Individualization of different sub-units that comprise the paleozoic formations of the Paraná Basin, with emphasis to the Ponta Grossa Formation in function of its prospective interest.

Delimitation of mafic, ultramafic, carbonatitic and sienitic bodies as well as the associated fenite zones, relatade to the Goiás Alkaline Province (GOAP). These rocks are distinguished not only from the higher gamma spectrometric magmatic pattern but also by the higher magnetic amplitude and continuity in subsurface disclosed for magnetic products of ascending continuation. Among the alkaline bodies that compose the GOAP, three bodies are distinguished by the distinctive behavior of U, K and Th, being characterized for high magnetic amplitude and as excessively impoverishment in K, however showing strong enrichment in U and Th. These features indicate that these bodies are carbonatitic intrusions. Two of these carbonatitic bodies present circular morphology and are known in literature under the assignment of Morro Preto and Caiapó. The third body is elongates according the ENE

direction, located about 10 km westward of the previous ones. Equivalent feature is observed in a small sector of the Córrego dos Bois Complex.

The region can be segmented, due to the structural framework, in three great domains called blocks, separated by NS structures:

- West or Bom Jardim Block structuralized NNE;
- Central or Iporá Block structuralized NNW and
- East or Córrego do Ouro Block structuralized NE.

Internally the blocks present an orthogonal lineaments pattern where the NE and NW directions predominate over the NS and EW trends.

The great faults are marked by magnetic structures, or by gammaespectrometric structures and/or of relief features. Some of these fault systems separate great crustal segments and the main systems are called: Araguaia, Serra Negra, Piranhas, Montes Claros de Goiás, Moiporá-Novo Brasil and Serra Dourada.

The Araguaia Fault System, with NE-SW trend, of low to moderate angle separates the northwest lands with magnetic signature that suggests the presence in that sector of Archean and/or paleoproterozoic rocks. The Montes Claros de Goiás Fault System, with NS trend, of high dip angle, with extensional nature seems to restrict the west granites with sin-orogenic characteristics. The Moiporá-Novo-Brasil Fault System, with NS trend, of moderate to high angle, with directional-extensional kinematics put together lands of different ages from Archean and paleoproterozoic with neoproterozoic isotopic signature units or derivate from these protolith. This system also includes neoproterozoic units, with predominant youthful isotopic signature, westward.

The structural setting of the area shows a long history, with successive reactivations. The oldest phase is marked by sub-horizontal foliation with low dipping for the south quadrants, indicated thrust kinematics for north and for old rigid nuclei represented in the south by the Paraná Craton, hidden under the sediments of the Paraná Basin and in the south by the Goiás Massive. Late reactivations of compressional character are registered by the sin-cinematic anorogenic granite positioning these occurrence of about 500 - 550 My, induced probably for the final inversion of the Paraguay Belt, marking the end of the Brasiliano Cycle in the region.

In the Phanerozoic the region was submitted to extensional tectonic, related to the installation of the and Paraná Basin and to the opening of the Atlantic Ocean. Among these events there are distinguished the Arc of the Paranaíba, Flexura de Goiânia and Bom Jardim and the extensional event, with possible evolvement of mantelic plume in the Upper Cretaceous when the GOAP was formed.

The integration of the high density aerogeofísic data of southwestern of Goiás with the geologic, geochronologic and geochemistry data, digital land model and other geophysical products allowed a considerable advance in the geologic knowledge of the region, resulting in the optimization of geologic unit mapping, subdivision of different units and the regional structural setting, beyond identifying and delimiting units of geologic/geotectonic uncertain positioning.



Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Este trabalho é parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em geologia pela Universidade de Brasília. Serão abordados os resultados do processamento, interpretação e integração de dados de aerogeofísica de alta densidade e levantamentos geológicos presentes na literatura, ao longo da faixa que se estende desde a região de Bom Jardim de Goiás, a oeste, até a região de Córrego do Ouro, a leste.

O estudo envolve o uso de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos provenientes do Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás, executado em 2004 pelo Governo do Estado de Goiás em associação com a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, e uma revisão da bibliografia referente à região selecionada e seu entorno. As principais fontes de informações utilizadas são os trabalhos de mapeamentos geológicos em diversas escalas, dissertações de mestrado, teses de doutoramentos, trabalhos finais de graduação, mapeamentos realizados por empresas privadas e estatais, sobrepostos ao mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás, organizado por [Lacerda Filho et al. \(2000\)](#).

Os produtos aerogeofísicos foram integrados em ambiente SIG com todas as informações geológicas existentes. Desta forma, utilizou-se de técnicas tradicionais de interpretação tais como, análise qualitativa de imagens individualmente processadas, razões entre os radioelementos, combinações binárias e ternárias, dentre outras. Contudo, os mapas de domínios geofísicos foram guiados pelos dados geológicos existentes e por verificações de campo, resultando em um produto final equivalente a um mapa geológico em escala 1:100.000.

1.2 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho consiste na utilização de dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos para caracterização de feições geológicas em conjunto com a integração dos dados obtidos com aqueles do acervo geológico da área em estudo e desta forma, fornecerem subsídios para um melhor entendimento do Arco Magmático de Goiás, do magmatismo sin a pós colisional, da delimitação das unidades que compõem a Província Alcalina de Goiás, bem como contribuir para uma melhor compreensão do arcabouço geológico-geotectônico da região sudoeste do Estado de Goiás.

1.3 LOCALIZAÇÃO

A área estudada localiza-se na porção sudoeste do Estado de Goiás, ao longo da faixa que se estende desde a região de Bom Jardim de Goiás, a oeste, até a região de Córrego do Ouro, a leste, distante cerca de 400 km de Brasília. A faixa cobre 14.700 km² e está limitada pelos paralelos 16°S e 16°45'S e pelos meridianos 52°30'W e 50°30'W ([Figura 1.1](#)).

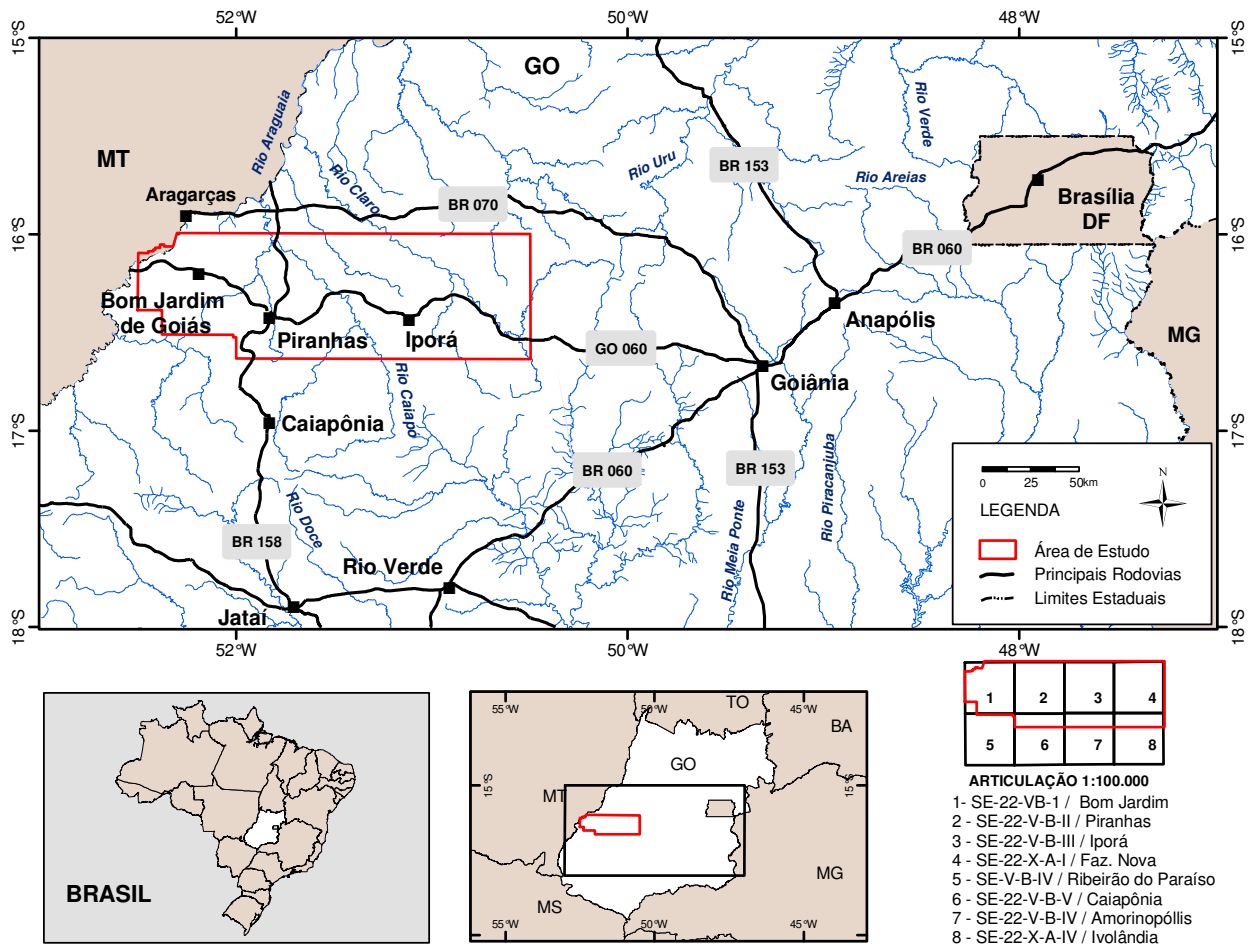


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo.

1.4 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

➤ CLIMA - De acordo com [Ianhês et al. \(1983\)](#), o clima da região sudoeste de Goiás é tropical de continentalidade pronunciada, intercalando-se uma estação chuvosa (primavera-verão) e uma estação seca (outono-inverno). A precipitação anual varia entre 1.300 mm e 1.750 mm sendo a média pluviométrica mensal de 130 mm. Durante o trimestre janeiro/março, época de maior pluviosidade, a concentração pluviométrica chega a 45-55% do total da média anual, atingindo em média 224 mm, caindo esta média para 35 mm nos meses mais secos em cujo pico, nos meses de julho e agosto, não chega a ultrapassar 20 mm.

A variação anual da temperatura é mínima, oscilando entre 18°C no mês mais frio e 23°C no mais quente. As áreas mais altas das chapadas sedimentares apresentam-se com temperatura média anual entre 20°C e 22°C.

➤ VEGETAÇÃO - A vegetação predominante da região é do tipo cerrado, com árvores de pequeno porte, retorcidas, espalhadas entre si e dispersas em vegetação de gramíneas, localmente são observados cerradões, matas e campos sujos e limpos ([Ianhês et al. 1983](#)).

Os cerrados e campos ocorrem predominantemente nas áreas de topografia suave. Em contraste com essa vegetação ocorrem matas de grande porte nas quebras de chapadas, ao longo dos córregos e sobre corpos

ígneos de natureza máfica/ultramáfica. A cobertura vegetal nativa foi em grande parte descaracterizada pelo desmatamento, onde grandes áreas de cerrado têm se transformado em áreas de plantações e de pastos.

➤ SOLOS - Os solos da região apresentam uma evolução intimamente associada ao tipo de substrato sendo compostos predominantemente por três tipos principais, que podem ser referidos como solos lateríticos residuais (Latosolos, Podzólicos, Terra Roxa), de forma subordinada com relativa importância são observados Neossolos, sendo os demais tipos de solo de ocorrência local sem expressão na escala aqui trabalhada (Ianhes *et al* 1983).

▪ *Latosolos e Podzólico Vermelho-Amarelo Latossólico e/ou Latossolos Vermelho e Vermelho-Amarelo*: desenvolvidos principalmente sobre as unidades granito-gnaíssicas, micaxistos, anfíbolitos e rochas meta-ácidas, são em geral representados por solos de cor vermelho até esbranquiçado a rosados, ocorrem sobre relevo ondulado, e em geral são caracterizados pelo desenvolvimento de perfis espessos;

▪ *Neossolos*: ocorre em relevo dissecado nas encostas de planaltos e do Grupo Cuiabá;

▪ *Podzólico Vermelho-Amarelo*: de textura fina, franca arenosa, que junto aos Neossolos são caracteristicamente desenvolvidos sobre os arenitos das formações Furnas e Ponta Grossa;

▪ *Terra Roxa Estruturada*: ocorrem em áreas de relevo suave ondulado, são solos geralmente profundos com pequena diferenciação de horizontes, desenvolvidos sobre rochas de natureza máfica/ultramáfica, geralmente alcalinos.

Com respeito aos tipos de solo, na maior parte da região estudada, as coberturas pedológicas são constituídas de solos residuais que desta maneira, *a priori*, refletem as características gamaespectrométricas de seus protolitos.

➤ HIDROGRAFIA - A rede hidrográfica da região (Figura 1.2) pertence à Bacia Amazônica, está situada no alto curso da Sub-Bacia do Rio Araguaia (Ianhez *et al.* 1983). O padrão de drenagem apresenta um forte condicionamento pelas estruturas planares do substrato. Em áreas sedimentares fanerozóicas relativamente menos perturbadas pela atuação da tectônica dúctil, a drenagem apresenta um padrão caracteristicamente retangular. Nas regiões de rochas pré-cambrianas e nos complexos máfico-ultramáficos a rede de drenagem assume uma tendência paralela e/ou dendrítica-retangular. Os cursos d'água mostram direções preferenciais NW, NE e NS. Sendo que os principais rios que drenam a região (Caiapó, Claro e Piranhas) estão condicionados ao longo do traço de grandes falhas NW, desaguardo no Rio Araguaia que por sua vez, encaixa-se ao longo do traço transbrasiliiano de direção NE.

➤ RELEVO - O relevo apresenta uma clara evolução policíclica, onde pelo menos cinco grandes eventos de reativação pós-proterozóica podem ser bem caracterizados. O primeiro evento de idade pré-devoniana, está relacionada com a instalação e evolução da sedimentação paleozóica da Bacia do Paraná. O segundo evento, de idade mesozóica (iniciado durante o Triássico), é registrado dentre outros pelo início da formação do Arco de Ponta Grossa e pelo Grabén do Caiapó (Fúlfaro 1975, Fúlfaro *et al.* 1982, Almeida 1980, Asmus 1981). No Neocretáceo ocorre uma vigorosa tectônica rúptil na região com o alojamento da Suíte Plutônica de Iporá, culminando no Terciário Inferior com a sedimentação da Formação Cachoeirinha (Zalán *et al.* 1987, Milani *et al.* 1994, Milani & Ramos 1998, Zalán 2004), cujos sedimentos são provenientes da intensa peniplanização iniciada nesta época dando origem a mais importante superfície de aplainamento do Brasil: Ciclo de Aplainamento Sul Americano (King 1956). O relevo atual de maneira geral reflete a modificação da Superfície Sul Americana durante o Ciclo Velhas e pelos sistemas denudacionais/agradacionais holocênicos.

Figura. 1.2 – Mapa Geomorfológico da região SW de Goiás (Adaptado de [Latrubesse 2005](#)).

No contexto regional a área se insere no denominado Planalto Central Goiano (Mauro *et al.* 1983), o qual foi redefinido em Mamede (1999) para contemplar diferentes formas de modelados incluídos neste grande domínio. De acordo com a compartimentação proposta por Mamede (1999), a área em estudo está inserida em sua maior parte no Planalto dos Guimarães-Alcantilados, sendo bordada a NNW pela Superfície do Araguaia, a NE pelo Planalto do Divisor Araguaia-Tocantins-Paraná e a leste pela Superfície de Goiânia.

Latrubesse (2005) apoiado em um robusto sistema de informação geográfica compartimenta as unidades de Mamede (1999) em diversos sistemas (Figura 1.2). De acordo com estes autores, predominam na área aqui enfocada os sistemas denudacionais. Os modelados agradacionais são restritos as planícies de inundações dos grandes rios.

Na compartimentação geomorfológica proposta por Latrubesse (2005), o condicionamento lito-estrutural do relevo é expresso pelos gnaisses e seqüências vulcano-sedimentares, sendo caracterizado pelas cotas 250 e 400 m e padrão de dissecação moderado. Os sistemas de morros de colinas englobam predominantemente granitóides e a Suíte Plutônica de Iporá, que em geral apresentam um padrão de forte dissecação. Os altos planaltos são em geral esculpidos nos sedimentos da Bacia do Paraná atingindo cotas em torno de 750 m e sendo balizados por sistemas de erosão recuantes (escarpas).

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1. PROJETO LEVANTAMENTO AEROGEOFÍSICO DO ESTADO DE GOIÁS

O Programa de Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás executado no período de 2004 a 2006 está dividido em três etapas e cinco blocos (Figura 1.3). O Bloco 1, denominado Arco Magmático de Arenópolis, teve um total de 76.935 km², dos quais 14.700 km² são referentes a área de estudo.

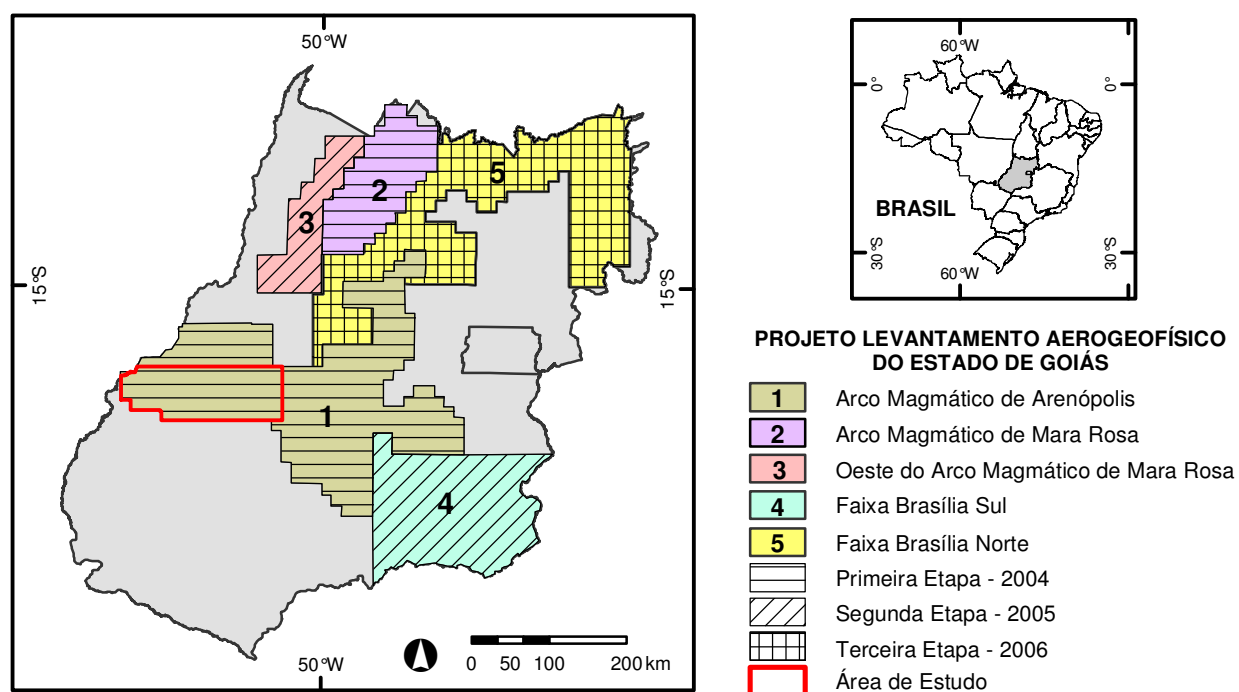


Figura 1.3 – Localização das áreas do Projeto Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás.

As especificações adotadas para a aquisição dos dados aerogeofísicos do Bloco 1 estão apresentadas na Tabelas 1.1 e 1.2 (LASA 2004):

Tabela 1.1 – Síntese mostrando os principais atributos do levantamento aerogeofísico.

| | | |
|----|--------------------------------------|---|
| 01 | Área total (km ²) | 76.935.00 |
| 02 | Época do levantamento | 08/07/2004 a 24/11/2004 |
| 03 | Aeronave | Modelo 404 -Titan / Fabricante - Cessna |
| 04 | Direção das linhas de produção | NS (geográfico) |
| 05 | Espaçamento entre linhas de produção | 500 metros |
| 06 | Direção das linhas de amarração | EW |
| 07 | Espaçamento das linhas de amarração | 5.000 metros |
| 08 | Altura média de voo | 100 metros |
| 09 | Velocidade aproximada | 290 km/h |
| 10 | Intervalo entre medições geofísicas | 0,1s (magnetômetro) e 1,0s (espectrômetro) |
| 11 | Magnetômetro (vapor de césio) | Scintrex CS-2. Resolução: 0,001 nT |
| 12 | Gamaespectrômetro | Exploranium GR-820 |
| 13 | Volume de cristais detectores de NaI | 2.560 polegadas cúbicas (<i>down</i>) e 512 polegadas cúbicas (<i>up</i>) |
| 14 | Coordenadas métricas | Referenciadas ao Datum SAD-69, projeção UTM zona 22 sul |

Tabela 1.2 – Disposição dos dados aerogeofísicos nas colunas do arquivo XYZ.

| GAMAESPECTROMETRIA | | MAGNETOMETRIA | |
|-------------------------------------|----------------|--|---------|
| Campo | Unidade | Campo | Unidade |
| UTM Leste | Metros | UTM Leste | Metros |
| UTM Norte | Metros | UTM Norte | Metros |
| Fiducial | | Fiducial | |
| Altura GPS | Metros | Altura GPS | Metros |
| Altitude Barométrica | Metros | Altitude Barométrica | Metros |
| Radar Altimetro | Metros | Radar Altimetro | Metros |
| Contagem Bruta Total | cps | Varição Diurna do Campo Magnético | |
| Potássio Bruto | cps | Campo Magnético Bruto | |
| Urânio Bruto | cps | Campo Magnético Bruto | |
| Tório Bruto | cps | Campo Magnético Compensado | |
| <i>Upward</i> Urânio | cps | Campo Magnético Corrigido e Varição Diurna | |
| Radiação Cósmica | cps | Campo Magnético Nivelado | |
| Temperatura | Celsius | Campo Magnético Micronivelado | |
| Contagem Total Corrigida | cps | Campo Magnético Reduzido IGRF | |
| Potássio Corrigido | cps | IGRF | |
| Urânio Corrigido | cps | Longitude | |
| Tório Corrigido | cps | Latitude | |
| Taxa de Exposição da Contagem Total | μR/h | Modelo Digital de Terreno | Metros |
| Concentração de Potássio | % | | |
| Concentração de Urânio | ppm | | |
| Concentração de Tório | ppm | | |
| Razão Tório / Potássio | | | |
| Razão Urânio / Potássio | | | |
| Razão Urânio / Tório | | | |
| Longitude | Graus Decimais | | |
| Latitude | Graus Decimais | | |
| Modelo Digital de Terreno | Metros | | |

1.5.2. LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS

Este estudo envolve uma revisão da bibliografia referente à região selecionada e seu entorno. As principais fontes de informações utilizadas são os trabalhos de mapeamentos geológicos em diversas escalas, dissertações de mestrado, teses de doutoramentos, trabalhos finais de graduação, mapeamentos realizados por empresas privadas e estatais, sobrepostos ao mapa geológico e de recursos minerais do estado de Goiás, organizado por [Lacerda Filho et al. 2000](#) (Figura 1.4).

1.5.3. MATERIAL DE APOIO

▪ Mapas Topográficos

Folhas 1:100.000 do Serviço Geográfico do Exército: Bom Jardim de Goiás (SE-22-V-B-I), Piranhas (SE-22-V-B-II), Iporá (SE-22-V-B-III), Fazenda Nova (SE-22-X-A-I). Foram utilizadas ainda as três folhas imediatamente a sul das acima mencionadas que correspondem a uma estreita faixa de 15 km do limite de recobrimento do aerolevante geofísico para as folhas: Caiapônia (SE-22-V-B-V), Amorinópolis (SE-22-V-B-VI), Ivolândia (SE-22-X-A-IV). Estes mapas foram utilizados para o georreferenciamento dos mapas geológicos convertidos do meio analógico para o digital.

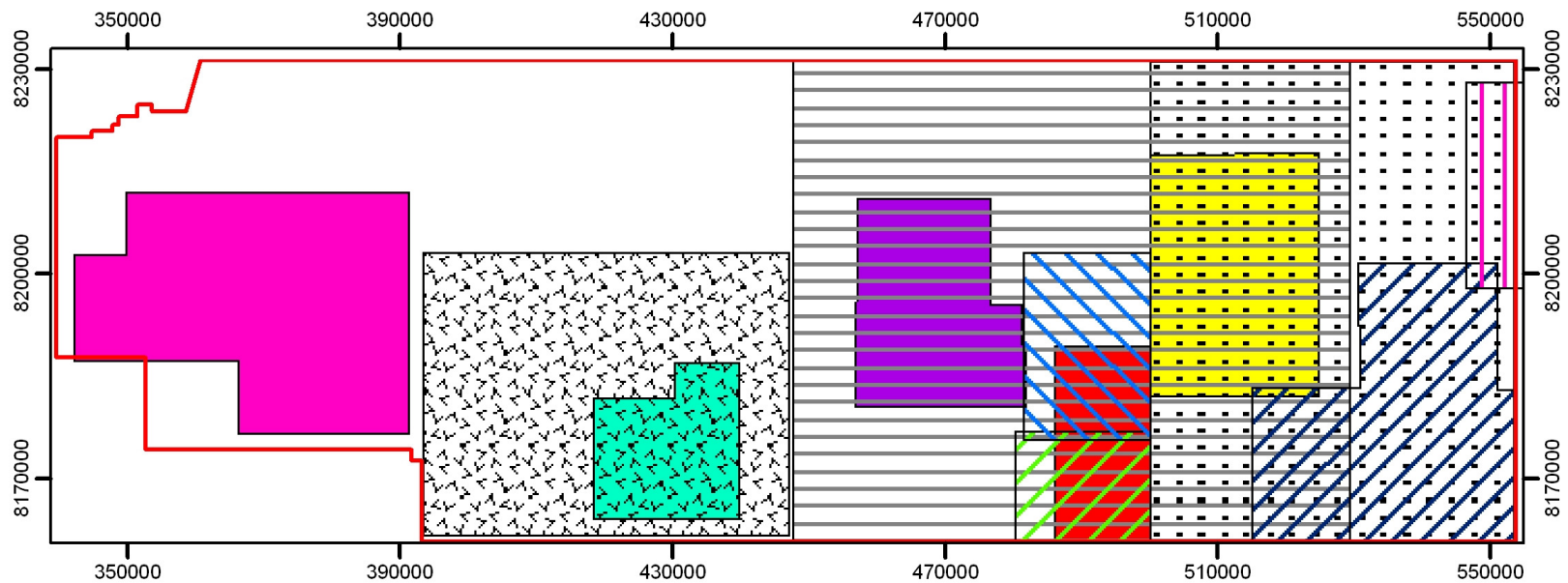
▪ Modelo Digital do Terreno

Para análise do relevo foram utilizados dois produtos de modelo digital de terreno (MDT). O primeiro, trata-se da superfície do relevo gerada a partir da altura GPS (*Global Positioning System*) subtraída da altura obtida pelo radar altímetro, estes dados foram adquiridos em conjunto com o levantamento aerogeofísico. O segundo, corresponde ao MDT originário da missão de mapeamento do relevo terrestre SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), sendo executado no ano de 2000.


▪ Trabalho de Campo

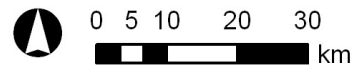
Foram executadas averiguações de campo visando investigar contribuições efetuadas a partir dos dados aerogeofísicos para o conhecimento geológico-estrutural e evolução geotectônica da região.

O trabalho constou de execuções de perfis e eventualmente observação em pontos isolados ao longo das principais unidades caracterizadas neste trabalho durante os quais foram visitados e descritos 569 pontos (Figura 1.5). Nesta checagem de campo foi priorizado o reconhecimento das unidades geofísicas com maior grau de incerteza de sua correlação com os dados geológicos existentes.

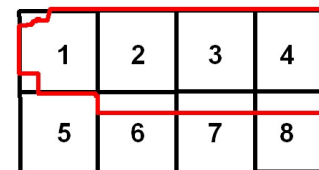


Levantamentos Geológicos Consultados

-  Projeto Iporá. UnB, 1968. 1:50.000.
-  DANNI, José C. M. Univ. Paris-Orsay / UnB, 1972. 1:100.000.
-  Projeto Piranhas. DNPM/UnB, 1973. 1:50.000.
-  Projeto Moiporá/Bom Jardim. UnB, 1974. 1:50.000.
-  DARDENNE M. A. et al. 1981. UnB, 1:50.000.
-  FERNANDES, Selma M., UnB, 1983. 1:50.000.
-  B. P. Mineração - 1984. 1:400.000.
-  SEER, Hildor J., UnB, 1985. 1:100.000.
-  PIMENTEL, Márcio M. UnB, 1985. 1:25.000.
-  AMARO, Venerando E. UnB, 1989. 1:50.000.
-  Projeto Diorama. UnB, 1989. 1:25.000.
-  Projeto Amarinópolis. UnB, 1993. 1:25.000.
-  LACERDA FILHO et al. 2000. CPRM / METAGO / UnB, 1:500.000.



 ÁREA DE ESTUDO



ARTICULAÇÃO 1:100.000

- 1- SE-22-VB-1 / Bom Jardim
- 2 - SE-22-V-B-II / Piranhas
- 3 - SE-22-V-B-III / Iporá
- 4 - SE-22-X-A-I / Faz. Nova
- 5 - SE-V-B-IV / Ribeirão do Paraíso
- 6 - SE-22-V-B-V / Caiapônia
- 7 - SE-22-V-B-IV / Amarinópolis
- 8 - SE-22-X-A-IV / Ivollândia

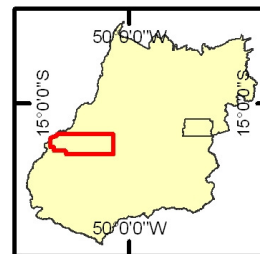
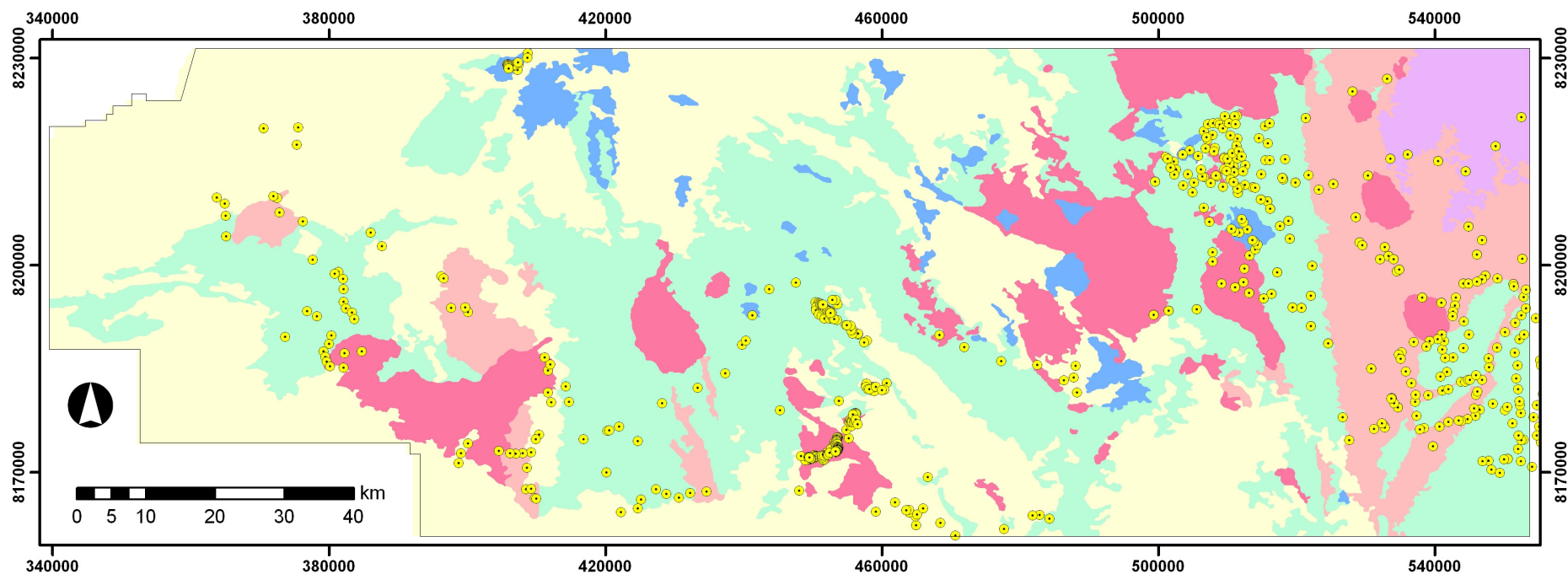


Figura. 1.4 – Principais levantamentos geológicos consultados.



Terrenos Geológicos

- Arqueano
- Paleoproterozóico
- Neoproterozóico
- Neoproterozóico - Eopaleozóico
- Paleozóico
- Mesozóico

Pontos Geológicos

Projeção UTM
Datum - UTM SAD 69
Zona 22 S

| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 5 | 6 | 7 | 8 |

ARTICULAÇÃO 1:100.000

- 1- SE-22-VB-1 / Bom Jardim
- 2 - SE-22-V-B-II / Piranhas
- 3 - SE-22-V-B-III / Iporá
- 4 - SE-22-X-A-I / Faz. Nova
- 5 - SE-V-B-IV / Ribeirão do Paraíso
- 6 - SE-22-V-B-V / Caiapônia
- 7 - SE-22-V-B-IV / Amorinópolis
- 8 - SE-22-X-A-IV / Ivolândia



Figura 1.5 - Mapa de distribuição de pontos geológicos.

1. 5.4. METODO DE PESQUISA

Na etapa de pré-processamento todo o conjunto de informações aerogeofísicas foi analisado quanto à distribuição espacial e a presença de valores espúrios nas linhas de produção, visando à melhoria do sinal/ruído. Feita esta análise, foram aplicadas técnicas apropriadas a cada tipo de dado. Os fluxogramas apresentados nas Figuras 1.6 e 1.7 resumem as etapas de processamento e interpretação dos dados aerogeofísicos e respectivos produtos.

O processamento interpretativo dos dados aeromagnéticos compreendeu a geração de temas relevantes, tais como: Derivadas Horizontais (Dx e Dy), Derivada Vertical (Dz), Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Inclinação da Fase do Sinal Analítico (ISA), composições binárias (ACISA=ASA cor + ISA cinza e AICSA=ASA cinza + ISA cor), continuações ascendentes (CNUP) e integral vertical (INV). Estas técnicas envolvem métodos automáticos e semi-automáticos baseados no uso das derivadas horizontais e verticais de anomalias de campo potencial. Os produtos derivados do campo magnético serviram para a determinação de parâmetros geométricos, como os limites das unidades geológicas e estruturais.

Dentre as técnicas de tratamento interpretativo dos dados gamaespectrométricos aéreos estão incluídas a análise qualitativa das imagens individualmente tratadas dos canais do Potássio (K), Tório (Th) e Urânio (U), Contagem Total (CT), das imagens de razão entre radioelementos, e técnicas que utilizam a composição ternária RGB e CMY entre os canais radiométricos.

A interpretação dos dados foi realizada com o uso de sistemas de informações geográficas-SIG para a integração dos dados de geofísica aérea com informações geológicas, guiados de forma a obter como principais produtos os mapas de domínios magnéticos, domínios gamaespectrométricos, lineamentos magnéticos e gamaespectrométricos coligidos ao final em um mapa de unidades geológico-geofísicas.

Para a elaboração do mapa de estruturas foram utilizadas as imagens ternárias KThU nos padrões RGB e CMY e as imagens dos canais individuais do K, Th e U, e os produtos magnéticos coloridos e em tons de cinza, da Primeira Derivada Vertical (Dz), Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Inclinação da Fase Sinal Analítico (ISA), iluminados a 45° e 135°, além do Modelo Digital de Terreno. Eventualmente, para uma melhor caracterização de alguns lineamentos as derivadas horizontais (Dx e Dy) foram também avaliadas. Produtos binários das imagens magnéticas (ACISA=ASA cor + ISA cinza e AICSA=ASA cinza + ISA cor) foram utilizados como apoio na delimitação das unidades geofísico-geológicas bem como para a elaboração do mapa de estruturas magnéticas.

A elaboração do mapa unidades geológico-geofísicas foi executada em duas etapas. A primeira etapa consiste na elaboração de um mapa de unidades gamaespectrométricas por meio da delimitação das unidades com o uso apenas da imagem do canal de Contagem Total.

Na segunda etapa as heterogeneidades internas destas unidades foram delimitadas a partir da sobreposição do mapa de unidades de Contagem Total com as imagens ternárias KThU nos padrões RGB e CMY apoiada pela análise das imagens nos canais individuais do K, Th, U e eventualmente de imagens magnéticas.

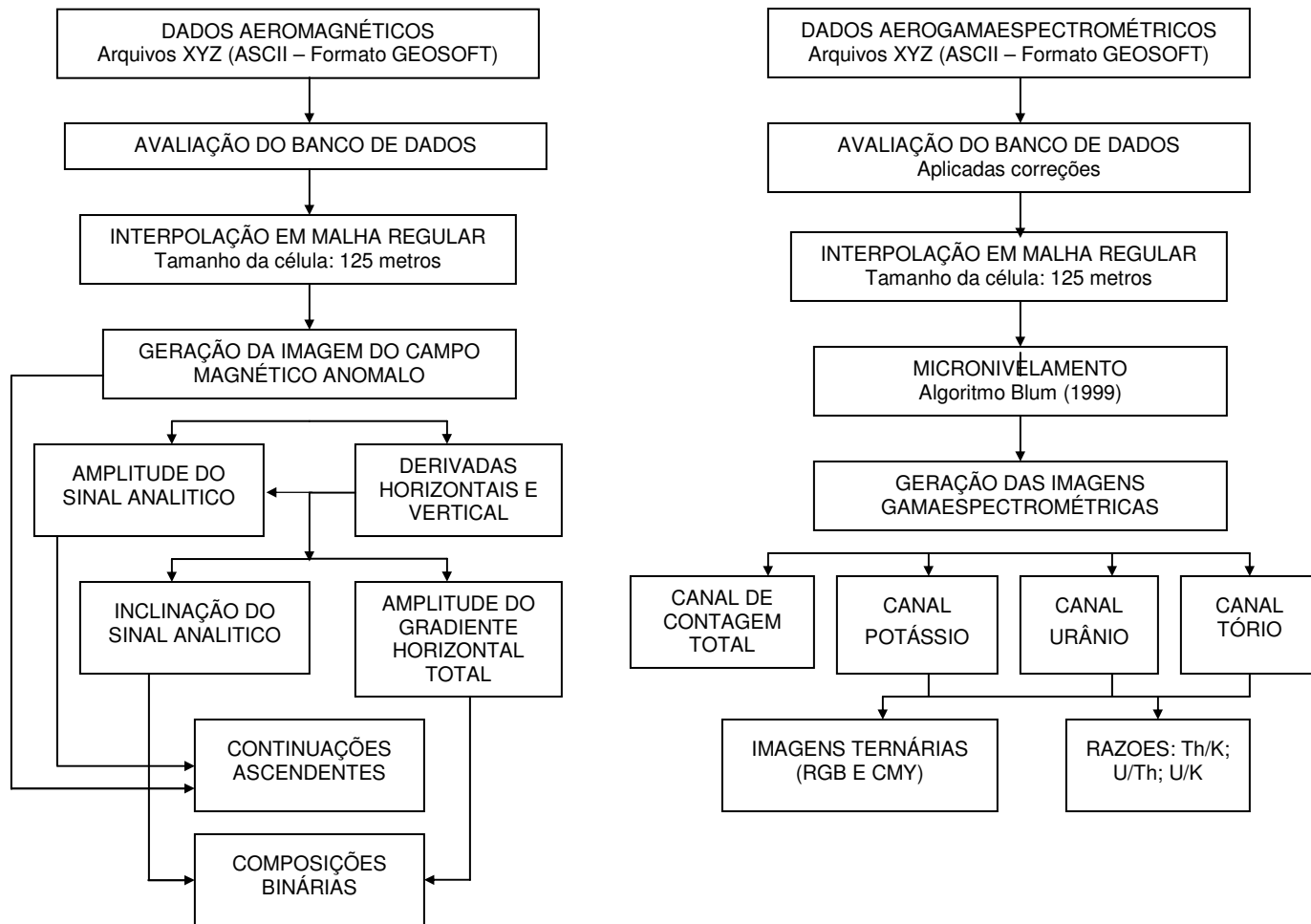


Figura 1.6. - Fluxograma da seqüência de procedimentos realizados no processamento dos dados aerogeofísicos com respectivos produtos.

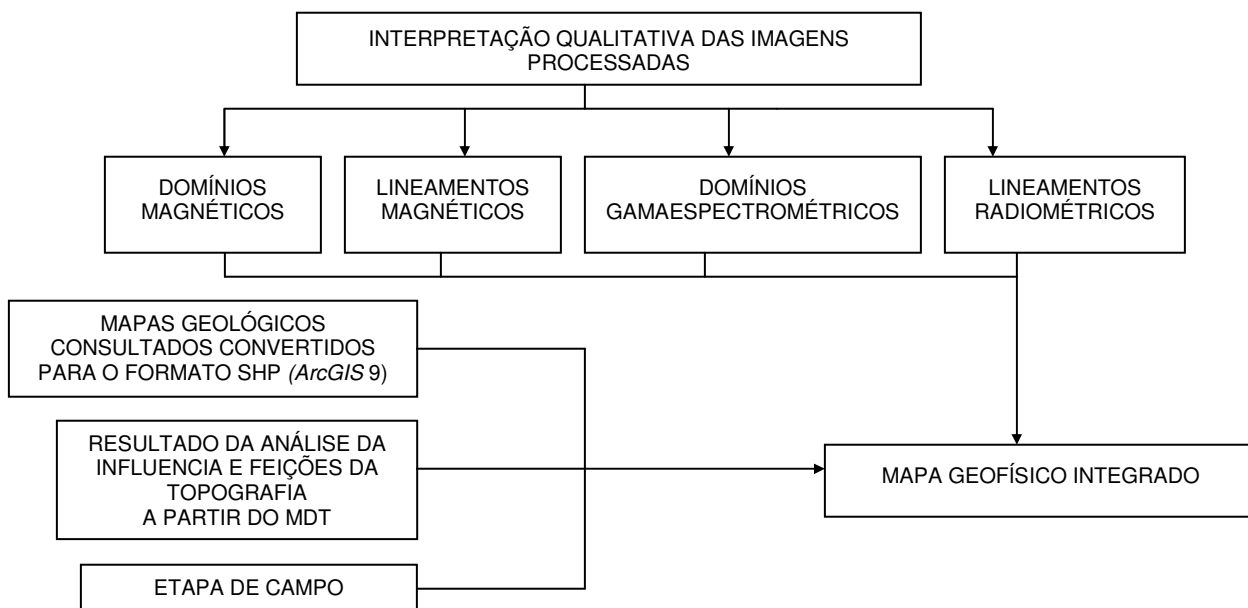


Figura 1.7. - Fluxograma da seqüência de procedimentos realizados na elaboração do mapa geofísico integrado.

As análises e definições das diferentes unidades durante a segunda etapa, que consistiu na elaboração do mapa de unidades geológico-geofísicas propriamente ditas, foram guiadas pelas informações contidas nos mapas geológicos existentes (Figura 1.4) e por informações levantadas no campo. Para tanto, onze mapas geológicos consultados foram digitalizados para acesso com o uso do aplicativo ArcGis 9.

As unidades geológico-geofísicas foram classificadas qualitativamente quanto ao seu conteúdo em radionuclídeos e quanto ao grau de segurança relativa à sua correlação com as unidades definidas nos trabalhos consultados, com prioridades para a nomenclatura utilizada no Mapa Geológico do Estado de Goiás (Lacerda Filho *et al.* 2000).

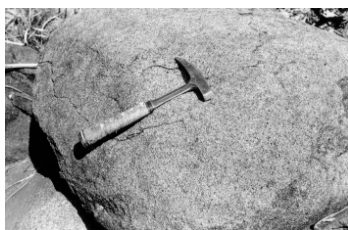
Por meio do procedimento acima descrito, no SIG elaborado, cada uma das unidades geológico-geofísicas definidas foi classificada quanto:

- *Grau de confiabilidade Certo*: quando não há dúvidas quanto à correlação da unidade com as propostas presentes nas diferentes fontes consultadas e/ou quando foram verificadas no campo.
- *Grau de confiabilidade Razoável*: quando as informações existentes convergem para uma mesma unidade geológica e/ou quando suas características geofísicas permitem correlacioná-las com unidades classificadas como Certas.
- *Grau de confiabilidade Duvidoso*: quando as informações existentes são contraditórias e/ou quando suas características geofísicas não permitem correlacioná-las com unidades classificadas como Certas.

Nesta etapa a interpretação integrada dos dados geofísicos e geológicos resultou em uma tabela que constam informações de classificação gamaespectrométrica, litotipo, unidades geológicas antigas e a proposta das unidades geológico-geofísicas, o grau de certeza e a relevância da unidade em termos prospectivos.

No SIG elaborado cada unidade então definida é referida com nome e sigla atribuídos a elas no trabalho aqui apresentado, estando ainda indicados os nomes e siglas as quais constavam no Mapa Geológico do Estado de Goiás (Lacerda Filho *et al.* 2000), além destas informações quando pertinentes foram também apresentadas observações relativas à cartografia e potencial prospectivo (Tabela 1.3).

| Tabela 1.3 – Amostra do conteúdo da tabela de dados elaborada em Sistema de Informações Geográficas. | | | | | | | | | |
|--|------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|---------------------------|-------------------------|------------------------------|-------------------------|------------------------------|--------------------------|
| Classe ¹ | Litotipo ² | Unidade Antiga ³ | Unidade Nova ⁴ | Sigla Antiga ⁵ | Sigla Nova ⁶ | Grupo ⁷ | Observação ⁸ | Grau de Certeza ⁹ | Relevância ¹⁰ |
| BK-BU-BTh | Metabasalto, Metatufo Básico | Ortochnaisse do Oeste de Goiás | Seqüência Bom Jardim de Goiás - 1 | Ngn | Nbj-1 | Seqüência Vulcano-Sedimentar | | Certo | Prospectivo |
| <p>1 – Padrão gamaespectrométrico. 2 – Litotipos principais que compõem a unidade geológico-geofísica. 3 – Unidade geológica cartografada no Mapa Geológico do Estado de Goiás. 4 – Unidade nova como interpretada neste trabalho. 5 – Sigla da unidade geológica cartografada no Mapa Geológico do Estado de Goiás 6 – Sigla da nova unidade definida. 7 – Grupo ao qual se insere a nova unidade geológica. 8 – Observações de caráter geral quando pertinente. 9 – Grau de certeza da redefinição da unidade. 10 – Relevância da redefinição quanto a aspectos prospectivos, geotectônicos, etc.</p> | | | | | | | | | |



Capítulo 2

CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO DO SUDOESTE DE GOIÁS

2.1. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

No arcabouço geotectônico da América do Sul, a região SW de Goiás encontra-se inserida na Província Estrutural Tocantins (Almeida *et al.* 1977, 1981, Almeida & Hasui 1984), na porção central do Brasil (Figura 2.1). Limitada pelos crátons de São Francisco a leste e Amazônico a oeste, e pelas bacias sedimentares do Parnaíba e Paraná, respectivamente, a norte e ao sul. A Província Tocantins é composta por faixas móveis neoproterozóicas estruturadas com a inversão tectônica das bacias marginais meso-neoproterozóicas durante o Ciclo Brasileiro (900-450 Ma), além de núcleos antigos mais ou menos retrabalhados neste ciclo.

As faixas móveis neoproterozóicas incluídas na Província Tocantins (Figura 2.1) são compostas por rochas supracrustais vulcano-sedimentares, intrusões graníticas e corpos básicos-ultrabásicos subordinados. Neste domínio geotectônico encontram-se as faixas Brasília, Paraguai e Araguaia. A Faixa Brasília dispõem-se ao longo flanco oeste do Cráton de São Francisco (que lhe serviu como ante-país) sendo separada a oeste das faixas Paraguai e Araguaia pelo Maciço de Goiás que corresponde a um núcleo continental antigo, de idade Arqueana-Paleoproterozóica, que foi mais ou menos envolvido na tectônica Brasileira. Dispostas a oeste do Maciço de Goiás, as faixas Paraguai e Araguaia amoldam-se respectivamente nas bordas sul e leste do Cráton Amazônico.

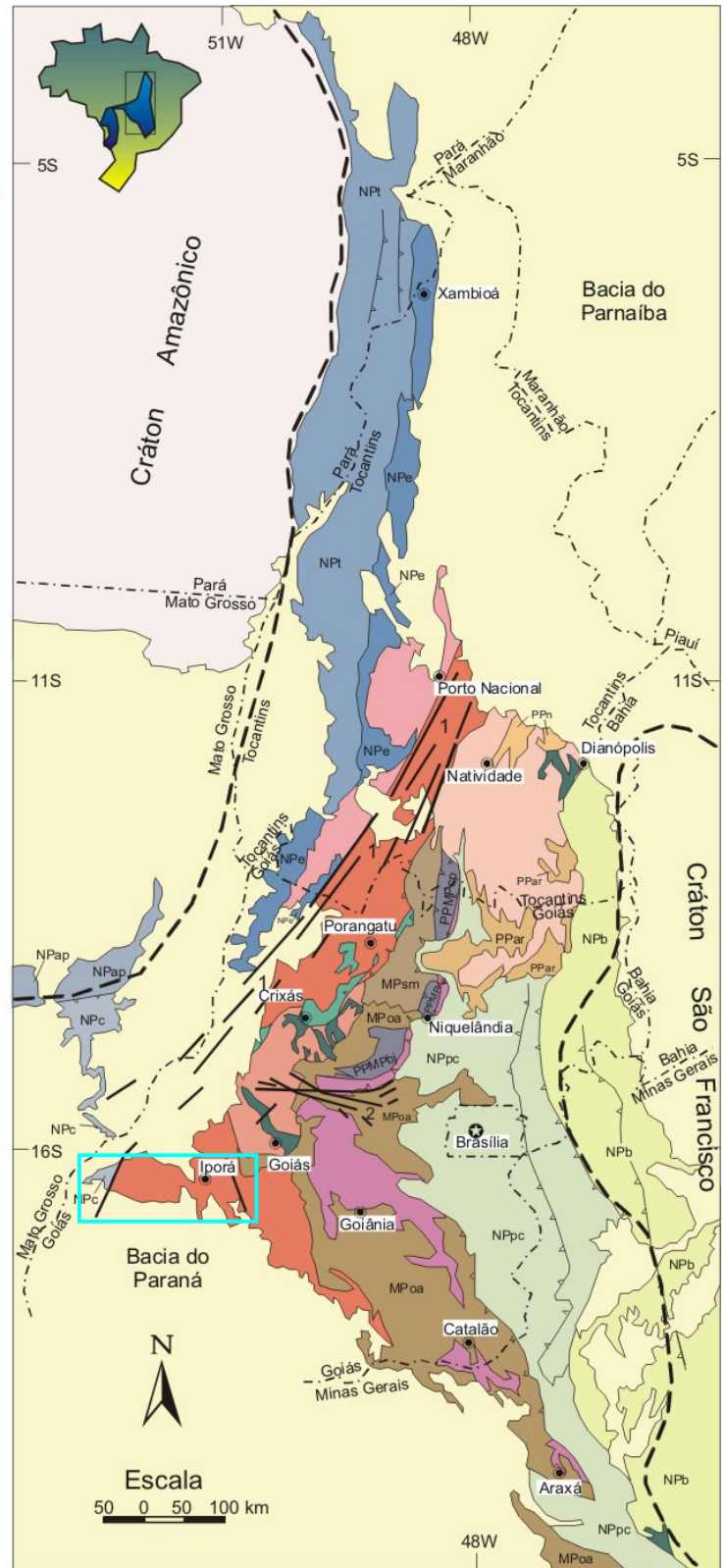
Na região SW do Estado de Goiás são ainda caracterizadas outras três unidades geotectônicas, com histórias geológicas desvinculadas da Província Tocantins, estas unidades incluem o graben eopaleozóico de Piranhas, a Bacia do Paraná, e as rochas que compõem a Província Alcalina de Goiás.

2.1.1. FAIXA BRASÍLIA

No arcabouço geotectônico acima delineado destaca-se a Faixa Brasília – FDB (Figura 2.1), no extremo centro oeste da qual se encontra a região aqui abordada. A FDB apresenta orientação geral norte-sul e estende-se por cerca de 1100 km desde o sudoeste de Minas Gerais até o sul do Estado de Tocantins. Constitui um cinturão de dobras e falhas de empurrão mostrando, em seu segmento oriental uma nítida vergência tectônica e metamórfica em direção ao Cráton São Francisco. Contudo, na região SW de Goiás as polaridades tectônicas apresentam um forte condicionamento resultado de um campo de *stress* com componente principal de esforço orientado próximo de NS. Suas principais estruturas e cinemática mostram movimento de massa (vergência) de sul para norte, denunciando o envolvimento de núcleos rígidos correspondentes a norte ao Maciço de Goiás e a sul ao Cráton do Paraná/Parapanema (Figura 2.2 – Brito Neves 1999, Almeida *et al.* 2000, Shobbenhaus & Brito Neves 2003).

Em função da natureza de suas diferentes unidades geológicas, bem como pelas particularidades locais de sua história tectônica a FDB pode ser compartimentada em diferentes terrenos que registram um quadro tectônico evolutivo mais ou menos homogêneo. Neste sentido várias propostas de compartimentação têm sido apresentadas (Dardenne 1978; Marini *et al.* 1984, Lacerda Filho *et al.* 2000). Aqui foi seguida a proposta de compartimentação de Fuck *et al.* (1994) e Fuck *et al.* (2005) que individualizaram, na FDB, os terrenos denominados: Zona Externa, Zona Interna, Maciço de Goiás e o Arco Magmático.

Legenda



ÁREA DE ESTUDO

Figura 2.1 – Mapa geológico do setor centro-leste da Província Tocantins (Reproduzido de Pimentel *et al.* 2004).

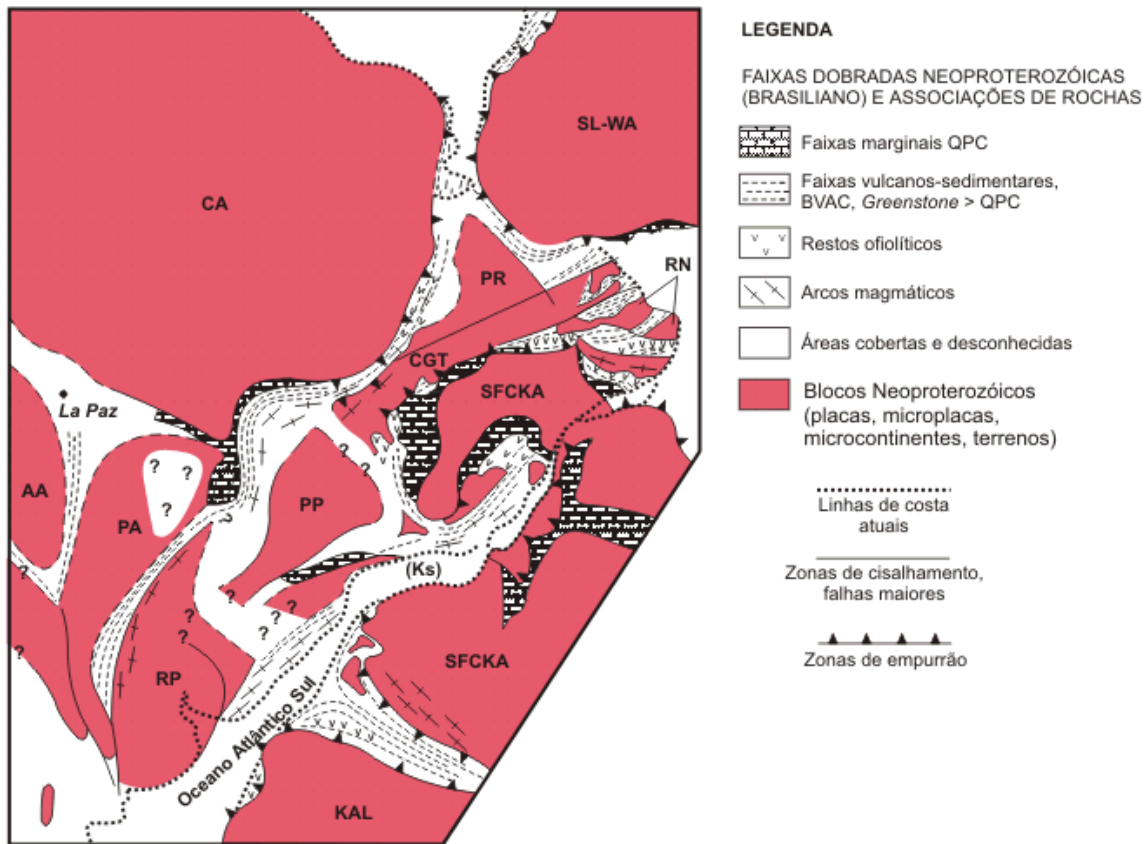


Figura 2.2 – Esboço paleogeográfico do Gondwana ao final do Ciclo Brasileiro – Pan Africano, mostrando os principais segmentos colidentes (placas, microplacas, terrenos) e os principais tipos de faixas móveis gerados: QPC = faixas marginais a quartzito-pelito-carbonato; faixas vulcano-sedimentares ou interiores + BVAC (vulcânicas bimodais, arcóseos, conglomerados) e *greenstones* (predomínio de vulcânicas toleíticas sobre sedimentos imaturos) e remanescentes de fundo oceânico. SL-WA = São Luís – *West África*; CA = Amazonas; PR = Parnaíba; RN = Rio Grande do Norte; CGT = Central Goiás Tocantins; SFCKA = São Francisco – Congo – Angola; PP = Paranapanema; KS = Separação do cretáceo superior; KAL = Kalahari; RP = Rio de La Prata; PA = Pampia; AA = Arequipa. Fonte: Brito Neves 1999, Almeida *et al.* 2000, Shobbenhaus & Brito Neves 2003.

2.1.1.1. ZONAS EXTERNA E INTERNA

Na Zona Externa da FDB ocorrem unidades essencialmente metassedimentares com características plataformais, dentre as quais se destacam o Grupo Araí de idade paleoproterozóica, e os grupos Canastra, Paranoá, Vazante, Ibiá (em parte) e Bambuí de idades neoproterozóicas. Segmentos de embasamento ortognáissico paleoproterozóico, interpretados como extensão do embasamento do Cráton São Francisco retrabalhados na Orogenia Brasileira (Fuck *et al.* 2005), encontram-se expostos a norte da Zona Externa da FDB e em seu setor central, na região de São Domingos (Freitas-Silva & Oliveira 1999), imediatamente a sudeste do Distrito Federal a jusante do eixo da UHE Rio Preto (Campos & Dardenne *comunicação oral*). No extremo norte da Zona Externa o magmatismo está representado por vulcanismo bimodal e plutonismo ácido do tipo S relacionados à evolução do Rift Araí (Nilson *et al.* 1994), enquanto na porção central e sul o magmatismo está ausente ou se restringem a manifestação localizada de intrusões de caráter gabróico (Valeriano *et al.* 2000).

Na Zona Interna da FDB, embora, condições plataformais possam ainda ser observadas, as características destas unidades apontam para o envolvimento de arcos magmáticos e localmente geração de crosta oceânica / proto-oceânica, delineando feições de bacias de *back-arc* ou mesmo arcos magmáticos (Brod *et al.* 1991, 1992; Pimentel *et al.* 2001, Piuzana *et al.* 2003a) Neste segmento destacam-se a norte o Grupo Serra da Mesa e as seqüências de Palmerópolis, Juscelândia e Indaianópolis

(Marini 1984) e a sul os grupo Araxá e Ibiá (em parte). Na Zona Interna parece comum o envolvimento de unidades paleoproterozóicas, ou mais antigas, como o Grupo Serra Dourada, seqüências de Campinorte e Silvânia e Formação Ticunzal (Danni *et al* 1973, Marini 1984, Simões & Fuck 1984, Barbosa 1987, Lacerda Filho & Oliveira 1995, Fischel *et al.* 2001). Destaca-se na porção central o Complexo Granulítico de Anapólis-Itaçu, em meio ao qual ocorrem vários corpos básicos-ultrabásicos do tipo Americano do Brasil e Santa Bárbara, para os quais a constatação de idades neoproterozóicas e seu caráter juvenil vêm sendo confirmados (Fischel *et al.* 1998, 2003b, Laux *et al.* 2004a).

O magmatismo é uma feição generalizada na Zona Interna incluindo um amplo espectro composicional variando de termos ácidos até básicos. A granitogênese inclui granitos com características do tipo M, I e S, com posicionamentos geotectônicos variados ao longo de toda evolução da FDB desde aqueles pré-tectônicos até pós-tectônicos (Pimentel & Fuck 1987b, Pimentel *et al* 1995, 1999, Junqueira-Brod *et al* 1999). O vulcanismo está registrado nas seqüências vulcano-sedimentares sendo que, por vezes parecem representar seqüências geradas em ambientes oceanizados (Araújo & Nilson 1987, Straider & Nilson 1992, Araújo *et al.* 1995).

Plutonismo de caráter máfico-ultramáfico ocorre de forma relativamente subordinada estando representado em geral por suítes gabro-dioríticas como a do Sudoeste de Goiás, Anicuns-Santa Bárbara e Amaralina, e por suítes máficas-ultramáficas como Mangabal, Americano do Brasil e Morro Feio, a maioria dessas suítes faz parte ou são cronocorrelatas com os arcos magmáticos neoproterozóicos de Goiás (Pfrimer *et al.* 1981, Nilson 1981, 1984, 1992, Winge 1995, Nilson *et al.* 1997).

De posicionamento controverso encontram-se os grandes maciços básico-ultrabásicos de Barro Alto, Niquelândia e Cana-Brava (Ferreira Filho *et al.* 1994, 1998, Pimentel *et al.* 2004, Moraes *et al.* 2004). Tradicionalmente considerados como paleo/mesoproterozóicos ou mais antigos (Girard *et al.* 1981, 1986, Marini *et al.* 1984, Ferreira Filho *et al.* 1994, Correia *et al.* 1997, Ferreira-Filho & Pimentel 2000) têm, contudo, apresentado evidências de corresponderem a unidades neoproterozóicas (Pimentel *et al.* 2003, Laux *et al.* 2006). Desta forma, estes grandes maciços ora são incorporados ao Maciço de Goiás (Pimentel *et al.* 2004) ora ao limite oeste da Zona Interna da FDB (Fuck *et al* 2005).

Quanto ao padrão metamórfico, no segmento oriental da Zona Externa da FDB o metamorfismo não ultrapassa o grau anquimetamórfico alcançando fácies xisto verde baixo/médio no seu setor ocidental. Na Zona Interna, embora exista uma ampla variação do grau metamórfico das unidades que a compõem de uma maneira geral o metamorfismo situa-se, entre as zonas xisto verde médio e anfíbolitos com segmentos granulizados (Dardenne 1978). A polaridade de deformação acompanha o metamorfismo com dobramentos apertados, transposições generalizadas e cavalgamentos o que caracteriza a Zona Interna, enquanto uma tectônica pelicular tem como principais estruturas dobramentos mais suavizados e falhas inversas que constitui o padrão geral de deformação da Zona Externa (Dardenne 1978).

2.1.1.2. MACIÇO DE GOIÁS

O Maciço de Goiás é aqui entendido como sendo um microcontinente ou parte de um cratón maior envolvido parcialmente em processos colisionais brasileiros (Brito Neves 1999). Ocupa a porção noroeste da Faixa Brasília onde expõe uma diversidade de terrenos que variam do Arqueano ao Paleoproterozóico (Pimentel *et al.* 2000; 2004).

Como originalmente definido, o chamado Maciço Mediano de Goiás (Almeida 1981, Marini 1984) incluía os terrenos gnáissicos e granulíticos expostos no centro oeste e norte de Goiás sendo interpretados como o embasamento antigo do terreno supracrustal da FDB. Contudo, nas décadas que se seguiram, o avanço no conhecimento geológico e geocronológico colocou em evidência que grande parte

destas unidades corresponde a terrenos neoproterozóicos, como por exemplo, o bloco que se estende desde norte de Crixás no Estado de Goiás até Porto Nacional no Estado de Tocantins. Redefinido como Maciço de Goiás, atualmente inclui o Bloco Arqueano de Crixás-Goiás e as seqüências paleo-mesoproterozóicos do Grupo Serra da Mesa e correlatos (Fuck *et al.* 1994, 2005; Pimentel *et al.* 2000a, 2004 - Figura 2.2).

Seja qual for a interpretação dada ao Maciço de Goiás e sua possível continuação para norte, este bloco representou um importante papel na evolução das faixas marginais que o circundam, em especial dos terrenos do Arco Magmático do SW de Goiás para os quais parece ter constituído o ante-país, em razão de sua colisão com Cratón do Paraná/Parapanema (Figura 2.2).

2.1.1.3. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

As unidades geológicas que constituem o Arco Magmático de Goiás estão expostas e vem sendo estudadas em maior detalhe em duas áreas principais do Estado de Goiás, a noroeste estas unidades juvenis são referidas em seu conjunto como Arco de Mara Rosa enquanto no sudoeste de Goiás foram nomeadas como Arco de Arenópolis (Pimentel 1985, Seer 1985, Amaro 1989, Pimentel & Fuck, 1987, 1992a, Pimentel *et al.* 1996, 1997, 2000ab, 2004, Viana *et al.* 1995, Rodrigues *et al.* 1999, Junges 1998, Laux 2004 – Figura 2.1). Com o avanço do conhecimento geológico, geocronológico e geofísico estas unidades neoproterozóicas vêm sendo estendidas tanto para norte até a região de Porto Nacional no Estado de Tocantins como para sul até a região de Buriti Alegre, ocupando, assim, grande parte do que antes era entendido como o embasamento da FDB e seqüências cartografadas como Grupo Araxá nas proximidades de seus contatos com a Bacia do Paraná (Pimentel *et al.* 2000ab, Pimentel *et al.* 2004, Fuck *et al.* 1994, 2005).

O Arco Magmático de Goiás é composto por diferentes faixas de “ortognaisses” de composição diorítica a graníticas que em geral separam unidades vulcano-sedimentares compostas por rochas metavulcânicas máficas a félsicas, metassedimentos e rochas metaultramáficas, sendo estas últimas interpretadas como melanges ofiolíticas. Algumas das seqüências vulcano-sedimentares constituem suítes cálcio-alcálicas completas (*e.g.* seqüências de Arenópolis-Piranhas e Bom Jardim de Goiás) outras se caracterizam pelo predomínio de rochas máficas (*e.g.* Seqüência de Mara Rosa) e, ainda outras apresentam caráter bimodal (*e.g.* seqüências de Jaupaci e Iporá).

As unidades do Arco Magmático de Goiás, que constituem crosta juvenil neoproterozóica, apresentam características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas as quais evidenciam que foram formadas ao longo de dois eventos magmático-sedimentares principais. O primeiro evento, ocorrido por volta de 890-800 Ma, registra a formação dos sistemas de arco primitivos intraoceânicos, caracterizado por vulcânicas cálcio-alcálicas e corpos plutônicos granodioríticos, tonalíticos e dioríticos. O segundo evento, ocorrido entre 670-600 Ma, caracteriza-se por uma intensa atividade ígnea e tectônica incluindo seqüências vulcano-sedimentares, alojamento de corpos tonalíticos, granodioríticos, graníticos e corpos máficos-ultramáficos diferenciados, que intrudem tanto as unidades do arco magmático como o Complexo Anápolis-Itauçu.

Após o segundo evento de geração crustal, entre 600-470 Ma, ocorreu a colisão entre os cratóns Amazônico, São Francisco e Paraná. Neste período, acompanhando o soerguimento regional, toda a região SW de Goiás foi palco de um intenso magmatismo de natureza plutônica, pós-orogênico, bimodal no qual predominam os termos ácidos sobre os termos básicos (Pimentel & Fuck 1992a; Pimentel *et al.* 1996, 1997, 2000ab, 2004; Rodrigues *et al.* 1999; Laux *et al.* 2004a). Ao longo da evolução do sistema de arcos magmáticos de Goiás está bem caracterizado o evento metamórfico ocorrido entre 630-600 Ma, que

se encontra impresso por todas as unidades da FDB. Um evento metamórfico mais antigo ocorrido entre 770-760 Ma parece ter afetado ao menos as unidades do Arco de Arenópolis (Pimentel *et al.* 2000, 2004; Dardenne *et al.* 2000).

Em síntese, o quadro geológico-geotectônico atual do Arco Magmático de Goiás pode ser entendido como a colagem de sistemas de arcos neoproterozóicos como resultado final da colisão entre os crátons Amazônico, São Francisco, Paraná, envolvendo também um quarto núcleo de rochas antigas correspondente ao Maciço de Goiás (Brito Neves 1999).

2.1.2. FAIXA PARAGUAI: GRUPO CUIABÁ E GRANITOS ASSOCIADOS

A Faixa Paraguai (Figura 2.1) corresponde a uma cobertura cratônica que tem seus principais registros de deposição ao longo da margem sul do cráton Amazônico (Alvarenga *et al.* 2000). A deposição destas unidades ocorreu em torno de 610-570 Ma incluindo rochas das formações Puga, Raizama, Diamantino e o Grupo Cuiabá. Estes sedimentos foram deformados entre 550-500 Ma ao qual se seguiu à intrusão de granitos pós-orogênicos em torno de 500 Ma (Shobbenhaus Filho *et al.* 1975, Almeida 1967, Almeida & Hasui 1977, Dantas & Martinelli 2003).

No segmento leste desta faixa de dobramentos ao longo de um corredor NS, que se estende desde Bom Jardim de Goiás a sul, seguindo em direção a norte até ao menos a região de Aruana-GO/Nova Xavantina-MT, o Grupo Cuiabá consiste de filitos associados com quartzitos, filitos carbonos, formações ferríferas, cherts e rochas metavulcânicas. Neste setor, as rochas metavulcânicas e metassedimentares associadas têm sido por vezes individualizadas do Grupo Cuiabá sob as denominações de Seqüência Vulcano-Sedimentar do Araguaia, Grupo Nova-Xavantina e Seqüência Vulcano Sedimentar de Arões (Drago *et al.* 1981, Ruiz & Santos 1999, Dantas & Martinelli 2003).

Nas imediações de Bom Jardim de Goiás, o Grupo Cuiabá, incluindo as unidades vulcano-sedimentares acima mencionadas, é separado por falha transcorrente das unidades metavulcano-sedimentares de Bom Jardim de Goiás (Shobbenhaus Filho *et al.* 1975, Ruiz & Santos 1999, Seer 1985 e Seer & Nilson 1985) e, desta forma as relações estratigráficas entre estas unidades não estão ainda estabelecidas.

Seer (1985) e Seer & Nilson (1985), dentre outros, consideram que os grupos de Bom Jardim de Goiás e Cuiabá são unidades contemporâneas e estão ligadas à mesma evolução geotectônica, sendo assim, ao menos neste setor o denominado Grupo Cuiabá não corresponderia a uma unidade originada do desmantelamento da Faixa Orográfica Brasília (FDB), como proposto por Pimentel *et al.* (1996). A associação das seqüências metassedimentares do Grupo Cuiabá com rochas metavulcânicas, observadas nas imediações de Bom Jardim de Goiás (Moura *et al.* 2006b), e sua possível extensão para norte (Drago *et al.* 1981; Ruiz & Santos 1999; Dantas & Martinelli 2003) adequa-se mais a um modelo de bacias de ante-país (*forland basin*) como sugerido em Trompette *et al.* (1998) ou mesmo que se trate de seqüências vulcano-sedimentares de arco de ilha, correlatas àquelas do Arco Magmático de Goiás.

Na região de Bom Jardim de Goiás o Grupo Cuiabá é intrudido por corpos graníticos de caráter pós-orogênico incluindo o Granito Serra Verde e Bom Jardim (Seer 1985 e Seer & Nilson 1985), considerados equivalente ao Granito São Vicente, no Estado do Mato Grosso, cuja idade situa-se em torno de 500 Ma (Almeida & Montovani 1975; Alvarenga *et al.* 2000). Estes corpos antes individualizados foram incluídos por Lacerda Filho *et al.* (2000) na Suíte Rio Caiapó de caráter sin a tardi-tectônico.

2.1.3. GRABEN DE PIRANHAS

De acordo com [Almeida \(1967\)](#), após a Orogenia Brasileira antes que a Plataforma Sul Americana alcançasse seu estágio de estabilização final, ocorreu um período, denominado por este autor de Plataforma Eopaleozóica ou Estágio de Transição, que marca a diminuição dos processos de dobramentos passando a predominância de falhamentos como gerador de fossas intermontanas, interfossas e bacias marginais preenchidas por material sedimentar de natureza eminentemente continental e por vezes abundante material vulcânico, predominante ácido a intermediário. Estas calhas de deposição são registradas nas imediações das bacias do Parnaíba e do Paraná, tendo sua evolução ocorrida no cambro-ordoviciano, por volta de 600-450 Ma ([Zalán 2004](#), [Teixeira et al. 2004](#)).

No Estado de Goiás o Estágio de Transição na Plataforma Sul Americana, embora de maneira restrita encontra-se registrado no Graben de Piranhas, onde foi descrita pela primeira vez por [Rosito et al. \(1971\)](#), e tem sido considerada como depósitos molássicos originados a partir do desmantelamento do Orógeno Brasília ([Faria 1975, 1982](#), [Assine et al. 1994](#)).

De acordo com [Faria \(1975, 1982\)](#), a Formação Piranhas é constituída por uma associação de conglomerados polimíticos basais, de cor verde, muito litificado, passando gradativamente, em direção ao topo para arenitos arcosianos e argilitos. Contém como seixos, rochas piroclásticas, lavas vítreas básicas, traquitos, andesitos, quartzitos conglomeráticos, gnaisses e granitos, ocorrendo em uma faixa NS com extensão de 18km e 2km de largura. Sua presença encontra-se também registrada em um pequeno graben localizado próximo a margem esquerda do Rio Macacos.

No Graben de Piranhas e no seu embasamento próximo a suas margens foram reconhecidos diques de dacito pórfiro ([Faria 1975](#)) que intrudem também sedimentos e xistos da Sequência de Arenópolis-Piranhas. No desenvolvimento do trabalho aqui apresentado foram identificadas, em meio aos sedimentos que preenche o graben, finas intercalações de tufos de cristal. Estas observações caracterizam a ocorrência de magmatismo plutônico/sub-plutônico e vulcânico associado à evolução do graben, os quais não foram ainda devidamente individualizados no contexto geológico do SW de Goiás. A norte da Bacia de Piranhas são observados corpos granofíricos, que podem estar relacionados a este evento magmático.

2.1.4. BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica Sul-Americana, desenvolvida exclusivamente sobre crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Neo-Ordoviciano e Neocretáceo. A Bacia do Paraná é a mais bem estudada entre as bacias intracratônicas brasileiras, os primeiros trabalhos a seu respeito remontam ao século passado desde então, milhares de trabalhos sobre sua geologia foram publicados. Dentre os inúmeros trabalhos de enfoque regional, local e ou que abordam particularidades, destacam-se aqui aqueles de trabalhos de síntese que abordam a tectônica e sedimentação ao longo de sua evolução tais como, [Fúlfaro et al. \(1982\)](#), [Zalán et al. \(1987\)](#), [Zalán \(2004\)](#), [Milani \(2004\)](#), [Milani et al. \(1994\)](#), [Milani & Ramos \(1998\)](#), [Milani & Thomaz Filho \(2000\)](#), [Assine et al \(1994\)](#), [Silva et al. \(2003\)](#).

O entendimento sobre o início da sedimentação da Bacia do Paraná e sua tectônica formadora inicial até pouco tempo foi tema de grande controvérsia, contudo, após a integração dos trabalhos de [Marques et al. \(1983\)](#), um relatório técnico da Petrobrás cujos resultados não foram publicados externamente (*in* [Milani 2004](#)), parece não restar dúvidas sobre a existência de um *rift* precursor no qual ocorrem basaltos (Basalto Três Lagoas) datados em $443 \pm 10\text{Ma}$ ([York 2003 in: Milani 2004](#)).

Especificamente para ao SW de Goiás podem ser citados os trabalhos de [Petri & Fúlfaro \(1966\)](#), [Pereira et al. \(1980\)](#), [Andrade & Camarço \(1982\)](#), [Fernandes \(1983\)](#), [Alvarenga & Guimarães \(1994\)](#).

A área aqui enfocada no SW do Goiás está inserida na borda nordeste da Bacia do Paraná mais especificamente na região onde se cruzam o Arco do Alto Parnaíba (limite NE da bacia) e a Zona de Falha Transbrasiliiano/Lineamento Brasileiro ([Zalán et al. 1991](#) - [Fig. 2.3](#)). Nesta região o Lineamento Transbrasiliiano constitui um alto do embasamento localmente denominado Arco de Bom Jardim ([Fúlfaro et al. 1982](#)) cuja tendência ascensional manifesta-se desde o carbonífero superior, mas que, contudo, teve sua estrutural final ocorrida durante o Cretáceo. Estes altos estruturais além de condicionarem a sedimentação da bacia foram também o *locus* de expressivo magmatismo alcalino iniciado no cretáceo inferior (Reativação Wealdeniana de [Almeida 1967, 1983](#)) e se estendendo até o Paleógeno ([Pena & Figueredo 1972](#), [Zalán et al. 1991](#), [Fúlfaro & Fúlfaro et al. 1982](#), [Almeida 1983](#), [Danni 1985](#), [Ulbrich & Gomes 1981](#), [Junqueira-Brod 2003](#)).

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná consiste basicamente de seis unidades de segunda ordem: Supersequência Rio Ivaí (Neo-Ordoviciano – Eosiluriano); Supersequência Paraná (Eodevonino - Neodevoniano); Supersequência Gondwana I (Neocarbonífero – Eotriássico); Supersequência Gondwana II (Mesotriássico – Neotriássico); Supersequência Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo); Supersequência Bauru (Eocretáceo – Neocretáceo) ([Milani 2004](#)).

A [Figura 2.3](#) sintetiza o arranjo estratigráfico acima mencionado. Contudo, no contexto do SW do Goiás e mais especificamente na área aqui abordada ocorrem apenas a Formação Vila Maria da Supersequência Rio Ivaí as formações Furnas e Ponta Grossa da Supersequência Paraná e a Formação Aquidauana representante da Supersequência Gondwana I, as quais serão abordadas em detalhe no tópico referente geologia local (ver item 2.2). Intrusivas básicas e alcalinas ocorrem cortando tanto estes sedimentos quanto rochas do embasamento, compondo a Província Alcalina de Goiás a qual será abordada no tópico seguinte.

2.1.5. PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

Originalmente definida por [Guimarães et al. \(1968\)](#) como Grupo Iporá a Província Alcalina de Goiás teve seus domínios estendidos para incluir as rochas alcalinas que ocorrem na região de Santo Antônio da Barra, [Ulbrich & Gomes \(1981\)](#) em uma ampla revisão englobam as rochas alcalinas do SW do Goiás no seu referido Tipo 3, caracterizadas por magmatismo máfico-ultramáfico saturado em álcalis a peralcalino e dominados por termos ultramáficos. [Almeida \(1983\)](#) em um trabalho de abrangência regional agrupou as rochas alcalinas da borda da Bacia do Paraná em diferentes províncias, designando aquelas que ocorrem no Goiás de Província Rio Verde - Iporá. Enquanto [Lacerda Filho et al. \(2000\)](#) referem-se a estas rochas como Província Alcalina do Sul de Goiás. [Sgarbi & Gaspar \(2000\)](#) agruparam as províncias ígneas do Alto Parnaíba ([Almeida 1983](#)) e de Rio Verde-Iporá sob o nome de Província Alcalina Minas-Goiás. [Gaspar et al \(2000\)](#) retoma o conceito de províncias distintas e designando as rochas da região que ocorrem no SW de Goiás como Província Alcalina de Goiás (PAGO).

No trabalho aqui apresentado é seguida a designação proposta por [Gaspar et al \(2000\)](#) e [Junqueira-Brod \(2003\)](#). Como aqui entendido a PAGO se estende desde a região de Araguaiana – Santa-Fé a norte, até a região de Santo Antônio da Barra - Rio Verde a sul, ao longo de um *trend* direcionado N30W por cerca de 250 km de comprimento por 70 km de largura. Esta província alcalina inclui uma grande variedade de tipos litológicos como rochas vulcânicas, sub-vulcânicas e plutônicas. As rochas vulcânicas são os termos dominantes na porção sul da província, enquanto na porção norte é amplamente constituída por rochas intrusivas.

Na porção norte da PAGO, onde se insere a região escopo deste trabalho, o vulcanismo reconhecido até o momento se restringe a pequenas ocorrências na região de Amarinópolis (Faria *et al.* 1968).

O acervo geocronológico existente para a PAGO demonstra que sua evolução se processou em um intervalo de tempo compreendido entre 75-90 Ma (Danni 1978, Hasui *et al.* 1971, Cordani & Hasui 1975, Barbour 1979; Cerqueira 1995). Contudo Danni (1978) apresenta uma idade de $58,9 \pm 1,5$ Ma para um dique de lamprófito intrusivo no Complexo Alcalino Morro do Macaco. Da mesma forma em Hasui *et al.* (1971) são registradas duas idades em torno de 60 Ma e outras duas idades ainda mais novas 27 ± 4 e 39 ± 4 Ma para as rochas vulcânicas da suíte de Rio Verde, a sul da área aqui investigada, sugerindo a recorrência de magmatismo alcalino no limite Paleoceno-Eoceno e no Oligoceno.

VanDecar *et al.* (1995) relacionam o magmatismo do cretáceo da borda da Bacia do Paraná com a Pluma de Tristão da Cunha que impactou a região durante o Cretáceo Inferior, sugerindo que as rochas alcalinas do Cretáceo Superior representam uma continuidade do magmatismo iniciada no Cretáceo Superior. Assumpção *et al.* (2002) indicam que a região de Iporá foi afetada pela Pluma de Trindade no Cretáceo Superior, fato já sugerido anteriormente por Gibson *et al.* (1995). Reconhecendo a atuação de pluma mantélicas na região Bizzi & Vidotti (2004) apresentam um modelo para formação dos corpos alcalinos da PAGO envolvendo ambas as plumas de Tristão da Cunha e Trindade. Entretanto, as informações advindas dos estudos de paleomagnetismos apresentados por Marques & Ernesto (2004) apontam para a impossibilidade de se adequar a trajetória da placas estabelecidas nestes estudos com as idades conhecidas e com o posicionamento atual das destas plumas em um modelo envolvendo a atuação de ambas na evolução da PAGO.

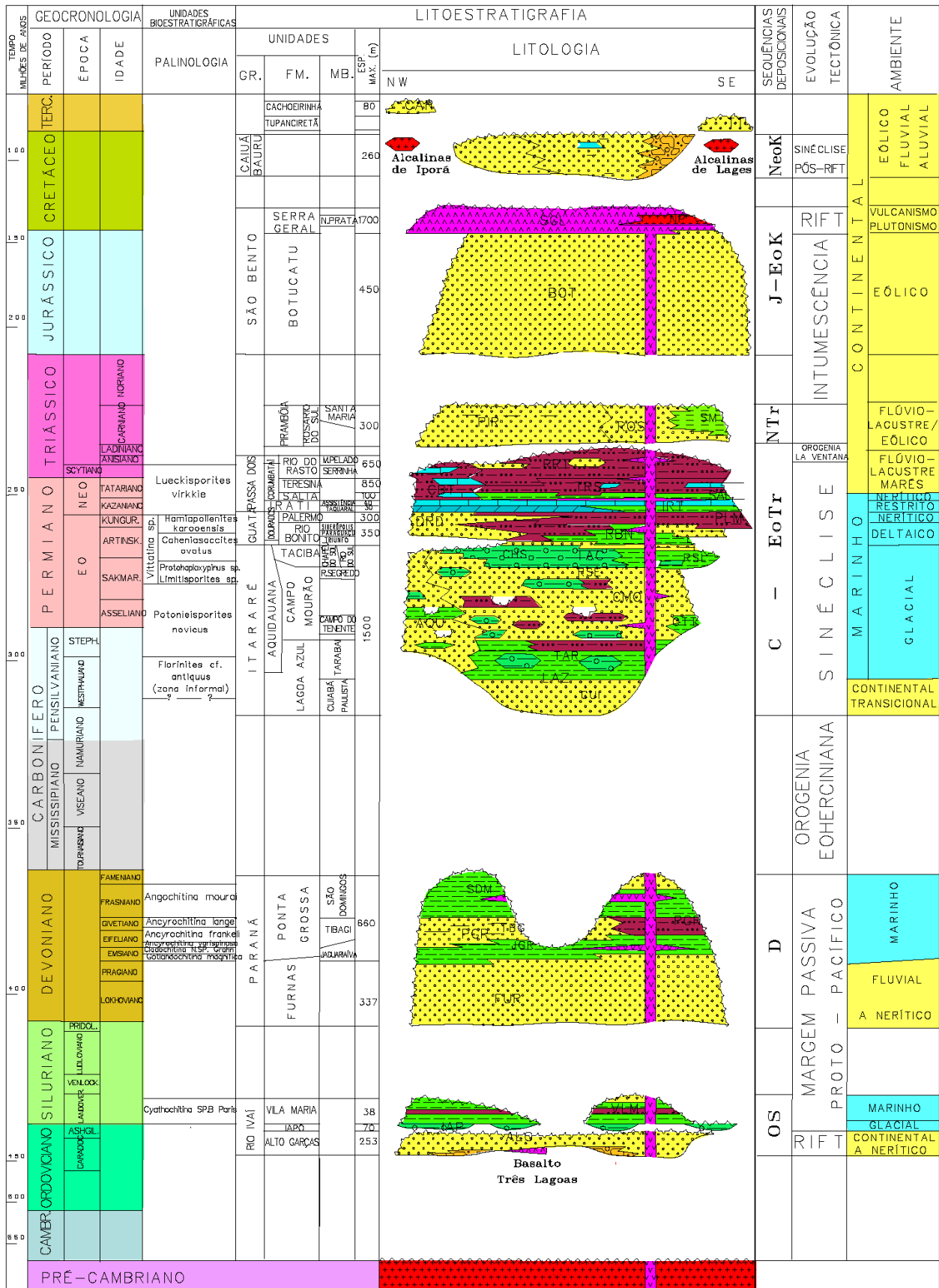


Figura 2.3 – Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: Milani *et al.* (1994), Milani (2004).

2.2. GEOLOGIA LOCAL

2.2.1. INTRODUÇÃO

Neste tópico serão abordadas, em maior detalhe, as unidades que compõem a geologia do SW de Goiás; mais especificamente aquelas que ocorrem na área aqui investigada e seu entorno. Objetiva-se uma melhor compreensão do quadro geológico local tendo como principal objetivo à integração destas informações com as interpretações advindas da caracterização geofísica executada neste trabalho. Na [Figura 2.4](#) é apresentado o arcabouço geológico-geotectônico da área investigada, enquanto nas [Figuras 2.5 e 2.6](#) é mostrado o arranjo lito-estratigráfico, aqui considerado.

2.2.2. ARQUEANO / PALEO-MESOPROTEROZÓICO

No contexto do SW de Goiás em meio às faixas dobradas e os terrenos de arcos magmáticos afloram extensas áreas geologicamente complexas e constituídas por ortognaisses, granitóides, granulitos, corpos máficos e ultramáficos, dentre outros. No passado, devido à escassez de dados geocronológicos, estas grandes áreas com rochas cristalinas foram interpretadas como o embasamento siálico arqueano das rochas supracrustais, constituindo o Maciço Mediano de Goiás ([Almeida 1981](#), [Marini et al. 1984](#)).

As informações advindas com o avanço no conhecimento geológico, geofísico e geocronológico revelaram uma arquitetura diferente que foram fundamentais para a promoção de mudanças nos modelos ensiálicos previamente colocados ([Pimentel et al. 1999](#); [Pimentel et al. 2000, 2004](#)).

O Maciço de Goiás como aqui entendido constitui um núcleo antigo, parte de um cratón paleoproterozóico. Neste contexto na região estudada as unidades arqueanas – paleo-mesoproterozóicas do Maciço de Goiás ocorrem no seu segmento nordeste incluindo rochas arqueanas do Complexo de Uvá ([Pimentel et al. 2000, 2004](#), [Jost et al. 2005](#), [Blum et al. 2003](#)) e rochas interpretadas como mesoproterozóicas pertencentes ao Grupo Serra Dourada ([Dardenne et al. 1981](#)). Além dessas unidades, na porção centro sul da área investigada, estão expostos gnaisses paleoproterozóicos denominados por [Pimentel et al. \(1992\)](#) de Gnaisse Ribeirão.

Outras evidências de crosta antiga na região SW de Goiás são reveladas por determinações de idades modelo Sm-Nd, paleoproterozóicas ou mais antigas, em rochas que ocorrem nas regiões de Fazenda Nova e Moiporá e na região a sudeste da área estudada, que se estende de Turvânia para sul ([Laux et al. 2004](#), [Rodrigues et al. 1999](#), [Pimentel et al. 2000](#)).

2.2.2.1. COMPLEXO UVÁ

O Complexo Uvá compreende o extremo sul do Maciço de Goiás ou como atualmente referido dos terrenos arqueanos de Crixás-Goiás. Constitui uma associação com predomínio de ortognaisses, quartzo biotita gnaisse possivelmente paraderivados, sobrepostos tectonicamente por metavulcânicas máficas e ultramáficas com assinaturas komatiíticas, associadas a intrusões de corpos máfico-ultramáficos em geral de dimensões individuais restritas ([Blum et al. 2003](#), [Jost et al. 2005](#)).

[Jost et al. \(2005\)](#), subdividiram este conjunto em duas grandes unidades denominando-as de Infraestrutura e Supraestrutura., considerando que a Unidade de Infraestrutura encontra-se sobreposta à rochas da Supraestrutura por meio de extensa *nappe*.

As rochas que compõem a Unidade da Infraestrutura englobam dois domínios gnáissicos denominados Domínio Rio do Índio, composto por gnaisses dioríticos, tonalíticos e granodioríticos bandados, polideformados e com idade de 2,93 Ga ([Pimentel et al. 2003](#)), e domínio Rio Vermelho, compreendendo corpos tabulares de metatonalito, metamonzonito e metagranodiorito entre os quais

foram datadas rochas com idade de 2,75 Ga (Jost *et al.* 2005). Os gnaisses granodioríticos do domínio Rio do Índio ocorrem em contato por falha em meio aos metamonzonitos e metatonalitos do domínio Rio Vermelho, o que sugere relação de imbricação tectônica. Ambos os domínios apresentam idades modelo Sm-Nd entre 3,0 e 3,2 Ga, indicativas de repetida anatexia crustal (Potrel *et al.* 1998).

A Unidade da Supraestrutura é, de acordo com Jost *et al.* (2005), é composta por metavulcânicas máfica-ultramáficas (em parte komatiíticas) com diques e sills associados, além de raras intercalações de formações ferríferas.

Os trabalhos de reconhecimento nas unidades aflorantes a noroeste da área investigada indicam uma predominância de rochas gnáissicas sobre as rochas metaultramáficas e metamáficas que ocorrem na forma de lentes e/ou diques e/ou lascas tectônicas imbricadas em meio aos gnaisses, como apresentadas nos trabalhos de Lacerda Filho *et al.* (2000), Blum *et al.* (2003) e Pimentel *et al.* (2003).

No campo pode ser constatado que estas lentes e/ou diques e/ou lascas tectônicas de rochas metaultramáficas/máficas, são mais comuns no segmento sul do Complexo de Uvá, onde sua quantidade e dimensões aumentam à medida que se aproxima da vertente norte da Serra Dourada. Neste segmento de orientação geral E-W unidades do Complexo Uvá apresentam mergulhos moderado a alto para norte em discordância estrutural com os metassedimentos da Serra Dourada que apresentam mergulhos horizontalizados a suaves para sul, fato já constatado por autores anteriores (Danni *et al.* 1973, Dardenne *et al.* 1981, Simões 1984).

O Complexo Uvá foi intrudido por corpos granitóides como o Granito Davinópolis e o Sienito Serra das Araras os quais estão provavelmente relacionados ao Ciclo Brasileiro. Datações geocronológicas para estas rochas são referidas apenas para um granito porfirítico, localizado a oeste de Itapirapuã, para o qual foi obtida idade isocrônica Rb-Sr de 759 ± 62 Ma e idade modelo Sm-Nd entre 2,0 – 2,4 Ga com ϵ_{Nd} fortemente negativos (Pimentel *et al.* 1996).

Na área aqui investigada, unidades pertencentes ao Complexo Uvá afloram apenas no seu segmento NE onde predominam quartzo biotita gnaiss, metagranodioritos e metatonalitos, em meio aos quais são comuns intrusões e ou lascas tectônicas de rochas metabásicas e metaultrabásicas.

2.2.2.2. GNAISSES RIBEIRÃO

Os terrenos paleoproterozóicos cartografados na região SW de Goiás são restritos a uma faixa de gnaisses intensamente dobrados e migmatizados de orientação geral NW-SE que ocorre nas proximidades da cidade de Piranhas (Pimentel 1985, Lacerda Filho *et al.* 2000). Ocorrem tectonicamente alojados em meio aos terrenos neoproterozóicos, sendo representados por biotita-hornblenda ortognaisses, metamorfizados na fácies anfíbolito, e interpretados como fragmentos de rochas arqueanas retrabalhadas em eventos posteriores, tendo sido nomeados como Gnaiss Ribeirão por Pimentel & Fuck (1992).

Pimentel & Fuck (1992) obtiveram para o Gnaiss Ribeirão idades isocrônicas Rb-Sr de 1.816 ± 10 Ma ($r_i = 0,7059$) concordante com a isócrona Pb-Pb em rocha total de 1.881 ± 230 Ma. Os dados Sm-Nd apresentados por Pimentel & Fuck (1992) revelaram idades modelo arqueanas entre 3.700 Ma a 2.800 Ma com $\epsilon_{Nd(T)}$ entre -11 e -18, obtidas em amostras que se alinham segundo uma isócrona Sm-Nd que fornece idade de 820 ± 220 Ma, revelando tratar-se de uma unidade paleoproterozóica ou mesmo mais antiga, cujo protólito apresenta uma longa residência crustal que remonta ao arqueano.

Figura 2.4 - Mapa Geológico da região SW de Goiás de acordo com Lacerda Filho *et al.* (2000).

A idade isocrônica Sm-Nd 820 ± 220 Ma foi interpretado por [Pimentel \(1992\)](#) como resultado de uma re-homogeneização isotópica neste período o qual é coincidente com o importante evento de formação de rocha na região, p.ex. as seqüências vulcano-sedimentares de Arenópolis-Piranhas (929 Ma – [Pimentel & Fuck 1986, 1987a](#)) e Bom Jardim de Goiás (≥ 711 Ma - [Fragomeni & Costa 1976](#)).

Nos trabalhos aqui desenvolvidos foram identificadas na região SW de Goiás outras áreas cujas características gamaespetrométricas e de campo são bastante similares ao Gnaiss Ribeirão sugerindo tratar-se de rochas com o mesmo posicionamento geotectônico (cf. tópico 4.2.2.1).

2.2.2.3. GRUPOS SERRA DOURADA E MOSSÂMEDES

Esta unidade bordejia o segmento sul dos terrenos arqueanos (Complexo de Uvã) e compreende, a norte, uma sucessão sedimentar composta por metarritmitos arenosos, quartzitos e conglomerados em sua base, predominando na porção sul metapelitos, metarritmitos argilo-arenosos e metavulcânicas básicas/intermediárias subordinadas.

[Danni et al. \(1973\)](#) e [Dardenne et al. \(1981\)](#) foram os primeiros autores a estudarem em detalhe as unidades psamo-pelíticas expostas na região da Serra Dourada, tendo sido nestes trabalhos estabelecida uma coluna estratigráfica onde foram individualizadas sete unidades estratigráficas nomeadas de A a G ([Figura 2.5](#)). Estes autores apontam que o Grupo Serra Dourada repousa em discordância erosiva e angular sobre rochas do embasamento gnáissico e dos terrenos granito-greenstone de Goiás Velho/Faina.

De acordo com [Danni et al. \(1973\)](#) e [Dardenne et al. \(1981\)](#) as unidades A e B marcam a base da seqüência representada respectivamente por um conglomerado basal (0-50m) e quartzitos muscovíticos (200-250m). A Unidade C dominada por calci-xistos ricos em cloritas-sericitas com biotita subordinada contendo intercalações de quartzitos brancos. A Unidade D representada por uma espessa seqüência de muscovita quartzito xistos com finas intercalações de quartzitos muscovíticos (300-500m). A Unidade E composta por filitos sericíticos e cloritosos apresentando na sua base lentes de mármore calcíticos e dolomíticos e no seu topo filitos carbonosos. Unidade F (500m) composta por metassedimentos pelíticos representados por quartzito-muscovita xistos com ou sem granada, biotita xistos granatíferos ou não e quartzitos e quartzitos ferruginosos. A Unidade G considerada transicional com a anterior é representada por um extenso pacote de biotita muscovita gnaisses cinzentos entendidos como metagrauvas. Nesta unidade são comuns intercalações de anfíbolitos, anfíbolio xistos e serpentinitos.

[Simões \(1984\)](#), em trabalhos realizados na região de Mossâmedes, reconhece basicamente a mesma sucessão estratigráfica proposta por [Danni et al. \(1973\)](#) e [Dardenne et al. \(1981\)](#), embora reconhecendo o caráter discordante do Grupo Serra Dourada sobre as unidades arqueanas localizadas a norte aponta que, pelo menos em parte o contato entre estas unidades é tectônico, que em função das estruturas descritas por este autor é considerado como cavalgamento.

[Barbosa \(1987\)](#) restringe a Sequência Serra Dourada como proposta por [Danni et al. \(1973\)](#), [Dardenne et al. \(1981\)](#) e [Simões \(1984\)](#) aos quartzitos e mica xistos com intercalações de quartzitos, incluindo as demais unidades nas seqüências por ele denominadas de Anicuns-Itaberaí e Mossâmedes. Este autor considerou como mais antiga a Sequência Anicuns-Itaberaí (arqueana), a Sequência Mossâmedes foi interpretada como de idade mesoproterozóica e a Sequência Serra Dourada como neoproterozóica, sendo o contato entre elas feito por superfícies de cavalgamento.

No trabalho aqui apresentado a estratigrafia considerada é aquela proposta por [Dardenne et al. \(1981\)](#), contudo, subdivididos em dois grupos, na base o Grupo Serra Dourada incluindo as unidades A e B de [Dardenne et al. \(1981\)](#), e no topo o Grupo Mossâmedes para incluir as demais unidades propostas por este autor. A designação de Grupo Mossâmedes e não como Sequência Mossâmedes se prende ao fato

que suas unidades, com status de formação, encontram-se bem cartografadas e definidas por [Dardenne et al. \(1981\)](#).

A Sequência Anicuns-Itaberaí é aqui mantida para se referir às unidades de xistos e gnaisses que ocorre a leste da Faixa de Cisalhamento São Luís dos Montes Belos e a sul da Serra Dourada, nas quais estudos geocronológicos têm indicado tratar-se de unidades neoproterozóicas ([Laux 2004](#)). A exceção das unidades psamo-pelíticas que ocorrem expostas na Serra da Jibóia cujas litologias e arranjo estratigráfico são semelhantes aquelas observadas no Grupo Mossâmedes e assim aqui considerado.

Os grupos Serra Dourada e Mossâmedes, de acordo com a interpretação de [Dardenne et al. \(1981\)](#), registra uma sedimentação plataformar contendo em sua base sedimentos de ambiente costeiros e plataforma rasa que transiciona para o topo para ambientes profundos, onde os sedimentos apresentam características grauvaquianas. Associados aos litotipos de fácies profundas ocorrem manifestações vulcânicas básicas contemporâneas a esta sedimentação que indicam um rápido afundamento da bacia em direção a sul. A idade mesoproterozóica para a unidade foi sugerida por [Dardenne et al. \(1981\)](#) em função de sua correlação com o Grupo Araí.

[Pimentel et al. \(1996\)](#) apresentam isócronas Rb-Sr e assinatura Sm-Nd para dois afloramentos de rochas metavulcânicas do Grupo Mossâmedes. Em afloramento localizado a noroeste da cidade de Mossâmedes (MP-593) foi obtida uma isócrona Rb-Sr qual forneceu uma idade de 1.978 ± 55 Ma com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70232$, dentre estas amostras, duas foram investigadas pelo método Sm-Nd e forneceram idades modelo T_{DM} de 2,21 Ga e 2,23 Ga e $\epsilon_{Nd(T)}$ para ambas, igual a +0,5. Em função desses dados o Grupo Mossâmedes foi considerado Paleoproterozóico. Os dados do afloramento MP-593 devido à boa qualidade da isócrona Rb-Sr, da baixa razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e pelos resultados Sm-Nd pode ser considerado como a idade ou próximo da idade de formação destas rochas. A isócrona obtida para o segundo afloramento com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevada e maior grau de incerteza na determinação da idade, de acordo com esses autores, pode estar indicando um evento de re-homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr durante o Mesoproterozóico.

[Hasui & Almeida \(1970\)](#), apresentaram duas datações K-Ar obtidas em rochas dos grupos Serra Dourada e Mossâmedes com valores de 461 e 544 Ma as quais correspondem ao resfriamento regional do final do Ciclo Brasileiro. Os valores de idades K-Ar registrados nesses grupos correspondem ao padrão de resfriamento da Zona Interna da Faixa Brasília no sudoeste de Goiás. Este padrão quando comparado com as idades K-Ar da Zona Externa da Faixa Brasília, situados entre 550-650 Ma ([Almeida & Hasui 1970](#), [Correia et al. 1982](#), [Couto et al. 1983](#), [Hasui et al. 1980](#), [Valeriano et al. 1995](#)), revelam que a tectônica Brasileira na região sudoeste de Goiás se estendeu por cerca de 100 Ma a mais que na Zona Externa.

Figura 2.5 – Arranjo estratigráfico das seqüências vulcano-sedimentares e corpos plutônicos associados.

2.1.2. NEOPROTEROZÓICO

2.1.2.1. GRANITÓIDES DE ARCO DE ILHA (Ortognaisses do Oeste de Goiás)

O termo Ortognaisses do Oeste de Goiás foi sugerido para incluir as rochas neoproterozóicas com assinatura juvenil de composição tonalítica a granítica (Pimentel & Fuck 1992), que têm como característica uma penetrativa foliação que lhes confere uma textura gnáissica.

De uma maneira geral, o aspecto bandado das rochas desta unidade é dado por sua proeminente foliação, resultado da orientação de micas e/ou quartzo e feldspatos que, entretanto não é suficiente para descaracterizar suas texturas e estruturas primárias que são preservadas em maior ou menor grau. Desta forma, são mais propriamente rochas metaplutônicas do que gnaisses e por este motivo estas rochas são referidas no trabalho aqui apresentado como granitóides de arco de ilha.

Trata-se de rochas metaluminosas, de caráter cálcico e calcio-alcálico em geral de granulação fina a média com coloração cinza, rósea e creme, sendo a primeira mais comum devido o predomínio dos termos granodioríticos. São rochas que incluem em sua moda biotita e/ou hornblenda, sendo menos comum rochas onde a muscovita também está presente.

Junto a este conjunto ocorrem também rochas de naturezas gabro-dioríticas como o Diorito Morro do Baú-Arenópolis, anfibólitos xistos (metagabro), quartzo-dioritos da região de Anicuns-Itaberaí, anfibólitos e Diorito Americano do Brasil.

No sudoeste de Goiás, entremeados às seqüências vulcano-sedimentares, estes granitóides encontram-se distribuídos desde a região de Bom Jardim de Goiás até a descontinuidade gravimétrica que marca a sutura do terreno de Arco Magmático do Sudoeste de Goiás com a Faixa Granulítica de Anapólis-Itauçu e com a Zona Interna da Faixa Brasília (Laux *et al.* 2004).

Dados isotópicos mostram que os protólitos ígneos da maioria das rochas metaplutônicas cristalizaram em dois episódios principais: o mais antigo (metaluminoso) entre 950 e 800 Ma e o mais novo (meta a peraluminosos) entre 670 e 620 Ma (Pimentel *et al.* 2000, 2004, Rodrigues 1996, Rodrigues *et al.* 1999, Laux 2004). Para ambos os grupos a maior parte das idades modelo Sm-Nd situam-se no intervalo 0,8-1,2 Ga que associadas a ϵ_{Nd} positivos e baixas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ indicam trata-se de rochas juvenis e ou derivadas de protólitos com baixa residência crustal. Estas feições levaram Pimentel & Fuck (1992) a sugerir um ambiente de arcos de ilha ensimático para geração dessas rochas. Contudo, parte dos dados isotópicos indica retrabalhamento de crosta formada no primeiro ciclo para a geração de rochas do segundo ciclo e uma possível mudança do ambiente para arcos de margem ativa (Rodrigues 1996, Rodrigues *et al.* 1999, Laux 2004).

Pelo exposto, a maior parte dos granitóides de arco de ilha, faz parte da evolução das seqüências vulcano-sedimentares do SW de Goiás e eventualmente podem representar os equivalentes plutônicos das rochas vulcânicas.

O padrão isotópico descrito no parágrafo anterior parece não se aplicar às rochas ortoderivadas que ocorrem ao longo da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil e, ao menos em parte, às rochas situadas a leste desta estrutura. Nestas regiões os estudos isotópicos/geocronológicos em rochas metaplutônicas, antes consideradas arqueana/paleoproterozóicas, embora revelem tratar-se, ao menos em parte de rochas neoproterozóicas, em associação com rochas que apresentam padrão isotópico juvenil ocorrem rochas cujas assinaturas isotópicas evidenciam o envolvimento de crosta antiga arqueana/paleoproterozóica na sua formação (Rodrigues 1996, Rodrigues *et al.* 1999, Motta-Araújo & Pimentel 2003, Laux 2004).

O metamorfismo principal que afetou os Granitóides de Arco de Ilha variou de xisto verde alto a anfibolito tendo ocorrido em torno de 594-632 Ma como indicado por idades U-Pb em titanitas de gnaisses da região de Arenópolis com valor de 632 Ma e idades Rb-Sr obtidas em rochas miloníticas vulcano-sedimentares da região de Fazenda Nova-Jaupaci, onde duas determinações forneceram idades de 600 ± 31 Ma e 594 ± 37 Ma (Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Fuck 1992).

2.1.2.2. SEQÜÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES

Estas unidades englobam os conjuntos vulcano-sedimentares alongados entre NNW e NNE, de oeste para leste são denominadas de Bom Jardim de Goiás (Seer 1985), Arenópolis-Piranhas (Pimentel 1985; Pimentel & Fuck 1987ab), Iporá-Amorinópolis (Ianhez *et al.*, 1983; Franco *et al.* 1994), Jaupaci (Amaro, 1989), Córrego da Boa Esperança (Nunes 1990) e Anicuns-Itaberá (Barbosa 1987) – Figura 2.5.

A estratigrafia básica destas seqüências apresenta geralmente dois pacotes maiores: o pacote inferior, que em certos locais pode ser subdividido, caracteriza-se por rochas metamáficas, anfibolitos, anfibólio xistos (meta-basaltos e meta-andesitos), metavulcânicas de composição intermediárias, metandesitos, metariolitos, metadacitos e algumas unidades compostas por tufos de composição ácida (dacítica a riolítica). O pacote superior é composto por uma associação predominantemente metassedimentar contendo mica xistos pelíticos, mármore, anfibolitos finos, meta-cherts e quartzitos finos.

Ambos os pacotes são intrudidos por complexos máfico-ultramáficos diferenciados que englobam meta-peridotitos, meta-piroxenitos, serpentinitos e anfibolitos granulares, além de granitóides que se estendem no tempo desde cronocorrelatos às seqüências, constituindo seus equivalentes plutônicos, até tardi-pós colisionais relacionados às manifestações finais dos arcos e aqueles desvinculados desta evolução, relacionados ao magmatismo pós-orogênicos.

Com exceção da seqüência vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás a qual teve suas unidades internas caracterizadas como formações e definida formalmente como Grupo Bom Jardim de Goiás (Barbosa 1979, Seer 1985), as demais seqüências vulcano-sedimentares embora também tenham sido estudadas em detalhe, subdivididas em unidades, por vários autores (Pimentel 1985, Amaro 1989, Franco *et al.* 1994, Simões 1984, Barbosa 1987) estas vem sendo tratadas de maneira informal como seqüências que incluem diversas unidades (*cf.* Lacerda Filho *et al.* 2000). Desta forma, é ainda necessária uma revisão das propostas dos diversos autores de maneira a poder caracterizá-las como unidades formais de acordo com o código brasileiro de nomenclatura estratigráfica.

➤ *Grupo Bom Jardim de Goiás:* A estratigrafia do Grupo Bom Jardim de Goiás definida por Seer (1985) inclui da base para topo as seguintes formações: Córrego da Furna / Morro do Urubu; Córrego da Aldeia / Aldeinho; Morro Selado (Figura 2.5).

- Formação Córrego da Furna – Compreende um conjunto de metabasaltos e andesitos com rochas piroclásticas básicas subordinadas, que inclui *pillow* lavas, *pillow breccias*, derrames maciços, tufos básicos grosseiros e tufos finos laminados. Sendo que os derrames maciços comumente ricos em amígdalas predominam sob as demais litologias. De acordo com a caracterização geoquímica estabelecida por Seer (1985) esta unidade de rochas básica exibe uma tendência toleítica.

- Formação Morro do Urubu – É constituída por rochas metapiroclásticas com derrames metariolíticos e metandesíticos subordinados. As rochas piroclásticas são em maior parte lapilitos e aglomerados, tufos e tufos lapilíticos ocorre em menor proporção, os derrames riolíticos ocorrem intercalados aos depósitos piroclásticos e apresentam espessura de poucos decímetros. A caracterização geoquímica desta formação revela filiação cálcio-alcalina.

- Formação Córrego da Aldeia – Predominam nesta formação tufos laminados de granulação fina de composição intermediária. De modo mais restrito ocorrem tufos afaníticos, tufos lapilíticos, tufos de granulação grossa e lamina de chert. A assinatura geoquímica desta unidade de rochas vulcânicas-intermediárias é também cálcio-alcálica.
- Formação Aldeinho – Corresponde a uma seqüência de metaconglomerados polimíticos, metasubarcóseos, metagrauvas, metassiltitos e filitos, os quais ocorrem interdigitados lateral e verticalmente. Trata-se de uma seqüência que representa uma sedimentação imatura, sendo possível que pelo menos em parte correspondem a unidades mais jovens relacionadas ao Graben de Piranhas.
- Formação Morro Selado – É representada por xistos, ortoquartzitos e metaortoconglomerados. Os ortoquartzitos são de granulação média a grosseira com termos de granulação fina subordinada e contém lentes de conglomerados nos quais predominam seixos de riolitos. Os mica xistos, em geral algo grafitosos, são litologias subordinadas, parecem predominar na base passando para o topo gradacionalmente para ortoquartzitos.

As determinações geocronológicas diretas para o Grupo Bom Jardim de Goiás se restringem a uma datação K-Ar em rocha total obtida em um metabasalto que revelou idade de 711 ± 53 Ma (Costa & Fragomeni 1976), considerada idade mínima da unidade. Hasui & Almeida (1970) apresentam uma datação K-Ar em um anfibólio de um anfibolito localizado a ESE da cidade de Piranhas, o qual forneceu uma idade de 849 ± 43 Ma. Este corpo de anfibolito corresponde a uma rocha metagabroica aqui considerada como equivalente plutônico das metavulcânicas básicas que ocorrem no Grupo Bom Jardim de Goiás e provavelmente representa a idade mais próxima deste grupo. Indiretamente a idade mínima para o Grupo Bom Jardim de Goiás é estabelecida pela idade em torno de 500 Ma do Granito Serra Negra (Hasui & Almeida 1970, Pimentel & Fuck 1994, Pimentel *et al.* 1996).

➤ *Seqüência de Arenópolis-Piranhas*: Definida por Pimentel (1985) a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis-Piranhas e constituída por duas unidades: Córrego Santo Antônio e Córrego da Onça. Além destas unidades este autor individualizou uma terceira unidade sob a denominação de Rochas Metavulcânicas e Metatufáceas Riolíticas incluindo-a com restrições na Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis-Piranhas.

- Unidade Córrego Santo Antônio – Esta unidade é composta por mica xistos e rochas máficas e ultramáficas (anfibolitos, metagabros, metaperidotitos, metapiroxenitos e metaserpentinóis). Na sua porção sul ocorre espessas lentes de mármore. Localmente são encontradas intercalações de quartzitos micáceos de granulação fina, anfibolitos de granulação fina, rochas calcissilicáticas, metacherts e gonditos.

Os mica xistos incluem variados tipos petrográficos tais como quartzo muscovita xisto, quartzo granada muscovita xisto, muscovita xisto grafitoso, biotita quartzo estauroлита xisto, cianita estauroлита granada muscovita xisto e silimanita quartzo muscovita xisto. Os demais metassedimentos mencionados compõem ocorrências locais em meio aos xistos.

Nos corpos máficos-ultramáficos predominam anfibolitos, metaperidotitos, metapiroxenitos, serpentinitos, com granulação variada de média a grossa. Estes corpos ocorrem alongados na direção NNW podendo se estender por vários quilômetros ou se restringir a escala de afloramento. Essas rochas apresentam características geoquímicas comparáveis a basaltos toleíticos de baixo potássio.

Em associação com corpos metaultramáficos é comum a ocorrência de rochas calciossilicatadas e mármore. A unidade Córrego do Santo Antônio foi interpretada como prismas de acreção formadas nas proximidades de uma fossa oceânica junto a uma zona de subducção, sendo os corpos básicos-

ultrabásicos considerados como fragmentos de crosta oceânica (ofiolitos) incorporados ao prisma de acreção.

▪ Unidade Córrego da Onça – Esta unidade foi subdividida por [Pimentel \(1985\)](#) em três subunidades: Subunidade máfica, Subunidade intermediária-félsica e Subunidade metassedimentar. A Subunidade máfica foi interpretada como um pacote basal e a Subunidade metassedimentar como um pacote de topo da Unidade Córrego da Onça.

o Subunidade máfica: Esta subunidade tem como principais componentes os anfibólio xistos e anfibolitos de composição basáltica e andesítica, que preservam ainda texturas e estruturas vulcânicas, tais como texturas porfiríticas e estruturas em *pillow*. As rochas metabásicas desta unidade correspondem a basaltos toleíticos e basaltos de alta alumina, semelhantes a séries toleíticas de baixo potássio típicas de arcos magmáticos.

o Subunidade intermediária-félsica: É composta por rochas quartzo feldspáticas de origem tufácea e vulcânicas de composição dacítica a riolítica com intercalações de metandesitos, metabasaltos e calcixistos, cujas características geoquímicas e litológicas as inserem na série cálcio alcalina de arcos magmáticos.

o Subunidade metassedimentar: Corresponde à principal subunidade da unidade Córrego da Onça incluindo entre seus litotipos metagrauvacas e quartzitos com intercalações locais de mármore, anfibolito, muscovita xisto grafitoso e biotita xisto feldspático.

➤ Unidade Metavulcânica e Metavulcânica Tufácea Riolítica: As rochas vulcânicas e tufáceas riolíticas desta unidade ocorrem em meio às rochas da Subunidade máfica da Unidade Córrego da Onça é também individualizada. Estas rochas apresentam características petrográficas, estruturais e químicas distintas dos metariolitos da Unidade Córrego da Onça ([Pimentel 1985](#)).

São rochas isotrópicas que apresentam texturas porfiríticas e glomero-porfiríticas, granulação fina e coloração rosada e estruturas do tipo laminação convolutas, estruturas esferulíticas possivelmente originadas de desvitrificação.

[Pimentel & Fuck \(1986, 1987a\)](#) interpretam esta unidade como representante das manifestações finais da atividade vulcânica que deu origem a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis-Piranhas. Contudo, o posicionamento desta unidade é aqui considerado como incerto, podendo constituir unidades das fases mais novas da evolução do Arco Mágmatco de Goiás ou mesmo representarem manifestações vulcânicas/subvulcânicas relacionadas ao Graben de Piranhas, uma vez que, rochas com características similares àquelas descritas por [Pimentel \(1985\)](#) foram encontradas durante os trabalhos de campo desta dissertação entremeadas aos sedimentos da Formação Piranhas.

A exceção da Unidade Metavulcânica e Metavulcânica Tufácea Riolítica a idade da Seqüência de Arenópolis-Piranhas está estabelecida por meio de datações Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb. Metariolitos da Unidade Córrego da Onça revelaram idades U-Pb em zircão de 929 ± 8 Ma e idades isocrônicas Rb-Sr de 933 ± 60 Ma. As idades modelo Sm-Nd para a Seqüência de Arenópolis-Piranhas situam-se entre 900-1200 Ma com $\epsilon_{Nd(T)}$ positivos entre +2,5 a +2,8 atestando o caráter juvenil desta unidade. Determinações de U-Pb em esfero e isócrona Rb-Sr revelaram idades respectivamente de 594 Ma e 600 ± 31 Ma, interpretadas como idades do metamorfismo principal que afetou a Seqüência de Arenópolis-Piranhas ([Pimentel & Fuck 1992](#), [Pimentel et al. 1991, 2000, 2004](#)).

➤ *Seqüência de Iporá-Amorinópolis*: Nesta seqüência predominam rochas vulcânicas básicas, intermediárias e ácidas sendo subordinadas a ocorrência de rochas metassedimentares. [Franco et al.](#)

(1994) agruparam as rochas desta sequência em três unidades denominando-as de: metamáfica, metafélsica e metassedimentar, sem estabelecer, contudo as relações estratigráficas entre elas. Na região de Amarinópolis (Projeto Amarinópolis – IG/UnB – Trabalho Final de Graduação 1993) as rochas básicas (metabasaltos) e intermediárias foram denominadas de Unidade Estrela D’Alva e as rochas vulcânicas ácidas foram agrupadas sob a designação de Unidade Córrego do Retirão (Figura 2.5).

- Unidade Estrela D’Alva: Esta unidade constitui um conjunto de rochas básicas a intermediárias dentre as quais predominam metabasaltos e metandesitos. O metamorfismo que afeta a unidade é de fácies xisto verde, contudo, na região de Amarinópolis são descritos andesitos com metamorfismo incipiente ou mesmo inexistente (Franco *et al.* 1994, Pereira *et al.* 1993).
- Unidade Córrego do Retirão: Constitui a principal unidade da Seqüência Iporá-Amarinópolis sendo representada por rochas metafélsicas piroclásticas, incluindo metaignibritos, metatufos, metatufos cineríticos; metariolitos, com intercalações subordinadas de andesitos. O metamorfismo que afeta a unidade é de fácies xisto verde baixo, embora, localmente paragêneses na fácies xisto verde alta a anfíbolito sejam por vezes observadas (Franco *et al.* 1994, Pereira *et al.* 1993).
- Unidade Metassedimentar: Constitui a unidade de menor expressão da Seqüência de Iporá-Amarinópolis inclui entre seus termos muscovitas xistos, quartzo-muscovita xistos, granada-muscovita-quartzo xisto em meio aos quais ocorrem raras lentes de conglomerados, são interpretados como um pacote pelítico com intercalações de conglomerados. Além deste litotipos Moreton (1997) indicam a presença de formações ferríferas e metacherts. Esta unidade parece constituir o topo da seqüência vulcano sedimentar. O metamorfismo que afetou a unidade situa-se na fácies xisto verde médio na zona da granada.

Metariolitos da Unidade Córrego do Retirão forneceram idades U-Pb em zircão de 636 ± 6 Ma, que foram interpretadas como idade de cristalização da rocha vulcânica original e de 597 ± 5 Ma interpretada como idade de recristalização metamórfica. As idades modelo Sm-Nd situam-se entre 765 Ma e 1013 Ma com valores positivos de $\epsilon_{Nd(T)}$ de +1,83 e +5,3, que aliadas as suas características geoquímicas apontam para uma origem juvenil e/ou fusão de crosta continental jovem (Rodrigues 1996).

➤ *Seqüência de Jaupaci*: Definida por Amaro (1989) a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Jaupaci compreende duas unidade: Metavulcânicas Máficas e Metavulcânicas Félsicas, respectivamente correspondendo às rochas básicas e a metatufos intermediários-félsicos, com sedimentos químicos subordinados. Alguns corpos subvulcânicos de composição granodiorítica a granítica são intrusivos nesse pacote e mostram texturas porfíricas reliquias.

- Unidade Metavulcânicas Máficas: São representadas por metabasaltos vesiculares e porfíricos com intercalações de rochas metavulcânicas félsicas, e localmente metachert. As determinações geoquímicas para esses metabasaltos exibem feições similares as dos basaltos toleíticos de baixo potássio.
- Unidade Metavulcânicas Félsicas: As rochas metavulcânicas félsicas formam o maior volume de rochas da Seqüência de Jaupaci. Trata-se de rochas de natureza piroclástica e composição dacítica a riolítica, subdivididas petrograficamente em rochas piroclásticas intermediárias e ácidas, com intercalações lenticulares de metabasaltos. Quimicamente, estas metavulcânicas félsicas apresentam uma tendência calci-alcalina.

Determinações geocronológicas U-Pb em zircão para metariolitos da Seqüência de Jaupaci indicam idades de cristalização de 764 ± 14 Ma e 636 ± 6 Ma (Pimentel *et al.* 1991). As idades de metamorfismo dessas rochas são reveladas pelos dados U-Pb em titanita e Rb-Sr de rochas miloníticas e ficam entre 594 e 637 Ma (Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Fuck 1994).

➤ *Seqüência Anicuns-Itaberaí*: Esta seqüência é representada por anfibolitos (metavulcânicas e metaplutônicas) e rochas metapelíticas, com formações ferríferas, chert, mármore e rochas ultramáficas subordinadas. [Barbosa \(1987\)](#) agrupou esta seqüência em duas unidades: a Unidade Tufácea de Leste e a Unidade Química.

- Unidade Tufácea de Leste: Esta unidade constitui-se de clorita xistos por vezes porfiroblásticos com intercalações de muscovita xisto feldspático e, localmente, com lentes de formações ferríferas.
- Unidade Química: Composta predominantemente por metacherts impuros, localmente sulfetados, com pequenas lentes de rochas máficas-ultramáficas komatiíticas e de calcário.

A Seqüência Anicuns-Itaberaí interpretada por [Barbosa \(1987\)](#), na região de Mossâmedes-Anicuns, como uma extensão dos terrenos arqueanos do *greenstone belt* de Santa Rita, foi dividida em duas unidades distintas por [Nunes \(1990\)](#): Seqüência Anicuns-Itaberaí, com associações do tipo *greenstone belt*, e outra mais jovem, denominada Seqüência Córrego da Boa Esperança, correlacionada ao Grupo Araxá, constituindo dois terrenos geotectonicamente distintos separados por um contínuo falhamento oblíquo.

Dados geocronológicos e isotópicos apresentados por [Laux, \(2004\)](#) têm demonstrado que ambas as seqüências são neoproterozóicas e cronocorrelatas, geradas entre 890 e 830 Ma, por conseguinte, pertencentes ao Arco Magmático de Goiás. Contudo, os distintos valores de T_{DM} das rochas metassedimentares de ambas seqüências, com valores de T_{DM} entre 1,83 e 2,01 Ga para a Seqüência de Anicuns-Itaberaí, que indicam fontes principalmente de crosta paleoproterozóica, e valores T_{DM} entre 0,8 e 1,1 Ga para a Seqüência Córrego da Boa Esperança, indicando que foram derivadas da erosão das rochas juvenis do arco, permitem a individualização da Seqüência Córrego da Boa Esperança que será apresentada no tópico seguinte.

De acordo com [Laux \(2004\)](#) a Seqüência Anicuns-Itaberaí coincide com uma importante descontinuidade gravimétrica, que marca um limite crustal, e que possivelmente separa as rochas juvenis do Arco Magmático de Goiás, a oeste, das rochas do Complexo Anápolis-Itaçu e do embasamento da Faixa Brasília, a leste. A oeste da descontinuidade gravimétrica, as rochas máficas são primitivas e possuem valores positivos de $\epsilon_{Nd(T)}$, enquanto as de leste contém evidências de contaminação do magma original com crosta antiga.

A integração entre dados isotópicos, geocronológicos e de geofísica regional levaram [Laux \(2004\)](#) a sugerir que estas seqüências foram originalmente depositadas em diferentes ambientes e, posteriormente justapostas. Sendo a Seqüência Anicuns-Itaberaí a representante plataformal que recebeu sedimentos de um continente mais antigo e a Seqüência Córrego da Boa Esperança depositada em bacia próxima ao arco, principal fonte de seus sedimentos.

➤ *Seqüência Córrego da Boa Esperança*: Definida por [Nunes \(1990\)](#) a Seqüência Córrego da Boa Esperança é constituída por metassedimentos pelíticos e psamíticos com intercalações de anfibolitos. Localmente, ocorrem, anfibólitos xistos, formações ferríferas e anfibólio-gnaisses restritos.

Os metassedimentos são muscovita-quartzo xisto ora formando níveis quartzíticos (quartzitos e quartzitos ferruginosos), ora muscovíticos, ora intercalados a níveis grafitosos. Os anfibolitos e anfibólio xistos são de composição intermediária a básica, provavelmente derivados de dioritos, gabros, andesitos e basaltos.

Os dados U-Pb em zircão obtidos para rochas máficas da Seqüência Córrego da Boa Esperança revelaram a idade de 886 ± 5 Ma, interpretadas como a idade de cristalização do magma original (Laux 2004a).

2.1.2.3. GRUPO CUIABÁ

Este grupo aflora nas proximidades da cidade de Bom Jardim de Goiás em contato tectônico com as rochas da seqüência metavulcano-sedimentar homônima e com gnaisses e granitos neoproterozóicos (Seer 1985). Consiste de um conjunto metassedimentar essencialmente detrítico, intensamente dobrado e metamorfizado na fácies xisto verde, representado por filitos cinzas, avermelhados quando alterados, finamente bandados e com intensas venulações de quartzo, quartzitos feldspáticos, biotita-quartzo xisto, muscovita-biotita xistos e diamictitos subordinados.

Nos trabalhos de campo realizados foram observados meta-pelitos típicos do Grupo Cuiabá, intercalados com meta-pelitos-psefitos grauvaquianos e com rocha vulcânica de composição dacitioriodacítica rica em cristais de quartzo azul e fumê, possivelmente trata-se de uma rocha vulcanoclástica (Moura *et al.* 2006), estas intercalações de rochas vulcânicas e grauvacas em meio aos pelitos estão bem expostas a WSW da cidade de Bom Jardim de Goiás e ressaltam o acamamento sedimentar paralelo a uma foliação N40E/60SE.

As observações executadas na região de Bom Jardim de Goiás estão de acordo com aquelas de Seer (1985) que considera a mesma evolução metamórfica e tectônica para os grupo Cuiabá e Bom Jardim de Goiás. Sendo o primeiro interpretado por este autor como desenvolvido em uma zona de fossa oceânica, localizada a oeste da seqüência vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás.

A identificação no campo de rochas metavulcânicas félsicas e metagrauvas em meio às rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá, semelhante àsquelas presentes no Grupo Bom Jardim de Goiás (Moura *et al.* 2006) e aquelas descritas por Drago *et al.* (1981), mais a norte na região de Aragarças/Araguaiana, sugerem que pelo menos em parte o Grupo Cuiabá na região de Bom Jardim de Goiás constitui a extensão para oeste dos terrenos do Arco Magmático de Goiás.

2.1.2.4. MAGMATISMO GRANÍTICO E MÁFICO-ULTRAMÁFICO SIN A PÓS-OROGÊNICO

O magmatismo plutônico que acompanhou a evolução dos arcos magmáticos e as manifestações finais do Ciclo Brasileiro é basicamente de três tipos distintos.

No primeiro tipo, atribuído a Suíte Rio Caiapó, engloba granitos milonitizados com foliação predominantemente NS e NNW e afinidade calci-alcalina variando de quartzo-monozodioritos, quartzo monzonitos e granodioritos a granitos.

Alguns plutons da Suíte Rio Caiapó receberam denominações locais como os granitos Serra Verde, Macaco, Serra do Tatu, Rio Caiapó (Seer 1985; Pimentel & Fuck, 1986, 1987b). O caráter intrusivo destes granitos é evidenciado pela presença de xenólitos de rochas metabásicas da seqüência vulcano-sedimentar. Seu principal representante é o Granito Rio Caiapó, cuja idade determinada pelo método Rb-Sr situa-se entre 568 ± 10 Ma e 587 ± 17 Ma (Pimentel & Fuck, 1987b, Pimentel *et al.* 1996). Sua foliação, aliada à idade indica que seu *emplacement* foi tardi-tectônico em relação ao Ciclo Brasileiro. A baixa razão inicial $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ($0,7039 \pm 0,0001$) indica sua origem mantélica ou a partir da fusão de material síalico com baixa residência crustal.

Estes granitóides foram considerados como representantes do plutonismo sin-tectônico por Lacerda Filho *et al.* (2000), embora Pimentel *et al.* (1996, 1999, 2000, 2004) considerem como sin-

tectônicos apenas os granitos miloníticos e aqueles com desenvolvimento de foliação incipiente, muitas vezes apenas em suas bordas, ou afetados por cisalhamentos locais como granitóides pós-orogênicos.

O segundo tipo de granitos foi incluído na Suíte Serra Negra por [Lacerda Filho et al. \(2000\)](#) para englobar os granitóides isotrópicos pós-tectônicos, deste modo também considerados por [Pimentel et al. \(1996, 1999, 2000, 2004\)](#), destacando-se dentre estes os batólitos de Serra Negra, Serra do Iran, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Novo Brasil, Fazenda Nova e Córrego do Ouro.

De uma maneira geral os granitóides desta suíte apresenta-se de forma homogênea, tanto petrográfica como texturalmente, coloração rósea a avermelhada, granulação média a grosseira, com mineralogia básica composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita, com importante presença local de fluorita. Seus contatos apresentam enclaves variados que mostram relações intrusivas com as encaixantes. O exemplo típico é o Granito Iporá, um biotita granito de textura equigranular hipidiomórfica e porfirítica, localmente rapakivítica. A razão inicial $^{86}\text{Sr} / ^{87}\text{Sr}$ indica uma filiação mantélica com forte contaminação siálica, sua idade é 490 ± 24 Ma ([Pimentel & Fuck, 1987](#)).

Outros granitos desta suíte tiveram suas idades determinadas pelo método Rb-Sr, tais como: Serra do Iran 588 ± 19 Ma, Israelândia 554 ± 20 Ma, Serra do Impertinente (fácies porfirítica precoce) 576 ± 18 Ma, Serra do Impertinente (fácies equigranular tardia) 585 ± 18 Ma, Serra Negra 508 ± 24 Ma. Uma idade U-Pb em titanita do Granito Israelândia apresenta resultado concordante de 579 ± 4 Ma ([Pimentel & Fuck, 1987](#), [Pimentel et al. 1996](#)).

O terceiro conjunto constitui a Suíte Gabro-Diorítica de Goiás. Trata-se de um conjunto de intrusões diferenciadas, de natureza básica a intermediária e composição gabro diorítica, metamorizadas na fácies xisto verde e anfibolito. Pertencem a esta suíte o Complexo Gabro-Diorítico Cachoeira do Lajeado ([Danni & Campos, 1994](#)) e as intrusivas gabro-dioríticas da Serra do Iran e Arenópolis ([Pimentel 1986](#)). Corpos dioríticos/quartzo-dioríticos com foliação incipiente foram identificados durante os trabalhos de campo desta dissertação, localizados imediatamente a sul do batólito Serra do Impertinente e provavelmente constituem corpos desta suíte.

[Rodrigues \(1996\)](#) obteve uma isócrona Rb-Sr para o Complexo Gabro-Diorítico Cachoeira do Lajeado de 651 ± 123 Ma, [Pimentel & Fuck \(1994\)](#) apresentaram uma isócrona Rb-Sr para o Diorito Serra do Iran de 622 ± 350 Ma, embora com erros elevados, determinações U-Pb em rochas desta suíte confirmam a idade deste magmatismo em torno de 600 Ma como aquelas do Diorito Serra do Iran 623 ± 16 Ma, Diorito Iporá (Lajeado ?) 672 ± 6 Ma, Gabro do Rio Caiapó 598 ± 19 Ma. A idade modelo Sm-Nd destas rochas situam em torno de 1.0 Ga com ϵ_{Nd} positivos ou fracamente negativos indicando o caráter juvenil e/ou envolvimento de rochas com baixo tempo de residência crustal ([Pimentel et al. 2004](#)).

As idades obtidas para a Suíte Gabro-Diorítica de Goiás são similares àquelas referidas para as Suítes do tipo Santa Bárbara e Americano do Brasil, definindo um evento máfico, máfico-ultramáfico e magmatismo bimodal, sin a tardi-tectônico ao final do Ciclo Brasileiro (para revisão ver [Pimentel et al. 2000, 2004](#)).

2.1.3. PALEOZÓICO

As rochas paleozóicas compõem uma ampla cobertura sedimentar na área. O contato com seu embasamento mostra uma importante inconformidade regional, sendo a deposição destes estratos relacionada, com exceção da Formação Piranhas, a sinéclise do Paraná. Quanto a Bacia do Paraná as formações encontradas na região são correspondentes as suas unidades basais, situadas em seu flanco NE, englobando a Formações Vila Maria (Eossiluriana), Formações Furnas (na base) e Ponta Grossa (no topo), de idade devoniana, além da Formação Aquidauana de idade permo-carbonífera.

2.1.3.1. FORMAÇÃO PIRANHAS

Como mapeada atualmente, a Formação Piranhas está cartografada ao longo de uma faixa NS, com extensão de 18 km e 2 km de largura, que se estende desde o sul da cidade de Piranhas, na porção norte, seguindo para sul até desaparecer sob as coberturas fanerozóicas da Bacia do Paraná (Figura 2.4).

A Formação Piranhas é constituída por uma associação de conglomerados polimíticos basais, de cor verde, muito litificado, passando gradativamente em direção ao topo para arenitos arcosianos e argilitos, no topo da unidade voltam a ocorrer conglomerados similares àqueles observados na sua base (Figura 2.6).

Os conglomerados da Formação Piranhas contêm seixos de rochas piroclásticas, lavas vítreas básicas, traquitos, andesitos, quartzitos conglomeráticos, gnaisses e granitos (Rosito *et al.* 1971).

Faria *et al.* (1975) supõem para época de sedimentação da Formação Piranhas um clima seco e deposição rápida, uma vez que os clastos de granito e gnaiss deste conglomerado mostram feldspatos inteiros e seixos de superfície parcialmente desgastada. Estes autores sugerem que sua sedimentação ocorreu em um ambiente tectonicamente ativo, no qual a reativação de antigas estruturas do embasamento deu origem ao *graben* onde se processou a sedimentação molássica de suas unidades.

Estas informações, aliadas àquelas levantadas no campo, conduzem a constatação que os conglomerados, com clastos em variados graus de retrabalhamento e seleção, predominando clastos angulosos a subangulosos, constituem uma fácies de borda da bacia tendo sido sua sedimentação controlada por falhas ativas, constituindo assim fácies de leques aluviais proximais.

Associadas às unidades sedimentares por vezes são encontradas finas intercalações de vulcanoclásticas, tufos, tufos de cristal de composição ácida (riolitos, riodacitos) os quais representam os equivalentes vulcânicos dos diques e *stocks* granofíricos e riodacíticos que cortam estes sedimentos e que já haviam sido reconhecidos por Faria *et al.* (1975), atestando a ocorrência de magmatismo ácido ao longo da evolução do *Graben* de Piranhas.

Em função das relações de campo e correlações regionais Faria *et al.* (1975) indicam idade pré-devoniana para a Formação Piranhas. As características acima descritas, bem como as relações de campo levantadas, atestam que Formação Piranhas representa no SW de Goiás uma unidade geotectônica do Estágio de Transição da Plataforma Brasileira (Almeida 1969, Almeida *et al.* 2000), o qual se encontra registrado nas bordas das grandes sinéclises do Brasil (Teixeira *et al.* 2004) e cuja idade está bem estabelecida como Cambro-Ordoviciano (Figura 2.6).

2.1.3.2. FORMAÇÃO VILA MARIA

Originalmente definida por Faria *et al.* (1975) e Faria (1982), é constituída por uma sedimentação muito heterogênea, onde diamictitos com seixos e matacões de quartzo, granitos, gnaisses e meta-básicas ocorrem intercalados com folhelhos fossilíferos, siltitos e arenitos finos, argilosos, bastante micáceos. Em geral, possui pequena espessura (5 a 30 m).

Figura 2.6 – Arranjo estratigráfico para as unidades fanerozóicas do SW de Goiás.

Apesar de sua ocorrência descontínua apresenta distribuição bem definida, formando uma fina franja na base da Formação Furnas, que no campo pode ser seguida por dezenas até mesmo por centenas de quilômetros ao longo de sua direção. Esta formação repousa discordantemente sobre o embasamento granito-gnáissico e sobre as seqüências vulcano-sedimentares.

A Formação Vila Maria corresponde ao topo da Seqüência Ordovício-Siluriana, equivalente litoestratigráfica ao Grupo Rio Ivaí, da seção basal Bacia do Paraná (Zalan *et al.* 1991, Milani *et al.* 1994, Assine *et al.* 1994). O Grupo Rio Ivaí inicia-se com uma sedimentação continental a transicional, que passa ao topo para as camadas marinhas da Formação Vila Maria (pico da transgressão).

Quanto ao ambiente de sedimentação da Formação Vila Maria, a maioria das opiniões convergem para um ambiente marinho raso e calmo, associado a uma glaciação. Os sedimentos grossos seriam depositados em um regime de fluxo de detritos (*debris flows*) e as contribuições glaciais são representadas pelos diamictitos (Gray *et al.* 1985, Assine *et al.* 1994).

A idade da Formação Vila Maria é balizada por seu conteúdo fóssilífero (Andrade & Camarço 1982, Gray *et al.* 1985, Grahn 1989 – *in* Milani *et al.* 1994) no Eossiluriano (Figuras 2.3 e 2.6).

2.1.3.3. FORMAÇÃO FURNAS

No SW de Goiás a Formação Furnas (Zalán *et al.* 1991, Milani *et al.* 1994, Assine *et al.* 1994) ocorre discordantemente sobre o embasamento constituído por gnaisses, seqüências vulcano-sedimentares e granitos tardi a pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro ou, como é comum, sobre a Formação Vila Maria em contato discordante erosivo que marca um hiato de sedimentação na Bacia do Paraná que persistiu por todo o Neossiluriano (Figuras 2.3 e 2.6).

Esta formação compreende a unidade basal da Seqüência Devoniana da Bacia do Paraná, que junto com a Formação Ponta Grossa integram o restante da Seqüência Devoniana/Grupo Paraná.

Litologicamente tem como característica marcante uma homogeneidade litológica singular, inicia-se por conglomerado basal polimítico, com seixos de quartzo e ocasionalmente de quartzito, rochas ígneas e metamórficas, que gradam para arenitos brancos freqüentemente conglomeráticos, caoliníticos, de granulometria grosseira, contendo grãos subarredondados, mal classificados, em meio ao qual ocorrem finas intercalações lenticulares de pelitos micáceos.

Próximo à base predominam lentes de conglomerados e arenitos conglomeráticos, com acamamentos gradacionais e estratificações cruzadas acanaladas e planares subordinadas, que registram um ambiente continental fluvial. Para o topo, a influência marinha se intensifica e passam a predominar arenitos finos, róseos, micáceos, caoliníticos, com estratificações cruzadas planares que registram um ambiente transicional costeiro, os quais indicam o afogamento progressivo da bacia e a passagem gradacional para a Formação Ponta Grossa (Zalan *et al.* 1991, Milani *et al.* 1994, Assine *et al.* 1994).

O ambiente de deposição das unidades continentais da Formação Furnas é atribuído a uma sedimentação controlada por um sistema de deltas construídos por rios entrelaçados – *braid* deltas (Schneider *et al.* 1974, Andrade *et al.* 1980). As fácies transicionais caracterizam um ambiente marinho transgressivo de águas rasas proximal a linha de costa. (Bigarella *et al.* 1966, Lange & Petri 1967). Contudo, como apontado por Assine *et al.* (1994), faciologicamente a unidade não é homogênea havendo recorrências de fácies continentais e litorâneas, o que foi o motivo de grandes divergências quanto ao seu ambiente de sedimentação.

Andrade *et al.* (1980) consideram que na borda da bacia o contato da Formação Furnas com a Formação Ponta Grossa é discordante e para o centro torna-se transicional, de acordo com Alvarenga & Guimarães (1994) que descreveram no SW de Goiás uma discordância erosiva entre estas formações.

As poucas informações paleontológicas disponíveis, sobretudo icnofósseis, não permitem uma datação segura para a Formação Furnas. Entretanto, considerando a passagem gradacional, ao menos no interior da Bacia do Paraná, com a base da Formação Ponta Grossa, e a identificação, na porção superior da unidade, de restos de vegetais (*Psilophytales*) que se distribui do Siluriano Superior ao Devoniano Médio, a Formação Furnas é considerada eodevoniana (Andrade & Camarço 1982, Rodrigues *et al.* 1989, Dino & Rodrigues 1993, Milani *et al.* 1984, Assine *et al.* 1994).

2.1.3.4. FORMAÇÃO PONTA GROSSA

Definida por Oliveira (1916) sua seção-tipo foi descrita no Estado do Paraná na Sub-Bacia de Apucarana. Andrade & Camarço (1982) na região de Iporá-Amorinópolis propuseram sua subdivisão informal em três membros: Inferior, Médio e Superior. Estes membros correspondem às unidades 2, 3 e 4 do Grupo Chapada na Sub-Bacia de Alto Garças (Melo 1985). No SW de Goiás Alvarenga & Guimarães (1994) reconheceram que esta formação se inicia por um conglomerado basal tendo no topo duas fácies que se interdigitam, informalmente denominadas de A e B.

O Membro Inferior é caracterizado por um conglomerado basal, pouco espesso, com predominância para o topo de clásticos finos bioturbados, nódulos de fosfato uraníferos e corpos de arenitos conglomeráticos arcoseanos. Sua deposição é admitida como ocorrida em um ambiente marinho raso, resultante de uma transgressão marinha ocorrida no Devoniano Médio (Schneider *et al.* 1974, Milani *et al.* 1994).

O Membro Médio é composto por arenitos de granulação média a grosseira, classificação regular, intercalados com arenitos finos, argilosos, micáceos, localmente fossilíferos, depositados em ambiente deltaico de alta energia que progradava e se interdigitava com os sedimentos transgressivos do Membro Inferior. Os depósitos conglomeráticos encontrados neste membro são considerados paleocanais de erosão e preenchimento, formados durante a progradação da sedimentação.

O Membro Superior é caracterizado por arenitos finos e laminados, que em direção ao topo gradam para folhelhos, que se tornam as litologias predominantes. Sua deposição é admitida como função da transgressão, contudo em profundidades maiores que o Membro Inferior.

Na Formação Ponta Grossa são comuns a preservação de estruturas sedimentares tanto mecânicas (laminações plano-paralelas, estratificação cruzada, marca de carga, estrutura em chama, pseudo-nódulos, diques de areia, etc.), químicas (nódulos de pirita, preenchimento por calcita) quanto orgânicas (bioturbação) (Zaine *et al.* 1985). O conteúdo fossilífero é caracterizado por uma grande assembléia formada principalmente por braquiópodes, em menor proporção moluscos, equinodermes, vermes e ocorrências de quitinozoários além de esporos e fragmentos de escolecodontes (Pena & Figueiredo, 1972).

O Membro Inferior de Andrade & Camarço (1982) parece corresponder à Fácies B descrita por Alvarenga & Guimarães (1994) no SW de Goiás, que em função das estruturas sedimentares incluindo a presença do tipo “Cruzianas” indicam para esta unidade o mesmo ambiente de sedimentação proposto por Andrade & Camarço (1982), isto é, uma plataforma de águas rasas e agitadas, que permitiu a deposição litorânea, sujeita aos fluxos de energia relativamente altos e elevada taxa de deposição.

O Membro Médio descrito por Andrade & Camarço (1982) assemelha-se a descrição da Fácies A proposta por Alvarenga & Guimarães (1994), contudo para estes últimos autores a riqueza em matéria orgânica de alguns de seus pelitos e a assembléia fóssil contendo bivalves corresponde a um ambiente de deposição nerítico.

O topo da Formação Ponta Grossa é marcado por um novo episódio regressivo que conjugado a fatores climáticos e tectônicos sobre ampla área da margem meridional do Gondwana, inibiu a sedimentação na Bacia do Paraná por um longo período que persistiu por cerca de 45 Ma, respondendo pelo maior hiato sedimentar registrado na bacia (Daemon *et al.* 1991 - *In: Milani et al.* 1994) – (Figuras 2.3 e 2.6).

2.1.3.5. FORMAÇÃO AQUIDAUANA

A Seqüência Permo-Carbonífera é a mais bem conhecida da Bacia do Paraná em função de sua potencialidade como rochas geradoras de hidrocarbonetos (Zalán *et al.* 1991). Inicia-se com depósitos continentais do Grupo Itararé que rapidamente passam a marinhos. Na metade setentrional da bacia o Grupo Itararé está representado pela Formação Aquidauana, a qual representa uma sedimentação predominantemente continental sob forte influência glacial (França & Potter 1988).

De acordo com Schneider *et al.* (1974) a Formação Aquidauana é subdividida em três seqüências. A seqüência inferior é caracterizada por arenito vermelho a róseo médio a grosseiro com estratificação cruzada acanalada, com ocorrência subordinada de lamitos seixosos, arenitos esbranquiçados e conglomerados. A seqüência média é dominada por siltito vermelho a róseo laminado, contendo lamito seixoso vermelho e raro folhelho cinza esverdeado. Na seqüência superior predominam arenitos.

No SW de Goiás a Formação Aquidauana, em geral, inicia-se por um conglomerado lenticular com espessura entre 5 e 10 metros contendo seixos bem arredondados. Quando ausente, a sedimentação inicia-se com um arenito grosseiro, bem classificado, com grãos de quartzo bem arredondados, pouco feldspático, branco e muito friável.

Para o topo as unidades psamo-psefíticas passam a um arenito argiloso de granulometria média a grosseira, mal a regularmente classificado e apresentam cimento ferruginoso, cor vermelha, com pontos brancos milimétricos de feldspatos; entremeados aos quais aparecem bolsões e lentes de diamictitos intercalados com arenitos grosseiros, brancos a rosados. Esses “tilitos” possuem seixos de quartzitos facetados, polidos e estirados, com aspecto de ferro de engomar. Próximo ao topo da unidade nota-se uma transição de siltito para um arenito vermelho.

A sedimentação da Formação Aquidauana depositou-se em um ambiente glacial, em função do degelo que se iniciou no Neo-Permiano e se estendeu até o Eopermiano.

O contato tanto basal com a Formação Ponta Grossa quanto de topo com a Formação Bauru (fora da área aqui investigada) são discordantes erosivos. Com as rochas alcalinas cretáceas é térmico, muitas vezes apresentando fenitização.

A faciologia regional do Grupo Itararé indicam a entrada do mar epicontinental pelo sul cobrindo apenas a metade meridional da bacia. Após a sedimentação deste grupo o mar não mais retornou a Bacia do Paraná, sendo todas as demais seqüências mesozóicas da Bacia do Paraná estritamente continentais.

2.1.4. MESOZÓICO

2.1.4.1. FORMAÇÃO SERRA GERAL

A Formação Serra Geral representa o mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta (Milani *et al.* 1994). Trata-se de uma manifestação magmática associada aos estágios precoces da ruptura do Gondwana e à abertura do Atlântico-Sul, ocorrido no intervalo de tempo entre 140-115 Ma, embora manifestações precoces sejam registradas no intervalo em torno de 140-160 Ma (Mizusaki & Thomaz Filho 2004, Marques & Ernesto 2004).

De uma maneira geral, a Formação Serra Geral constitui uma sucessão de derrames de composição predominantemente básica, basaltos de grão fino a afaníticos, localmente apresentando níveis de arenitos intertrapeados. Rochas hipoabissais ocorrendo como diques e *sills*, de composição semelhante às equivalentes básicas efusivas, são encontradas cortando as unidades sedimentares mais antigas.

Na região em estudo as rochas vulcânicas que caracterizam a Formação Serra Geral não estão presentes, contudo diques gabróticos, cuja continuidade de alguns deles podem ser seguidos pela magnetometria desde o SW de Goiás até o litoral do Brasil, pelo em menos em parte relacionam-se a este evento magmático (Figuras 2.3, 2.6), embora, apenas alguns diques/sills que ocorrem a NE da área aqui investigada tenham sido datados (Hasui & Almeida 1970).

2.1.4.2. PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS

Compondo a Província Alcalina do Sudoeste de Goiás, definida por Guimarães *et al.* (1968), é caracterizada por um extenso distrito alcalino no sudoeste do estado de Goiás. Hasui *et al.* (1971) relacionaram tais alcalinas com a tectônica rígida da borda da Bacia do Paraná durante a reativação da Plataforma Brasileira. Na região, destacam-se os corpos alcalinos do Córrego dos Bois, Morro do Macaco, Intrusão do Buriti, Arenópolis e Diorama.

Os tipos petrográficos mais comuns são os dunitos, websteritos, wherlitos, gabros alcalinos, sienitos, dioritos, traquitos e lamprófiros, além de fenitos encontrados nos contatos térmicos com as encaixantes. Em muitos casos, os corpos alcalinos apresentam diferenciação química, constituindo séries magmáticas (Danni 1974, 1978, 1985).

O magmatismo é comprovadamente representado por vários pulsos que se entrecortam, as datações radiométricas obtidas, principalmente pelo método K-Ar, oscilam entre 70 e 90 Ma nas rochas de um primeiro evento magmático e entre 58 e 60 Ma para as rochas de um segundo evento, revelando assim a evolução durante o Cretáceo Superior e o Eoceno (Danni 1974, 1978; Cordani & Hasui 1975; Barbour 1979; Cerqueira 1995). Tectonicamente, os corpos são cortados por falhas de gravidade, prováveis reativações de fraquezas anteriores ao seu alojamento.

2.2. SÍNTESE DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A caracterização da deformação impressa nas unidades neoproterozóicas, paleozóicas e mesozóicas, aflorantes na região de arcos magmáticos do oeste goiano apresentam um relativo consenso entre os diversos autores quanto ao número de fases de deformação impressa nas unidades, embora as interpretações estruturais sejam diferentes entre os autores.

Regionalmente destacam-se os trabalhos de Seer (1985), Pimentel (1995) e Amaro (1989), e informações contidas nos relatórios dos projetos Piranhas (Faria *et al.* 1975) e Diorama (Danni *et al.* 1989). Nas seqüências neoproterozóicas, de uma maneira geral, são reconhecidas três ou quatro fases de deformação.

De acordo com os autores acima referidos, a fase mais antiga (D_1) sobrevive apenas como *relictus* de uma foliação antiga fortemente transposta pelas estruturas geradas na fase subsequente (D_2), a qual é responsável pela estruturação regional. Após a fase D_2 , as estruturas planares e lineares geradas foram deformadas de maneira mais branda, através de dobramentos suaves, kinks e chevrons, muitas se desenvolvem como pares de dobramentos cruzados conjugados, relacionados a terceira fase de deformação (D_3). Após a fase D_3 , segue a descompressão geral da área sendo gerados fraturamentos e falhamentos extensionais generalizados (D_4) que na maioria das vezes se instalaram (retrabalharam) zonas de fraquezas geradas nas fases anteriores.

A fase principal de deformação (D₂) é caracterizada por zonas de cisalhamento direcionais, sinistrais, de atitude N35-45W/Subvert. e foliações miloníticas com atitude predominante N15-25W/Subvert. e subordinadamente N35-45W/Subvert, além destes estão também cartografadas falhas com direções NNW, NNE, NE, WNW e ENE.

As demais fases observadas (D₃ e D₄) correspondem à estruturas geradas com a atenuação da deformação. Desta forma, todas as fases de deformações observadas nas unidades neoproterozóicas (Fases D₁, D₂, D₃ e D₄) podem ser relacionadas à um único evento de deformação progressiva ocorrido durante a orogênese brasileira.

Após o Proterozóico a região foi palco de vários eventos de reativação relacionados à evolução da Bacia do Paraná. Durante o Siluro-Devoniano e Permo-Carbonífero com a sedimentação das unidades paleozóicas, sendo a discordância Permo-Carbonífera um dos hiatos mais bem marcado e pronunciado reconhecido na Bacia do Paraná (Milani 2004, Assine *et al.* 1994, Milani & Ramos 1998, Zalán 2004,). No Mesozóico, relacionado à Reativação Sul-Atlântica da Plataforma Sul Americana (Almeida 1969, Almeida *et al.* 2000, Fúlfaro *et al.* 1982, Zalán *et al.* 1987). E por fim, no Cretáceo Superior/Terciário Inferior, como indicam as idades obtidas em parte das rochas da Província Alcalina de Goiás, situadas entre 70 e 58 Ma (Hasui *et al.* 1971, Barbour *et al.* 1979, Danni 1974, 1978, Ulbrich & Gomes 1981, Almeida 1983, Gomes *et al.* 1990, Cerqueira 1995) a região foi afetada por uma tectônica rúptil acompanhada por magmatismo alcalino.

Estes eventos pós-proterozóicos foram responsáveis pelo retrabalhamento em regime extensional das grandes estruturas planares presentes no embasamento, desta forma os grandes traços estruturais observados nestas unidades são paralelos àqueles observados nas unidades antigas.

As reativações mesozóicas e tardi-mesozóicas imprimem nas unidades sedimentares um forte fraturamento e falhamentos normais que são observados com mais intensidade nas unidades paleozóicas.



Capítulo 3

PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

O tratamento dos dados aerogeofísicos da região SW do Estado de Goiás seguiu as rotinas utilizadas no Laboratório de Geofísica Aplicada da Universidade de Brasília – LGA/UnB, com o uso do aplicativo Oasis Montaj versão 5 da GEOSOFT™. A etapa inicial envolve a análise de distribuição espacial e consistência dos dados, seguida da definição do método de interpolação e célula unitária, levando em consideração uma abordagem regional com geração das imagens aerogeofísicas de escala 1:100.000, e finalizada com o processo de geração das imagens magnéticas e gamaespectrométricas aplicadas na interpretação e integração, decorrente dos diversos níveis de abordagem, com dados geológicos disponíveis, visando a racionalização das atividades de campo e no fornecimento de subsídios para a cartografia geológica da área.

3.1. PRÉ-PROCESSAMENTO

Compreende inicialmente a verificação dos parâmetros adotados para a aquisição dos dados aerogeofísicos, em especial o espaçamento entre linhas de produção, direção das linhas, altura de vôo e perfis dos dados referenciados com coordenadas UTM. A disposição destes dados mediante a verificação visual das malhas permite a definição do tratamento a ser aplicado e a verificação dos resultados do tratamento, bem como a identificação do comportamento das feições geofísicas na área contemplada.

A representação em mapa das linhas de vôo para análise da distribuição espacial, não sinalizou problemas quanto à presença de desvios direcionais no padrão das linhas de produção (NS) e linhas de controle (EW) que viessem a comprometer a qualidade das imagens.

Durante o controle de qualidade dos dados, a análise dos perfis empilhados dos dados magnéticos e gamaespectrométricos referenciados com as coordenadas UTM apresentaram um quadro geral que possibilitou a escolha de perfis a serem analisados em detalhe (Figuras 3.1).

Para a análise individual dos perfis que sugeriram a presença de valores espúrios (picos) foi utilizado o método da Diferença a Quarta (Figuras 3.2), que consiste em substituir o valor de um ponto de uma linha de produção pela diferença entre o segundo ponto anterior e o segundo posterior ao ponto em questão. Este procedimento permite o rastreamento dos valores absurdos, como um valor anômalo sem que haja na vizinhança outros valores que o justifiquem.

Nesta avaliação o conjunto de dados magnéticos revelou muitas anomalias de alta frequência, assim como a identificação de valores anômalos para os dados gamaespectrométricos, que foram mantidos por apresentarem significado geológico. Embora, a presença de valores negativos nos canais de contagem total e K, Th e U tenham sido corrigidos.

A fim de eliminar os valores negativos nos dados gamaespectrométricos, o procedimento de correção consistiu em somar a cada observação o correspondente ao menor valor negativo para um dado radioelemento, mais um valor constante de 0,001. Feita esta correção foi possível recalcular um novo conjunto de dados, que deste modo serviram aos processamentos baseados na aplicação de métodos

estatísticos para identificação de áreas com litologias de interesse a prospecção, em particular dos mapas de razões radiométricas.

Cabe ainda mencionar que as correções efetuadas no banco de dados resultaram em uma aproximação dos valores de média dos radioelementos aos conteúdos médios da crosta terrestre descritos na literatura (2-2.5% K, 2-3 ppm U, e 8-12 ppm Th – I.A.E.A. 2003).

A Figura 3.3 ilustra o confronto entre as imagens das razões Th/K, U/K e Th/U disponibilizadas no arquivo de dados inicial e as razões obtidas a partir do conjunto de dados corrigidos, podemos notar nas imagens obtidas com a correção, uma melhora de contraste que contribui para a delimitação e caracterização das unidades gamaespectrométricas com características distintas. Outra forma de verificação da influência das correções efetuadas está indicada pela Figura 3.4 onde observamos os perfis para uma linha de produção dos canais das razões radiométricas originais e após as correções aplicadas.

3.2. CÉLULA UNITÁRIA

Para o tamanho da célula unitária da malha, Vasconcelos *et al.* (1994) sugerem para o caso de dados em linhas orientadas, valores entre 1/4 e 1/8 do espaçamento entre as linhas de vôo. Deste modo, reduz a perda de informação ao longo das linhas de produção e impede a incorporação de falsas anomalias. Este fenômeno denominado falseamento ou *aliasing* é o responsável pela incorporação de anomalias de comprimento de onda menor que a Frequência de *Nyquist*, isto é, comprimentos de onda que são menores que duas vezes o espaçamento entre observações consecutivas, e que não podem ser detectados, segundo o teorema de amostragem (Davis, 1986).

Considerando o levantamento aereogeofísico com espaçamento entre as linhas de produção de 500 metros, a dimensão da célula deve estar entre 125 metros e 62,5 metros. A opção recaiu em 125 metros, permitindo uma abordagem a nível regional das imagens geofísicas processadas.

3.3. INTERPOLAÇÃO DA MALHA REGULAR

A interpolação da malha original dos dados gamaespectrométricos foi por meio do método da Curvatura Mínima, que gera uma superfície suavizada, com os valores o mais próximo possível dos dados originais (I.A.E.A. 2003). O método tem como base à adaptação de uma superfície de curvatura mínima aos dados pontuais, como uma placa flexível com uma quantidade mínima de flexão que determina o melhor encaixe aos valores. Este método é bastante usado nas geociências devido à rapidez do processamento ao gerar resultados de alta qualidade e, em particular, por ser uma técnica apropriada quando desnecessário o realce de tendências geológicas perpendiculares às linhas de produção.

Os dados magnéticos foram interpolados por meio do método bidirecional com *splines* segundo Akima, que leva em conta a distribuição dos dados orientados em linha e fortifica tendências perpendiculares às linhas de produção (GEOSOFT 1998). O processo se dá em dois passos. Primeiro, o algoritmo efetua uma interpolação linear ao longo das linhas de produção, de direção NS e segundo perpendicularmente, para a definição de cada nó da malha, este procedimento considera os pontos de amostragem de até duas vezes o espaçamento entre as linhas de produção de acordo com o teorema de amostragem.

Outra vantagem do uso do algoritmo interpolador bidirecional foi o de ter contribuído na eliminação das tendências ao longo da direção das linhas de produção.

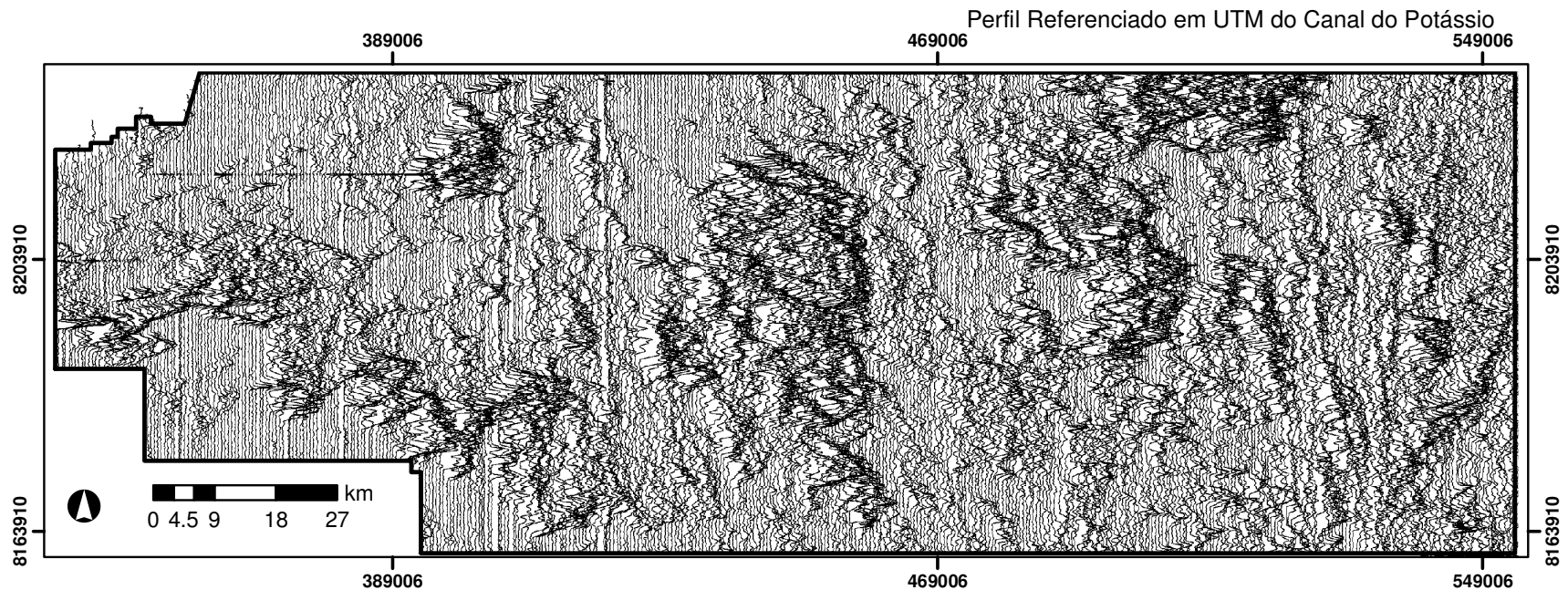


Figura 3.1 – Perfis empilhados do canal de Potássio referenciado em coordenadas UTM. A análise dos perfis empilhados de dados originais permite perceber melhor os detalhes, quando comparados as imagens e auxilia na definição dos perfis a serem analisados individualmente quanto à presença de valores espúrios (picos) pelo método da Diferença a Quarta.

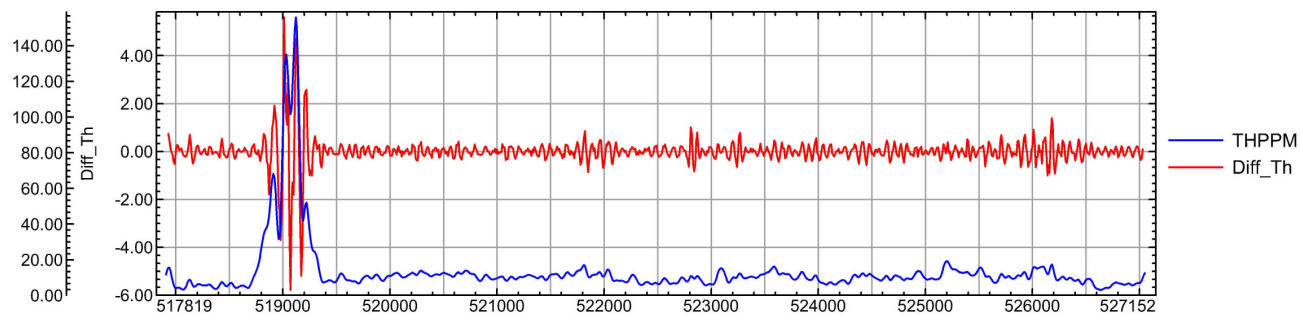


Figura 3.2 – Perfil de Diferença a Quarta para avaliação de consistência do conjunto de dados. Este gráfico representa os dados de uma linha de voo para o canal do Tório: as linhas verde e vermelha representam, respectivamente, o perfil dos dados originais e o resultado da Diferença a Quarta com um pico, que a análise mostrou corresponder a uma anomalia em Tório registrada nesta linha de produção.

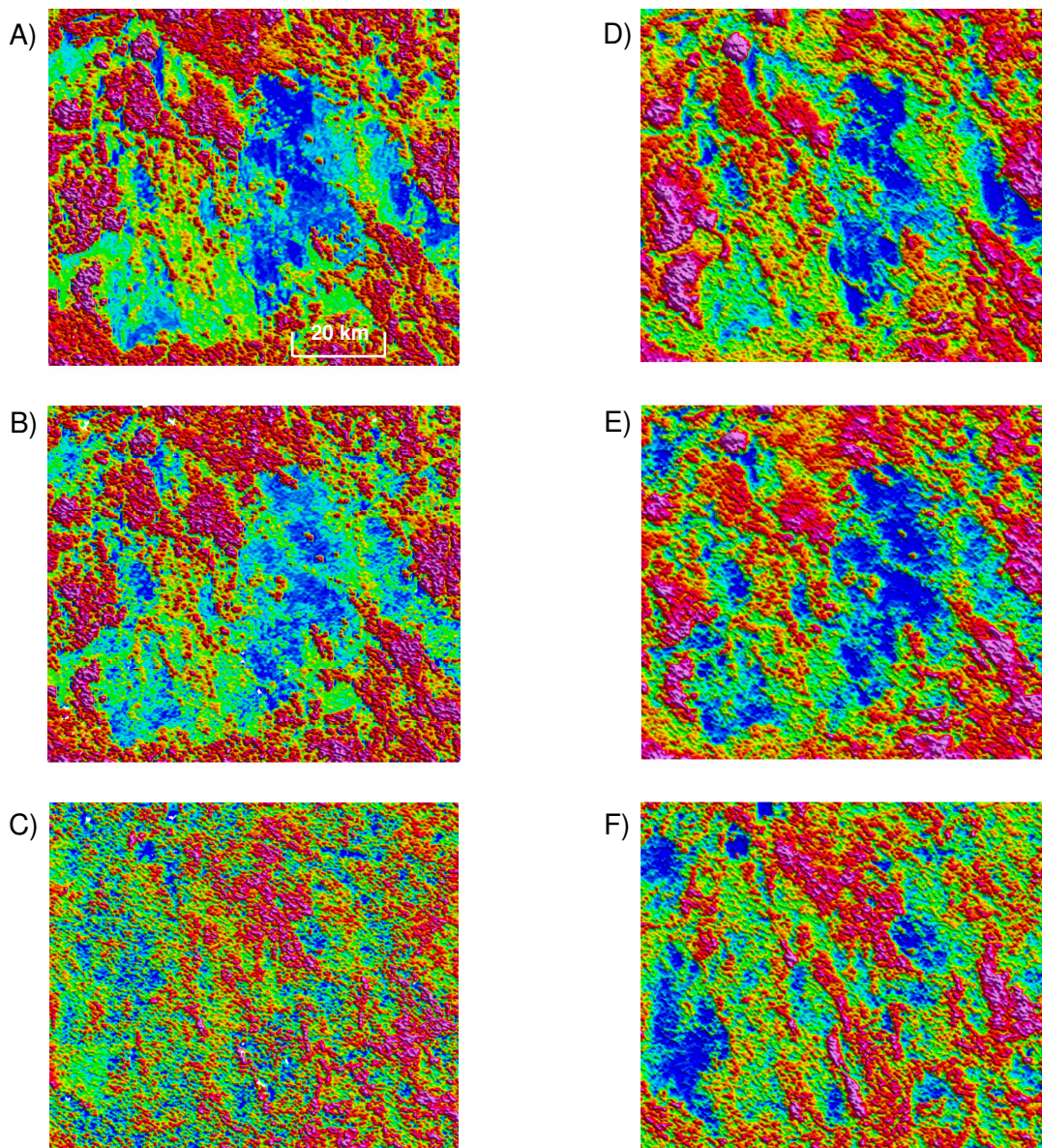


Figura 3.3 – As figuras A, B e C apresentam parte das imagens Th/K, U/K e U/Th geradas com o banco de dados original, respectivamente ao lado, as figuras D, E e F reproduzem os resultados das correções aplicadas aos dados.

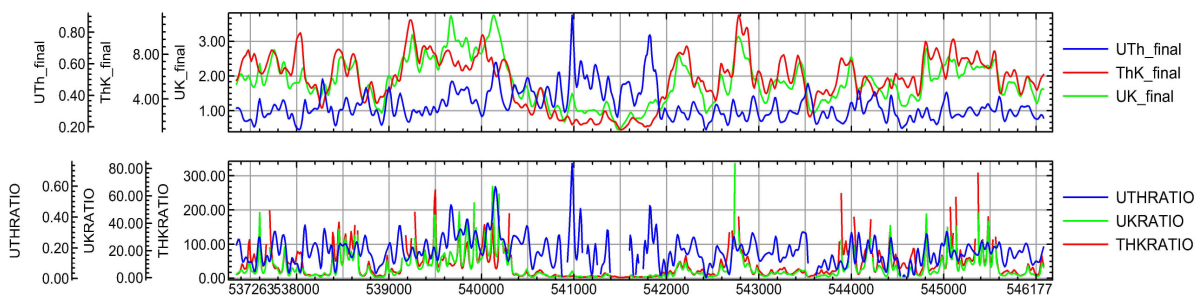


Figura 3.4. - Perfis dos dados das razões radiométricas após o procedimento de correção (acima) e perfil dos dados originais correspondente à mesma linha de vôo (abaixo). Observamos que a elaboração da razão a partir dos dados originais invalida alguns pontos de amostragem.

3.4. MICRONIVELAMENTO

O nivelamento convencional dos dados aerogeofísicos usando linhas de vôo cruzadas, está sujeito a erros de diversas origens que podem causar a diminuição da utilidade das imagens de temas geofísicos. Estes ruídos de alta frequência aparecem nos mapas como anomalias alongadas segundo a direção das linhas de vôo. Tais tendências são resultantes não apenas da falta de correlação entre o conteúdo de frequência ao longo de uma linha de vôo com o de suas linhas adjacentes, mas também devido a flutuações não lineares que podem ser introduzidas por variações climáticas e erros instrumentais.

Sabendo disso, Minty (1991) descreve um método que reduz o efeito desses erros residuais. A técnica consiste na aplicação de filtros simples e distintos em duas direções ortogonais de uma grade (na direção da linha de produção e perpendicularmente). O autor sugere o seguinte procedimento:

- a) um filtro passa-alta na malha A na direção perpendicular às linhas de produção guardando o resultado na malha B (comprimento de onda com no mínimo duas vezes à distância entre as linhas de produção);
- b) um filtro passa-baixa na malha B na direção da linha de produção guardando o resultado na malha C (comprimento de onda com no mínimo à distância entre as linhas de controle);
- c) subtrair a malha C da malha A obtendo a malha final micronivelada.

O algoritmo *MicroLevel.gs* desenvolvido por Blum (1999) com base na rotina de Minty (1991) foi utilizado para a realização do micronivelamento. A utilização dos filtros no processo de micronivelamento procura remover apenas as frequências que representam ruído nos dados geofísicos aéreos. A avaliação dos resultados é feita visualmente, e a determinação dos valores de corte para os filtros é realizada por tentativa e erro. Contudo, a escolha dos valores de corte destes filtros pode ser guiada pelo comprimento de onda espacial crítico (*Nyquist*) que para a amostragem com espaçamento entre linhas de vôo de 500 metros é de 1.000 metros. Este resultado representa a estimativa de comprimento de onda do sinal que mais interessa a interpretação.

Os parâmetros adotados para o micronivelamento compreenderam os comprimentos de onda de 2.000 metros no filtro passa-alta (quatro vezes o espaçamento entre as linhas de produção) e 10.000 metros no passa-baixa (duas vezes o espaçamento entre as linhas de controle), os quais eliminaram os ruídos ao longo da direção NS, segundo uma análise visual (Figura 3.5), e quando testados quando a preservação do sinal, a comparação entre os perfis dos dados originais e dados micronivelados a análise dos resultados apresentam uma pequena variação de amplitude, contudo, o sinal como um todo foi preservado (Figura 3.6).

Na análise da malha do campo magnético anômalo a presença destes ruídos alongados segundo a direção das linhas de produção é mais suave, quando comparados às malhas dos dados gamaespectrométricos. Neste caso, a interpolação pelo método bi-direcional foi capaz de corrigir os erros de nivelamento entre as linhas de produção dos dados magnéticos aéreos.

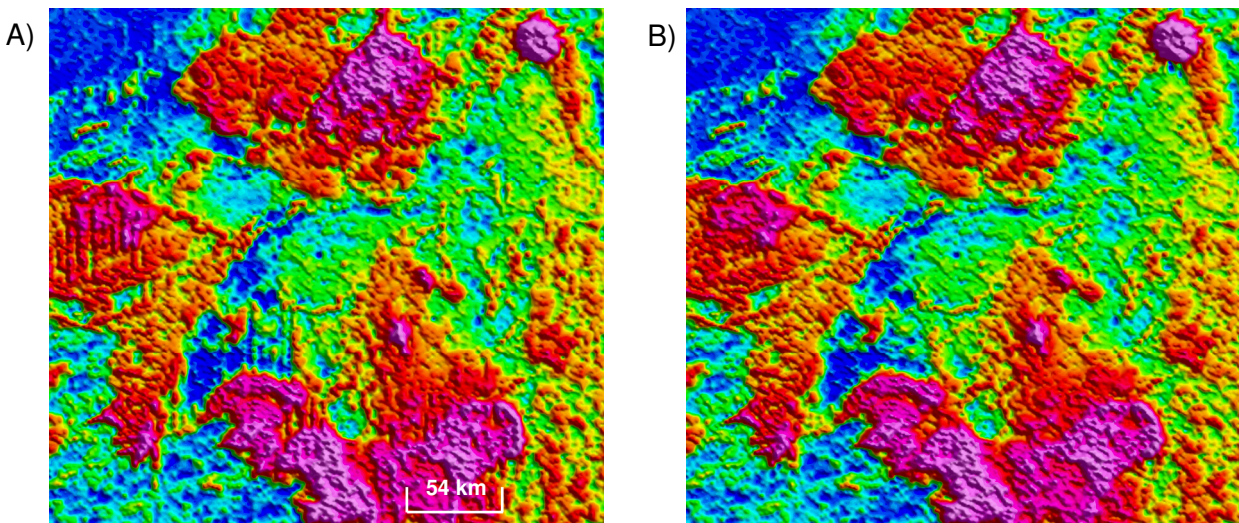


Figura 3.5 – Detalhe da imagem do Canal de Contagem Total. A) sem micronivelamento e B) micronivelada.

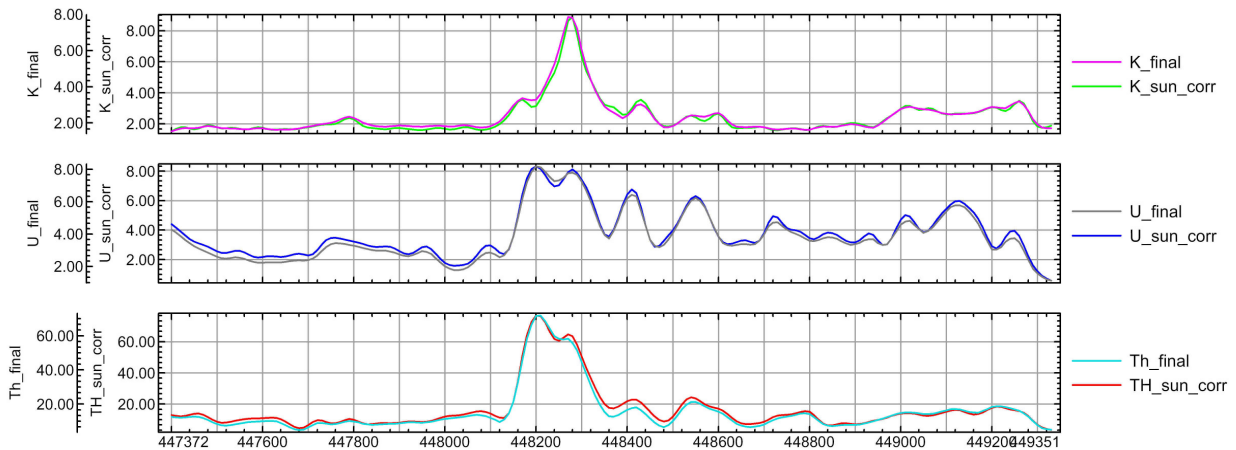


Figura 3.6 – Perfis utilizados na análise da influência do micronivelamento sobre os dados originais (K, U, Th_final: dados micronivelados, K, U, Th_sun_corr: dados originais). O resultado é uma pequena variação de amplitude, contudo o sinal como um todo foi preservado.

3.5. TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

O campo geomagnético total é em grande parte resultado de três fontes. A contribuição de proveniência no núcleo terrestre corresponde a maior parte do campo geomagnético total que, juntamente à variação magnética diurna produzida pelas correntes elétricas que fluem na ionosfera, não são de interesse ao mapeamento geológico e a prospecção. Por outro lado, temos o campo magnético anômalo, que é produzido por um pequeno número de minerais importantes na definição das anomalias magnéticas.

Os dados magnéticos depois de coletados são submetidos a correções que incluem a eliminação das variações devido a causas não geológicas, como a variação diurna e efeitos geológicos indesejáveis como a interferência entre fontes rasas e profundas. O arquivo de dados inicial está dispensado destes cálculos, e representado pelo conjunto de dados referente ao Campo Magnético Anômalo (CMA), o que nos permitiu passar direto para etapa de tratamento dos dados, que foi baseado no método de transformações lineares.

As transformações lineares (Gunn 1975, Milligan & Gunn 1997, Nabighian *et al.* 2005) buscam o realce de dados por remoção seletiva de componentes de frequências indesejáveis, principalmente relativo

a Amplitude do Sinal Analítico (ASA), demarcando a posição das fontes magnéticas, e a Fase da Inclinação do Sinal Analítico (ISA), cujo padrão textural auxilia na delimitação dos domínios magnéticos e ambos de suma importância na caracterização das feições lineares.

Gunn (1997) sintetiza estas possíveis transformações da intensidade magnética a partir da alteração de fatores da função do campo magnético. Estes fatores relacionam-se a profundidade das fontes, forma dos corpos, direção de magnetização e latitude magnética. Alguns destes procedimentos foram efetuados em meio digital com o uso do programa Oasis MontajTM da GEOSOFT. E são eles:

- *Campo Magnético Anômalo (CMA)* - Trata-se do campo resultante da concentração de minerais magnéticos nas rochas. É obtido após a redução do IGRF (*Internacional Geomagnetic Reference Field*), que é um modelo matemático do campo geomagnético. O campo geomagnético subtraído do IGRF resulta no campo anômalo, que representa as assinaturas anômalas consideradas como proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie (Figura 3.7).

- *Espectro de Potência Radialmente Ponderado* – A análise de Fourier da função do campo magnético anômalo permite decompô-lo em várias funções harmônicas cada uma com um número de onda definido. Quanto menor o número de onda mais profunda a fonte causativa. O Espectro Radial de Potência do campo magnético anômalo (Figura 3.8) mostra a variação da potência do sinal de acordo com o número de onda (ou frequência espacial). Para a área em estudo o número de onda limite é o de Nyquist (1 km^{-1}), a partir da qual a potência refere-se a ruídos aleatórios.

O espectro de potência da Figura 3.8 permitiu a identificação de três grupos de fontes magnéticas que apresentam diferentes profundidades. Estas fontes podem ser classificadas como rasas ($<1 \text{ km}$), intermediárias ($1 \text{ km} \leq d \leq 2 \text{ km}$) e profundas ($>5 \text{ km}$).

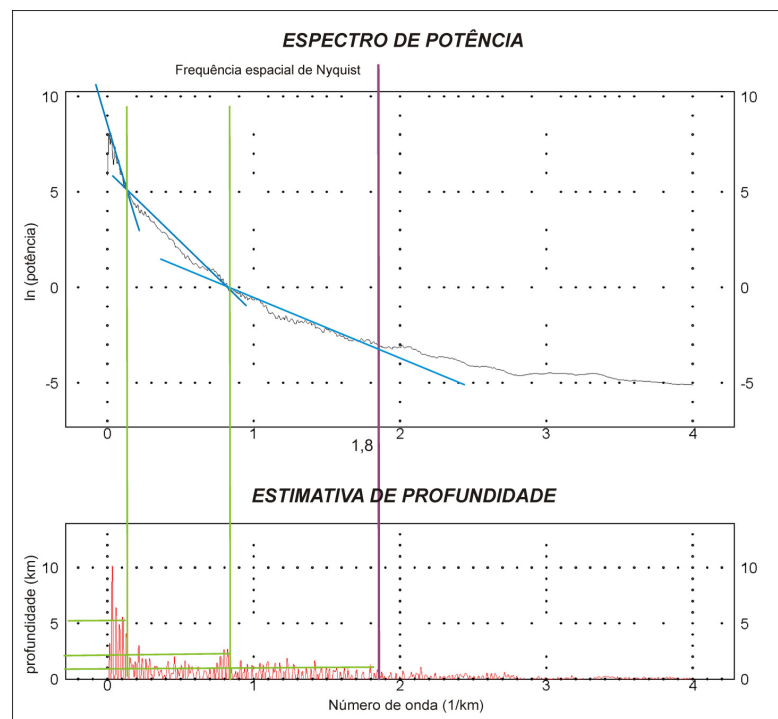


Figura 3.8 - Espectro de potência radial médio do campo magnético anômalo da área estudada.

- *Primeira Derivada Vertical (Dz)* - Trata-se de uma técnica para o estudo das informações de alta frequência que existem nas fontes mais superficiais em função da eliminação das baixas frequências regionais (Blakely 1996). Consiste da aplicação de um filtro responsável para o cálculo da primeira derivada da componente vertical do campo magnético anômalo. É dada por:

$$\frac{\partial}{\partial z} G(x, y, z) = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{G(x, y, z) - G(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \quad \text{equação (1)}$$

onde, $G(x, y, z) - G(x, y, z - \Delta z)$ são valores do campo potencial em dois pontos distintos e Δz é a distância vertical entre estes dois pontos.

O processo envolve uma transformação de fase que resulta em produzir picos anômalos localizados nos limites dos corpos magnéticos e o realce das altas frequências destes picos aumenta a definição dos limites destas anomalias. A Figura 3.9 ilustra a primeira derivada vertical.

Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) – É uma técnica de realce das regiões onde o gradiente magnético é mais elevado, delimitando melhor os contatos e estruturas magnéticas lineares (Nabighian 1984). A Figura 3.10 mostra o mapa da amplitude do gradiente horizontal total do sinal magnético. A AGHT é o vetor resultante da combinação entre as primeiras derivadas horizontais nas direções x e y, dada pela equação abaixo:

$$h(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial G(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G(x, y)}{\partial y}\right)^2} \quad \text{equação (2)}$$

- *Amplitude do Sinal Analítico (ASA)* - O sinal analítico é uma eficiente técnica de determinação de parâmetros geométricos, como localização de limites geológicos e estruturais. A amplitude do sinal analítico, descrita por Nabighian (1984), é um método que dispensa a redução ao pólo, o que é muito vantajoso a baixas latitudes magnéticas quando aplicada para a locação das fontes magnéticas. É dada por:

$$A(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial z}\right)^2} \quad \text{equação (3)}$$

onde, $\partial G/\partial x$, $\partial G/\partial y$, $\partial G/\partial z$, são derivadas horizontais em x, em y e derivada vertical em z.

A Figura 3.11 mostra a imagem da Amplitude do Sinal Analítico magnético para a área estudada.

- *Fase do Sinal Analítico (ISA)* – Marca o comportamento espacial do vetor do sinal analítico no plano vertical que contém a resultante de sua componente horizontal (Blakely 1996). É definida pelo ângulo formado entre os vetores imaginário e real do sinal analítico, ou seja, representa o quociente resultante da primeira derivada vertical pelo gradiente horizontal. Este valor representa o mergulho do gradiente da anomalia. Este ângulo é definido por:

$$\phi = \arctan \left[\frac{\frac{\partial G}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2}} \right] \quad \text{equação (4)}$$

onde, $\frac{\partial G}{\partial z}$ é a derivada vertical e $\sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2}$ é a amplitude do gradiente horizontal

total.

A Inclinação da Fase do Sinal Analítico (Figuras 3.12 e 3.13) têm se mostrado eficiente para mostrar feições lineares do relevo magnético, que geralmente não são muito visíveis na Amplitude do Sinal Analítico e pelo arranjo espacial e textura relativa, o que contribui para na delimitação dos domínios magnéticos.

- *Imagens Compostas* – Os produtos transformados linearmente podem ser combinados para a elaboração de composições binárias como as imagens ACISA (ASA cor + ISA cinza) e AICSA (ASA cinza + ISA cor), Figuras 3.14 e 3.15, respectivamente. Estas imagens resultaram em uma eficiente técnica de análise dos domínios magnéticos, uma vez que permitem a visualização simultânea entre as imagens que definem grandes domínios e imagens que favorecem a extração dos diferentes padrões de lineamentos presentes na área investigada.

- *Continuação Ascendente (CNUP)* - A Continuação Ascendente (Gunn 1974, Milligan & Gunn 1997) consiste de um processo que pode ser usado para suprimir os efeitos de anomalias rasas quando detalhes de anomalias profundas são requeridos. O processo computacional consiste na aplicação do filtro CNUP para simular alturas de vô maiores do que a altura original de aquisição dos dados. Na prática os limites dependem do intervalo de amostragem e da qualidade dos dados. O alcance do sinal magnético, em decorrência do parâmetro do levantamento pode ser estimado pelo espectro de potência (Figura 3.8). Neste caso, a continuação das fontes magnéticas pode ser analisada até cerca de 10 km de profundidade. As Figuras 3.16 e 3.17 foram obtidas para simular valores das anomalias magnéticas nas profundidades de 1.000 metros e 7.000 metros.

- *Integral Vertical (INV)* – O método da Integral Vertical atenua o efeito das fontes rasas produzindo uma melhor definição lateral das fontes magnéticas quando comparado com os produtos obtidos por meio do filtro de continuação ascendente (Silva 1996). O mapa da Integral Vertical da Amplitude do Sinal Analítico mostrado na Figura 3.18 permite a identificação das anomalias em profundidade, além de preservar texturas permitindo uma análise das estruturas nas quais as fontes estão posicionadas.

Figura 3.7

Figura 3.9

Figura 3.10

Figura 3.11

Figura 3.12

Figura 3.13

Figura 3.14

Figura 3.15

Figura 3.16

Figura 3.17

Figura 3.18

3.6. TÉCNICAS DE TRATAMENTO DOS DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS AÉREOS

A radiação gama (γ) detectada na superfície terrestre resulta da série natural de desintegração de elementos radioativos. A desintegração é decorrente da instabilidade do núcleo do átomo radioativo que libera energia pela emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiação gama (γ).

As principais fontes de radiação gama provêm da desintegração do potássio (^{40}K), urânio (^{238}U) e tório (^{232}Th). A radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios gama que entram no gamaespectrômetro pela janela energética de 0,41-2,81 MeV, estabelecida para a contagem total (Grasty *et al.* 1985, LASA 2004) Este canal define os domínios com maior emissão de radiação gama de interesse a geociências.

A janela do potássio monitora os raios gama emitidos com energias centradas em 1,46 MeV pelo ^{40}K . Os isótopos ^{238}U e ^{232}Th dão origem a séries de decaimento radioativo, contudo não emitem raios gama e as emissões de seus isótopos filhos radioativos ^{214}Bi e ^{208}Tl , com energias centradas em 1,76 e 2,61 MeV respectivamente, podem ser usadas para estimar as concentrações.

A radiação gama não originada pela superfície terrestre é usualmente encarada como *background* cósmico, que é removido durante o processamento dos dados. Deste modo, o arquivo inicial fornecido está dispensado destas correções, que consideram as três fontes principais de radiação de *background*: o cósmico; o de radônio atmosférico e o instrumental (Minty 1997).

Dentre as técnicas de tratamento interpretativo dos dados gamaespectrométricos aéreos estão incluídas as técnicas analíticas qualitativas das imagens individualmente tratadas de K, Th, U e Contagem Total; mapas de razões Th/K, U/Th e U/K; e técnicas que utilizam a combinação ternária entre os canais radiométricos utilizando os padrões de cores RGB e CMY. Estas técnicas serão descritas a seguir:

- *Canal de Contagem Total* – Este canal define os domínios com maior emissão de radiação gama de interesse a geociências. Dentre muitos elementos que tenham isótopos radioativos, somente o potássio, urânio e tório são elementos que ocorrem com radioisótopos que produzem raios gama de energia e intensidade suficiente para serem medidas em espectrômetros de raios gama (Minty 1997). Isto se deve a relativa abundância destes elementos em ambientes naturais. A Figura 3.19 apresenta o mapa do canal de contagem total para a área de estudo.

- *Canal do Potássio* – O potássio é o componente mais abundante da crosta terrestre, aparece em uma concentração média de 2,5%. A maior parte do K ocorre em álcali-feldspatos (principalmente ortoclásio e microclínio) e micas (biotita e muscovita) em rochas félsicas, principalmente granitóides, em rochas máficas e ultramáficas possuem concentrações bem menores (I.A.E.A 2003).

Por ser um elemento facilmente lixiviado quimicamente pode ser transportado na forma de argilo-minerais para vales e aluviões. A Figura 3.20 mostra o mapa para o canal do potássio para a área estudada.

- *Canal do Tório* – O tório apresenta uma média de cerca de 12 ppm na crosta terrestre (I.A.E.A 2003). É um constituinte de minerais acessórios como zircão, monazita, alanita, xenotime, apatita e esfeno, em alguns poucos minerais - Hutonita, Torita, Cheralita, Totianita - o tório atua como constituinte maior.

Por serem minerais estáveis durante o intemperismo, junto à baixa solubilidade do elemento, o tório é considerado o elemento mais inerte entre os medidos. Estes fatores, aliado a longa meia-vida para o estabelecimento do equilíbrio radioativo da série, configuram uma boa medida da concentração de Th que converge para a importância deste canal como marcador litológico. A [Figura 3.21](#) mostra o mapa de tório da região escopo deste trabalho.

- *Canal do Urânio* – O urânio é um metal reativo com uma abundância média de cerca de 3 ppm na crosta terrestre. Assim como o tório ocorre em minerais acessórios como zircão, monazita, alanita, apatita e esfeno ([I.A.E.A 2003](#)). A Uraninita é o mineral mais comum com urânio como constituinte maior, ocorrem como inclusões em minerais formadores de rochas ou como grandes grãos em granitos mineralizados e pegmatitos. Uraninita também ocorre em veios hidrotermais e rochas sedimentares. A [Figura 3.22](#) mostra o mapa de urânio.

- *Mapas de Razões Th/K, U/Th e U/K* – As razões têm sido aplicadas para ressaltar estruturas com enriquecimento de um elemento em relação a outro e para realce de regiões onde atuaram processos de alteração hidrotermal e secundariamente, pelo enriquecimento de potássio. Em particular, o mapa da razão Th/K que servem como guia para separar zonas de alteração potássica de outras anomalias relacionadas a variações litológicas normais, em função do tório não acompanhar o enriquecimento de potássio durante os processos hidrotermais ([Shives 1997](#)). O enriquecimento do urânio em relação ao tório também deve apontar alvos exploratórios, sobretudo quando estas assinaturas são combinadas a outros dados geofísicos, geoquímicos e suportada por controle geológico e modelos metalogenéticos. As [Figuras 3.23; 3.24 e 3.25](#) apresentam os mapas das razões Th/K, U/Th e U/K, respectivamente.

- *Composição em Falsa Cor* - A composição colorida consiste de uma técnica básica de realce digital que combina três imagens quaisquer, com as três cores primárias, vermelha, verde e azul (R-red, G-green e B-blue), ou as três cores primárias dos pigmentos ciano, magenta, amarelo (C-cyan, M-magenta, Y-yellow), gerando as outras cores. No caso de imagens gamaespectrométricas, pode-se distribuir K, Th, U entre os três canais fazendo a fusão desses dados. As [Figuras 3.26 e 3.27](#) mostram as imagens ternárias KThU para os sistemas de cores RGB e CMY, respectivamente.

Figura 3.19

Figura 3.20

Figura 3.21

Figura 3.22

Figura 3.23

Figura 3.24

Figura 3.25

Figura 3.26

Figura 3.27



Capítulo 4

INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS

4.1. INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS

A interpretação dos dados aerogeofísicos teve como objetivo elaborar um mapa de unidades geológico-geofísicas integradas. A análise qualitativa das imagens geofísicas processadas resultou em mapas de unidades magnéticas e gamaespectrométricas, além de um mapa de lineamentos que integra feições magnéticas, gamaespectrométricas e de relevo. Estes produtos foram integrados em ambiente SIG (*ArcGis 9*) em conjunto com as informações geológicas existentes. A análise digital dos produtos foi realizada em escala 1:40.000, contudo, sempre que necessário variou-se a escala de observação para mais ou menos.

A delimitação e caracterização dos domínios geofísicos foram sempre guiadas pelos dados geológicos compilados e por verificação de campo. A interpretação e integração dos dados aerogeofísicos, de acordo com a proposta do trabalho aqui apresentada, foi focada na cartografia geológica, resultando como principal produto um mapa geológico-geofísico em escala 1:100.000, entretanto, nesta dissertação, por motivos práticos para a apresentação analógica dos mapas elaborados utilizou-se a escala 1:600.000 e 1:250.000 para o Anexo 1 – Mapa Geológico Geofísico do SW de Goiás.

4.1.1. DOMÍNIOS MAGNÉTICOS

A interpretação e integração das imagens aeromagnéticas processadas envolveu a análise visual que inclui o traçado de lineamentos, relação com o arcabouço estrutural, amplitude do sinal analítico do campo magnético, a correlação geológica, identificação de zonas anômalas e ocorrências minerais, resultando na elaboração final do mapa de domínios magnéticos (Figura 4.1).

No traçado dos lineamentos magnéticos (Figura 4.2) foram utilizadas as imagens de Amplitude do Gradiente Horizontal Total (Figura 3.9), Amplitude do Sinal Analítico (Figura 3.10), e Inclinação da Fase do Sinal Analítico (Figura 3.11 e 3.12).

Para a definição dos domínios magnéticos foram utilizadas as imagens do Campo Magnético Anômalo (Figura 3.6) e Amplitude do Sinal Analítico (Figura 3.10). O refinamento dos domínios foi executado utilizando-se as imagens de composição binária AICSA (ASA cinza + ISA cor) e ACISA (ASA cor + ISA cinza) (Figura 3.13 e 3.14), vez que estas permitem a representação conjunta das variações de amplitude magnética e dos diferentes padrões de lineamentos presentes, proporcionando uma melhor delimitação dos domínios e de suas variações internas.

A aplicação dos filtros de continuidades ascendentes-CNUP para diferentes profundidades aplicados as imagens do Campo Magnético Anômalo e Amplitude do Sinal Analítico, exemplificados nas Figuras 3.15 e 3.16 e Integral Vertical-INV foram utilizados para a determinação de fontes magnéticas e seus padrões em profundidade, servindo também para o refinamento na delimitação dos grandes domínios magnéticos.

A arquitetura estrutural da área estudada foi estabelecida por meio da elaboração de um mapa de lineamentos extraídos nas imagens magnéticas acima mencionadas, cujos padrões e densidades auxiliaram na definição dos domínios magnéticos (Figura 4.1).

Figuras 4.1 - Mapa de domínios magnéticos.

Figura 4.2 – Mapa de lineamentos magnéticos.

A caracterização dos domínios foi elaborada buscando sempre a integração das diferentes feições observadas nos diferentes produtos, tais como a amplitude magnética, o arranjo espacial das anomalias e o padrão textural, além de informações sobre as unidades geológicas retiradas dos produtos cartográficos consultados e obtidas em levantamentos de campo. Seguindo este procedimento, função das características intrínsecas dos compartimentos e seu posicionamento geográfico, as unidades magnéticas foram agrupadas em dez domínios, assim nomeados: Alto Caiapó, Rios Claro-Caiapó, Moiporá, Ribeirão Caçada Boa, Araguaia, Bom Jardim de Goiás, Piranhas-Diorama-Bacilândia, Fazenda Nova, Serra do Mateiro, São Luís dos Montes Belos; os quais comportam subdomínios que contudo, não são suficientes para definir um novo domínio. A seguir será apresentada a caracterização dos domínios estabelecidos.

4.1.1.1. DOMÍNIO ALTO CAIAPÓ

Abrange a porção centro-sul da área investigada (Figura 4.1) é caracterizado por baixas amplitudes magnéticas da ordem de 0,1 nT/m e relevo magnético moderado. Predominam neste domínio os lineamentos de direção NNW marcados por feições lineares de baixa amplitude e por discontinuidades entre terrenos pouco magnéticos e terrenos com magnetismo moderado a elevado (Figura 4.2). Estes lineamentos que marcam as discontinuidades citadas delineiam o arranjo litológico da área, no qual as diferentes unidades geológicas estão justapostas por meio de estruturas NNW de alto ângulo. As perturbações maiores do campo magnético são devido à presença de diques e pequenos corpos magnéticos posicionados preferencialmente nas direções NS e NNE, que em profundidade desaparecem.



A análise de detalhe do mapa de Amplitude do Sinal Analítico, além dos lineamentos acima citados, revelam grandes lineamentos, em geral acima de 10 km com direções NE e NW, estas famílias de lineamentos encontram-se impressas por toda a área investigada, resultando no arranjo magnético com padrão em treliça.

Por fim, é ainda observado um grupo de lineamentos em geral curtos e curvilíneos dispostos EW. O significado destas estruturas que também estão presentes, em maior ou menor intensidade, nos demais domínios, é ainda duvidoso podendo tratar-se de estruturas antigas fortemente modificadas pelos padrões acima descritos. Alguns destes lineamentos em torno de EW apresentam uma maior extensão em continuidade marcando falhas e fraturas subordinadas nesta direção. Feições curvilíneas desse grupo de lineamentos sugerem a presença de corpos intrusivos em profundidade.

Uma feição marcante observada no Domínio Alto Caiapó corresponde a uma diminuição da densidade de lineamentos nos setores encobertos pelas unidades da Bacia do Paraná. Esta feição observada também nos demais domínios magnéticos indicam que estas coberturas promovem uma atenuação das altas frequências, que é tanto maior quando a espessura do pacote sedimentar.

4.1.1.2. DOMÍNIO RIOS CLARO – CAIAPÓ

Engloba o setor central da área incluindo o médio curso dos rios Claro, Caiapó e o alto médio curso do Rio dos Bois (Figura 4.1). É caracterizado por um relevo magnético acidentado em meio ao qual se destacam grandes feições circulares (~ 10 km) que assumem os mais altos valores de amplitude magnética da área estudada,



alcançando até 0,7 nT/m.

Compreende um domínio com padrão de lineamentos com forte estruturação em treliça definidos pelo arranjo de falhamentos e fraturamentos preenchidos por diques máficos-ultramáficos, em geral, extensos e contínuos onde predominam as direções N60W, N60E, N40W e subordinadamente NS e EW. Trata-se da região onde se cruzam os lineamentos regionais do Arco do Alto Parnaíba (Flexura de Goiânia / Az.125) com o lineamento Transbrasiliiano. Trata-se de zonas de fraqueza crustais de longa história geológica que remonta provavelmente ao paleoproterozóico/arqueano e que, especialmente no neocretáceo, foram intensamente adensadas e reativadas obliterando assim quase que totalmente as demais estruturas anteriores a esta reativação.

Destacam-se neste domínio as grandes estruturas circulares e elípticas, observadas ao longo dos lineamentos definidas por potentes corpos básicos-ultrabásicos alcalinos.

No contexto regional as estruturas com direção NW constituem um feixe de lineamentos que podem ser seguidos desde o litoral do Estado do Rio de Janeiro até seu truncamento pelo Lineamento Transbrasiliiano na divisa entre os estados do Goiás e Mato Grosso (área em estudo). Essas estruturas são também bastante evidentes nos mapas de anomalia Bouguer (Figura 4.3). Ao longo do lineamento do Arco do Alto Parnaíba (Ladeira *et al.* 1971 *in* Almeida 1983) estão dispostos importantes corpos alcalinos como os complexos carbonatíticos de Tapira, Araxá e Catalão, a Província Diamantífera do Alto Parnaíba e os complexos máficos e ultramáficos da Província Alcalina de Goiás.

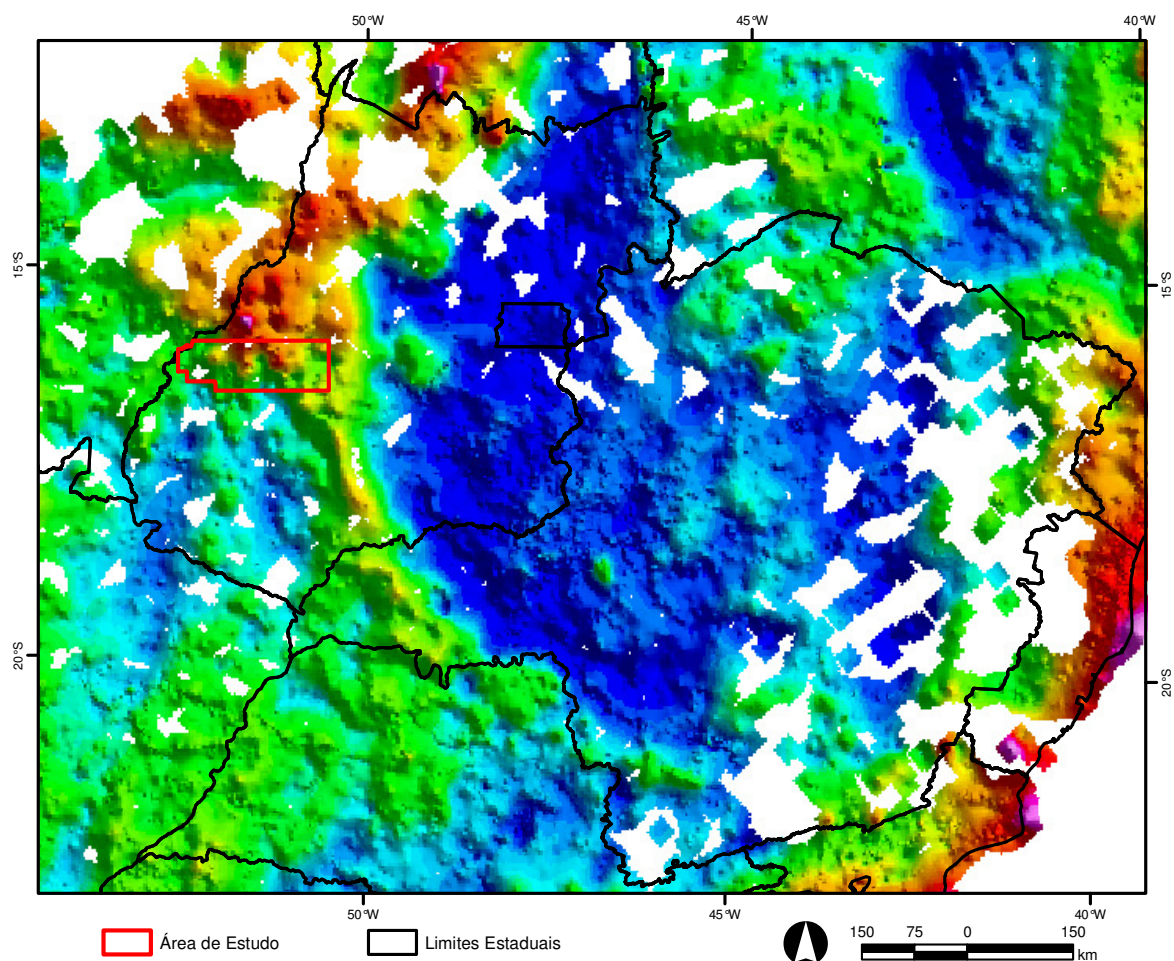


Figura 4.3 - Mapa de anomalia Bouguer.

As estruturas relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano controlam o posicionamento de alguns dos corpos alcalinos máficos-ultramáficos, bastante evidentes em enxames de diques observados por toda a área e em algumas as suítes básicas-ultrabásicas maiores, como aqueles dispostos ao longo do *trend* no qual a nordeste encontra-se a Suíte Básica-Ultrabásica de Jaupaci, passando no seu segmento central pela Suíte Máfica-Ultramáfica do Morro dos Macacos e tendo no seu extremo sudoeste um outro corpo máfico-ultramáfico não aflorante, encoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

Embora, o corpo do Morro dos Macacos encontra-se alinhado ao longo do *trend* NE-SW, acima descrito, o corpo isoladamente apresenta uma disposição NW-SE que trunca o lineamento NE-SW indicando seu posicionamento posterior, aproveitando-se da zona de intersecção destas direções estruturais, que por sua vez representam duas das principais falhas regionais mapeadas na área. Por outro lado, a Suíte Buriti, embora esteja alongada em um *trend* NW-SE o corpo básico-ultrabásico que o compõe apresenta uma clara orientação NE-SW.

A análise conjunta das famílias de lineamentos NE e NW coloca em evidência uma história de superimposição na qual estruturas orientadas a NE e a NW se entrecortam, caracterizando uma história evolutiva conjunta, contudo em uma análise regional pode se observar que o lineamento do Alto Parnaíba é truncado pelo lineamento Transbrasiliano.

As feições acima descritas corroboram a importância da região de cruzamento dos lineamentos NW-SE e NE-SW, como *locus* preferencial do magmatismo alcalino neocretáceo, bem como coloca em evidência que ambas as famílias de falhas e fraturas tiveram sua geração contemporânea ao menos em parte, e como acima mencionado os lineamentos NE-SW parecem ter tido uma vida mais longa que os lineamentos NW-SE.

Algumas estruturas NS e EW do Domínio Rio Claro – Caiapó são também ocupadas pelo magmatismo alcalino neocretáceo, destaca-se na área em estudo o posicionamento ao longo de estruturas NS do complexo máfico-ultramáfico de Arenópolis, embora sua expressão aflorante alinha-se, grosso modo, segundo direções NW-SE, que constituem falhas posteriores ao posicionamento deste pluton.

Lineamentos EW curtos são observados por todo o domínio tratam em parte de sistemas de fratura e pequenas falhas nesta direção, e em parte lineamentos curvilíneos de origem duvidosa como discutido para o Domínio Alto Caiapó.

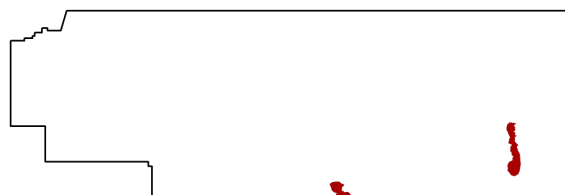
As imagens de Continuação Ascendente (p.ex. Figuras 3.15 e 3.16) observadas neste domínio, especificamente para os corpos da Província Alcalina de Goiás revelam que o magnetismo persiste pelo menos até a profundidade que os parâmetros do levantamento permitem investigar, isto é cerca de 10 km, como mostra o Espectro de Potência Radial (Figura 3.7).

Dentre os filtros aplicados para averiguação das anomalias em profundidade podem se observar na imagem da Integral Vertical (Figura 3.17), que muitas das anomalias dipolares pontuais estão posicionadas exatamente nos cruzamentos dos principais lineamentos magnéticos, além de colocar em evidência a natureza profunda destes traços estruturais.

4.1.1.3. DOMÍNIOS MOIPORÁ E RIBEIRÃO CAÇADA BOA

Trata-se de dois pequenos domínios caracterizados por elevada amplitude magnética, típica da Província Alcalina de Goiás, embora as rochas aflorantes nestes segmentos não pertençam a esta unidade geológica.

O Domínio Moiporá está localizado no

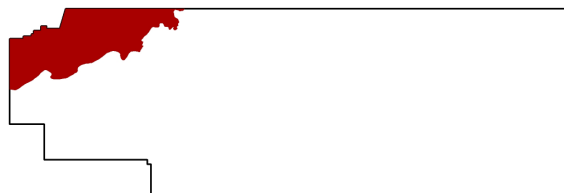


segmento sul da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, compondo um forte lineamento magnético NS, com cerca de 19 km, onde afloram rochas gnáissicas, graníticas e supracrustais vulcano-sedimentares, cuja caracterização de campo mostrou tratar-se em geral de rochas que apresentam magnetismo ausente a baixo ao imã de mão, as quais não podem explicar a intensidade do magnetismo observada neste setor. As altas amplitudes magnéticas observadas associadas a sua persistência em profundidade como estabelecidas pelos produtos de Continuidade Ascendente e Integral Vertical, caracterizam o padrão típico observado para as rochas da Província Alcalina de Goiás, desta forma sendo aqui considerado como corpos não aflorantes desta unidade.

O Domínio Ribeirão Caçada Boa apresenta as mesmas feições magnéticas descritas para o Domínio Moiporá diferindo deste por corresponder a uma feição circular com cerca de 2 km de diâmetro, posicionada em uma importante falha com direção N60E onde esta é cortada por uma falha de direção em torno de N45W. Esta anomalia circular bem como sua extensão a sul encontra-se totalmente recoberta por sedimentos do Grupo Paraná.

4.1.1.4. DOMÍNIO ARAGUAIA

Localizado na porção NW da região estudada constitui o domínio de relevo magnético mais homogêneo e suave, caracterizado por baixas amplitudes magnéticas, encontrando-se quase em sua totalidade encoberto pelos sedimentos da Formação Aquidauana. Em detalhe observa-se amplitude algo mais elevada em sua porção SE. Embora, homogêneo na imagem da Amplitude do Sinal Analítico-ASA, a imagem da Inclinação da Fase do Sinal Analítico-ISA coloca em evidência uma estruturação interna orientada NE-SW.



Como já mencionado em tópico anterior, as coberturas fanerozóicas tendem a atenuar as amplitudes magnéticas do embasamento, contudo, apenas este fator parece não explicar as baixas amplitudes observadas neste setor, o padrão observado, reflete assinatura das rochas do embasamento da Bacia do Paraná, o qual é semelhante à assinatura magnética de rochas graníticas do embasamento antigo paleoproterozóico/arqueano. A existência deste núcleo de rochas antigas tem sido indicada indiretamente por meio de idades modelo Sm-Nd paleoproterozóicas e arqueanas em rochas metavulcano-sedimentares neoproterozóicas com ϵ_{Nd} fortemente negativos na continuidade noroeste deste domínio (Dantas & Martinelli 2003).

4.1.1.5. DOMÍNIO BOM JARDIM DE GOIÁS

Abrange o setor oeste da área de estudo e caracterizado por um relevo magnético moderado, em geral, com valores médios de amplitude magnética com anomalias positivas retilíneas interpretadas como diques e falhamentos/fraturamentos de direção predominante NE e NS. Em meio a este padrão mais movimentado ocorrem faixas de relevo magnético suave-moderado, semelhante aquele descrito no Domínio Araguaia. Destacam-se neste domínio duas regiões com magnetismo de amplitude mais baixa, no subdomínio com estas feições, localizado no setor sudoeste do domínio, encontra-se recoberto por rochas da Bacia do Paraná, contudo no subdomínio



localizado no setor central afloram gnaisses cujo reconhecimento de campo e o padrão gamaespectrométrico sugere se tratar de unidades ao menos paleoproterozóicas.

O arcabouço estrutural delineado neste domínio é função principalmente da colocação de diques posicionados ao longo de falhas/fraturas e contatos litológicos, além de processos de magnetização ao longo de zonas de falhas bastante evidentes nos traços da falhas Serra Negra (N30E) e falha da Aldeia (NS), onde a magnetização parece relacionar-se mais a processos hidrotermais do que a diques não aflorantes.

Os produtos magnéticos permitiram individualizar no batólito Serra Negra três compartimentos distintos, a borda deste batólito é marcada por um halo de amplitudes magnéticas mais altas, em contraste com sua porção interna, onde dois setores são evidentes, a leste o relevo magnético dos granitóides é distintamente mais movimentado que o setor oeste, sendo estes dois segmentos separados por um lineamento magnético NS. Os padrões observados nas bordas nestes granitos e ao longo da faixa NS que separa os domínios de leste e oeste parecem relacionar aos mesmos processos de magnetização hidrotermal observado ao longo das falhas de Serra Negra e da Aldeia.

O padrão magnético observado no batólito de Serra Negra é acompanhado por diferenças no padrão gamaespectrométrico o que permitiu a individualização nesta suíte de diferentes corpos, como será abordado em mais detalhe no tópico 4.2.6.1 (Granitóides Anorogênicos) desta dissertação.

Destaca-se ainda neste domínio duas outras regiões com elevadas amplitudes magnéticas, a norte, a anomalia magnética desenha uma estrutura em charneira, a qual pode também ser acompanhada pela gamaespectrometria mostrando tratar-se de rochas aflorantes. A segunda anomalia aparece no extremo oeste do domínio e da mesma forma como observado na Suíte Serra Negra delinea uma franja de magnetização na borda de um corpo granítico.

4.1.1.6. DOMÍNIO PIRANHAS – DIORAMA – BACILÂNDIA

Localizado no segmento central da área em estudo compreende um domínio que constitui, em sua maior parte, uma franja em torno do Domínio Rios Claro-Caiapó, ocorrendo também no interior deste último na região em torno do município de Diorama. Trata-se de um domínio transicional para o Domínio Rios Claro-Caiapó, com o qual guarda semelhança diferenciando-se apenas por uma menor densidade e dimensão dos corpos magnéticos que o caracterizam.



Este domínio é caracterizado por valores médios a elevados de amplitude magnética com relevo magnético acidentado onde predominam um denso conjunto de anomalias pontuais organizadas ou não em lineamentos, dado pela injeção de diques e *plugs* máficos-ultramáficos, em geral não aflorantes, o que define um padrão textural “sal e pimenta”. No seu segmento noroeste, a maior continuidade dos diques sub-aflorantes com estruturação NE-SW. No seu segmento centro-sul, os alinhamentos das anomalias e os produtos de ICSA e AICSA delinham um evidente padrão em treliça onde lineamentos NE-SW e NW-SE ocorrem em proporção aproximadamente iguais, os demais segmentos deste domínio apresentam padrão intermediário aos aqui mencionados.

Destaca-se ainda neste domínio estruturas com elevada amplitude magnética com direção NS e subordinadamente estruturas EW, como aquela que controla o posicionamento do complexo básico-ultrabásico carbonatítico localizado no setor noroeste do domínio, o qual foi possível de ser reconhecido por meio dos produtos aerogeofísicos aqui estudados tendo sido sua presença confirmada em

averiguações de campo.

A estruturação deste domínio reflete diretamente as características das unidades litológicas que o compõe sendo que as feições lineares são predominantes nas áreas onde o embasamento é constituído por gnaisses, granitóides de arco de ilha e seqüências vulcano-sedimentares, enquanto o padrão textural “sal e pimenta” é dominante sobre granitóides tardi-pós colisionais e unidades da Bacia do Paraná.

4.1.1.7. DOMÍNIO FAZENDA NOVA

Ocorre na porção leste da área investigada caracterizada por um *background* de valores de baixa a média amplitudes magnéticas em meio ao qual se destacam pequenas áreas em pontuações de alta amplitude configurando em padrão de relevo magnético de movimentação moderada.



A estruturação deste domínio configurada pela amplitude do sinal analítico corresponde a direções predominantemente NS, seguidas por estruturas de direção NW-SE. As estruturas NS, francamente dominantes na porção central do domínio, correspondem à expressiva Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo-Brasil, neste segmento os contatos litológicos paralelizam-se com esta direção e ressaltam as direções NS nos demais produtos magnéticos. Trata-se de estruturas ativas ao menos deste o Neoproterozóico, como estabelecido pela datação em torno de 540 Ma para um granitóide sin-colisionais a esta estruturação (Motta-Araújo *et al.* 2002; Motta-Araújo & Pimentel 2003), tendo sido reativada em ciclos mais jovens.

As direções NW-SE na porção sudoeste do domínio são definidas pelo alinhamento de pequeno-médios corpos básicos-ultrabásicos da Província Alcalina de Goiás. Na porção nordeste do domínio são evidentes diques básicos que podem ser traçados desde o litoral do Rio Janeiro seguindo ao longo de um *trend* N35-45W que ao atingir a região aqui estudada começam a infletir e desviar para direções WNW. Embora pareçam cortar indistintamente todas as demais estruturas da área, quando analisados por meio da imagem Inclinação da Fase do Sinal Analítico pode ser observado que são cortados por falhas/fraturas de direção predominante ENE.

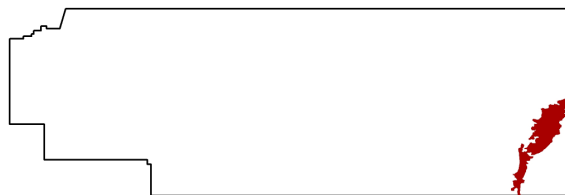
Estes diques são aqui considerados de idade cretácea, contudo, pelo menos em parte, podem ser ainda mais antigos e relacionados à abertura do Atlântico –Sul. Diques com disposição paralela àquelas aqui observadas e localizadas a leste - nordeste da área estudada, na Serra Dourada e na Inflexão dos Pirineus, forneceram idades K-Ar eocretáceas a eojurássicas, entre de 116 e 190 Ma (Cordani & Hasui 1975).

Por meio da análise dos produtos de Inclinação da Fase do Sinal Analítico à estruturação da área pode ser melhor representada colocando em evidência o padrão em treliça de toda a região nos quais tanto estruturas NE-SW quanto NW-SE podem ser traçadas, e compondo um domínio com densidade moderada a alta de lineamentos, que pode ser segmentado em diversos subdomínios que refletem a natureza do substrato assim, por exemplo, o segmento sudeste deste domínio apresenta a mais alta densidade de lineamentos sendo ocupado por rochas afetadas por intensa movimentação tectônica estruturada por uma combinação de deslocamentos direcionais sinistrais e cavalgamentos com vergência para NW.

Lineamentos curvilíneos definem estruturas circulares e elípticas, que delineiam granitóides pós-tectônicos (não a levemente magnéticos) das suítes Serra do Impertinente e Israelândia. Destaca-se aqui a presença deste tipo de estrutura no setor sudoeste do domínio, que provavelmente correspondem a corpos granitóides destas suítes não aflorantes.

4.1.1.8. DOMÍNIO SERRA DO MATEIRO

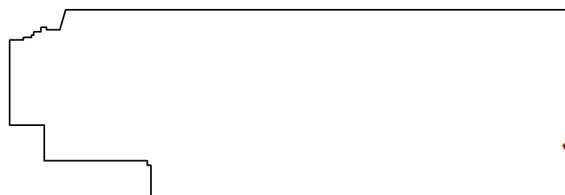
Ocorre na porção leste da área de estudo e é caracterizado por média-alta amplitude magnética e relevo magnético acidentado. Trata-se de um domínio alongado na direção NE, adelgçando e infletindo na sua porção sul para uma direção submeridiana se paralelizando com a Zona de Cisalhamentos Moiporá-Novos-Brasil. Tanto nos produtos magnéticos como gamaespectrométricos a morfologia deste domínio é função de um forte processo de estiramento e cisalhamento ao qual as rochas deste domínio foram submetidas.



O domínio tem suas principais estruturas orientadas NE-SW, sendo truncado por estruturas subordinadas de direção NW-SE. Trata-se de um domínio particularizado não só pelo seu padrão magnético como também pelos altos valores gamaespectrométricos (cf. tópico 4.2.5.5). A caracterização de campo desta unidade mostrou que embora predomine um granitóide na verdade ele é internamente composto por um complexo arranjo de lascas tectônicas onde em meio aos granitos dominantes ocorrem também quartzo-xistos. O arranjo estrutural é definido por uma cinemática dominante por cavalgamentos de alto ângulo com vergência para NW e por uma movimentação direcional sinistral, ao qual se associa um intenso processo de hidrotermalização. As altas amplitudes magnéticas são causadas pela presença em quantidade significativa (até >10%) de magnetita disseminada neste granitóide que caracteristicamente apresenta-se foliado. À medida que o cisalhamento aumenta ocorre uma progressiva diminuição da magnetita com um enriquecimento proporcional em muscovita, evidenciando o processo de hidrotermalismo que acompanha a deformação.

4.1.1.9. DOMÍNIO SÃO LUIZ DE MONTES BELOS

Localizado no extremo leste da área investigada corresponde a um pequeno domínio que, contudo para leste, fora da área, compreende um extenso e homogêneo domínio magnético. Trata-se de um domínio caracterizado por baixas amplitudes magnéticas e relevo suave, apenas localmente perturbado por pequenas ilhas de amplitude média a alta. Na área investigada apresenta uma baixa densidade de lineamentos magnéticos com padrão em treliça marcado por direções WNW e ENE.



O reconhecimento de campo este domínio revelou um terreno onde ocorrem gnaisses graníticos a granodioríticos e gabróicos, entremeados a muscovita-xistos e quartzo-xistos e eventuais granitóides foliados/cisalhados. Mesmo os gnaisses gabróicos, de maneira geral, mostram-se não a fracamente magnéticos ao imã de mão. As pequenas ilhas de maior amplitude magnética correspondem a *plugs*, pequenos *stocks* e corpos máficos-ultramáficos cronocorrelatos a suítes do tipo Americano do Brasil, nos quais é explorada a maior produção de vermiculita da América do Sul (Teixeira *et al.* 2005, Teixeira *et al.* 2006).

4.2. INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS GAMAESPECTROMÉTRICOS AÉREOS

De acordo com os procedimentos descritos no tópico 1.5.4 deste relatório a caracterização dos domínios gamaespectrométricos foi estabelecida em uma primeira etapa por meio da definição dos domínios utilizando-se da imagem de Contagem Total (Figura 3.19), eventualmente auxiliadas pelos canais individuais do K, Th e U (Figuras 3.20, 3.21 e 3.22), considerando apenas as feições provenientes dos dados gamaespectrométricos. A utilização do canal de Contagem Total se prende ao fato que por incluir no seu espectro as radiações correspondentes ao potássio, tório e urânio, apresenta valores maiores de intensidade radiativa e, portanto maior precisão estatística, permitindo uma melhor individualização das unidades radiométricas, gerando um mapa de domínios da Contagem Total (Figura 4.4).

Na segunda etapa procedeu-se o refinamento dos domínios gamaespectrométricos delimitados com o uso da imagem de Contagem Total. Para tanto, os domínios estabelecidos foram sobrepostos às imagens ternárias KThU nas composições RGB (Figura 3.26) e CMY (Figura 3.27), nesta fase o refinamento foi totalmente guiado pelo conhecimento geológico da região utilizando-se de mapas geológicos em diversas escalas e da coleta de informações de campo, resultando no mapa geológico-geofísico integrado da região estudada (Figura 4.5 e Anexo 1).

Uma vez que o objetivo central da interpretação gamaespectrométrica foi à geração do mapa integrado, para sua elaboração e melhor definição de suas unidades sempre que necessário foram também utilizados os canais individuais K, Th e U (Figuras 3.20, 3.21 e 3.22) e as razões Th/K, U/Th e U/K (Figuras 3.23; 3.24 e 3.25), eventualmente as interpretações foram auxiliadas por produtos magnéticos.

Além do mapa de unidades geológico-geofísicas foi também elaborado um mapa de lineamentos gamaespectrométricos (Figura 4.6a), o qual foi extraído dos canais individuais, da composição RGB e das imagens de razões entre os radioelementos. Este mapa de lineamentos gamaespectrométricos confrontado com o mapa de lineamentos magnéticos (Figura 4.6b) colocou em evidência um grande número de lineamentos não magnéticos. Quando confrontado com o mapa de lineamentos de relevo (Figuras 4.7a, 4.7b) os lineamentos gamaespectrométricos apresentam uma razoável coincidência, em função da natureza tectônica da maioria dos contatos entre as unidades, contudo o mapa de lineamentos de relevo (Figura 4.7a) revela também outros lineamentos que truncam indistintamente outras unidades.

A influência da topografia na distribuição dos radioelementos foi avaliada por meio das composições dos produtos gamaespectrométricos e dos mapas geológicos consultados com a imagem do modelo digital do terreno (Figuras 4.8), sendo que as respostas gamaespectrométricas das diferentes unidades geológicas nas diferentes situações de relevo, especialmente aquelas de maior dubiedade foram checadas diretamente no campo e indiretamente utilizando-se das características gerais conhecidas dos diferentes materiais que compõem a crosta terrestre.

As checagens de campo permitiram confirmar que de uma maneira geral a grande maturidade do modelado geomorfológico, no qual predominam áreas de relevo plano a suave-ondulado nas quais predominam solos residuais, que desta maneira não interferem na caracterização do substrato geológico. Mesmo as feições provocadas por neotectônica e pelo entalhamento atual do relevo também não comprometem as interpretações vez que nestas situações predominam neossolos (cambissolos) residuais em meio aos quais são freqüentes as exposições rochosas.

Figuras 4.4

Figuras 4.5-

Figuras 4.6a e 4.6b -

Figuras 4.7a e 4.7b -

Figura 4.8 – Imagens gamaespectrométricas sobrepostas ao modelo digital do terreno tridimensional para (A) Canal do Potássio, (B) Canal do Tório, (C) Canal do Urânio e (D) Composição Ternária RGB – KThU. Relevo com exagero vertical de 13 vezes e visão de SW para NE.

As observações locais de setores aparentemente enriquecidos em Th e U, as quais apresentam tonalidades ciano na imagem ternária K, Th e U, ao serem checadas no campo revelaram que embora possam ocorrer em diferentes litotipos, onde ocorrem os substratos também apresentam teores relativamente altos para estes radioelementos, estas concentrações anômalas estão principalmente relacionadas a processos de lateritização.

Ao longo das drenagens o padrão geral observado é o de anomalias positivas de potássio, acompanhadas por depleção de U e Th. Uma feição interessante trata-se do número significativo de drenagens ou segmentos de drenagens na região que apresentam depleção nos três radioelementos, como por exemplo, nos médios cursos dos rios Piranhas, Caiapó e Claro.

O produto final da segunda etapa constitui o mapa geológico-geofísico que inclui dezesseis grandes unidades que permitem subdivisões internas: (Figura 4.5). Cada uma das unidades/subunidades definida foi nomeada com a nomenclatura geológica estabelecida em Lacerda Filho *et al.* (2000) e classificadas quanto o grau de confiabilidade do relacionamento do litotipo interpretado e/ou a unidade geológica ao qual foi relacionada. Desta maneira, as subunidades geológico-geofísicas são classificadas como: Certa, Razoável, e Duvidosa. As subunidades foram classificadas como Certa quando os dados presentes no material integrado e ou dados de campo permitem estabelecer com grau de confiabilidade superior a 80% o litotipo e a unidade ao qual foi relacionada, como Razoável quando as informações permitem um grau de confiabilidade em torno de 50-80% e como Duvidosa quando o grau de confiabilidade foi menor que 50%, a classificação das unidades nas classes Razoável e Duvidosa se deve mais à incerteza quanto ao posicionamento geológico do que ao estabelecimento do tipo litológico.

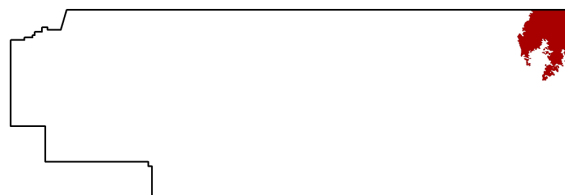
Conforme apresentado na Figura 4.5 as grandes unidades definidas foram nomeadas e agrupadas de acordo com suas idades em (cf. Figuras 2.5 e 2.6):

- *Arqueano*: Complexo Granito Greenstone Gnáissico;
- *Paleoproterozóico*: Granito Gnaisses;
- *Paleo/Mesoproterozóico*: Grupo Serra Dourada e Grupo Mossâmedes;
- *Paleo/Neoproterozóico*: Granito Gnaisses Fazenda Nova, Sequência Vulcano-Sedimentar Moiporá-Novo Brasil;
- *Neoproterozóico*: Granitóides de Arco de Ilhas, Sequências Metavulcano-Sedimentares, Grupo Cuiabá, Granitóides Sin-Colisionais, Granitóides Tardi-Pós Colisionais e Suíte Gabro-Diorítica;
- *Neoproterozóico/Eopaleozóico*: Granitóides Anorogênicos, Formação Piranhas;
- *Siluro-Devoniano*: Grupo Paraná;
- *Permo-Carbonífero*: Grupo Itararé;
- *Neocretáceo*: Província Alcalina de Goiás.

4.2.1. ARQUEANO

4.2.1.1. COMPLEXO GRANITO GREENSTONE GNÁISSICO - Agn

Unidades arqueanas com idades entre 2,6 a 2,9 Ga com zircões herdados, idades modelo Sm-Nd e $\epsilon_{Nd(T)}$ indicando protolitos mais antigos, paleo-mesoarqueanos, em torno de $\geq 3,3$ Ga (Tabela 4.1; Pimentel *et al.* 1996, 2000a, 2003, 2004, Jost *et al.* 2005), ocorrem apenas no extremo nordeste da área sendo incluídas no Complexo de Uvá (ver item 2.2.2).



O padrão na imagem ternária RGB-KThU é caracterizado por matiz magenta avermelhada de tonalidades escuras denunciando os valores moderado de K e baixos teores de Th e U (Figura 4.5, Tabela 4.1). Esta característica que constitui o padrão típico destas unidades arqueanas é devida a predominância no seu substrato de gnaisses TTG geralmente quartzosos com biotita e eventualmente muscovita e de rochas de composição básica-ultrabásica. Não raramente são encontrados em meio a estes gnaisses diques, *plugs* e pequenos *stocks* de granitóides moderado a levemente foliados, que podem corresponder a unidades mais novas.

A unidade Agn pode ser compartimentada em cinco subunidades: Agn-1, Agn-2, Agn-3, Agn-4, Agn-5.

Tabela 4.1 – Características geofísicas e isotópicas dos terrenos Granito Greenstone Gnáissico do SW de Goiás.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref.* |
|-------|-----|-----|-----|-----|-----|----------------------------|---------------|-------------------------|--------------------|--|------------------------------------|--------------|---------|
| Agn-1 | B/M | M/B | B | B | M | 2,93-2,89 2,79* 3,1* | 2,85-2,4 | 3,0-3,51 | -4,6/+0,4 | 2,5-2,7 [▲] 1,9-2,7 [▼] | 0,7000- 0,7063 | | 1,2,3,4 |
| Agn-2 | B/M | M | B | B/M | M | | | | | | | | |
| Agn-3 | B | M | B/M | B | M | | | | | | | | |
| Agn-4 | B | B/M | B | B | B | | | | | | | | |
| Agn-5 | M/A | M/A | M | M | B | | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Pimentel *et al.* 1996, 1999, 2000, 2003, 2004; 2 = Motta-Araújo *et al.* 2002, Motta-Araújo & Pimentel 2003, 3 = Tomazzoli 1992ab,1997; 4 = Jost *et al.* 2005. * Incluindo idades de áreas a NE da área aqui investigada; ★ Episódio metamórfico; ✦ Zircão herdado; ▲ Complexo de Uva, ▼ Complexo Caiçara

Subunidade Agn-1: Composta predominantemente por biotita gnaisse granodioríticos-tonalíticos, com padrão RGB-KThU em tons magenta-rosa com teor médio a baixo de K e baixos de Th e U. Embora não individualizados são comuns nestas unidades quartzo-biotita gnaisses que podem ter uma origem paraderivada.

Subunidade Agn-2: Predominam nesta subunidade biotita gnaisse granodioríticos-tonalíticos que diferem da subunidade 1 por seus maiores teores de K e mais baixos de U caracterizando uma predominância dos termos granodioríticos sobre os tonalíticos.

Subunidade Agn-3: Composta predominantemente por gnaisse tonalíticos a quartzo-dioríticos/dioríticos constitui entre os gnaisses desta unidade os termos de composição mais básica. Caracterizados pelos baixos teores em radioelementos e tonalidades magenta-vermelho.

Subunidade Agn-4: Esta subunidade é caracterizada por sua tonalidade marrom-vermelho com baixos teores dos radioelementos, correspondendo a rochas de composição máfica-ultramáfica, ocorrem como ilhas em meio à subunidade Agn-2, contudo, a averiguação de campo mostrou que estes litotipos ocorrem também nas unidades Agn-1 e Agn-3, entretanto, seja em função do baixo contraste, seja pelas dimensões reduzidas não puderam ser individualizados nestas duas últimas.

Subunidade Agn-5: Destacando em meio às demais subunidades são observados corpos subcirculares a amebóides que em imagem RGB-KThU aparecem em tonalidade rosa-claro a característica principal desses corpos são os teores de K moderado a alto. A caracterização de campo dessas rochas mostrou tratar-se de biotita álcali-granitos, contendo xenólitos dos gnaisses acima descritos, em geral com foliação incipiente até bem pronunciada, não magnéticos que em função destas características podem representar

corpos mais novos possivelmente neoproterozóicos.

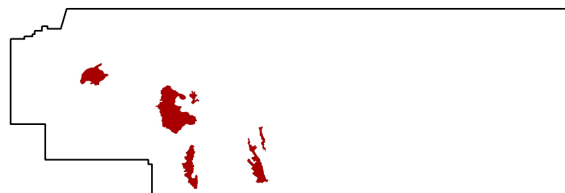
As imagens gamaespectrométricas, não oferecem um padrão claro de estruturação, os contatos entre unidades apontam para direções NS e ENE, refletindo provavelmente a proximidade com as faixas leste-oeste marcada pela Serra Dourada, que nessa região inflecte para direções sub-meridiana em função da reorientação das estruturas provocada pela faixa de cisalhamento Moiporá Novo-Brasil. Integrados com os lineamentos magnéticos e de relevo observa-se uma estruturação em treliça onde predominam direções NW-SE sobre direções NE-SW que, contudo, extrapolam os limites da unidade Agn. Desta maneira, a discordância angular postulada entre as seqüências supra-crustais paleo-mesoproterozóica do Grupo Serra Dourada e a unidade Agn-1 (Dardenne *et al.* 1981, Barbosa 1987) não foi possível de ser caracterizada por meio dos produtos aqui analisados.

4.2.2. PALEOPROTEROZÓICO

4.2.2.1. GRANITO GNAISSES - P(G)1r

Esta unidade é composta por gnaisses graníticos até quartzo-dioríticos, com predominância dos primeiros que tem como característica a presença em sua moda da biotita e muscovita. A muscovita, sempre presente, ocorre como um mineral varietal até essencial outra

feição típica desta unidade é o acentuado grau de deformação observado em seus afloramentos conferindo a rocha uma estrutura ou aspecto migmatítico. A idade da unidade foi determinada por Pimentel (1992b) em torno de 1800 Ma embora seus protolitos remontem ao arqueano (Tabelas 4.2).



Em meio aos litotipos dominantes acima descritos são comuns à ocorrência de corpos graníticos e gabróicos com padrão de deformação distintamente mais baixo, que provavelmente tratam-se de unidades mais novas de idades neoproterozóica, como o dique gabróico descrito por Pimentel (1992), cuja idade modelo Sm-Nd foi de 1,3 Ga.

Unidade P(G)1r: Apresenta um padrão nas imagens de composição RGB-KThU peculiar em tonalidade amarelo-esverdeadas conferidas por teores médios a alto de K, médios de tório e baixos de U (Figura 4.5, Tabela 4.2). Além de sua área tipo ao longo do Córrego Ribeirão, este padrão se repete na borda oeste do Granito Serra do Tatu, e a oeste do Grabén de Piranhas e em uma área relativamente extensa no interflúvio dos rios Macacos e Piranhas nas proximidades de sua confluência e no entorno oeste/sudoeste de Bom Jardim de Goiás. Nestas duas últimas, em meio ao padrão típico amarelo-esverdeado observa-se na composição ternária RGB-KThU um amplo setor em tonalidades ciano, resultado do processo de laterização sobre estas unidades observadas nas checagens de campo.

As estruturas gamaespectrométricas são de baixa densidade e orientadas NS e NNW, sendo restritas as regiões de contato. O padrão retilíneo das estruturas bem como as observações de campo reflete a natureza tectônica destes contatos. As estruturas de relevo são em parte coincidentes com as estruturas gamaespectrométricas e em parte desenham o padrão em treliça da região como um todo o qual também se encontra ressaltado por meio das estruturas magnéticas, ambas das quais extrapolam os limites da unidade.

Tabela 4.2 - Características geofísicas e isotópicas da Unidade Granito Gnaisses Paleoproterozóicos.

| Sigla | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Pb-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(Chur)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|--------|----|-----|-----|-----|-----|-----------|------------|------------|----------------------|-----------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| P(G)1r | M | M/A | B/M | B/M | B | - | 1,88 | 0,82 | 2,8/3,8 | -26,7 | 1,82 | 0,7057 | - | 1 |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório ; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo. Ref.: 1 = Pimentel 1992b.

4.2.3. PALEO-MESOPROTEROZÓICO

4.2.3.1. GRUPO SERRA DOURADA - Psd

Esta unidade bordejia o segmento sul dos terrenos arqueanos (Agn) sendo constituída, a norte, por metarritmitos arenosos, quartzitos e conglomerados em sua base, que passam gradacionalmente em direção ao topo, no seu segmento sul, para metarritmitos argilo-arenosos e metapelitos. Neste pacote de topo ocorrem eventuais intercalações de rochas metavulcânicas básicas/intermediárias.



A caracterização gamaespectrométrica da Unidade Psd, acompanhada por checagens de campo, permitiu sua individualização em duas subunidades: Psd-1 onde predominam metapsamitos e Psd-2 que engloba os metapelitos com metavulcânicas subordinadas (Figura 4.5, Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Características geofísicas e isotópicas do Grupo Serra Dourada.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-------|-----|-----|-----|----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|--------------|------|
| Psd-1 | B | M/B | B | B | B | - | - | - | - | - | - | 0,461-0,544* | 1 |
| Psd-2 | B/M | M/B | B/M | B | B | - | - | - | - | - | - | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Hasui & Almeida 1970.
* Grupo Serra Dourada a oeste da área aqui investigada.

Subunidade Psd-1: Caracterizada por baixos teores para os três radioelementos, apresenta-se em imagem ternária RGB-KThU como uma estreita faixa descontínua em tonalidades em marrom, que se entremeiam de modo sutil ao padrão RGB da subunidade Psd-2 da qual por meio apenas deste produto é difícil de ser individualizada, contudo, quando observada nas imagens de Contagem Total e do Tório esta faixa de rochas dominada por metapsamitos é bem definida e coincidente com cotas topográficas elevadas na imagem MDT, delineando uma estrutura em anticlinal com caimento suave do eixo para sul sustentada no relevo pelos quartzitos da subunidade Psd-1.

Subunidade Psd-2: Balizando a sul a subunidade Psd-1, esta subunidade é caracterizada por um padrão magenta na imagem KThU-RGB. Nas imagens gamaespectrométricas o padrão apresentado pela subunidade Psd-2 não difere dos terrenos gnáissicos arqueanos (Agn), localizados a norte. A separação destas unidades é marcada pela faixa de quartzitos e somente foi possível sua individualização em função da cartografia geológica existente e averiguações de campo.

O padrão estrutural da unidade é marcado por lineamentos curvilíneos no flanco leste da estrutura anticlinal a qual se conforma esta unidade, os quais definem os contatos por cavalgamento tanto de sua base quanto de seu topo (Figura 4.1). O flanco oeste desta estrutura apresenta uma estruturação NS condicionada pela Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, ao qual neste setor a Unidade Psd se paraleliza.

4.2.3.2. GRUPO MOSSÂMEDES - Pm

Localizado no setor leste da área o Grupo Mossâmedes ocorre nos vales a sul e bordejando as serras do Mateiro e Sanga D'água. Predominam nessa unidade mica xistos quartzosos com ou sem granadas contendo intercalações de quartzitos de granulação fina e quartzitos sacaroidais. A



presença de rochas metavulcânicas foi inferida apenas por meio do padrão gamaespectrométricos de algumas de suas subunidades. Eventualmente, no campo, são observados biotita gnaisses, em geral de composição tonalítica, incluídas aqui no Grupo Mossâmedes por ocorrer em meio aos xistos dominantes, contudo podem pertencer a outras unidades, pelo seu padrão de ocorrência, embora não se descarte idades mais novas é possível que representem porções do embasamento arqueano.

A integração dos dados possibilitou a individualização de quatro subunidades no Grupo Mossâmedes: Pm-1, Pm-2, Pm-3 e Pm-4 (Figura 4.5, Tabela 4.4).

Tabela 4.4 – Características geofísicas e isotópicas do Grupo Mossâmedes.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-------|----|-----|---|-----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| Pm-1 | M | M | M | M | B | | | | | | | | |
| Pm-2 | M | M | M | M | B | | | 2,21-2,23 | +0,5 | 1,97 | 0,70232- | | 1 |
| Pm-3 | M | M/A | B | B | B | | | | | | | | |
| Pm-4 | B | M | B | B/M | B | | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Pimentel *et al.* 1996.

Subunidade Pm-1: Caracterizada por tonalidade variegada dada pela variação dos radioelementos que de uma forma geral ocorrem em teores moderados. Esta nuance é função da sua característica onde, embora o filossilicato predominante seja a muscovita sua quantidade é bastante variável ao que se soma a presença também em proporções variáveis da presença da biotita além da proporção das intercalações quartzíticas que são comuns nessa subunidade.

Subunidade Pm-2: Esta subunidade é semelhante a Pm-1, contudo difere dessa por, embora também apresentem teores moderados de K, Th e U, esses radioelementos são pouco mais elevados na subunidade Pm-2, o padrão de imagem ternária KThU é em tons variegados entre ciano e amarelo. Estas características permitem individualiza-la da subunidade Pm-1. O litotipo predominante na subunidade Pm-2 são muscovita-quartzo-granada xistos em geral com alguma biotita e as intercalações de quartzitos são menos comuns.

Subunidade Pm-3: Apresentam uma típica cor na composição KThU-RGB distingui-se das unidades Pm-1 e Pm-2 pelo seu mais alto teor em potássio e pelos baixos teores de U e Th. Esta feição parece estar relacionada à presença de rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias em meio aos litotipos que acompanha. A caracterização de campo da subunidade mostrou uma predominância de quartzo-muscovita xistos com comuns intercalações de quartzitos micáceos.

Subunidade Pm-4: Esta subunidade apresenta uma cor vermelha-marrom em composições RGB-KThU sendo caracterizada por teores médios de K e baixos de Th e U. A sul de sua área de ocorrência apresentam uma distribuição espacial alinhada na direção NE-SW, sugerindo uma conformação original em camadas, contudo, cada segmento individual que compõem essa subunidade apresentam-se arredondadas ou sem forma definida sugerindo tratar-se de corpos intrusivos. Onde observada nos trabalhos de campo mostrou trata-se de rochas metatonalíticas foliadas, sendo aqui no seu conjunto interpretadas como constituída deste litotipo, entretanto, ao menos parte dessas rochas deve corresponder ao que [Dardenne et al. \(1981\)](#) descreveram como gnaisses finos com intercalações de metavulcânica (Unidade G) e os sugeriram corresponder a metagrauvas. É possível que a unidade aqui referida como Pm-4 incluam tanto paragneisses (metagrauvas) como ortogneisses (metatonalito).

O padrão estrutural da unidade apresenta uma baixa densidade de lineamentos dominados por lineamentos extensos e contínuos orientados NE-SW paralelos à direção das camadas, os quais são eventualmente cortados por lineamentos NW-SE, a análise destas estruturas coloca em evidencia uma maior densidade de lineamentos no seu segmento SW. Na região de confluência entre as zonas de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil e Serra do Mateiro.

A baixa densidade de lineamentos gamaespectrométricos e de relevo observados na Unidade Pm, e a coincidência destas direções com contatos, se devem ao fato que a estruturação principal da Unidade Pm é dada por superfícies (xistosidades e acamamento) de baixo ângulo relacionadas a uma tectônica de caráter tangencial registradas por superfícies de cavalgamentos vergentes para NW.

4.2.4. PALEO-NEOPROTEROZÓICO

4.2.4.1. GRANITO GNAISSES FAZENDA NOVA - P?gnfn

Esta unidade foi aqui estabelecida para englobar rochas cujo posicionamento geotectônico é ainda incerto, incluindo unidades em parte cartografadas como arqueano-paleoproterozóico e em parte ortogneisse neoproterozóico.



O acervo geocronológico existente na área

investigada se restringe a determinações Sm-Nd ([Motta-Araujo & Pimentel 2003](#), [Rodrigues et al. 1999](#)) e Rb-Sr, estas últimas tendo sido obtidas a norte da área abordada ([Pimentel et al. 1996](#)).

Uma característica marcante das unidades aqui abordadas refere-se aos dados Sm-Nd os quais fornecem valores de idade modelo entre 3,27 Ga e 1,83 Ga que, embora não correspondam as idades dessas rochas indicam ao menos o envolvimento de crosta antiga na geração dessas rochas.

Embora, seja possível por meio dos dados gamaespectrométricos correlacionar algumas das unidades localizadas no segmento norte, da área aqui abordada, com unidades localizadas a norte fora da área investigada e datadas como arqueanas ([Pimentel et al. 1996](#)), esta idade não pode ser assumida para todas rochas aqui discutidas, vez que, seqüências vulcano-sedimentares e ortogneisses localizados na região de Turvânia/Palminópolis, a sudeste da região aqui abordada, apresentam padrões isotópicos que fornecem idades modelo paleoproterozóicas e quando datadas pelo método U-Pb em zircão revelam idades de formação neoproterozóicas ([Laux 2004](#)). A caracterização gamaespectrométrica da unidade P?gnfn, auxiliadas com produtos cartográficos e averiguações de campo, permitiu a individualização de seis subunidades: P?gnfn-1, P?gnfn-2, P?gnfn-3, P?gnfn-4, P?gnfn-5 e P?gnfn-6 ([Figura 4.5](#), [Tabela 4.5](#)).

Tabela 4.5 – Características geofísicas e isotópicas do Granito Gnaisses Fazenda Nova.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-----------|-----|-----|-----|-----|-----|--------------|---------------|----------------------|--------------------|---------------|------------------------------------|--------------|---------|
| P?gnfn-1 | M/A | A | B | M | B | - | 2,851* | 2,25-2,61 3,0* | - | - | - | - | 1,2,3,4 |
| P?gnfn -2 | B/M | B | B/M | B | B | | | | | | | | |
| P?gnfn -3 | M | B/M | B | B/M | B | | | | | | | | |
| P?gnfn -4 | B/M | B | B | B/M | B | | | | | | | | |
| P?gnfn -5 | M/A | A | M/B | M/A | B | | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = teor de potássio equivalente, U = teor de Urânio equivalente, Th = teor de Tório equivalente; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Rodrigues *et al.* 1999; 2 = Pimentel *et al.* 1996; 3 = Motta-Araújo *et al.* 2002; 4 = Motta-Araújo & Pimentel 2003. * Dados obtidos fora da área em estudo, na continuação para norte da unidade Gnaisses Fazenda Nova.

Subunidade P?gnfn-1: Esta subunidade é caracterizada pela tonalidade amarelo-alaranjada dada por teores elevados de K, médio Th e baixo U, com alguns de seus segmentos apresentando um padrão gamaespectrométrico semelhante aquele observado no Gnaiss Ribeiro. Predominam entre seus litotipos Biotita Gnaisses de composição granítica. Três determinações de idade modelo Sm-Nd localizadas nesta subunidade forneceram valores de 2,25 Ga, 2,50 Ga e 2,61 Ga (Rodrigues *et al.* 1999, Motta-Araújo & Pimentel 2003).

As rochas que ocorrem nas imediações da cidade de Uvá, a norte da área aqui investigada, apresentam um padrão gamaespectrométrico semelhante ao observado na subunidade P?gnfn-1, além deste fato a sua ocorrência ao longo de um mesmo *trend* sugerem tratar-se de uma mesma unidade geológica. Nesta região Pimentel *et al.* (1996) obtiveram uma isócrona Sm-Nd que forneceu idade de $2,851 \pm 50$ Ma e idade modelo em torno de 3,0 Ga.

As características descritas para a subunidade P?gnfn-1 indicam tratar-se mais provavelmente de gnaisses arqueanos-paleoproterozóicos.

Subunidade P?gnfn-2: Os padrões gamaespectrométricos para esta subunidade apresentam teores de K baixo, Th alto e U médio representados pela tonalidade em ciano. As checagens de campo indicaram que quartzo ± muscovita ± biotita xisto e ou gnaisses xistificados são as rochas predominantes desta subunidade. Motta-Araújo & Pimentel (2003) indicam nesta região idades modelo Sm-Nd entre 2,25 Ga a 2,33 Ga, assim sendo correspondem provavelmente a gnaisses/xistos paleoproterozóicos

Subunidade P?gnfn-3: Esta subunidade é caracterizada pela tonalidade em ciano nas imagens ternárias RGB-KThU, fornecido por valores mais elevados de U, e valores variáveis de Th e K. A principal rocha dessa subunidade corresponde a um quartzo muscovita biotita gnaiss (muscovita > biotita) de composição granodiorítica ao qual se intercalam bandas mais feldspáticas de composição granítica. O intervalo de idade modelo Sm-Nd entre 2,25 Ga a 2,33 Ga, indicado por Motta-Araújo & Pimentel (2003) abarca também esta unidade sendo assim correspondem a rochas provavelmente paleoproterozóicas.

Subunidade P?gnfn-4: Esta subunidade é semelhante a anterior, contudo difere nos teores mais baixos de Th e U, expresso em imagem ternária RGB-KThU, por tonalidades ciano mais escuras. A sua disposição em faixas NS limitando a leste e a oeste a unidade P?gnfn sugerem tratar-se dos mesmos litotipos descritos para a unidade P?gnfn-3, contudo com pequenas variações composicionais associadas a alteração em zonas de falha.

Subunidade P?gnfn-5: Corresponde a uma subunidade com padrão ternário RGB-KThU variando de

tonalidades em amarelo-claro até marrom-esverdeado cuja característica principal é o elevado teor em K e baixos valores de U. Onde caracterizadas no campo mostraram tratar-se de quartzo plagioclásio muscovita granada xistos cujo protolitos dominantes foram granodioritos a quartzo-dioritos fortemente cisalhados/milonitizados e hidrotermalizados em zonas de falhas de cavalgamento vergente para NW, como aqueles que ocorrem ao longo do vale que separa a serras do Mateiro e Sanga D'água.

As características gamaespectrométricas, algo semelhantes àquelas observadas na subunidade P?gnfn-1, sugerem que estes granodioritos a quartzo-dioritos possam corresponder a litotipos hidrotermalizados desta subunidade.

Subunidade P?gnfn-6: Localizado no limite oeste do domínio em sua porção centro-sul corresponde a subunidade P?gnfn com os mais baixos valores de radioelementos, apresentam nas imagens RGB-KThU tonalidades de marrom. Seus litotipos correspondem a quartzo biotita gnaisses, granodioríticos a quartzo dioríticos.

O padrão exibido pelo domínio Granito Gnaisses Paleo/Neoproterozóico Fazenda Nova - (P?gnfn) coloca em evidencia a complexa heterogeneidade de unidades litológicas que em geral, quando observadas no campo, apresentam fortes processos de deformação e hidrotermalização, dificultando a definição de seus litotipos originais. Este fato é devido a esta unidade encontrar-se ao longo da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo-Brasil. Nesta região estruturas relativamente mais antigas de cavalgamento vergentes para NW são superimpostas por feixes de cisalhamentos direcionais colocando lado a lado diferentes níveis crustais.

Como sugerido pelos dados isotópicos existentes, neste setor provavelmente estão justapostos litologias de idades diversas arqueanas e paleoproterozóicas, são comuns também pequenos corpos granitóides mais ou menos deformados que provavelmente representam rochas neoproterozóicas provenientes do retrabalhamento das unidades mais antigas, definindo um padrão semelhante àqueles descritos por [Pimentel et al. \(1996\)](#), ao longo da transversa Goiás Velho e Uvã, a norte da área aqui abordada.

Para a caracterização do arcabouço estrutural os produtos gamaespectrométricos foram de particular importância, vez que, a estruturação geral deste domínio é condicionada por estruturas NS que por serem paralelas às linhas de vôo e as quais em geral não são acompanhadas por processos de magnetização. Desta maneira as estruturas são mais evidentes nas imagens gamaespectrométricas e de relevo.

As principais estruturas estão representadas por lineamentos NS, longos e contínuos, os quais em seu conjunto definem a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil o qual apresenta uma largura média em torno de 15 km variando de 1,5 km em seu extremo sul onde se encontram as falhas do sistema Messianópolis-Novo Brasil (NS) e com as falhas do sistema Moiporá-Novo Brasil (NNE). A partir desse ponto a zona de cisalhamento abre em direção a norte com a nucleação de novas falhas, entre as duas falhas acima citadas, alcançando no extremo norte da área aqui investigada uma largura de 16km.

A Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil corresponde a uma importante estrutura que separa segmentos com padrão estrutural e, em parte, geocronológicos distintos, a leste do qual o arcabouço estrutural é caracterizado por uma tectônica, mais antiga, de cavalgamentos para NW de baixo ângulo, e a oeste terrenos dominados por tectônica direcional de alto ângulo. As falhas de direção NS e NNW apresentam uma cinemática dextral podendo ser atribuídas a um único evento representando respectivamente estruturas do tipo C e P do modelo de Riedel, geradas em função de um campo de tensão orientado em torno de N30E-S30W.

A idade relativa da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil é posterior aos sistemas de cavalgamento que ocorrem à leste. A idade absoluta destas estruturas pode ser inferida como em torno de 600 Ma que corresponde a idade do pico do metamorfismo que afetou as rochas destes setor (Pimentel *et al* 1991). Contudo, granitóides sintectônicos a falhas do sistema Messianópolis_Novo Brasil foram datados a norte da área aqui investigada, nas imediações de Itapirapuã, por meio de isocrona Rb-Sr em 759 ± 62 Ma (Pimentel *et al.* 1996), e nas imediações da cidade de Messianópolis, no segmento sul desta falha, SHRIMP U-Pb em zircão, em 540 Ma (Motta-Araújo & Pimentel 2003).

Considerando corretas as determinações isotópicas acima referidas e a confirmação de campo do caráter sintectônico destes granitóides a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo-Brasil, esta estrutura deve ser interpretada como de longa vida e/ou que foram reativadas em mais de uma etapa ao longo de um intervalo de tempo de 150 Ma e 200 Ma ainda durante o Neoproterozóico. No Cretáceo a Zona de Cisalhamento Moiporá Novo-Brasil foi reativado de forma extensional como é indicado pela colocação ao longo de seu segmento sul de corpos máfico-ultramáficos da Província Alcalina de Goiás.

Além das estruturas NS, os lineamentos gamaespectrométricos englobam ainda alguns lineamentos esparsos de direção WNW-ESE e ENE-WSW, embora, em imagens de relevo o padrão em treliça com estas duas direções e com direções NW-SE e NE-SW estejam também evidentes. De modo geral, são estruturas, que se não geradas, foram ao menos retrabalhadas no Fanerozóico, a exceção de algumas estruturas NW-SE, nas quais se alojaram granitóides isotrópicos como os granitos Córrego do Ouro e Fazenda Nova (Pimentel *et al* 1996, 1999), consideradas fraturas e/ou falhas antitéticas do tipo P' relacionadas a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil.

4.2.4.2 SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR MOIPORÁ-NOVO BRASIL - P?mnb

As rochas aqui agrupadas sob a designação Seqüência Vulcano-Sedimentar Moiporá-Novo Brasil (P?mnb) ocorrem ao longo da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, entremeadas aos gnaisses da unidade P?gnfn (ver tópico 4.2.4.1), e são de posicionamento



geotectônico incerto. Trata-se de uma região onde os poucos dados isotópicos existentes indicam a presença de embasamento antigo arqueano-paleoproterozóico. Assim, essa unidade pode ser representante, tanto das rochas antigas, ou constituir uma seqüência neoproterozóica derivadas de retrabalhamento ou com envolvimento deste embasamento antigo.

Os argumentos para posicionar esta unidade no paleoproterozóico são bastante frágeis se restringindo ao seu posicionamento junto aos gnaisses da unidade P?gnfn e ao padrão isotópico acima mencionado que indica o envolvimento de embasamento nesta região. O real posicionamento destas unidades só poderá ser estabelecido por meio de mais estudos, em especial de caracterização isotópica.

Esta unidade encontra-se em quase sua totalidade no domínio magnético Fazenda Nova (cf. tópico 4.1.1.7) caracterizado por baixas amplitudes magnéticas que considerando a unidade aqui apresentada não mostra qualquer particularidade, exceto na sua porção sul, onde uma de suas subunidades gamaespectrométricas encontra-se sob uma região de alta amplitude magnética, pertencente ao domínio magnético Moiporá, que, contudo, não é uma característica destas rochas, e sim de litotipos subaflorantes.

Quanto aos aspectos estruturais esta unidade encontra-se condicionada a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, sendo sua estruturação bem evidenciada nos produtos gamaespectrométricos e de relevo, orientada segundo as direções N, NNW e NNE. Lineamentos

secundários são predominantes ao longo de *trends* NW e NE. Entretanto, os produtos magnéticos revelam importantes lineamentos orientados próximos de EW, que parecem ser ao menos em parte os mais antigos (Figura 4.2). As feições gamaespectrométrica exibidas para as rochas englobadas na unidade P?mnb, permitiram a individualização de quatro subunidades referidas como: P?mnb -1, P?mnb -2, P?mnb -3 (Figura 4.5, Tabela 4.6).

Tabela 4.6 – Características geofísicas e isotópicas da Sequência Moiporá-Novos Brasil.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|---------|-----|-----|---|----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| P?mnb-1 | M | M | M | M | B | | | | | | | | |
| P?mnb-2 | B | B | B | B | B | - | - | 3,27 | - | - | - | - | 1 |
| P?mnb-3 | B/M | B/M | B | B | B | | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Rodrigues *et al.* 1999.

Subunidade P?mnb -1: Localizada na porção sul da Zona de Cisalhamento Moiporá Novo-Brasil, corresponde a duas regiões com níveis radiométricos medianos para os três canais e na contagem total. A composição ternária RGB-KThU exibe uma tonalidade variável entre azul claro e amarelo conferindo a subunidade como um todo um padrão esverdeado tênue. As características dos canais indicam que tratam de rochas de composição ácida as quais confrontadas a cartografia existente sugerem tratar-se de muscovita xistos (ortoderivados ?) e ou rochas metavulcânicas ácidas.

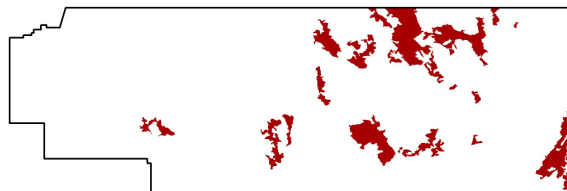
Subunidade P?mnb -2: Esta subunidade localizada na porção centro-sul da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novos Brasil é representada por duas faixas NS, contínuas, separadas entre si por gnaisses da unidade P?gnfn. Destacada devido aos baixos níveis radiométricos conferindo a esta subunidade tonalidades escuras de matizes de cor marrom, em função do seu teor em potássio. As características gamaespectrométricas associada a observações de campo e a cartografia indicam que na faixa a oeste predomina xistos máficos-ultramáficos, enquanto na faixa a leste é composta por clorita xistos, em geral com biotita.

Subunidade P?mnb -3: Encontra-se descontinuamente ao longo de toda a borda da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novos Brasil, sendo que a norte se divide ao longo de três faixas paralelas. Esta subunidade é caracterizada por teores moderados a elevados de potássio e baixos teores de tório e urânio, o lhes confere tonalidades magenta-marrom. A integração dos dados mostrou que seu principal litotipo trata-se de muscovita xistos paraderivados, com quartzitos subordinados, onde, embora a muscovita seja o principal mineral sua proporção é variável nos diferentes segmentos resultando nas variações tonais observadas nesta subunidade.

4.2.5. NEOPROTEROZÓICO

4.2.5.1 GRANITÓIDES DE ARCO DE ILHA - Ngn

Esta unidade está distribuída ao longo de toda área investigada é aqui proposta sob esta denominação para englobar as rochas metaplutônicas neoproterozóicas referidas no mapa geológico de Goiás como Ortognaisses do Oeste de Goiás (Pimentel & Fuck 1992, Lacerda Filho *et al.* 2000). Trata-se de rochas de composição calci-alcalina que varia entre tonalitos a granitos com predomínio dos termos granodioritos, correspondendo a granitóides calci-alcalinicos, metaluminosos, de arco de ilha, formados em dois pulsos principais com idades entre 950 e 800 Ma e entre 700 e 650Ma (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.* 2000, 2004, Rodrigues *et al.* 1999, Laux 2004)



De maneira geral, esta unidade difere dos demais granitóides presentes na área pelos seus mais baixos teores de seus radioelementos, em especial o Th e o U, o que reflete não somente suas características petrográficas, como também o seu caráter mais primitivo.

Na porção leste da área os granitóides de arco de ilha apresentam uma estruturação geral orientada NE-SW, a oeste da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil a estruturação geral encontra-se disposta ao longo de trends NNW-SSE enquanto na porção central ocorrem dispostos ao longo de faixas de direção NS. Esta variação na direção desta unidade está relacionada aos falhamentos direcionais que estruturam toda a faixa, contudo, no campo, internamente a foliação gnáissica mais antiga em geral apresenta orientações próximas de EW com mergulhos baixos a moderados para os quadrantes de sul. O arranjo interno dos granitóides de arco de ilhas sugere que a disposição original destas rochas poderia ser em torno de EW, este arcabouço primário orientado segundo EW é também indicado pela gamaespectrometria que especialmente na porção norte e centro-sul delineiam contatos em torno de EW entre as subunidades aqui definidas.

Os diferentes padrões gamaespectrométricos visualizados, sobretudo na imagem ternária RGB-KThU, permitiu que esta unidade fosse compartimentada em seis subunidades: Ngn-GG, Ngn-GrT, Ngn-QT, Ngn-TQ, Ngn-TQD, Ngn-Scl (Figura 4.5, Tabela 4.7).

Subunidade Ngn-GG: Os padrões gamaespectrométricos para esta subunidade apresentam teores médios para K e baixos para Th e U expresso nas imagens ternárias RGB-KThU em tonalidades magenta-alaranjado. Esta subunidade ocorre descontinuamente na porção central da área investigada, o principal representante desta subunidade foi cartografado e caracterizado nos trabalhos do Projeto Diorama (Danni *et al.* 1989) servindo de guia para a caracterização de outros segmentos referidos na literatura como Ortognaisse do Oeste de Goiás que apresentam o mesmo padrão gamaespectrométrico. Trata-se de rochas metaplutônicas onde predominam os termos de composição que variam entre granito e granodiorito (GG).

Subunidade Ngn-GT: Esta subunidade é caracterizada por padrões gamaespectrométricos semelhantes a Subunidade Ngn-GG com teores médios de K e baixos de Th e U, contudo a combinação de valores distintos nos três canais, em particular devido aos valores mais elevados de K, resultam na imagem ternária RGB-KThU em um padrão magenta distinto. Os principais representantes desta unidade são biotita gnaisses de composição granodiorítica até tonalítica.

Tabela 4.7 – Características geofísicas e isotópicas dos Granitóides de Arco de Ilha.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|------------------|---------------|-----------------------|-------------------------|---------------|------------------------------------|--------------|------|
| Ngn-GG | M | M | B | B | B | - | - | 1,12 | +0,97 | - | - | - | 1 |
| Ngn-GrT | B/M | M | B | B | B | 0,899* 0,637* | - | 1,13 1,0/1,2* | +0,63 +1,9/+3,2* | 0,82* | 0,7042* | - | 1,2 |
| Ngn-QT | M/B | M/A | B/M | B/M | B | - | - | - | - | - | - | - | |
| Ngn-TQ | B/M | M | B | B/M | B | - | - | - | - | - | - | - | |
| Ngn-TQD | B/M | M | B | B | B | 0,804* | - | 1,08 1,02 1,18* | +0,37 +1,85 +0,3* | 0,69 0,73 | 0,7029 0,7043 | - | 1,4* |
| Ngn-ScI | B/M | M/B | M/B | M/B | B | 0,820 | - | 0,9/1,0 | +4,4/+6,3 | 0,94 | 0,7024 | - | 2,3 |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Rodrigues 1996 e Rodrigues *et al.* 1999; 2= Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Fuck 1992; 3= Motta-Araújo & Pimentel 2003; 4 = Laux 2004, Laux *et al.* 2005. * Dados referentes ao Gnaiss Arenópolis (Pimentel & Fuck 1992ab, 1994); * Determinação em titanita do Gnaiss Arenópolis (Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Fuck 1992); * Gnaiss Iporá de Laux 2004, Laux *et al.* 2005 sem localização precisa das amostras analisadas.

Subunidade Ngn-QT: Caracterizada por médios teores nos três radioelementos, a subunidade Ngn-QT difere das subunidades acima descritas pelas leituras discretamente maiores no canal do Th e U o que resulta em um padrão RGB-KThU com tonalidade variegada entre ciano e rosa-claro. Esta variação na assinatura se deve a diversidade composicional dos corpos entre quartzo-dioritos a tonalitos, reflete também a presença da biotita para alguns dos segmentos que compõem a Subunidade Ngn-QT.

Subunidade Ngn-TQ: Esta subunidade é marcada pelos menores valores no canal de K em relação a demais subunidades Ngn, tendo uma composição relativa mais elevada para o Th e U, tais variações são discretas e na imagem ternária estão representadas em tonalidades ciano. Estas características gamaespectrométricas estão associadas a rochas com predomínio dos termos com composição quartzo-dioríticas e tonalíticas. Dentre os diversos gnaisses da unidade Ngn, subunidade Ngn-TQ devido aos seus elevados teores em Th e U provavelmente representam os termos mais evoluídos.

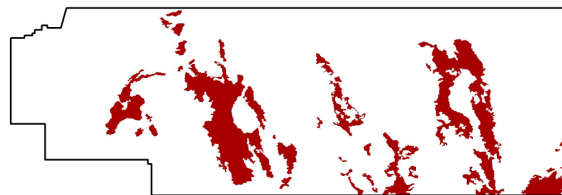
Subunidade Ngn-TQD: Localizada a oeste das cidades de Diorama e Iporá, esta subunidade é caracterizada por mais baixas concentrações de Th e U, e valores médios a baixos de K, conferindo em imagem RGB-KThU uma tonalidade variegada entre laranja-verde, associadas a rochas com composição tonalítica, quartzo-dioríticas e dioríticas. A este padrão gamaespectrométrico associa-se o ortognaiss bandado datado pelo método Rb-Sr por Rodrigues (1996) que forneceu uma idade de 688 ± 135 Ma, interpretada como a época de cristalização e deformação. Em termos litológicos e de razões U/Th não apresentam grandes diferenças quando comparados às rochas da unidade Ngn-TQ, contudo seus teores mais baixos de U e Th indicam o caráter menos evoluído (mais primitivos) da subunidade Ngn-TQD.

Subunidade NgnscI: Esta subunidade apresenta uma estruturação bem marcada na direção NE com padrão gamaespectrométrico representado por concentrações médias a baixas para os três radioelementos. Contudo, na imagem de composição ternária esta subunidade destaca-se na tonalidade em azul escura, em meio a qual ocorrem tonalidades magenta, que não foram individualizadas, sendo mostradas com uma única subunidade. A verificação de campo revelou que nesta subunidade predominam hornblenda biotita gnaisses ortoderivados com micaxistos feldspáticos subordinados. Corresponde à unidade geológica designada por Pimentel *et al.* (2000a) de Gnaiss Sanclerlândia, o qual apresentou idade isocrônica Rb-Sr de 940 Ma (Pimentel & Fuck 1994) e uma idade U-Pb em zircão de 820 ± 7 Ma (Motta-

Araújo & Pimentel 2003), T_{DM} em torno de 1,0 Ga e ϵ_{Nd} positivos, representam assim a extensão para leste dos terrenos do Arco Magmático de Goiás.

4.2.5.2 SEQUÊNCIA METAVULCANO SEDIMENTAR – Nbj, Nap, Nia, Nj, Nai

Esta unidade engloba os conjuntos vulcano-sedimentares estruturadas ao longo de trends NNE e NNW, as quais de oeste para leste são denominadas de Bom Jardim de Goiás (Seer



1985), Arenópolis-Piranhas (Pimentel 1985; Pimentel & Fuck 1987ab), Iporá-Amorinópolis (Ianhez *et al.*, 1983, Franco *et al.* 1994), Jaupaci (Amaro, 1989) e Anicuns-Itaberaí (Barbosa 1987). A distribuição espacial, litoestratigráfica e temporal destas seqüências estão ilustradas na Figura 2.5.

O Grupo Bom Jardim de Goiás, no extremo oeste, e a Sequência Anicuns-Itaberaí, no extremo leste, apresentam uma orientação geral NE-SW, as demais seqüências, na faixa central, apresentam orientação geral NNW-SSE. Estes compartimentos com orientações distintas são individualizados por importantes estruturas de direção NS, a oeste, estas estruturas estão representadas pelos sistemas de falhas sobre a qual reativações promoveram a instalação do Grabén de Piranhas e a leste, Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil.

A estruturação geral observada nas seqüências vulcano-sedimentares é acompanhada pelas demais unidades que compõem a região SW de Goiás, compartimentando-a em três grandes blocos (oeste, central e leste), balizados por estruturas NS. O arcabouço estrutural apresenta uma longa história, a estruturação final neoproterozóica (retrabalhada no Fanerozóico) é delineada por extensos falhamentos direcionais de alto ângulo. As estruturas NW e NE são tardias ou posteriores ao desenvolvimento das foliações regionais, sua idade pode ser balizada pelas determinações Rb-Sr em granitos miloníticos a elas sintectônicos, como o Granito Serra do Tatu de 692 ± 110 Ma (Pimentel *et al.* 1985) e o milonito porfírico Jaupaci de 643 ± 19 Ma (Pimentel & Fuck 1984).

As grandes falhas NS que delimitam os grandes blocos estiveram ativas até o final do Neoproterozóico (540 Ma) como indicado pela datação do granito sintectônico de Messianópolis, posicionado a sul da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, o qual forneceu uma idade U-Pb SHIMP em zircão de 542 ± 4 Ma (Motta-Araújo *et al.* 2002, Motta-Araújo & Pimentel 2003).

A caracterização gamaespectrométrica para cada uma das seqüências vulcano-sedimentares citadas acima possibilitou as seguintes subdivisões (Figura 4.5, Tabela 4.8):

- Grupo Bom Jardim de Goiás – Nbj1, Nbj2 e Nbj3;
- Sequência Arenópolis-Piranhas – Nap1, Nap1-1, Nap2, Nap3 e Nap4;
- Sequência Iporá-Amorinópolis – Nia1, Nia2, Nia2-1, Nia2-2, Nia3;
- Sequência de Jaupaci – Nj1, Nj2, Nj2-1, Nj2-2, Nj2-3, Nj3, Nj3-1;
- Sequência Anicuns-Itaberaí – Nai1, Nai2, Nai3.

Grupo Bom Jardim de Goiás

Subunidade Nbj1: Os baixos valores radiométricos constitui o típico padrão desta subunidade, caracterizado na imagem RGB-KThU por tonalidades em marrom escuro, coerente com seus principais litotipos correspondente a rochas de composição máfica. Esta subunidade delinea a unidade litológica onde predominam um conjunto de metabasaltos-metandesitos com rochas piroclásticas básicas subordinadas, inseridas por Seer (1985) na Formação Córrego da Furna/Morro do Urubu,

estratigraficamente na base Grupo Bom Jardim de Goiás. Para esta subunidade existe uma datação K-Ar em rocha total (metabasalto) que indica uma idade mínima de 711 ± 53 Ma (Fragomeni & Costa 1976, Costa *et al.* 1979). A estruturação NE desta subunidade é condicionada pela Falha Serra Negra (Seer 1985), que limita a subunidade com o Grupo Cuiabá a oeste, no seu extremo norte a subunidade Nbj1 inflete para uma posição próxima de EW.

Subunidade Nbj2: Localizada no sudoeste da área de exposição do Grupo Bom Jardim de Goiás corresponde a uma região com teores médios de K e U e baixos de Th, que lhe confere uma tonalidade magenta. Trata-se de uma subunidade para a qual os dados gamaespectrométricos e a cartografia disponível indicam corresponder em sua maior parte a rochas vulcanoclásticas ácidas (metatufos riódacíticos) a intermediárias (tufos andesíticos) com rochas sedimentares subordinadas. No sul desta subunidade está localizado o depósito de cobre-ouro de Bom Jardim de Goiás (Seer 1985, Oliveira 2000) onde o padrão radiométrico assume tonalidade laranja em função de um mais elevado teor em potássio, que pode corresponder a rochas mais ácidas ou provavelmente tratar-se de uma feição de hidrotermalismo potássico.

Subunidade Nbj2-1: Localizada a sul da unidade Nbj, corresponde a uma região inserida sobre o Granito Serra Negra, é caracterizada por concentrações médias dos três radioelementos, o que permite distingui-la dos níveis radiométricos mais elevados associados ao granito adjacente.

A esta subunidade associa-se a ocorrências de cobre, que junto às observações acima permitiram interpretá-la, ainda que com grau de certeza duvidoso, como uma rocha metavulcânica ácida relacionada ao Grupo Bom Jardim de Goiás. Contudo, não se descarta a possibilidade de corresponder a um processo de alteração hidrotermal, que reflete um enriquecimento relativo do urânio em relação ao tório, resultando em razões U/Th mais elevadas, e especialmente pela correlação estrutural (zonas de falhas) que condicionam as ocorrências de Cu e Au neste setor, delimitada tanto pelos produtos gamaespectrométricos como magnéticos.

Subunidade Nbj3: Esta subunidade, anteriormente mapeada como Ortognaisses e Goiás, é aqui tentativamente colocada como pertencente ao Grupo Bom Jardim de Goiás. Apresenta um padrão gamaespectrométrico caracterizado por médios teores de K e U e baixos teores de Th, que na composição RGB-KThU tonalidades entre magenta e azul escuro, sugerindo que possam tratar-se de rochas de composição máfica entremeadas com sedimentos.

Seqüência Arenópolis-Piranhas

Subunidade Nap1: Esta subunidade apresenta níveis radiométricos baixos para Th e U, e concentração média para o K, revelando o predomínio de rochas vulcânicas de composição intermediária. A distribuição ocorre em três faixas orientadas em torno de NNW: faixa oeste, central e leste. A faixa oeste encontra-se inserida na unidade mapeada por Pimentel (1985) como Córrego Santo Antônio na qual este autor descreve como sendo um conjunto representado por anfibolitos de granulação média a grossa, com intercalações de rochas metaultramáficas. A faixa central corresponde em parte a seqüências basais da unidade Córrego da Onça definida por Pimentel (1985), composta por anfibolitos, metabasaltos/andesitos com vulcânicas ácidas/intermediárias subordinadas, neste contexto a norte do Gnaisse Ribeirão ocorre uma região que se destaca pelos seus mais altos valores de potássio, onde observações de campo indicam a presença de rochas vulcânicas ácidas/intermediárias associadas a rochas calcissilicáticas

(ortoderivadas?). A faixa de leste engloba parte das unidades cartografadas como máficas e ultramáficas por Moreton (1997) e Lacerda-Filho (2000) sendo composta por anfíbolitos e metabasaltos e rochas metaultramáficas associadas.

Estudos isotópicos realizados por Pimentel *et al* (1991) definiram as idades de U-Pb em zircão de 920 ± 8 Ma e Rb-Sr de 933 ± 60 Ma. De acordo com Pimentel *et al* (1991), estas idades associadas com as baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7035), ϵ_{Nd} positivos (+2,5 a +5,8), T_{DMs} entre 1,2 e 0,9 Ga e características geoquímicas e petrográficas indicam que os magmas originais destas rochas foram formados em um ambiente de arcos de ilhas imaturo.

A idade do metamorfismo da unidade é revelada pela determinação U-Pb em titanita de 594 Ma obtida por Pimentel *et al* (1991), estando de acordo com determinações Rb-Sr obtidas em outras seqüências, as quais restringem o pico do metamorfismo principal no SW de Goiás ao intervalo de 600 a 630 Ma (Pimentel *et al* 1985, 2004; Pimentel & Fuck 1992, 1994).

Subunidade Nap1-1: Caracterizada pelos mais baixos níveis radiométricos da unidade Nap, esta subunidade destaca-se por sua tonalidade marrom escura na imagem RGB-KThU. Correspondem a rochas máficas-intermediárias (metabasaltos/andesitos) com ácidas e ultramáficas subordinadas que ocorrem associadas com as três faixas descritas da unidade Nap1, sendo que a faixa central se estende linearmente de modo descontínuo até próximo ao limite norte da área aqui estudada, tendo sua distribuição controlada por uma importante zona de falha que baliza suas ocorrências.

Subunidade Nap2: Esta subunidade tem como característica principal sua tonalidade RGB-KThU em vermelho, definido pelo teor moderado de K associado a baixas concentrações de U e Th, semelhante ao padrão gamaespectrométrico observado para rochas vulcânicas ácidas ocorrentes em outras seqüências vulcano-sedimentares da região. As feições radiométricas apontam para rochas traquíticas, quartzotraquíticas. Distribui-se ao longo de um *trend* NNW retilíneo posicionado na porção ocidental da faixa oeste da unidade Nap, que se estende de modo descontínuo até o limite norte da área investigada.

Subunidade Nap3: Corresponde a um pacote onde predominam rochas metassedimentares com rochas metavulcânicas básicas e metaultramáficas subordinadas, relacionada à unidade Córrego do Santo Antônio de Pimentel (1985). As rochas máficas-ultramáficas intercaladas nesta subunidade foram interpretadas por Pimentel (1985) e Pimentel & Fuck (1987a) como corpos remanescentes de complexos ofiolíticos. Oito amostras de mármore da unidade Córrego do Santo Antônio forneceram uma errócrona (MSDW=7.5) Pb-Pb de idade $1141 \pm 78/-82$ Ma interpretada como recristalização metamórfica e rehomogeneização isotópica do Pb (Pimentel 1991, Pimentel & Fuck 1992a) indicando que, se confirmada esta idade, a subunidade Nap3 apresenta uma evolução metamórfica deposicional mais antiga que a unidade Córrego da Onça com idade de 929 Ma.

Neste conjunto de rochas os dados gamaespectrométricos permitiram a individualização de duas subunidades de natureza metassedimentar: Nap3 e Nap3-1.

A subunidade Nap3 localizada na porção ocidental da unidade Nap formando uma faixa contínua caracterizada por tonalidade variegada em matizes claro, com teor médio de K e baixo de U e Th, embora baixo os teores de Th desta subunidade é distintamente mais elevado quando comparado à subunidade Nap3-1. As rochas predominantes na Subunidade Nap3 são xistos paraderivados variados com eventuais intercalações de rochas metabásicas e metaultrabásicas.

Subunidade Nap3-1: É caracterizada por baixos teores dos três radioelementos, em composição ternária é individualizada da unidade Np3 por seu padrão gamaespectrométrico em tonalidade variegada mais escura. As litologias são semelhantes à subunidade anterior compreendendo xistos variados, metassedimentos químicos (mármore) com eventuais rochas metabásicas e metaultrabásicas. O baixo nível radiométrico desta subunidade pode estar relacionado a contribuição das rochas metassedimentares químicas.

Tabela 4.8 – Características geofísicas e isotópicas da unidade Sequência Metavulcano-Sedimentar.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Pb-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|---------------------------|------------|-------------------|------------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| Nbj1 | B | B | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | 0,71 | 1 |
| Nbj2 | M | M | M | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nbj2-1 | M | M | M | M | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nbj3 | B/M | M | M | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nap1 | B/M | M | B | B | B | 0,92 0,59 [◇] | - | - | 0,9-1,2 | +2,5/+5,8 | 0,93 | 0,7035 | 0,86 | 2 |
| Nap1-1 | B | B | B | B | B | - | - | - | 1,37 | +6,9 | - | - | - | 3 |
| Nap2 | B/M | M | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nap3 | M | M | B | B/M | B | - | 1,14 | - | - | - | - | - | - | 3,4 |
| Nap3-1 | B | B | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nia1 | B | B | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nia2 | B | M | B | B | B | 0,63 0,59 | - | - | 0,76/1,1 | +5,3/+1,8 | - | - | - | 5 |
| Nia3 | B/M | B | B/M | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nj1 | B | B/M | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nj2 | B | B | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nj2-1 | B/M | B | M | B | B | 0,67* | - | - | - | - | 0,895* | 0,7026* | - | 3,6 |
| Nj2-2 | B/M | M | B | B | B | 0,76 | - | - | 0,92/0,97 | +3,8/+3,7 | 0,594 | 0,7052 | - | 2,3 |
| Nj3 | B/M | M | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Nai1 | B/M | M/B | B | B | B | 0,89 [♣] | - | 0,83 [★] | 1,83-2,01 [▲] | +3,1 [★] | - | - | - | 2,6 |
| Nai2 | M/A | M/A | M/A | M/A | B | | | | 0,81-1,24 [★] | | | | | |
| Nai3 | B/M | B | M/B | B | B | | | | 0,97-1,37 [★] | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório. A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Fragomeni & Costa 1976, Costa *et al.* 1979; 2 = Pimentel *et al.* 1991, 2000ab, 3 = Pimentel & Fuck 1992ab, 1994, 4 = Pimentel 1991; 5 = Rodrigues 1996 e Rodrigues *et al.* 1999; 6 = Laux 2004, Laux *et al.* 2005.

◇ Determinação em titanitas; * Gnaiss Matrinxã; ★ Fora da área investigada (Pimentel *et al.* 2000ab); ♣ Fora da área investigada datação de metagabro intrusivo na sequência denominada Córrego da Boa Esperança em Laux 2004; Fora da área investigada nas unidades denominadas por Laux 2004 e Laux *et al.* 2005 como: ▲ = Anicuns Itaberai, ▼ = Córrego da Boa Esperança e ► Mossâmedes.

Sequência Iporá-Amorinópolis

Subunidade Nia1: O padrão gamaespectrométrico desta subunidade é caracterizado por baixos valores para os três radioelementos resultando em tons variegados (verde-azul marrom) em matiz escuro. Os trabalhos de integração revelaram que esta subunidade é representante dos termos máficos da Sequência Iporá-Amorinópolis constituído por anfibolitos e metabasaltos/andesitos.

Subunidade Nia2: Constitui a subunidade de maior extensão areal da unidade Nia. Nas imagens gamaespectrométricas é caracterizada por teores médios de K e baixos de U e Th, o que lhes confere uma tonalidade magenta típica. Os litotipos predominantes são metadacitos, metariolitos e metatufos com

metabasaltos/andesitos subordinados. Distribui-se ao longo de uma faixa principal NNW, a sudeste do Granito Rio Caiapó, balizada por duas importantes falhas e em exposições paralelas a sudoeste, que constitui uma faixa descontínua, também balizada por falhas.

Rodrigues (1996) obteve para uma amostra de rocha metavulcânica félsica desta subunidade uma idade U-Pb em zircão de 636 ± 6 Ma interpretada como a melhor estimativa da época de cristalização. Nesta mesma amostra uma segunda população de zircão forneceu idade concordante de 597 ± 5 Ma de difícil interpretação (hidrotermalismo/metamorfismo?). De qualquer maneira, a geoquímica isotópica Sm-Nd revelou idades modelo T_{DM} de 0,76 e 1,0 Ga com $\epsilon_{Nd} +5,3$ e $+1,8$, respectivamente indicando tratar-se de uma mais jovem unidade vulcânica do Arco Magmático de Goiás, envolvendo na sua fonte a refusão de rochas do próprio arco ou mistura desta crosta jovem com material mantélico juvenil.

Subunidade Nia3: Esta subunidade ocorre de modo restrito, localizada no setor central da unidade Nia. As características gamaespectrométricas apresentam teores baixos de K e Th e moderados a baixo de U, resultando em razões moderadas a alta de U/K e U/Th. Nesta região foram mapeados granada-quartzo-muscovita xistos (Danni *et al.* 1993), os quais associados aos padrões gamaespectrométricos descritos levou a interpretação que trata da única área da Seqüência Vulcano-Sedimentar na quais rochas metassedimentares ocorrem de maneira expressiva, comportando muscovita xistos e quartzo muscovita xistos, com ou sem granada, contendo intercalações subordinadas de quartzitos e metaconglomerados.

Seqüência de Jaupaci

Subunidade Nj1: Distribui-se de modo preferencial na porção norte da seqüência vulcano-sedimentar de Jaupaci, cujo padrão gamaespectrométrico apresenta baixos níveis radiométricos, contudo com teores variáveis, onde podem ocorrer tonalidades entre marrom-magenta e marrom-verde. Nos trabalhos de integração esta subunidade mostra-se associada ao predomínio de rochas máficas (metabasaltos/metandesitos) para este complexo do tipo de arco de ilha. Durante o reconhecimento de campo foram identificados basaltos amidaloídais maciços e indeformados, trata-se dos termos mais jovens da Seqüência de Jaupaci, ou constituir uma seqüência mais nova cronocorrelato ao vulcanismo da seqüência de Iporá-Amorinópolis (636 Ma – Rodrigues 1996).

Subunidade Nj2: Ocorre no setor norte da seqüência vulcano-sedimentar, com teores baixos de K e Th e médios de U, contudo diferem-se da subunidade Nj1, acima descrita, pelos mais altos valores de K. Nesta subunidade predominam rochas vulcanoclásticas intermediárias básicas com comuns intercalações de rochas vulcânicas ácidas. As rochas básicas-intermediárias são representadas por clorita xistos e clorita feldspato quartzo xistos, enquanto as rochas ácidas corresponde a metadacitos a quartzo latitos.

Subunidade Nj2-1: Esta subunidade esta disposta ao longo de uma faixa descontínua NS, na porção leste da Seqüência de Jaupaci, ocorre também na porção central, imediatamente a SW do Granito Israelândia é caracterizada por valores moderados de K e baixos de U e Th, nas imagens RGB-KThU ocorre com tonalidades laranja-vermelho bastante típica. Na porção norte, nas imediações de Jaupaci e Bacilândia é representada por rochas vulcânicas de composição riolíticas a dacíticas, em geral laminadas e podendo apresentar grandes intervalos de composição homogênea e outros onde se alternam níveis de composição riolíticas a dacíticas. As lâminas/camadas individuais ora apresentam texturas vulcanoclásticas de granulação fina-média, ora apresentam-se maciças, representando tufos finos e ou derrames. Nesta subunidade rochas de composição basalto/andesíticas ocorrem de forma subordinada.

As exposições situadas a SW do Granito de Israelândia correspondem à unidade nomeada em Pimentel (1991) e Pimentel & Fuck (1992) como Gnaiss Matrinxã, para estas rochas uma isócrona Rb-Sr fornece uma idade de 895 ± 290 Ma com baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7026). Laux *et al.* 2005 obtiveram uma idade U-Pb em zircão para rochas denominadas de Gnaisses Matrinxã na região de Moiporá, a qual forneceu uma idade concordante de 669 ± 3 Ma.

A geoquímica isotópica Sm-Nd revelaram idades modelo T_{DM} para o Gnaiss Matrinxã de 990-880 Ma, com ϵ_{Nd} (895) entre +2,2 a +6,1, bastante altos e consistentes com a baixa razão inicial revelando o caráter primitivo desta unidade (Pimentel & Fuck 1992; Laux 2004, Laux *et al.* 2005). Estes gnaisses com assinatura geoquímica de granitóides alcalinos de arcos vulcânicos podem ser os equivalentes plutônicos das rochas metavulcânicas, descritas no parágrafo anterior.

Subunidade Nj2-2: Ocorrem na porção centro-sul da Seqüência de Jaupaci nos flancos leste e oeste do Granito Israelândia. As características gamaespectrométricas desta subunidade são semelhantes as da subunidade anterior, diferindo desta pelo teor de K mais elevado, conferindo em imagem RGB-KThU tonalidades em vermelho-rosa. Os litotipos predominantes são metariolitos e metadacitos de alto-K. Os metariolitos desta unidade foram datados pelo método U-Pb em zircão e forneceram idade de 764 ± 14 Ma, enquanto a geoquímica isotópica do Sm-Nd idades modelo T_{DM} entre 920-970 Ma com ϵ_{Nd} (764) entre +3,8 a +4,7; estas mesmas amostras forneceram uma isócrona Rb-Sr com idade de 594 ± 37 Ma, interpretada como idade de metamorfismo (Pimentel 1991, Pimentel *et al.* 1991).

Subunidade Nj3: Restrita a porção centro-leste da Sequência de Jaupaci, as características gamaespectrométricas desta subunidade são representadas por baixos teores de Th e U e moderados teores de K, apresentando-se em imagem ternária RGB-KThU em tonalidades variegadas em laranja-rosa-vermelho. A caracterização de campo mostrou tratar-se de xistos paraderivados representados por clorita muscovita quartzo xistos, quartzo muscovita xistos e quartzo xistos localmente com granada.

Seqüência Anicuns-Itaberaí

Subunidade Nai1: Caracterizada na imagem ternária RGB-KThU por tonalidades vermelho-marrom, apresentam teores baixos de U e Th e teores moderados a baixo de K. Este padrão integrado aos dados cartográficos existentes indicam tratar-se de rochas metavulcânicas de composição básica a intermediária (metadacitos-metabasaltos/metandesitos).

Subunidade Nai2: Esta subunidade é aquela que apresenta os maiores teores (moderados a altos) de K, U e Th da unidade aqui considerada como Seqüência Anicuns-Itaberaí, apresentam-se em coloração branca azulada em composição ternária RGB-KThU. A cartografia geológica e a caracterização de campo mostram o predomínio de muscovita feldspato quartzo xistos, muscovita quartzo xistos com proporções variadas de granada, estas rochas têm sido atribuídas as Seqüência Anicuns-Itaberaí. No campo, em função da intensa deformação, o caráter ortoderivado destas rochas não é claro, a composição inferida em escala macroscópica apontam para termos de composição intermediária. As áreas aqui indicadas no extremo norte da Seqüência Anicuns-Itaberaí fazem parte de um extenso lineamento NS que se prolonga desde a região de Paraúna, a nordeste da área aqui investigada, que marca o limite leste da desta seqüência e que corresponde a uma importante zona de cisalhamento, a outra área aqui cartografada como Nai2 parece se situar no núcleo de uma grande estrutura dobrada. As feições indicadas não descartam a possibilidade que pelo menos em parte, possa tratar-se de granitóides cisalhados e hidrotermalizados.

Subunidade Nai3: Caracterizada por teores moderados de K e baixos de U e Th, apresentam em composição ternária RGB-KThU tons variegados com predomínio em magenta-claro. No campo corresponde a xistos micacéos predominando biotita muscovita xistos, biotita xistos, geralmente quartzo-feldspáticos com ou sem granadas, sendo comum a textura sacaroidal do feldspato e do quartzo, a granada está presente na maioria dos afloramentos. As características macropetrográficas e a disposição espacial e o caráter aluminoso destes xistos, revelado pela presença comum de granada e pela ocorrência de cianititos (hidrotermalismo) apontam para um protolito sedimentar imaturo, embora pelo menos em parte, como a subunidade anterior, possam estar presentes rochas plutônicas cisalhadas e hidrotermalizadas.

4.2.5.3 GRUPO CUIABÁ - Ncb

O Grupo Cuiabá trata-se de uma unidade com padrão RGB-KThU peculiar, corresponde a uma unidade metassedimentar, contudo, em trabalhos de campo foram identificadas rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias em meio aos metapelitos dominantes. A análise das imagens



gamaespectrométricas permitiu a individualização de uma faixa em tons marrons que podem estar relacionada a rochas máficas. Estas rochas vulcânicas são semelhante a rochas metavulcânicas descritas na região que se estende de Bom Jardim de Goiás, a sul, até Aruanã-GO/Nova Xavantina-MT, a norte, para as quais o mapeamento geológico e estudos geoquímicos isotópicos têm evidenciado tratar-se de uma seqüência vulcano-sedimentar com idade em torno de 700-800Ma (Drago *et. al* 1981, Ruiz & Santos 1999, Dantas & Martinelli 2003).

As observações acima permitiram a individualização e caracterização de duas subunidades para o Grupo Cuiabá: Ncb-1 e Ncb-2 (Figura 4.5, Tabela 4.9).

Tabela 4.9 – Características geofísicas e isotópicas do Grupo Cuiabá.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| Ncb-1 | M | M/A | B/M | B/M | B | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ncb-2. | B/M | M | B | B/M | B | - | - | - | - | - | - | - | 1 |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Este trabalho.

Subunidade Ncb-1: Os padrões gamaespectrométricos para esta subunidade compreendem a concentração média a alta de potássio, média para tório e baixa para o urânio, o que resulta em uma coloração marrom-claro. Corresponde a um conjunto metassedimentar psamo-pelítico, representado por filitos cinzas, avermelhados quando alterados, finamente bandados contendo intercalações subordinadas de quartzitos feldspáticos e metagrauvacas, junto a estes últimos litotipos foram reconhecidas intercalações metavulcânicas ácidas cujas feições macroscópicas indicam tratar-se de metatufos a cristal.

Subunidade Ncb-2: Esta subunidade corresponde a uma faixa com disposição alongada segunda uma direção NE, caracterizada por baixos valores de Th e U e concentração média de K. Esta combinação entre os radioelementos resulta em uma coloração marrom-escura em imagem RGB-KThU, em contraste com a subunidade Ncb-1. Estas feições gamaespectrométricas indicam que podem corresponder a rochas de composição básica. A sua principal área de ocorrência é coincidente com a falha aqui denominada

Ribeirão do Cervo paralela a falha da Serra Negra. Desta maneira, não se pode descartar que o padrão gamaespectrométrico observado possa ser resultado de um processo de hidrotermalismo sobre rochas do Grupo Cuiabá.

4.2.5.4 SUÍTE GABRO-DIORÍTICA - N(D)sg

A unidade Suíte Gabro Diorítica - N(D)sg como aqui estabelecida (Figura 4.5, Tabela 4.12) se restringe aos corpos máficos-ultramáficos relacionadas às fases precoces do Arco Magmático de Goiás, restringindo-se aos corpos com idades

entre 900-800 Ma, que estão representados na área em estudo pela intrusão máfica denominada por Pimentel *et al.* 2003b como Morro do Baú, para a qual estes autores obtiveram uma idade U-Pb/SHRIMP em zircão de 890 ± 8 Ma, com geoquímica isotópica Sm-Nd indicando forte contaminação crustal (T_{DM} de 2,8 Ga; $\epsilon_{Nd(T)}$ de -9,7). Hasui & Almeida (1970) reportam a ocorrência de um anfibolito, provavelmente um meta-gabro equivalente ao Morro do Baú, cuja idade K-Ar obtida em hornblenda foi de 859 ± 43 Ma.

As rochas plutônicas máficas referidas por Lacerda-Filho *et al.* (2000) como Suíte Gabro-Diorítica Sudoeste de Goiás foram incluídas como componente máfico do magmatismo bimodal (650-600 Ma) representado pela unidade Granitos Sin-Tardi Tectônicos - N(G)2c-1-1 (p.ex. Diorito Serra do Iran, Gabro Diorito Córrego do Lajeado – cf. tópico 4.2.5.6).



Tabela 4.10 – Características geofísicas e isotópicas da Suíte Gabro-Diorítica.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T_{DM} (Ga) | $\epsilon_{Nd(T)}$ | Rb/Sr (Ga) | $^{87}Sr/^{86}Sr$ | K-Ar (Ga) | Ref. |
|--------|----|---|---|----|-----|-----------|------------|---------------|--------------------|------------|-------------------|-----------|------|
| N(D)sg | B | B | B | B | B/M | 0,89 | - | 2,8 | -9,7 | - | - | 0,86 | 1, 2 |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, M = Moderado, B = Baixo; Ref.: 1 = Pimentel *et al.* 2003b, 2 = Hasui & Almeida 1970.

Corpos gabróicos com idades semelhantes a do Morro do Baú tem sido obtidas em outra áreas do Arco Magmático de Goiás, como p. ex. Suíte Americano do Brasil, e em gabros e quartzos dioritos intrusivos na Seqüência Anicuns-Itaberaí (Pimentel 1991, Pimentel *et al.* 2000ab, Gioia 1997, Laux 2004). Estas idades são próximas ou sincrônicas as seqüências as quais esses corpos se relacionam, entretanto ao contrário das seqüências e dos corpos gabróicos intrusivos na Seqüência Anicuns-Itaberaí que apresentam caráter juvenil, a geoquímica isotópica do Morro do Baú, como apontado por Pimentel *et al.* (2003) indica forte contaminação com material síalico arqueano, o que implica na presença de crosta antiga na região de Arenópolis ou que a acreção tectônica com o envolvimento de lascas alóctones do embasamento ocorreu já nos estágios iniciais da evolução do Arco Magmático de Goiás.

Subunidade N(D)sg: As características gamaespectrométricas desta unidade são representadas por baixos níveis radiométricos o que lhes confere na imagem ternária RGB-KThU uma tonalidade variegada em marrom e verde escuro.

4.2.5.5 GRANITÓIDES SIN-COLISIONAIS – N(G)1

O termo Granitóides Sin-Colisionais é aqui utilizado para englobar as rochas plutônicas de composição graníticas-granodioríticas os quais apresentam foliados/milonitizados com a foliação concordante com as rochas vulcano-sedimentares encaixantes, em geral apresentam textura



porfírica com pórfiros rotacionados indicando seu posicionamento sincrônico ao desenvolvimento da foliação regional. Posicionam-se ao longo de zonas de cisalhamento direcionais NNW que serviram como principais estruturas de alívio de stress das fases finais da deformação Brasileira.

Trata-se de granitóides metaluminosos ou fracamente peraluminosos com características geoquímicas similares a série calci-alcalina de alto-K, sendo mais evoluídos que os Granitos de Arco de Ilha discutidos no tópico 4.2.5.1 (Rodrigues 1996, Rodrigues *et al.* 1999, Pimentel *et al.* 2000ab). Quando plotados em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos situam-se no campo dos granitos sin-colisionais. A datação destes granitóides refere-se apenas a determinações Rb/Sr, contudo as baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a qualidade da isócronas, aliado a idades modelo Sm-Nd em torno de 0,90-1,0 Ga com $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ positivos apontam para idades de cristalização entre 650-700 Ma, tendo sido gerados pelo retrabalhamento de rochas mais antigas do próprio arco magmático sem a presença significativa de crosta muito mais antiga (Rodrigues 1996; Rodrigues *et al.* 1999; Pimentel *et al.* 2000a). Foge deste padrão o granito milonítico de Fazenda Nova (granitóide Moiporá-Jussara - N(G)1-mj) com idade isocrônica Rb-Sr de 608 ± 31 Ma que pode refletir re-homogeneização isotópica relativa ao metamorfismo da unidade (Tabela 4.11).

Os granitóides referidos por Pimentel *et al.* (2000) como Granito Milonítico do Oeste de Iporá foi descrito como pertencente à unidade Granitóides de Arco de Ilha (Ngn-TQD, cf. tópico 4.2.5.1), entretanto Danni *et al.* (1989) e Rodrigues (1996) e Rodrigues *et al.* (1999) descrevem estas rochas como Ortognaisses do Oeste de Goiás. A idade isocrônica Rb-Sr apresentada na Tabela 4.11 foi obtida pela integração de amostras radiometricamente distintas e distantes uma da outra. Desta forma, embora sua assinatura isotópica seja semelhante aos granitóides aqui descritos, a idade Rb-Sr pode estar refletindo apenas uma re-homogeneização isotópica provocada pelo metamorfismo, havendo ainda dúvidas se tratam de granitos sin-colisionais ou granitóides de arco de ilha relacionados à evolução da Seqüência de Iporá-Amorinópolis, por esta razão optou-se por agrupá-los a unidade Granitóides de Arco de Ilha.

A Tabela 4.11 sintetiza as características geofísicas e isotópicas dos granitos sincolisionais, cada grupo corresponde a um ou mais corpos sendo que os granitos Serra do Tatu e Serra do Mateiro podem apresentar fácies distintas individualizadas por meio dos índices 1 e 2.

Estes granitóides apresentam magnetismo baixo ou ausente, embora em algumas áreas estejam bastante perturbados por diques magnéticos, e o padrão gamaespectrométrico observado permite agrupá-los em quatro conjuntos (Figura 4.5, Tabela 4.11).

Tabela 4.11 – Características geofísicas e isotópicas dos Granitóides Sin-Colisionais.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|---------|
| N(G)1-rp | M | M/A | B/M | B/M | B | - | - | - | - | - | - | - | 1 |
| N(G)1-an | B/M | M | B | B/M | B | - | - | - | - | - | - | - | 1 |
| N(G)1-sm | M/A | M | M/B | M | B | - | - | - | - | - | - | - | 2 |
| N(G)1-vc | M | M | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | 3 |
| N(G)1-st | M | M/A | B | B | B | - | - | - | - | 0,692 | 0,7062 | - | 4,5 |
| N(G)1-mj* | M/A | M/A | M/B | M/A | B | - | - | 1,1/1,9 | +0,2/+2,4 | 0,608 | 0,7036 | - | 1, 5 |
| N(G)1-mt1 | A | M/A | A | A | M | - | - | 0,97/1,2 | - | - | - | - | 1, 6 |
| N(G)1-mt2 | A | M/B | A | A | A | - | - | 0,99 | - | - | - | - | 1, 6 |
| N(G)1-J** | - | - | - | - | - | - | - | 0,95 | +3,2/+3,5 | 0,643 | 0,7032 | - | 5,4 |
| N(G)1-I*** | - | - | - | - | - | - | - | 1,0/1,1 | +0,4/+1,9 | 0,673 | 0,7048 | - | 6, 7, 4 |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado; Granitóides N(G)1: rp = Rio Piranhas, an = arenópolis norte, mj = Moiporá-Jussara, sm = Santa Marta, vc = Vila Coca, st = Serra do Tatu, mt = Serra do Mateiro, J = Subvulcânico de Jaupaci, I = Granitos Miloníticos do Oeste de Iporá. Ref.: 1 = Este trabalho; 2 = Danni *et al.* 1993; 3 = Danni *et al.* 1989; 4 = Pimentel *et al.* 1985, 2000ab; 5 = Pimentel & Fuck 1992ab, 1994; 6 = Motta-Araújo & Pimentel 2003, 7 = Rodrigues 1996 e Rodrigues *et al.* 1999. * Considerado por Pimentel & Fuck 1992 como Metariolito Fazenda Nova. ** Não individualizado em mapas. *** Considerados em Rodrigues 1996 e Rodrigues *et al.* 1999 como ortogneisses e por Pimentel *et al.* 2000ab como granito milonítico.

Subunidades N(G)1-rp, N(G)1-vc, N(G)1-sm, N(G)1-an: Este grupo engloba os granitóides das subunidades: Rio Piranhas - N(G)1-rp, Vila-Coca - N(G)1-vc, Santa Marta - N(G)1-sm, Amorinópolis Norte - N(G)1-an; os quais na imagem RGB-KThU apresentam-se em tonalidades laranja, incluindo granodioritos como litotipos principais.

Subunidades N(G)1-st: Corresponde a subunidade Serra do Tatu, em imagem RGB-KThU apresentam coloração vermelha-laranja, sendo representados por granitos porfiríticos.

Subunidade N(G)1-mj: Compreende o granitóide Moiporá-Jussara - N(G)1-mj, dispõem-se ao longo da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novos Brasil, marcando o limite entre a Sequência de Jaupaci e terrenos mais antigos ou retrabalhados a leste. É caracterizado por padrões RGB-KThU em rosa-claro, marcado por seus moderados teores nos três radioelementos. Os trabalhos de campo mostraram que este granitóide aflora por toda sua área de ocorrência, sendo representado por um granito de cor cinza cisalhado, onde em meio a uma matriz de granulação fina-média estão imersos pórfiros milimétricos a subcentimétricos de feldspato potássico.

Subunidades N(G)1mt-1, N(G)1mt-2: Este conjunto é representado pelas fácies 1 e 2 do Magnetita Granito Serra do Mateiro - N(G)1mt-1 e N(G)1mt-2, respectivamente. Trata-se de um quartzo sienogranito que difere dos demais Granitos Sin-Colisionais pelos seus elevados teores em K, Th e U, por altas amplitudes magnéticas e pelo seu arranjo estrutural, estando neles impresso tanto feições indicativas de cavalgamento NNE, quanto movimentação direcional que lhe confere uma forma arqueada e estirada. A fácies 1, próxima ao núcleo dos batólitos, difere da fácies 2, por seus valores menores de K e maiores amplitudes do sinal analítico. As feições observadas no campo e na gamaespectrometria indicam que estes granitóides são afetados por um intenso hidrotermalismo, que em suas fases mais avançadas transformam o magnetita granito em um muscovita quartzo xisto, sem ou com pouca magnetita.

Subunidade N(G)1-J: O granito subvulcânico de Jaupaci foi aqui incluído vez que as características descritas e assinaturas isotópicas para este pequeno corpo (Pimentel & Fuck 1994) são similares àquelas

descritas para os granitóides aqui considerados sin-colisionais, ressaltando a idade isocrônica Rb/Sr (643 ± 19 Ma) coincidente com o pico do metamorfismo regional, contudo, este corpo não pode ser individualizado por meio dos produtos gamaespectométricos.

4.2.5.6 GRANITOS TARDI-PÓS COLISIONAIS – N(G)2c

A unidade dos Granitos Tardi-Pós Colisionais (Tabela 4.12) engloba, com reinterpretções, granitos/granodioritos e gabro dioritos referidos no Mapa Geológico de Goiás como Suíte Rio Caiapó. Lacerda Filho *et al.* (2000). Corresponde a granitóides



predominantemente metaluminosos com características geoquímicas da série cálcio-alcalina de alto K e quando plotados em diagramas discriminantes de ambiente tectônico situam-se nos campos dos granitos de arco de ilha e sincolisionais (Pimentel & Fuck 1987; Pimentel *et al.* 1999). Contudo, esta última característica é pode ter sido herdada das rochas crustais das quais estes granitóides se originaram. Características geoquímicas herdadas da fonte, de acordo com Haapala *et al.* (2005) e Calzia & Ramo (2005) é uma feição geoquímica observada com relativa freqüência em granitóides pós-colisionais formados em ambiente tectônico extensional envolvendo crosta juvenil.

Os granitóides que integram este conjunto compõem uma suíte bimodal, com granitos/granodioritos e dioritos, sendo os termos intermediários ausentes sendo encontrados apenas localmente como produto de mistura de magmas (membros finais) ácidos e básicos. Enquanto os dados isotópicos (Tabela 4.1) e geoquímicos das rochas graníticas apontam que os magmas foram originados por fusão de crosta com baixa residência crustal (rochas do arco magmático) os corpos de composição básica tem origem mantélica ou ao menos com um forte componente manto derivado (Pimentel & Fuck 1987; Pimentel *et al.* 1996, 1999).

A deformação desta unidade está ausente ou se restringe as bordas dos corpos, ou como efeito de cisalhamentos pós-solidificação dos corpos plutônicos ligadas provavelmente a reativações de sistemas de falhas ocorridas quando da inversão final da Faixa Paraguai.

Por meio dos produtos gamaespectométricos e magnetométricos foi possível individualizar três subunidades principais: N(G)2c-1, N(G)2c-2, N(G)2c-3 (Figura 4.5, Tabela 4.12). A distribuição espacial destas subunidades se restringe a porção oeste da área investigada tendo seu limite a leste marcado por um importante sistema de falhas NS, aqui nomeado de Falha Montes Claro de Goiás.

Tabela 4.12 – Características geofísicas e isotópicas dos granitos tardi-pós colisionais.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|----------|----|---|-----|----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|--------------|------------------------------------|-----------|--------|
| N(G)2c-1 | A | A | M/A | A | M | | | 0,93/1,24 | -4,2/+2,2 | 0,57 0,59 | 0,7039 0,7058 | 0,52 | 1, 2,3 |
| N(G)2c-2 | M | A | B | B | M | | | | | | | | |
| N(G)2c-3 | M | A | M | M | B | | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado. Ref.: 1 = Pimentel *et al.* 1985, 1996, 1999; 2 = Pimentel & Fuck 1987b, 1992ab, 1994; 3 = Hasui & Almeida 1970).

Subunidade N(G)2c-1: Engloba os granitóides que compõem o Batólitos Rio Caiapó, além de uma dezena de corpos menores na porção centro-leste da área em estudo; o batólito Serra das Mulas na porção norte; o granito Macacos na região sul e o granito Serra Verde no extremo sudoeste. O caráter mais rico

em K, U e Th apresentados pelos granitos desta subunidade sugerem que esta fácies seja a mais evoluída da unidade N(G)2c.

Subunidade N(G)2c-2: Ocorre entremeada a unidade N(G)2c-1 distinguindo-se desta pelos seus teores mais baixos em U e Th, apresentando uma tonalidade magenta característica na composição RGB-KThU, tendo sido individualizada sob a denominação Serra da Ventânia. Sendo distinto da subunidade N(G)2c-1 pelas baixas razões Th/K e altas razões U/Th. No sudeste ocorrem dois pequenos corpos, sendo que o corpo situado a leste foi denominado por [Danni et al. \(1989\)](#) como Granito Santo Antônio.

Subunidade N(G)2c-3: Está bem individualizada em imagem ternária RGB-KThU, sendo que sua caracterização de campo e o mapeamento do seu setor SE revelou tratar-se de um biotita granodiorito, em geral porfirítico com texturas rapakivi locais e presença de estruturas de mistura e xenólitos máficos.

4.2.6 NEOPROTEROZÓICO - EOPALEOZÓICO

4.2.6.1 GRANITÓIDES ANOROGÊNICOS – N(G)3

A unidade de Granitóides Anorogênicos - N(G)3 inclui os corpos graníticos que em geral apresentam-se em mapas, imagens de sensores remotos e gamaespectrométricas como corpos arredondados, ovalados ou sem forma definida.

Gabro-dioritos ocorrem como pequenos corpos no interior das intrusões graníticas indicando o caráter bimodal do magmatismo e são observados também como intrusões individuais maiores como os corpos Córrego do Lajeado e Iran.



Pequenos corpos de granitos porfiríticos, como aqueles que afloram nas imediações de Messianópolis, fogem ao padrão acima descrito por apresentarem-se foliados, estes granitos foram posicionados sincronicamente à reativação sinistral tardia da Zona de Falha Moiporá-Novo Brasil, provavelmente em resposta à acomodação da deformação em razão da inversão final (fechamento) da Faixa Paraguai durante o Neoproterozóico Tardio/Eopaleozóico.

Os Granitóides Anorogênicos - N(G)3 diferem dos demais granitos sin e tardi tectônicos, com exceção do Granito Serra do Mateiro, pelo seu padrão em tonalidades mais esbranquiçadas em imagem RGB-KThU refletindo seus teores mais elevados em tório e urânio, embora as razões radiométricas sejam semelhantes para a unidade N(G)3 e a subunidade N(G)2c-1.

A Unidade N(G)3 é individualizada dos granitos Serra do Mateiro por ser esta última mais pobre em K e mais rica em U e Th, por conseguinte apresentar mais altas razões U/K e Th/K, a razão U/Th é baixa para ambos os grupos.

A Unidade N(G)3 compõem um conjunto de plutons graníticos e gabro-dioríticos homogêneos quando analisados na imagem ternária KThU-RGB e foram agrupados em sete subunidades as quais receberam os nomes de seus principais plutons descritos na literatura (cf. [Faria et al. 1968, 1975](#); [Hasui & Almeida 1970](#); [Schobbenhaus Filho et al. 1975](#); [Ianzez et al. 1983](#); [Pimentel et al. 1985, 1996, 1999](#); [Pimentel & Fuck 1987, 1992b, 1994](#); [Danni et al. 1989, 1993](#)) individualizados com as letras símbolos: i – Iporá; is – Israelândia, si – Serra do Impertinente, ir – Serra do Iran, sn – Serra Negra, rb- Rio Bonito, di - gabro-diorito Serra do Iran e dl – gabro-diorito Lajeado. As variações internas (diferentes fácies) dentro de cada conjunto foram individualizadas por códigos numéricos ([Tabela 4.13](#)).

A análise textural e estrutural da imagem ternária e dos canais individuais do K, Th, U e suas razões e, por vezes, suas características magnéticas, torna evidente o caráter multi-intrusões dos grandes corpos, fato já descrito em função da cartografia e também constatado no padrão isotópico/geocronológico. Assim, [Faria \(1975\)](#) e [Schobbenhaus Filho et al. \(1975\)](#) sugerem que o Granito Serra Negra seja constituído por dois corpos magnética e petrograficamente distintos (fato corroborado pela aerogeofísica), enquanto [Rippel & Marques \(1970\)](#) e [Lessa Sobrinho & Andrade \(1971\)](#) descrevem três diferentes fácies no Granito Serra do Impertinente para o qual a gamaespectrometria indica tratar-se no mínimo de três diferentes fácies e/ou pulsos. Trabalhos de campo realizados neste trabalho revelaram que o Batólito Granítico de Israelândia é composto pelo menos por dois plutons com feições petrográficas e textural diferentes, fácies de granulação grossa e porfírica (contendo biotita e anfibólio) e fácies granítica-granodiorítica equigranular média na porção NW do batólito (com biotita e sem anfibólios).

Todos os granitos da Unidade N(G)3 ([Tabela 4.13](#)) apresentam, em maior ou menor grau, texturas do tipo rapakivi e antirapakivi, xenólitos máficos e localmente feições de misturas de magmas, podendo ser constatados em todos eles a associação com corpos de natureza gabro-dioríticas, caracterizando o evento magmático bimodal mais jovem dentre os granitos/gabro-dioritos do SW de Goiás, embora os dados geocronológicos disponíveis sugerem que foram formados em dois pulsos principais o mais antigo em torno de 580-550 Ma, e o mais novo, por volta de 480-500 Ma ([Hasui & Almeida 1970](#); [Rippel & Marques 1970](#); [Lessa Sobrinho & Andrade 1971](#); [Faria 1975](#), [Schobbenhaus Filho et al. 1975](#); [Ianzez et al. 1983](#); [Pimentel et al. 1985, 1996, 1999](#); [Pimentel & Fuck 1987, 1992b](#) [Junqueira-Brod et al. 1999](#))

Tabela 4.13 – Características geofísicas e isotópicas dos Granitóides Anorogênicos.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-----------|----|---|---|-----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|--------------|------------------------------------|-----------|-------|
| N(G)3i | A | A | A | A | B | | | 0,9-1,2 | -3,3/+2,1 | 0,49 | 0,7057 | | 1,2, |
| N(G)3is | A | A | M | M | B | 0,58* | | 0,84/0,92 | +3,0/+2,3 | 0,55 | 0,7045 | | 1,2 |
| N(G)3si-1 | A | A | A | A | B | | | 2,1 2,7 | -16,1 -19,2 | 0,58 | 0,7032 | | 1,2 |
| N(G)3si-2 | A | A | M | A | B | | | 1,2/0,9 | -4,6/+1,1 | 0,48 | 0,7067 | | 1,2 |
| N(G)3ir | A | A | M | M/A | M | | | - 0,93/1,4 | - -2,7/+2,0 | 0,56 0,59 | 0,7050 0,7044 | | 1,2 |
| N(G)3sn-1 | A | A | A | A | B | | | | | | | | |
| N(G)3sn-2 | A | A | M | A | M | | | 1,3/1,6 | -3,4/-3,0 | 0,51 | 0,710 | 488 | 1,2,3 |
| N(G)3rb-1 | A | A | A | A | B | | | | | | | | |
| N(G)3rb-2 | A | A | M | A | B | | | | | | | | |
| N(G)3di | M | B | M | M | M | | | 1,14 | -0,5 | 0,62 | 0,7039 | | 1,2 |
| N(G)3dl | B | B | B | B | M | | | | | 0,65 | 0,7029 | | 4 |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado. Ref.: 1 = Pimentel & Fuck 1987, 1994, 2 = Pimentel et al. 1985, 1996, 1999, 3 = Hasui & Almeida 1970, 4 = Rodrigues 1996. * = Determinação em titanita.

Subunidades N(G)3i-1, N(G)3sn-1 e N(G)3si-1: Este grupo inclui os granitos Iporá, Serra Negra1 e Serra do Impertinente 1, sendo o primeiro o maior pluton, esta subunidade engloba também os granitos referidos por [Ianzez et al. \(1983\)](#) como Jacinópolis, Papira e SO de Jaupaci, os quais são fácies marginais ou pequenos corpos satélites ao pluton de Iporá.

Estas subunidades são caracterizadas por apresentarem os mais altos teores nos três radioelementos, feição que sugere seu caráter mais fracionado que é corroborado pelos dados geoquímicos e isotópicos disponíveis, constituindo o grupo dos granitos mais jovens com idade em torno

de 500-480 Ma (Pimentel & Fuck 1994, Pimentel *et al.* 1996, 1999).

Subunidades N(G)3si-2, N(G)3ir, N(G)3sn-2: Este grupo inclui os granitos, Serra do Impertinente 2, Serra do Iran (Granito Arenópolis de [Ianzez *et al.* 1983](#)) e Serra Negra 2, os corpos Novo Brasil, Fazenda Nova e Córrego do Ouro, localizados a leste da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo, compõem um grupo de plutons alinhados ao longo de uma estrutura NNW, que por suas características gamaespectrométricas e sua proximidade foram incluídos na subunidade Serra do Impertinente 2. Apresentam teores elevados de K e moderados de U e Th, o que lhes confere em imagem RGB-KThU tonalidades amareladas, que permite com clareza a distinção destes plutons em relação aos acima descritos.

As imagens geofísicas da Serra do Impertinente sugerem que a fácies 2 seja intrusiva na fácies 1, contudo, em função das características gamaespectrométricas e geocronológicas as relações temporais entre elas está estabelecida, assim as fácies mais novas se colocaram mantendo as fácies mais antigas.

Subunidades N(G)3rb-1 e N(G)3rb-2: Estas subunidades foram aqui individualizadas para englobar os granitóides que afloram no baixo curso do Rio Bonito (N(G)3rb-1) e ao longo do vale do Córrego do Ouro (N(G)3rb-2). A subunidade N(G)3rb-1 corresponde a um granito que apresenta características gamaespectrométricas similares ao Granito Iporá, contudo, com teores de K um pouco menores. A caracterização de campo mostrou trata-se de um álcali-granito equigranular médio a grosso de cor cinza, em meio aos quais xenólitos e pórfiros são raros ou ausentes, diferindo assim dos Granitos tipo Iporá, que são rosados, granulação grossa, porfírica e onde são comuns xenólitos de rochas máficas.

Em contato a sudeste como Granito Rio Bonito 1, o batólito Rio Bonito 2 difere do anterior por apresentar mais baixas concentrações nos três radioelementos, sendo bem definido por tonalidades variegadas em branco/amarelo e a azul em imagem RGB-KThU. Este padrão coloca em evidencia o predomínio de litotipos de composição granodioríticas a monzoníticas neste setor.

Subunidade N(G)3is: Tem como representante principal o pluton Israelândia difere dos demais pelos seus níveis radiométricos mais baixos evidentes nas imagens de contagem total e pela sua tonalidade rosada em composição ternária RGB-KThU. Como as demais subunidades é composto por mais de um pluton. Na margem direita do Rio Claro afloram granitóides equigranulares de granulação grossa, com algum anfibólio, pouco magnético, de composição monzonítica-granodiorítica, na sua porção sul, na margem esquerda do Rio Claro, mantêm o padrão textural, contudo, mostram uma composição granodiorítica e na sua porção noroeste é representado por um pluton ovalado, evidente na imagem ternária, representado por um granodiorito/tonalito equigranular de granulação média-fina, sem anfibólio e não magnético.

Embora, identificados no campo e por vez, pelo padrão textural/estrutural das imagens gamaespectrométricas, as concentrações de seus radioelementos não mostram diferenças significativas para os diferentes plutons, por esta razão não podem ser individualizados apenas com uso das imagens gamaespectrométricas e magnéticas.

Subunidade N(G)3di: Corresponde aos corpos dioríticos, quartzo dioríticos que junto com os granitos acima descritos caracterizam a bimodalidade deste magmatismo. Esta subunidade está representada por três corpos, dois deles entremeados ao Granito Serra do Iran, sendo o maior nomeado por [Pimentel \(1985\)](#) como Diorito Serra do Iran, e o terceiro pluton no interior do Batólito Rio Caiapó. A gamaespectrometria

mostra que embora se tratem de corpos com composição básica-intermediária, os teores moderados de U e Th podem estar indicando processos de mistura de magmas básico e ácido. [Faria et al. \(1975\)](#) descreve na Serra do Iran uma “total interpenetração entre granitos de granulação grosseira e quartzo dioritos” o que explica o padrão gamaespectrométrico observado.

Subunidade N(G)3dl: Os corpos desta subunidade apresentam típico padrão gamaespectrométrico para rochas básicas, dado pelos baixos teores nos três radioelementos quando comparado ao Diorito Serra do Iran (N(G)3di). Na imagem ternária RGB-KThU são evidenciados pela sua cor vermelho-amarronzada. Os mais baixos teores nos radioelementos sugerem um caráter mais primitivo e/ou uma menor contaminação com magmas ácidos e/ou supracrustais.

4.2.6.2 FORMAÇÃO PIRANHAS – Op

Subunidade Op: Depositada ao longo de uma calha (grabén) NS, anteriormente tinha sua área de ocorrência mapeada apenas a sudeste do batólito de Serra Negra, contudo em função de suas características radiométricas teve seus limites estendidos para leste e norte ([Figura 4.5, Tabela 4.14](#)).



Compreende uma unidade de concentração moderada de K e baixas de U e Th com tonalidades variadas características em imagem ternária RGB-KThU em verde, vermelho e amarelo.

A Formação Piranhas é composta por uma sedimentação imatura sendo representada por conglomerados, arcósios, arenitos, arenitos líticos, siltitos e folhelhos/argilitos. Predominam as fácies psamíticas com os conglomerados sendo dominantes nas bordas da bacia. De forma subordinada foram encontrados neste trabalho intercalações de rochas vulcânicas piroclásticas ácidas, além de diques granofíricos de composição riódacítica. Um destes diques granofíricos foi observado no campo na porção central da bacia próximo de sua borda oeste, ressalta-se neste corpo a presença de sulfetos, incluindo pirita e calcopirita.

Tabela 4.14 – Características geofísicas e isotópicas da Formação Piranhas.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd} (T) | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-------|----|---|---|----|-----|-----------|------------|----------------------|---------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| Op | B | M | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado.

4.2.7 SILURO-DEVONIANO – Grupo Paraná

4.2.7.1 FORMAÇÃO FURNAS - Df

A unidade Df é composta por arenitos e conglomerados da Formação Furnas, entretanto inclui também as unidades siluro-devonianas da Formação Vila Maria que não puderam ser individualizadas por meio dos produtos geofísicos.



A análise dos produtos gamaespectrométricos para esta unidade permitiu sua subdivisão em duas subunidades, nomeadas como: Subunidade Df e Subunidade Df-1 ([Figura 4.5, Tabela 4.15](#)).

Tabela 4.15 – Características geofísicas e isotópicas da Formação Furnas.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-------|----|---|---|----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| Df | B | B | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Df-1 | B | B | B | B | B | - | - | - | - | - | - | - | - |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado.

Subunidades Df e Df-1: Ambas as unidades é caracterizada pelos baixos níveis radiométricos nas imagens do canal de contagem total e canais individuais K, Th, e U, embora baixos a subunidade Df-1 difere da subunidade Df por concentrações algo mais elevada em radioelementos. As pequenas diferenças quando em composição ternária RGB-KThU permitem a individualização das subunidades citadas, sendo que a subunidade Df apresenta-se em tons verde musgo e a subunidade Df-1 em tonalidade verde mais claro. Nas duas subunidade as litologias dominantes são arenitos, arenitos conglomeráticos de cor branca típica, com raras intercalações de siltitos e pelitos.

Embora, não tenha sido feito um controle de campo, a arranjo espacial das subunidades confrontado com imagens de modelo digital de terreno indicam uma posição basal para subunidade Df1.

4.2.7.2 FORMAÇÃO PONTA GROSSA - Dpg

Compondo com a Formação Furnas o Grupo Paraná na região investigada trata dentre as unidades sedimentares e metassedimentares aquela que apresenta os mais altos níveis radiométricos, a variação dos teores do K, Th e U possibilitou a individualização de três subunidades: Dpg, Dpg-1 e Dpg-2 (Figura 4.5, Tabela 4.16).



Como características gerais apresentam teores baixos de K e moderados a altos em Th e U, estas feições aliadas aos tipos de rochas e a deformação rúptil propiciaram locais favoráveis ao intemperismo químico que levaram a mineralização supergênica em urânio. Configurando desta forma uma importância particular para a unidade.

Tabela 4.16 – Características geofísicas e isotópicas da Formação Ponta Grossa.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-------|-----|---|-----|-----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| Dpg | B | B | B | B/M | B | | | | | | | | |
| Dpg-1 | M | B | M/A | M/A | B | | | | | | | | |
| Dpg-2 | M/B | B | M | M | B | | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado.

Subunidade Dpg: Dentre as subunidades da Formação Ponta Grossa é aquela que apresenta os mais baixos níveis radiométricos para os três radioelementos e contagem total. Em imagem ternária RGB-KThU apresentam cores em tons verde-azulado. As litologias típicas desta subunidade são arenitos e siltitos vermelhos.

Subunidade Dpg-1: Corresponde a subunidade onde são observados os mais altos valores em radioelementos, que é mais pronunciado no U, nesta subunidade encontram-se as ocorrências e depósitos de urânio da Formação Ponta Grossa (Fernandes 1983). A predominância do urânio, e os teores também

elevados em tório são indicadas em imagem ternária RGB-KThU pela tonalidade ciano típica desta subunidade. Arenitos e siltitos vermelhos são as litologias predominantes desta subunidade, contudo trata-se da seção na qual são mais comuns intercalações pelíticas, em geral fossilíferas.

Subunidade Dpg-2: Apresentando um padrão intermediário entre as duas subunidades anteriores, esta subunidade se caracteriza pelos teores elevados de U e Th que junto ao baixo K, como nas demais, confere a subunidade Dpg-2 uma tonalidade ciano esverdeado na imagem ternária RGB-KThU. Como nas subunidades anteriores nesta subunidade predominam arenitos e siltitos vermelhos, sendo comuns intercalações pelíticas.

4.2.8 PERMO-CARBONÍFERO

4.2.8.1 GRUPO ITARARÉ: Formação Aquidauana - Cpa

De uma maneira geral a Formação Aquidauana apresenta baixos níveis radiométricos baixos a muito baixos para todos os radioelementos, entretanto pequenas, mas consistentes variações permitem individualizar, em especial na imagem ternária RGB-KThU três subunidades: Cpa, Cpa-1 e Cpa-2 (Figura 4.5,



Tabela 4.17). Nesta formação, depositada em um ambiente glácio-marinho, predominam arenitos sendo comuns intercalações pelíticas (argilitos e folhelhos) e tem como característica a ocorrência por todo o pacote de tilitos. Todas estas litologias apresentam uma coloração vermelha conferida pela natureza da matriz/cimento destas rochas constituído por argilas e/ou óxidos de ferro e/ou carbonatos. Eventualmente são também observados folhelhos carbonosos. A variação em proporção dos diferentes litotipos citados responde pelas diferentes fácies aqui caracterizadas.

Tabela 4.17 – Características geofísicas e isotópicas do Grupo Itararé – Formação. Aquidauana.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ga) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ga) | Ref. |
|-------|----|---|---|----|-----|-----------|------------|----------------------|--------------------|------------|------------------------------------|-----------|------|
| Cpa | B | B | B | B | B | | | | | | | | |
| Cpa-1 | B | B | B | B | B | | | | | | | | |
| Cpa-2 | B | B | B | B | B | | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado.

Subunidade Cpa: Esta subunidade tem sua área de ocorrência localizada no extremo noroeste da região aqui estudada. Trata-se da fácies que apresenta os mais baixos níveis radiométricos dentre as fácies identificadas, apresentando nas imagens ternárias RGB-KThU tonalidades em marrom escuro. Sua distribuição em conjunto com o modelo digital do terreno indica uma posição stratigráfica intermediária em relação às demais fácies desta unidade. Observações de campo, embora preliminares, mostraram a predominância de arenitos vermelhos de granulometria grossa com cimento ferruginoso calcífero.

Subunidade Cpa-1: Tendo principal área de ocorrência localizada no extremo noroeste da região aqui estudada, ocorre também como ilhas no extremo sudeste oposto. Trata-se de uma fácies que nas imagens ternárias RGB-KThU apresentam tonalidades em verde escuro manchado em tons de azul e magenta.

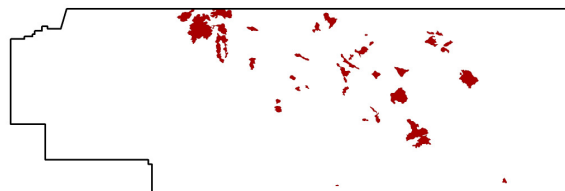
Arenitos com intercalações de folhelhos e tilitos são os principais litotipos da Subunidade Cpa-1. Sua disposição diretamente sobre arenitos das formações Furnas e Ponta Grossa atestam o caráter basal desta fácies.

Subunidade Cpa-2: Esta subunidade é aquela nos quais os radioelementos, embora ainda baixos, atingem os níveis mais elevados, em especial o potássio, da Formação Aquidauana aqui estabelecida. Nesta fácies observam-se também pequenas áreas anomalias em Th e U. As características gamaespectrométricas junto a verificações de campo mostraram o predomínio de pelitos em geral rítmicos, localmente carbonosos, em meio ao qual são com frequência encontrados seixos pingados. Sua disposição diretamente sobre arenitos do Grupo Paraná e como finas intercalações em meio a Subunidade Cpa-1 indicam tratar-se também de uma sequência basal e desta forma, constituindo variações laterais com a Subunidade Cpa-1.

4.2.9 NEOCRETÁCEO

4.2.9.1 PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS – K(L)2

As subunidades que compõem a Província Alcalina de Goiás – PAGO (Guimarães *et al.* 1968, Ulbrich & Gomes 1981, Almeida 1983, Gaspar *et al.* 2000, Sgarbi *et al.* 2000ab) na área em estudo é composta por rochas plutônicas alcalinas, com raros representantes vulcânicos, que constitui um



importante evento magmático kamafugítico ocorrido no Cretáceo Superior (Danni 1978, 1985, Barbour 1979, Ulbrich & Gomes 1981, Gaspar *et al.* 2000, Sgarbi *et al.* 2000ab, Junqueira-Brod 2003), tem como principais representantes corpos de natureza ultramáfica que compõe uma das principais províncias níquelíferas do Brasil. Associados as rochas ultramáficas ocorrem corpos gabróicos, carbonatíticos, sieníticos e kimberlíticos/lamproíticos e fenitos. Por meio da gamaespectrometria foi possível individualizar cinco subunidades (Figura 4.5, Tabela 4.18): K(L)2, K(L)2-1, K(L)2-2, K(L)2-3, K(L)2-4.

A integração entre os produtos gamaespectrométricos, magnéticos e modelo digital do terreno evidenciam o controle estrutural dos corpos alcalinos sendo possível verificar que a direção principal do posicionamento dos corpos foram falhas NNW (p.ex. Morro do Engenho, Montes Claros, Córrego dos Bois e Morro do Macaco), seguidas por falhas NS (p.ex. Arenópolis) e NE (p.ex. Amarinópolis, Jaupaci e Buriti). Em detalhe observa-se que a intersecção de lineamentos NW, NE e NS, foram os locais preferenciais de alojamento dos plutons, plugs e diques que compõem a PAGO.

Subunidade K(L)2: Esta subunidade inclui os corpos onde predominam rochas ultramáficas (dunitos, peridotitos, piroxenitos) sendo aquela que apresenta os mais baixos níveis radiométricos, representadas em imagem ternária RGB-KThU em tonalidade escuras em tons de verde e marrom. Seus principais representantes são os complexos do Montes Claros, Rio dos Bois, Morro do Macaco, Arenópolis e Boqueirão, este último corresponde ao maciço localizado na confluência dos rios Claro e Pilões. A análise conjunta das imagens magnéticas e gamaespectrométricas mostra que apenas uma pequena parte dos corpos que compõem os complexos é aflorante.

Tabela 4.18 – Características geofísicas e isotópicas da Província Alcalina de Goiás e resultados geocronológicos regional.

| SIGLA | CT | K | U | Th | MAG | U-Pb (Ma) | Sm-Nd (Ga) | T _{DM} (Ga) | ε _{Nd(T)} | Rb/Sr (Ga) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | K-Ar (Ma) | Ref. |
|------------|--|-----|----------------|-----|-----|--------------|---------------|-------------------------|--------------------|---------------|------------------------------------|-------------------------|------|
| K(L)2 | B | B | B | B | A | | | | | | | 75-81 53* 72-90 | 1,2 |
| K(L)2-1 | B/M | B/M | B/M | B/M | M | | | | | | | 72-91 86-87 | 2,3 |
| K(L)2-2 | A | B | A | A | A | | | | | | | | |
| K(L)2-3 | B | B | B | M | A | | | | | | | | |
| K(L)2-4 | B | B | B | B | A | | | | | | | | |
| K(L)2-5 | A | A | A | A | M/B | | | | | | | | |
| K(L)2-SF* | B | B | B | B | A | | | | | | | 74-88 | 4 |
| K(L)2-SAB* | - | - | - | - | A | 88-90* | | | | | | 27-39 60-63 82-88 | 5,6 |
| Regional | Complexos Máfico-Ultramáficos-Carbonatíticos | | Catalão I – GO | | | | | | | | | 85-83 | 6,7 |
| | | | Serra Negra-MG | | | | | | | | | 83-84 | |
| | | | Salitre-MG | | | | | | | | | 79-94 | |
| | | | Araxá-MG | | | | | | | | | 77-98 | |
| | | | Tapira-MG | | | | | | | | | 71-87 | |
| | Vulcânicas | | Mata da Corda | | | 68-81* | | | | | | | |

CT = Contagem Total, K = Potássio, U = Urânio, Th = Tório; A = Alto, B = Baixo, M = Moderado. 1 = Danni 1974; 2 = Cordani & Hasui 1975; 3 = Cerqueira 1995; 4 = Barbour 1979, 5 = Hasui *et al.*1971, 6 = Sgarbi *et al.*2000ab, 7 = Referências em: Ulbrich & Gomes 1981, Gomes *et al* 1990. * = Dique de lamprófito. ★ = Santa Fé, a norte da área investigada. * = Santo Antônio da Barra, a sudeste da área investigada. ✦ = Perovskita

Subunidade K(L)2-1: Corresponde a subunidade onde ocorre uma variação significativa nos níveis radiométricos do K, Th e U, entre baixo e moderado, caracterizada em imagem ternária RGB-KThU por tonalidades variegadas em verde, laranja, marrom e azul. Esta variação é aqui interpretada como devida presença em proporções variadas de rochas ultramáficas com sienitos e sienogabros.

Subunidade K(L)2-2: Dentre os corpos alcalinos básicos-ultrabásicos três deles se destacam nos produtos derivados dos dados geofísicos por apresentarem um comportamento bastante distinto, sendo caracterizados por um forte enriquecimento em Th e U, e como os demais, baixas teores de K e alta amplitude magnética. Estas feições indicam se tratar de corpos com contribuição expressiva de rochas carbonatíticas. Dois destes corpos carbonatíticos apresentam morfologia circular e são conhecidos na literatura sob a designação de Morro Preto. O terceiro corpo apresenta-se alongado segundo direção ENE, localizado a cerca de 10 km a oeste dos dois anteriores. No Maciço Córrego dos Bois a sua porção noroeste apresenta características gamaespectrométricas similares às acima descritas, tendo sido aqui também interpretada como uma porção carbonatítica deste corpo.

Subunidade K(L)2-3: Trata-se de uma subunidade que se caracteriza por apresentar níveis radiométricos com K e U baixos e Th moderado, embora com grandes variações sua integração com dados da cartografia geológica e checagens de campo mostrou que predominam nesta subunidade rochas gabróicas alcalinas e essexitos. Ainda neste grupo estão incluídas rochas cartografadas como fenitos, sendo estas últimas as litologias que apresentam as maiores variações nos radioelementos.

Subunidade K(L)2-4: Correspondendo a corpos de dimensões pequenas a moderadas constituem diques e plugs caracterizados por baixos níveis radiométricos e tonalidades escuras em azul até marrom nas imagens ternárias RGB-KThU. Em geral, configuram corpos evidentes pelas altas amplitudes magnéticas, as observações de campo e os mapeamentos consultados mostram que a litologia principal destes corpos são olivina magnetita gabros com quantidades variáveis de olivina.

Subunidade K(L)2-5: Representada por um único corpo vulcânico de composição traquítica, caracterizado por elevados teores em K, Th e U. Sua individualização dos granitos que ocorrem a nordeste só foi possível em função da integração dos dados geofísicos com os trabalhos de cartografia geológica, uma vez que não se distingue radiometricamente destes granitos.



CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1. TRATAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

A avaliação do conjunto das informações aerogeofísicas quanto à presença de inconsistências e valores destituídos de significado geológico local mostrou um conjunto de dados de alta qualidade, sem problemas quanto à distribuição espacial das linhas de vôo e ausência de valores espúrios do tipo 'picos'.

Os dados aeromagnéticos originais foram interpolados em malhas regulares construídas pelo método bidirecional e apresentaram uma melhor preservação das altas frequências, em particular quando comparadas a interpolação por mínima curvatura, outro resultado que favoreceu a escolha pelo método bidirecional consistiu na eliminação de tendências ao longo da direção de vôo (NS) sem que houvesse a necessidade da aplicação de filtros direcionais para corrigir tais imperfeições.

Para os dados aerogamaespectrométricos as correções de eliminação dos valores negativos aproximaram as concentrações equivalentes dos radioelementos medidos aos valores médios de K, Th e U da crosta terrestre referidos na literatura. Desta forma, favoreceram ao tratamento estatístico de elaboração das imagens das razões radiométricas. Os dados gamaespectrométricos foram interpolados pelo método de mínima curvatura, o qual constitui o algoritmo mais comum usado nas geociências para o tratamento de informações de natureza aleatória.

As imperfeições na representação da distribuição dos dados aerogamaespectrométricos, representadas por anomalias alongadas ao longo das linhas de vôo, foram corrigidas com o uso da técnica de micronivelamento (Minty 1991, Blum 1999). Vários valores de corte foram testados até a obtenção dos parâmetros que eliminaram as tendências (ruídos) na direção NS e mantiveram o sinal preservado.

Em adição às técnicas convencionais de tratamento interpretativo dos dados aerogeofísicos, foram aplicados aos produtos já tratados do campo magnético anômalo e da amplitude do sinal analítico filtros de continuação ascendente e integral vertical (Gunn 1975, Silva 1996, Milligan & Gunn 1997, GEOSOFT 1998, Nabighian *et al.* 2005), que permitiram a avaliação mais detalhada de fontes magnéticas. Aos dados gamaespectrométricos, foram aplicados filtros de realce tais como potássio anômalo, urânio anômalo e fator F (Ostrovskiy 1973, Pires 1995), verificando-se que estes procedimentos não fornecem resultados relevantes para uma região tão extensa e com grande diversidade geológica. Entretanto, como demonstrado em diversos trabalhos tratam-se de técnicas que, em trabalhos futuros, certamente fornecerão informações aplicáveis em especial a prospecção mineral, mas que necessitam para sua aplicação da segmentação dos dados em áreas menores e/ou por tipos litológicos (Pires 1990, 1995; Carvalho 1999; Soares *et al.* 2004).

Por fim, foram executados alguns testes com os filtros de Deconvolução de Euler (Thompson 1982, Ried *et al.* 1990, Ried 1995, Blakely 1996, Gunn 1997, Barbosa 2005, Nabighian *et al.* 2005) os quais mostraram tratar-se de uma ferramenta importante para o entendimento da disposição de fontes magnéticas em especial seu relacionamento com estruturas. Entretanto, como este tipo de investigação foge ao escopo deste trabalho, estes dados não foram utilizados, mas com certeza trata-se de uma ferramenta imprescindível em trabalhos que pretendam se ocupar como entendimento das fontes magnéticas tanto em escala regional como local.

O procedimento aqui sumarizado foi suficiente para geração de produtos de alta qualidade os quais foram utilizados nas interpretações qualitativas resultando no traçado dos limites dos domínios geofísicos e sua integração aos dados geológicos.

5.2. INTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS

5.2.1. AEROMAGNETOMETRIA

A interpretação iniciou-se com a delimitação das principais feições magnéticas da região em estudo. As grandes regiões magnéticas foram compartimentadas em dez domínios (Figura 4.1; página 67), em especial utilizando imagens da amplitude do sinal analítico - ASA, composições binárias entre a ASA e a inclinação da fase do sinal analítico (ACISA e AICSA), continuação ascendente e integral vertical.

O Domínio Araguaia com relevo magnético bastante suave e baixas amplitudes magnéticas, apresenta um padrão semelhante àqueles observados em terrenos antigos (p.ex. áreas cratônicas), este padrão é observado também em subdomínios a nordeste e sudoeste do Domínio Bom Jardim de Goiás, onde a interpretação das feições gamaespectrométricas e trabalhos de campo indicam a presença de rochas paleoproterozóicas.

Os domínios magnéticos (Figura 4.1; página 67) Rio Claro-Caiapó, Ribeirão Caçada Boa e Moiporá caracterizam os terrenos e as feições relacionadas à Província Alcalina de Goiás, sendo bordejados pelo Domínio Piranhas-Diorama-Bacilândia que corresponde às regiões perturbadas por pequenas intrusões alcalinas.

Os demais domínios englobam unidades supracrustais e plutônicas do Arqueano ao Fanerozóico. Destaca-se aqui que alguns granitóides neoproterozóicos puderam ser individualizados pelas suas características magnéticas, p.ex. granitos magnéticos do Domínio Serra do Mateiro, fácies e granitos não ou pouco magnéticos Serra do Impertinente 1 e Serra Negra 1, daqueles com magnetismo moderado Serra do Impertinente 2 e Serra Negra 2 (Figura 4.1; página 67).

As imagens da amplitude e inclinação do sinal analítico (ASA e ISA), amplitude do gradiente horizontal total (AGHT) e composições binárias (ACISA e AICSA) permitiram a elaboração de um detalhado mapa de lineamentos que integrado aos mapas de lineamentos gamaespectrométricos e de relevo caracterizam-se três grandes domínios separados entre si por estruturas NS: Bloco Oeste ou Bom Jardim estruturado NNE; Bloco Central ou Iporá estruturado NNW e Bloco leste ou Córrego do Ouro estruturado NE (Figura 5.1a). Internamente os blocos apresentam um forte padrão de lineamentos em treliça com direções NE e NW em geral predominando sobre os *trends* NS e EW (Figuras 4.2, 4.6a e 4.7).

Os principais sistemas de falhas observados, Araguaia, Serra Negra, Rio Piranhas, Montes Claros de Goiás, Moiporá-Novo Brasil e Serra Dourada (Figura 5.1a), correspondem a estruturas de primeira ordem que delimitam grandes blocos crustais. Dentre estes se destacam o Sistema de Falhas Araguaia, de ângulo moderado a baixo, a noroeste do qual ocorre um terreno com assinatura magnética que aponta para a presença de rochas antigas (arqueanas/paleoproterozóicas); o sistema de falhas NS de alto ângulo de Montes Claros de Goiás, com características extensionais, parece limitar a oeste a ocorrência de granitos do tipo Caiapó; o sistema de falhas NS de alto ângulo Moiporá-Novo Brasil, ora com cinemática direcional ora extensional, limita a leste terrenos com assinaturas geocronológicas que atestam a presença de rochas antigas arqueanas/paleoproterozóicas; e o sistema de falhas de cavalgamentos da Serra Dourada a norte e noroeste do qual se encontram os terrenos arqueanos.

No contexto regional, apenas com as estruturas retiradas dos produtos aerogeofísicos não é possível estabelecer um único elipsóide de deformação, visto que as estruturas foram geradas e reativadas em diferentes episódios.

Figura 5.1-

Para o Proterozóico aqueles autores que trabalharam em escalas maiores (>1:100.000) reconhecem 3 ou 4 grupos de estruturas principais em geral com a primeira fase representada por relictos de uma foliação antiga (Seer 1985, Pimentel 1985, Amaro 1989, Barbosa 1987), embora uma fase extensional precursora deva ter existido.

A primeira fase pode estar representada pelos lineamentos magnéticos curtos, com direção em torno de EW para os quais o reconhecimento de campo indica tratar-se de uma foliação relacionada a cavalgamentos vergentes para norte, melhor preservados na região da Serra Dourada.

É possível que o campo de *stress* relacionado à primeira fase tenha determinado as zonas de fraqueza que seriam reativadas pelas fases posteriores, esta fase está relacionada a tensões principais direcionadas em torno de NS (Figura 5.1b) e teriam sido controladas pela existência de núcleos rígidos a norte, representado pelo Maciço de Goiás, e a sul pelo Cratón do Paraná (Figura 2.2).

As estruturas mais novas, incluindo aquelas geradas e/ou reativadas no Fanerozóico, de uma maneira geral, podem ser explicadas pela inversão dos tensores principais de deformação (máximo e mínimo), ora orientados segundo uma direção em torno de NS, ora em torno de EW, condicionadas à movimentação dos núcleos rígidos citados e dos crátons Amazônico a oeste e São Francisco a leste, embora o envolvimento de *hot spots* possa ter exercido um papel importante nas reativações fanerozóicas (Assumpção *et al.* 2002, Bizzi & Vidotti 2003).

Como exemplo de recorrência de deformação ao longo das zonas de fraqueza pode ser citado a Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, a norte fora dos limites da área investigada, Pimentel *et al.* (1996) apresentam uma isócrona Rb-Sr para o Granito Itapirapuã considerado por estes autores como sin-cinemático com idades de 759 ± 62 Ma, que portanto, estaria marcando as fases iniciais da deformação na área. A sul, desta mesma zona de cisalhamento Motta-Araújo *et al.* (2002) e Motta-Araújo & Pimentel (2003) apresentam uma idade U-Pb SHRIMP em zircão para o granito sin-cinemático de Messianópolis de $542,3 \pm 4,4$ Ma atribuída pelos autores como limite superior do evento Brasileiro na região, e aqui relacionada à reativação sinistral da Zona de Falha Moiporá-Novo Brasil, em resposta à acomodação da deformação em razão da inversão final (fechamento) da Faixa Paraguai durante o Neoproterozóico Tardio/Eopaleozóico. Por último, como indicado nos produtos magnéticos, esta falha durante o Cretáceo Superior foi reativada de forma extensional e *locus* de magmatismo alcalino desta idade (Figura 4.1 - Domínio Fazenda Nova).

5.2.2. AEROGAMAESPECTROMETRIA

Os produtos gamaespectrométricos foram as principais ferramentas para a elaboração do mapa geológico-geofísico apresentado no Anexo 1 embora tenha sido imprescindível a integração deste conjunto de informações aos mapas geológicos, dados geocronológicos e geoquímicos e trabalhos de campo. Os produtos magnéticos foram também importantes no estabelecimento de algumas das unidades.

Na integração realizada procurou-se manter, na medida do possível, a nomenclatura existente. Os limites das unidades e subunidades assim definidas correspondem aos limites entre as diferentes feições gamaespectrométricas, que em parte, apresentam boa correlação com a cartografia geológica e com averiguações de campo, sendo assim estes domínios foram considerados com grau de certeza elevado (polígonos classificados com graus de certeza: certo). Contudo, em parte dos dados, as informações prévias não foram suficientes para uma classificação absoluta, em alguns casos as informações existentes foram até mesmo contraditórias, desta forma, estes domínios foram classificados com graus de certeza em relação à atribuição a eles relacionados, como: razoável ou duvidoso.

Pelo exposto, a classificação das unidades/subunidades com grau de certeza razoável e duvidoso, se deu em função de semelhanças com unidades conhecidas e de seu contexto geológico. Assim sendo, para esta classe de unidades/subunidades a classificação admitida deve ser como uma proposta, sendo necessários trabalhos de campo para uma melhor caracterização.

De acordo com a proposta inicial deste trabalho, as unidades geológico-geofísicas aqui definidas foram delimitadas em função das características gamaespectrométricas, sem que houvesse a preocupação de elaborar um ajuste fino com a natureza de seus contatos, mesmo por que haveria necessidade de mais etapas de campo, desta forma no mapa geológico-geofísico do [Anexo 1](#) os contatos estabelecidos apresentam uma forma rendilhada que devem ser ajustadas em trabalhos futuros.

Seja em função da falta de contraste gamaespectrométrico ou em função de suas dimensões reduzidas, alguns corpos mapeados na cartografia geológica consultada não puderam ser individualizados, destaca-se a Formação Vila Maria, aqui englobada à Formação Furnas e diversos pequenos corpos graníticos e máfico-ultramáficos cartografados em trabalhos de semi-detalle e detalle (doutorados, mestrados, trabalhos finais de graduação). Estas unidades deverão ser integradas, em trabalhos futuros, ao mapa geológico final da região.

A integração geológico-geofísica aqui elaborada permitiu a individualização de dezesseis unidades as quais comportam noventa e uma subunidades, que foram agrupadas de acordo com sua cronologia e ambiente tectônico. De acordo com esta proposta os principais resultados serão abordados a seguir.

Arqueano: Complexo Granito Greenstone Gnáissico: As características gamaespectrométricas desta unidade permitiram a delimitação de cinco subunidades, cuja validade e arranjo estratigráfico necessitam de confirmação de campo. A caracterização de campo, na área em estudo e a nordeste desta, confirma a presença de diversos tipos de gnaisses e lentes de rochas metaultramáficas. O maior problema consiste em estabelecer o posicionamento das rochas graníticas nomeadas como subunidade Agn-5, que podem representar corpos mais jovens.

Paleoproterozóico: Granito Gnaisses: Destaca-se nesta unidade a individualização de novas regiões com padrão gamaespectrométrico e de campo similares àqueles observados no Gnaiss Ribeirão, único de seus representantes confirmadamente Paleoproterozóico.

Paleo/Mesoproterozóico: Grupo Serra Dourada e Grupo Mossâmedes: As dúvidas acerca destas unidades referem-se a relação entre elas, se trata-se de um único conjunto litoestratigráfico ou se o Grupo Mossâmedes ou parte dele possa representar uma unidade litoestratigráfica distinta. Os poucos dados isotópicos disponíveis apontam para uma idade Paleoproterozóica deste último ([Pimentel et al. 1999](#)), contudo na sua porção leste, fora da área em estudo, unidades indicadas como Grupo Mossâmedes têm fornecido idades neoproterozóicas ([Laux 2004](#), [Laux et al. 2005](#)). Neste sentido indica-se aqui como uma das áreas que merece uma maior atenção àquela referente aos xistos que contornam as subunidades graníticas Serra do Mateiro.

Paleo/Neoproterozóico: Granito Gnaisses Fazenda Nova, Sequência Vulcano-Sedimentar Moiporá-Novo Brasil: Estas unidades são aquelas nas quais os dados isotópicos têm indicado poder tratar-se de rochas paleoproterozóicas ou unidades neoproterozóicas geradas com o envolvimento de rochas mais antigas. Nesta região existe um acervo de mapeamentos geológicos que em conjunto com os dados

gamaespectrométricos aqui apresentados individualizam de forma razoável suas subunidades, assim, para posicionamento cronoestratigráfico definitivo são necessários levantamentos geoquímicos, geocronológicos e talvez um refinamento em maior escala de sua geologia, especialmente daquelas subunidades que compõem a Seqüência Moiporá-Novo Brasil.

Neoproterozóico: Granitóides de Arco de Ilhas, Sequências Metavulcano-Sedimentares, Grupo Cuiabá, Granitóides Sin-Colisionais, Granitóides Tardi-Pós Colisionais e Suíte Gabro-Diorítica: Este grupo de unidades compõem o Arco Magmático de Goiás, tendo sido aqui individualizado como Granitóides de Arco de Ilha a maior parte do que tem sido referido como Ortognaisses do Oeste de Goiás.

Dentre as pendências referentes a estas unidades destacam-se:

- Caracterização de campo, petrográfica, geoquímica e geocronológica das principais subunidades que compõem a unidade dos Granitóides de Arco de Ilha. Destaca-se aqui o Gnaiss Iporá com indicações geocronológicas de rochas de ciclos diferentes com idades em torno de 800 Ma (Laux 2004, Laux *et al.* 2005) e em torno de 700 Ma (Rodrigues 1996, Rodrigues *et al.* 1999). Da mesma forma, se faz necessária uma definição do Gnaiss Matrinxã, o qual a gamaespectrometria indica tratar-se de mais de um tipo litológico como indicado também pela geocronologia que fornece idades distintas em diferentes áreas de 669 ± 3 Ma (U-Pb, Laux 2004, Laux *et al.* 2005) e cerca de 895 Ma (errocróna Rb-Sr, Pimentel & Fuck 1994).
- O posicionamento do Grupo Cuiabá em relação às seqüências vulcano-sedimentares do Arco Magmático de Goiás, sendo possível que pelo menos neste setor, esse grupo possa se tratar também de uma unidade do arco magmático, e relacionado as seqüências vulcano-sedimentares indicadas por Drago *et al.* (1981). Neste contexto sugere-se que trabalhos futuros envolvam a caracterização e datação das rochas vulcânicas ácidas e aos metassedimentos imaturos a elas associadas encontradas a oeste de Bom Jardim de Goiás.
- Melhor caracterização do envolvimento e presença de rochas antigas em especial nos setores sudoeste e nordeste da área aqui abordada, onde os dados isotópicos apontam para a presença deste tipo de rocha, por exemplo: Gnaiss Ribeirão, Diorito Morro do Baú, idades modelo T_{DM} entre 1,6 e 2,7 Ma com $\epsilon_{(T)}$ negativos em granitos das unidades Serra Negra e Serra do Impertinente (Pimentel 1982, Pimentel & Fuck 1987, 1994, Pimentel *et al.* 1985, 1996, 1999, 2003b).
- Individualização de unidades vulcano-sedimentares mais jovens cuja presença tem sido indicadas em trabalhos como o de Pimentel (1985) na região de Arenópolis, Rodrigues (1996) na região de Iporá e por observações de campo na Seqüência de Jaupaci de basaltos amigdaloidais pouco ou não deformados e sem evidências de metamorfismo, cortados por granitos, em meio a rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias. Além desses é possível, como indicado pelos dados gamaespectrométricos, que parte do que vem sendo denominado de Gnaiss Matrinxã corresponda a rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas.
- Outro ponto que necessita ser ainda esclarecido trata-se da relação entre as seqüências vulcano-sedimentares de Anicuns-Itaberaí, Mossâmedes e Córrego da Boa Esperança, é possível que uma mesma unidade esteja sendo nomeada de diferentes maneiras, e/ou que unidades distintas estejam nomeadas sob uma mesma denominação, como pode ser inferido por meio dos resultados isotópicos apresentados em Pimentel *et al.* 1996, Laux 2004 e Laux *et al.* 2005.
- Quanto ao entendimento geoquímico e isotópico das seqüências metassedimentares sugere-se a sua caracterização por meio de geoquímica convencional e isótopos de Sm-Nd e nas unidades

carbonáticas a utilização de isótopos do carbono e do oxigênio, que permitem a investigação das áreas fontes e a presença ou não de rochas antigas em meio aos terrenos do arco magmático.

- Embora bem avaliados em termos da maioria dos grandes plutons as suítes bimodais sin e tardi-colisionais em conjunto com os granitos anorogênicos (Pimentel *et al.* 1985, 1996, 1999) merecem ser abordados em trabalhos futuros, nos seus aspectos petrográficos, geoquímicos e isotópicos, para um melhor entendimento das relações temporais, espaciais e genéticas entre eles, bem como, fornecer dados para uma melhor compreensão da composição da crosta inferior e do manto subcontinental, uma vez que, as porções félsicas deste magmatismo bimodal são entendidas como derivadas das porções inferiores da crosta continental por fusão anatética, enquanto as rochas máficas temporal e espacialmente associadas são consideradas provenientes de fusão mantélica (Rämö *et al.* 1996).
- No aspecto abordado no item anterior merecem atenção os plutons que compõem a Serra do Mateiro (T_{DM} 0.97-1.20 Ma – Motta-Araújo & Pimentel 2003), cuja assinatura gamaespectrométrica revela tratar-se de rochas enriquecidas em urânio e tório, feição típica de granitos anorogênicos, embora quanto aos aspectos de deformação parecem estar impressos nestes granitóides todas as estruturas de deformação observadas nas seqüências vulcano-sedimentares.

Neoproterozóico / Eopaleozóico: Granitóides Anorogênicos, Formação Piranhas: Como mencionado no item anterior um melhor entendimento dos granitos anorogênicos, em conjunto com os granitos sin e tardi-colisionais devem fornecer indicações geotectônicas, não apenas quanto à natureza destas suítes como também acerca da crosta continental em que foram posicionadas. A caracterização geoquímica destas suítes constitui uma importante ferramenta, uma vez que estes granitos apresentam características peculiares (Pimentel *et al.* 1985, 1996, 1999), os dados geoquímicos disponíveis em termos apenas do Rb e Sr mostra que os granitos anorogênicos podem ser individualizados mesmo utilizando apenas estes dois elementos, enquanto os demais tipos graníticos da região apresentam uma ampla sobreposição de campos, como exemplificado na Figura 5.2.

Na Figura 5.2 pode ser observado que a quase totalidade referente a granitos anorogênicos plotam no intervalo de valores de Sr < 200 ppm e em termos de Rb os demais granitos situam-se abaixo de 200 ppm. Nota-se ainda na Figura 5.2 que, as amostras relacionadas por Ianhez (1993) e Barbour *et al.* (1979) alinham-se ao longo de isócronas de referência de respectivamente, 505 ± 38 Ma (R.i = 0,707), 467 ± 10 Ma (R.i = 0,705) fornecem idades e razões iniciais dentro do intervalo observado nos granitos anorogênicos (Pimentel *et al.* 1985, 1996, 1999).

A bacia molássica de Piranhas registra no SW de Goiás o Estágio de Transição de Almeida (1967) e como as demais bacias deste ciclo associam-se a ocorrências de cobre (Teixeira *et al.* 2004). Os dados gamaespectrométricos sugerem sua continuação para norte o que deve ser averiguado no campo. Sua evolução e relação com magmatismo pode ser melhor compreendida por meio da caracterização isotópica e geocronológicas dos granófiros e das vulcânicas ácidas identificadas neste trabalho. Quanto a datação dos granófiros esta proposta já havia sido feita por Faria *et al.* (1975). Pequenas ocorrências desta unidade têm sido descritas em outras áreas do SW de Goiás sendo possível que parte Formação Aldeinho descrita por Seer (1985) corresponda a unidades da Formação Piranhas.

Siluro-Devoniano / Permo-Carbonífero: Grupos Paraná e Itararé: Este grupo inclui as seqüências sedimentares da Bacia do Paraná na área em estudo as quais por meio dos produtos gamaespectrométricos

puderam ser individualizadas em subunidades. As subunidades definidas equivalem a fácies e/ou membros das formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana, sendo necessários trabalhos de campo para uma melhor caracterização das subunidades e seus posicionamentos estratigráficos. A possibilidade de subdivisão ao menos da Formação Ponta Grossa no SW de Goiás já foi demonstrada em trabalho de mapeamento na região de Iporá, Diorama e Amorinópolis (Andrade 1980, Andrade & Camarço 1982, Alvarenga & Guimarães 1994).

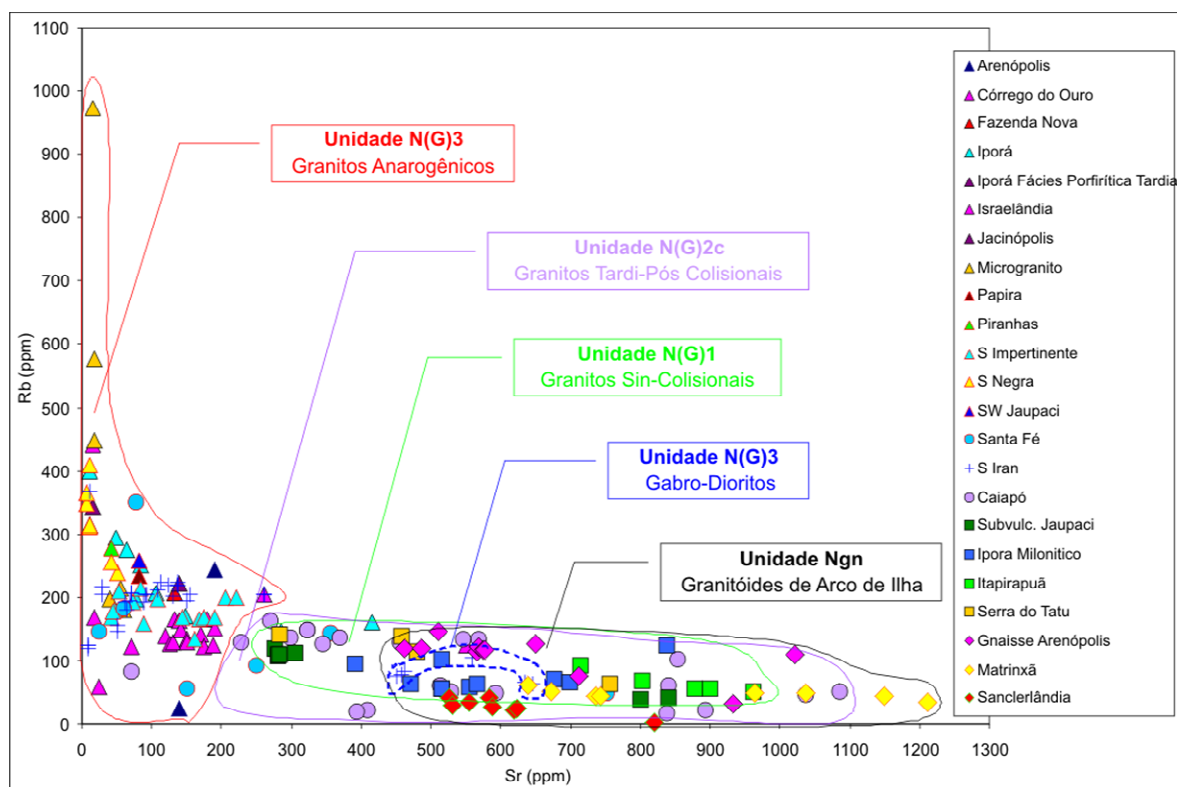


Figura 5.2 – Geoquímica Rb-Sr de rochas granitóides e gabro-dioríticas do Arco Magmático de Goiás e das suítes sin-tardi colisionais e anarogênicas. Fontes: Barbour *et al* 1979, Pimentel 1982, Pimentel & Fuck 1987, 1994, Pimentel *et al.* 1985, 1995, 1996, 1999, 2003b; Ianhez *et al.* 1983, Rodrigues 1996. **Obs:** Jacinópolis, Papira e SO de Jaupaci ou Extrabloco = fácies marginais ou pequenos corpos satélites ao pluton de Iporá; Granito Arenópolis = Serra do Iran (Ianhez *et al.* 1983).

Cabe destacar que a Formação Vila Maria, cartografada em vários dos trabalhos consultados e reconhecida em trabalhos de campo, não pôde ser individualizada por meio dos produtos gamaespectrométricos, desta forma sua representação em um produto geológico final deve ser estabelecida por meio dos trabalhos existentes e por mapeamento.

Neocretáceo: Província Alcalina de Goiás (PAGO): Dentre as unidades caracterizadas por meio dos produtos geofísicos a PAGO foi uma das que tiveram seus limites e áreas de ocorrência mais modificadas em relação aos trabalhos existentes, que em função de seu potencial econômico/prospectivo (dentre outros constitui uma das principais províncias niquelíferas do Brasil) assume um interesse particular (Moura *et al.* 2006a).

Dentre os principais resultados alcançados por meio da gamaespectrometria ressalta-se a indicação de subunidades com predomínio de diferentes litotipos e dentre esses se destacam aqueles nos quais as assinaturas gamaespectrométricas associadas às altas amplitudes magnéticas, características destes corpos, indicam a presença de carbonatitos.

Os carbonatitos (Subunidade K(L)2-2) apresentam uma assinatura gamaespectrométrica típica, semelhantes aquelas observadas nos complexos carbonatíticos de Catalão, Tapira e Araxá, caracterizada pelo forte enriquecimento em tório e urânio. Dois destes corpos carbonatíticos apresentam morfologia circular e são conhecidos na literatura sob a designação de Morro Preto/Caiapó (Pena & Figueiredo 1972, Schobbenhaus Filho 1975, Gomes *et al.* 1990). O terceiro corpo, evidenciado neste estudo; apresenta-se alongado segundo direção ENE, localizado a cerca de 10 km a oeste dos dois anteriores.

Em especial por meio de imagens magnéticas pode ser constatado que as intersecções de lineamentos NW e NE foram as zonas preferências de colocação do dos corpos alcalinos. A integração dos produtos magnéticos com a gamaespectrometria indica a existência de um outro grande corpo máfico-ultramáfico-carbonatítico a NW do Maciço de Montes Claros, encoberto pelas areias da Formação Araguaia, a presença de rochas carbonatíticas nesta região é indicada pelos elevados teores de Th e U desta cobertura arenosa.

5.3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração dos dados aerogeofísicos de alta densidade do sudoeste de Goiás com os dados geológicos, geocronológicos, geoquímicos, modelo digital de terreno e outros produtos geofísicos permitiu um considerável avanço no conhecimento geológico da região na medida em que proporcionou uma melhor individualização e subdivisão de diferentes unidades, embora algumas das unidades e subdivisões aqui propostas necessitem de confirmação por meio de estudos futuros, de qualquer forma constituem terrenos cuja natureza precisa ser melhor caracterizada.

O tratamento interpretativo dos dados permitiu ainda uma melhor caracterização da estruturação regional, colocando em evidencia além do arcabouço geral da região a presença de blocos crustais segmentados por importantes sistemas de falhas. Trata-se de uma caracterização preliminar que merece ser refinada com estudos de maior detalhe buscando o melhor entendimento da evolução tectônica da região.

Os trabalhos futuros deverão envolver os aspectos mencionados acima e nos tópicos precedentes organizados em um banco de dados georreferenciado – SIG (Bonham-Carter 1994, Raines 2001). Os dados existentes permitem com poucos trabalhos adicionais a cartografia geológica da região abordada em escala 1:100.000.

Por fim, embora o objetivo deste trabalho não tenha sido a abordagem econômica e prospectiva da área em estudo, cabe mencionar que o contexto geológico-geotectônico do SW de Goiás revela-se bastante favorável para mineralizações metálicas e rochas industriais com destaque para o cobre, níquel, ouro, titânio, diamante, urânio, vermiculita, calcário, rochas ornamentais, zinco, terras raras, tório, nióbio, fosfato e cianita. O tratamento dos dados geofísicos em conjunto com as informações geológicas, geoquímicas e de sensores remotos, envolvendo técnicas específicas com tratamentos estatísticos robustos, p.ex. K-anômalo, U-anômalo, parâmetro F, deconvoluções, lógica booleana, lógica fuzzy, redes neurais, pesos de evidências, etc, constituem poderosas ferramentas prospectivas (Bonham-Carter 1994, Mihalasky & Bonham-Carter 1999, Raines 2001; Fornazzari Neto & Ferreira 2003, Franca-Rocha *et al.* 2003; Moreira *et al.* 2003; Nóbrega & Souza Filho 2003; Pascholati *et al.* 2003; Silva *et al.* 2003ab; Souza Filho & Crosta 2003), sendo que a qualidade dos dados do levantamento aerogeofísico aqui abordado com certeza permitirá a descoberta de novos alvos de prospecção bem como melhor entendimento das ocorrências e dos depósitos já conhecidos.



Capítulo 6

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Almeida F.F.M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36 p.
- Almeida F.F.M., 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, 1969. *Anais...*, Salvador, p. 29-46.
- Almeida F.F.M., 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, IPT, 187 p. (Rel. n° 14.091).
- Almeida F.F.M., 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In*: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1981. *Anais*, p. 1-10.
- Almeida F.F.M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3): 139-158.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., 1984. O Pré-Cambriano do Brasil, Editora Blucher, São Paulo, 378 pp.
- Almeida F.F.M., Mantovani M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**: 451-458.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A., 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8. *Anais*, p. 363-391.
- Almeida F.F.M., Brito-Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Review*, **50**:77-111.
- Alvarenga C.J.S., Guimarães E.M. 1994. Siluro-Devoniano na margem noroeste da Bacia do Paraná, região entre Diorama e Amorinópolis, GO. *In*: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília. *Anais*, SBG, p. 53-54.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M., 2000. Paraguay and Araguaia belts. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic evolution of South America*. 31st. *In*: *International Geological Congress Rio de Janeiro*, p. 183-193.
- Amaro V., 1989. Geologia e petrologia da Sequência Metavulcânica de Jaupaci - GO e lineamentos associados. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 237 p.
- Andrade S.M., 1980. Estratigrafia dos sedimentos devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, SC. Resumos. São Paulo, SBG, p.299.
- Andrade S.M. & Camarço P.E.N., 1982. Sequências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32. *Anais...*, **5**: 2132-2144.
- Araújo S.M. & Nilson A.A. 1987. Caracterização petroquímica e petrotectônica dos anfíbolitos da Sequência de Palmeirópolis - Goiás. *In*: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1, Porto Alegre, 1987. *Anais...*, Porto Alegre, v. **1**, p. 335-348.
- Araújo S.M., Fawcett J.J., Scott S.D., 1995. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil example. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(3): 173-184.

Asmus H.E. 1981. Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continental emersa adjacente. *In: Simpósio Regional de Geologia*, 3, Curitiba, Atas..., São Paulo SBG 1: 262-273.

Assine M.L., Soares P.C., Milani E.J., 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**: 77-89.

Assumpção M., Escalante C., Schimmel M., 2002. Initial impact of the Trindade Plume, Goiás, reviewed by seismic tomography. *In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 2, Boletim de Resumos, p. 77.

B

Barbosa O., 1979. Litologia, ambiente e mineralização do Grupo Bom Jardim. Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, p.446.

Barbosa P.A.R., 1987. Geologia e recursos minerais das seqüências supracrustais a leste de Mossâmedes-GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 226p.

Barbosa V.C.S., Silva J.B.C., 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro – um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(3): 243-250.

Barbour A.P., Girard V.A.V., Kawashita K., Souza A.M.S., 1979. Geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, Goiás. *Boletim do Instituto de Geociências*, **10**, p.11-8.

Bigarella J.J., Salamuni R., Marques P.L., 1966. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *Boletim Paranaense de Geociências*, **18**:1-114.

Bizzi L.A., Vidotti R.M., 2003. Condicionamento do magmatismo Pós-Gondwana. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H., (Organizadores). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília, 2003. Cap. 6, 335-361p.*

Blakely R.J., 1996. Potential theory in gravity & magnetic applications. Cambridge University Press, 441p.

Blum M.L.B. & Pires A.C.B., 1995a. Interpretação de imagem magnética digital: região central de Goiás. *In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 4. Anais, **2**: 248-251.

Blum M.L.B., 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado, nº 30, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. 229 p.

Blum M.L.B., Jost H. Moraes R.A.V., Pires A.C.B., 2003. Caracterização dos complexos ortognáissicos arqueanos de Goiás por gamaespectrometria aérea. *In: Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2-suplemento): 147-152.

Bonham-Carter G.F., 1994. Geographic information systems for geoscientists, modeling with GIS. Ontario: Pergamon, 398p.

Brito Neves B.B.de 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3): 379-392.

Brod J.A., Leonardos O.H., Meneses P.R., Albuquerque M.A.C., Almeida R., Blanco S.B., Cardoso F.B.F., Romão P.A., Tallarico F.H.B., Thomsen F.P.R. 1992. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro - MG. *Revista da Escola de Minas*, **45**: 164-166.

Brod J. A., Leonardos O.H., Meneses P.R., Almeida R., Araújo R.N., Blanco S.B., Cardoso F.B.F., Carvalho Jr O.A., Junqueira F.F., Riehl Jr. W., Souza J.C.F., Tallarico F.H. T., Thomsem F.P., Albuquerque M. A.C., Berbet M.L.C., Cerqueira M.R.S., Chagas M.A., Dias R.R., Lima C.V., Nakamura E.T., Porto S.G., Romão P.A., Santos P.C.V., 1991. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 3, Cuiabá, 1991. Anais ..., Cuiabá, SBG-CO, p.155-168.

C

- Calzia J.P. & Rämö O.T. 2005. Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley region, California, USA. 2005. *Lithos*, **73**:221-243.
- Camarço P.E.N. & Souza J.J., 1986. Geologia da Bacia do Paraná no Sul de Goiás. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Anais..., **2**: 227-241.
- Carvalho M.T.N., 1999. Integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos aplicada à prospecção de ouro nos *greenstone belts* de Pilar de Goiás e Guarinos. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 190p.
- CBMM 1984. Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia. São Paulo. CBMM. 44p.
- Cerqueira M.R.S., 1995. Geologia e evolução petrológica do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, Iporá – Goiás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 146p.
- Cordani U.G., Hasui Y., 1975. Comentários sobre os dados geocronológicos da Folha Goiás. *In*: Schobbenhaus Filho. Carta Geológica Brasil Milionésimo - SD - 22. Brasília: DNPM. p. 57-62.
- Correia C.T., Kawashita K., Girardi V.A.V., 1982. Datação Rb-Sr e K-Ar em rochas metamórficas da região de Cássia (MG) e considerações sobre seu significado geológico. *In*: Academia Brasileira de Ciências, **54**: 673-677.
- Correia C.T., Tassinari C.C.G., Lambert D.D., Kinny P., Girardi V.A.V. 1997. U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd and Re-Os systematics of the Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto layered intrusions in central Brazil, and constraints on the tectonic evolution. *In*: IGc-USP, South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, 1997. Extended Abstracts, p. 88-89.
- Costa S.A.G., Fragomeni P.R.P., Campos E.C., Almeida W.J., 1979. Projeto Bom Jardim de Goiás. Relatório Final de Pesquisa para Cu-Pb-Zn no Município de Bom Jardim de Goiás. Goiânia: CPRM -SUREG , 3 v. (relatório inédito).
- Couto J.G.P., Teixeira W., Cordani U.G., 1983. Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do Cráton do São Francisco, com base em datações K-Ar em rochas básicas. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, Anais, SBG/MG. **3**, p.38-49.

D

- Daemon R.F., Casaletti P., Ciguel J.H.G., 1991. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. Curitiba, PETROBRÁS. Relatório Interno.
- Danni J.C.M., 1974. Geologie des complexes ultrabasiques alcalins de la region d'Iporá, Goiás (Bresil). Paris. Université Sud-Centre d'Orsay. 101 p., Thèse.
- Danni J.C.M., 1978. Magmatic differentiation of the alkaline ultrabasic intrusions of the Iporá region, southwest Goiás, Brazil. *In*: International Symposium on Carbonatites, 1. Proceeding, Poços de Caldas. p.149-167.
- Danni J.C.M. 1985. Rochas da série kamafugítica na região de Amarinópolis, Goiás. *In*: Contribuição à Geologia e Petrologia. SBG/MG. Boletim. **3**: 5-13.
- Danni J.C.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Ribeiro M.J., 1973. Geologia da extremidade sudoeste da região da Serra Dourada - GO. Revista Brasileira de Geociências, **3**: 160-80.
- Danni J.C.M., Menezes P.R., Guimarães E.M., Araújo-Filho J.O, Nogueira G.M.S., Silva L.C.L., Carmelo A.C., Parro P., Bluhm A.P., Guimarães L.F., Mendonça J.A., Silva S.A., Hernandez G., Lopes R.F., Lima T.D., Campos J.E.G., Carvalho M.T.N., Lima T.M., Pereira C.E., Freire G.M.V., Boskoutz F.G., 1989. Mapa Geológico. Projeto Diorama. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.
- Danni J.C.M., Botelho N.F., Alvarenga C.J.S., Pereira G.V., Freitas Junior L.R.C., Junqueira T.C.B., Azevedo L.L., Monteiro M.P., Araújo D.P., Oga D.P., Franco H.A, Ramos Filho W.L., Silva C.A, Sá

- M.A.M., 1993. Mapa Geológico. Projeto Amarinópolis. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.
- Danni J.C.M., Campos J.E.G., 1994. Geologia e petrologia do Complexo Cachoeira do Lageado, Iporá, Goiás. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 4, Atas..., p. 152-154.
- Dardenne M.A., 1978. Zonação tectônica na borda ocidental do Cratón São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, Anais..., **1**, p. 299-308.
- Dardenne M.A., Danni J.C.M., Fuck R.A., 1981. Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na Região da Serra Dourada-GO. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 1, Goiânia, Ata..., p. 664-681.
- Dardenne M.A., 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds), Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, pp. 231-264.
- Dantas E.L., Martinelli C.D., 2003. Nd isotope from the Aráes Metavolcano-Sedimentary Sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers*, p. 168.
- Davis J.C. 1986. Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, 2. ed., U.S.A., 646p.
- Delgado J.D.S., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atântico. *In: Bizzi L.A, Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H., (Organizadores). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília, 2003 Cap. 5, 227-334 p.*
- Dino R., Rodrigues M.A.C., 1993. Palinologia da Formação Furnas (Eodevoniano) na região de Jaguariaíva (PR). Rio Claro, I Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Resumos, p. 24-25.
- Drago, V.A., Prado P., Bezerra P.E.L., Simões M.A., Pinto A.C., Montalvão R.M.G., Tassinari C.C.G., 1981. Contribuição ao estudo geológico do vale do rio Araguaia. *In.: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, **1**, Goiânia. *Ata...: SBG*, p.404-421.

F

- Faria A. Rippel C., Guimarães G., Glaser I., Almeida J.A.P., Bez L., Campo C.O, Friaça G.C., Pena G.S., Vasconcelos J., Hausen J.E.P., Veloso J.A, Kuyumjian R.M., Pereira R.S., Vieira S., Barros T.P., Araújo V.A., Carvalho W., 1968. Geologia da região de Iporá. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, DNPM/FUB. Trabalho Final de Graduação.
- Faria A., 1982. Formação Vila Maria. Nova unidade litoestratigráfica siluriana da Bacia do Paraná. *Ciências da Terra*, **3**: 12-17.
- Faria A., Andrade G.F., Hirson J.R., Veloso J.A.V., Fonseca M.R.C.B., Marini O.J., Fuck R.A., 1975. Projeto Piranhas. Brasília. DNPM/FUB. Trabalho Final de Graduação. 143p.
- Fernandes S. M., 1983. Lateritas uraníferas da região de Iporá - Amarinópolis / GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 95p.
- Ferreira-Filho C. F., Kamo S.L., Fuck R.A., Krogh T. E., Naldrett A.J., 1994. Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafica and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Pre cambrian Research*, **68**:241-255.
- Ferreira Filho C.F., Moraes R., Fawcett J.J., Naldrett A.J. 1998. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: regional tectonic implication. *Journal of South America. Earth Sciences*, **11**:35-50.
- Ferreira Filho C.F., Pimentel M.M. 2000. Sm-Nd systematics and REE data for leucotroctolites and their amphibolitized equivalents of the Niquelândia Complex upper layered series, central Brazil: further

constraints for the timing of magmatism and high-grade metamorphism. *Journal of South America Earth Sciences*, **13**:647-659.

- Fischel D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., 1998. Idade do metamorfismo de alto grau do Complexo Anápolis-Itaçu, Goiás, determinada pelo método Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4): 607-609.
- Fischel D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2001. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of the Sylvania volcanics and Jurubatuba granite: Paleoproterozoic juvenile magmatic rocks in the basement of the Brasília Belt, central Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **73**(4): 1-13.
- Fornazzari Neto L. & Ferreira F.J.F. 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na folha Botuverá, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 197-208
- Franca-Rocha W, Bonham-Carter G., Misi A. 2003. GIS modeling for mineral potential mapping of carbonate-hosted Pb-Zn deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 91-196
- Fragomeni P.R.P., Costa S.A.G., 1976. Complexo vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás – base do Grupo Cuiabá. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Ouro Preto. Resumos, Ouro Preto SBG. Boletim 1, p.11.
- Franco H.A., Campos J.E.G., Danni J.C.M., 1994. A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Iporá-Amorinópolis: uma contribuição. *In: Congresso Brasileiro de Geociências*, 38. Boletim de Resumos Expandidos, v.3, p. 108-109.
- França A.B., Potter P.E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências, PETROBRAS*, **2**:147-191.
- Freitas-Silva F.H., Oliveira C.G., 1999. O Arco Magmático Paleoproterozóico de São Domingos-GO. *In: VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. Boletim de Resumos, p. 4.
- Fuck R.A., 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 4*. Atas..., p.184-187.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L., 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 9*. Atas, p.26-27.
- Fúlfaro V.J. 1975. Mesozoic-cenozoic tectonic and paleogeographic evolution of southeastern Brazil. *In: International Congress of sedimentology*, **9**, Nice, 1975. *Proceeding...Nice, Thème 4*, p.125-133.
- Fúlfaro V.J., Saad A.R., Santos M.V., Vianna R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* **12**(4): 590-611.

G

- Gaspar J.C. & Danni J.C.M., 1981. Aspectos petrográficos e vulcanológicos da Província Alcalina-Carbonatítica de Santo Antônio da Barra, Sudoeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* **12**(4): 74-83.
- Gaspar J.C., Brod J.A., Sgarbi P.B.A., Junqueira-Brod T.C., Araújo A.L.N., 2000. A review of the Cretaceous alkaline magmatism in western Minas Gerais and southern Goiás. *In: International Geological Congress*, **31** Abstracts CD-ROM.
- GEOSOFT 1998. *OASIS Montaj 4.2*. GEOSOFT, Inc., Toronto.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G., 1995. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large-volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, **36**: 189-229.
- Gioia S.M.C.L., 1997. Preparação da metodologia Sm-Nd para datação de amostras geológicas e aplicação em rochas das áreas de Firminópolis, Fazenda Nova e Americano do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, nº 121. 121 p

- Girardi V.A.V.; Kurat G., 1982. Pre cambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil - mineral compositions and evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **12**, n.1-3, p. 313-323.
- Girardi V.A.V., Rivalenti G., Sinigoi S., 1986. The petrogenesis of the Ni quelândia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil. *Journal of Petrology*, **27**(3): 715-744.
- Gomes C.B., Rubert E., Morbidelli L., 1990. Carbonatite complexes from Brazil: a review. *Journal of South America Earth Sciences*, **3** (17): 51-63.
- Grasty R.L.; Glyn J.E. & Gran, J.A. 1985. The analysis of multichannel airborne gamma-ray spectra. *Geophysics*, **50**(12):2611-2620.
- Gray J., Colbath G.K., Faria A., Boucot A.J., Rohr D.M., 1985. Silurian-age fossils from the Paleozoic Paraná Basin, Southern Brazil. *Geology* **13**:521-525.
- Guimarães G., Glaser I., Marques V.L., 1968. Sobre a ocorrência de rochas alcalinas na região de Iporá/GO. *Revista de Mineração e Metalurgia*, **48**, nº 283, pp.11-15.
- Gunn P.J., 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, **23**: 300-312.
- Gunn P.J., 1997. Quantitative methods for interpreting aeromagnetic data: a subjective review. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(2): 105-113.

H

- Haapala I. & Rämö O.T. 1999. Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *Precambrian Research*, **95**: 1-7.
- Haapala I.; Rämö O.T.; Frindt S., 2005. Comparison of proterozoic and phanerozoic rift-related basaltic magmatism. *Lithos*, **80**: 1-32.
- Hasui Y., Almeida F.F.M.de 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **19**(1): 5-26.
- Hasui Y., Cartner-Dyer R. & Iwanucr W., 1971 Geocronologia das rochas alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais*, **1**: 253-258.
- Hasui Y., Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M.de, Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico geotectônico. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, 1980. Anais...*, v. 5, p. 2659-2676.

I

- I.A.E.A. Internacional Atomic Energy Agency. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Viena, IAEA TECDOC – 1363, 173p.
- Ianhez A.C., Pitthan J.H.L., Simões M.A., Deuarco J.D., Trindade C.A H., Luz D.S., Fernandes C.A.C., Tassiari C.C.G., Souza Jr J.J., Freire F.A., Oliveira F.G., Silva R.H., Bronow C.N., Moreira H.L., 1983. *In: Projeto Radam - Brasil - Folha SE – 22; Geologia. Goiânia. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais*, **31**: 23-348.

J

- Jost H., Fuck R.A., Dantas E.L., Rancan C.C., Rezende D. B., Santos E., Portela J.F., Mattos L., Nogueira M.F.C., Oliveira R.C., Silva S.E., 2005. Geologia e geocronologia do Complexo Uvá, bloco Arqueano de Goiás. *In: Revista Brasileira de Geociências*, **35**(4): 563-576.
- Junges S.L., 1998. Caracterização Geoquímica e isotópica da faixa oeste da Sequência Vulcanossedimentar de Mara Rosa. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 111p.

Junqueira-Brod T.C., Wiedemann-Leonardos C.M., Sarli C.L., 1999. Relações de campo e petrográficas da suíte granítica da Serra do Impertinente, Jussara, Goiás. *In: VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Boletim de Resumos*, p. 18.

Junqueira-Brod T.C., 2003. Vulcanologia as rochas kamafugíticas da Província Alcalina de Goiás. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, nº 63,137 p.

K

King L.C., 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18** (2): 147-265.

L

Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A., 2000. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia. CPRM / METAGO / UnB. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. 203 p.

Lacerda Filho J.V. & Oliveira C.C., 1995. Geologia da região centro-sul de Goiás. *In: Boletim de Geociências* **18**(1/2): 3-19.

Lange F.W., Petri S., 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, **21/22**: 5-55.

LASA Engenharia e Prospecções, 2004. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos do Estado de Goiás **1**,142p.

Laux J.H., 2004. Evolução do Arco Magmático de Goiás com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd. Universidade de Brasília. Brasília, Tese de Doutorado nº067, 98 p.

Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson A.A., 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns-Itaberaí region, Goiás, Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data. *Journal of South America Earth Sciences*, **16** (7): 599-614.

Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L., 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, **18**: 183-198.

Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Lima T.M., 2006. Idade Neoproterozóica para o Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás, Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 43. Anais, SBG, p.128.

Latrubesse E.M., 2005. Mapa Geomorfológico do Estado de Goiás. Goiânia. Secretaria de Indústria e Comércio. Superintendência de Geologia e Mineração. Relatório Final. 81 p.

Lessa Sobrinho M., Andrade R.S. 1971. Projeto Jussara – Santa Fé; Geologia das quadrículas de Britânia, Santa Fé, Araguapaz e Jussara, Estado de Goiás. Goiânia. DNPM/CPRM. 2 volumes.

Luiz J.G. & Silva L.M.C., 1995. Geofísica de prospecção. Belém, UFPA, Cejup, 311p.

M

Mamede L., 1999. Geomorfologia. *In: Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A., 1999. Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia. CPRM / METAGO / UnB. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cap. 2. p.15-18.*

Marini O.J., Fuck R.A, Dardenne M.A, Danni, J.C.M.,1984. Província Tocantins: setores Central e Sudeste. *In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (coordenadores.). O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Blucher, 205-264.*

Marques L.S., Ernesto M., 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. *In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores.) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo. Ed.Beca. Cap. 15, p. 246-263.*

- Mauro C.A., Dantas M., Roso F.A., 1983. Geomorfologia. *In: Projeto Radam - Brasil - Folha SE – 22 - Goiânia*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, **31**. p. 205-296.
- Melo J.H.G. 1985. A Província Malvinocráfica no Devoniano do Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 890 p.
- Melo J.H.G., 1988. The Malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. *In: International Symposium of Devonian*. Canadian Society of Petroleum. Proceedings, **1**: 669-703.
- Mihalasky, M.J., and Bonham-Carter, G.F., 1999. The spatial relationship between mineral deposits and lithologic diversity in the Nevada Great Basin *in* Lippard, S.J., Naess, A., and Sinding-Larsen, R. (Eds.), Proceedings of IAMG'99: Trondheim, Norway, 6-11 August 1999, pp. 369-374.
- Milani E.J., França A.B., Schneider R., 1994. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências. PETROBRÁS, **8**(1): 69-82.
- Milani E.J., Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, **28**(4): 527-544.
- Milani E.J., Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South America. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 389-449.
- Milani E.J., 2004. Comentários sobre a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed.Beca. Cap. 16, p. 266-279.
- Milligan P.R., Gunn P.J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, **17**(2): 63-75.
- Mizusaki A.M.P., Thomaz Filho A., 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 17, p. 281-291.
- Minty B.R.S., 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. Exploration Geophysics. **22**:591-592.
- Morais R., Fuck R.A, Duarte P.P., Barbosa J.S.F., Leite C.M.M., 2004. Granulitos do Brasil. *In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Org.) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 19. p. 321-345.
- Moreira F.R.S., Almeida Filho R., Câmara G. 2003. Spatial analysis techniques applied to mineral prospecting: an evaluation in the Poços de Caldas Plateau. Revista Brasileira de Geociências, **33**(2): 183-190
- Moreton L.C., 1997. Folha SE.22-V-B-VI - Iporá. Escala 1:100.000. Goiânia. CPRM/DNPM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- Motta-Araújo J.G., Pimentel M.M., Richard A., 2002. Idade e significado do sistema de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil no Arco Magmático de Goiás: novos dados U-Pb SHIMP e Sm-Nd. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa. Anais..., p. 486.
- Motta-Araújo J.G., Pimentel M.M., 2003. U-Pb ages, Sm-Nd isotopes and structural analysis of the Moiporá-Novo Brasil shear zone system: the limits between Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc and the Archean Uvá Complex, Tocantins Province, Central, Brazil. *In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, 2003. Extended Abstract..., Salvador, v. **1**, p. 221-224.
- Moura C.O., Pires A.C.B., Campo J.E.G., Silva A.M., 2006a. A Província Alcalina de Goiás – PAGO: assinaturas geofísicas da região SW de Goiás e implicações para prospecção. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, Aracaju. Anais, p. 120.

Moura C.O., Pires A.C.B., Campo J.E.G., Silva A.M., 2006b. Geofísica de alta densidade aplicada ao entendimento dos grupos Bom Jardim de Goiás e Cuiabá, Suítes Graníticas e Mineralizações de Cu-Au-Fe óxidos no SW de Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, Aracaju. Anais, p. 115.

N

Nabighian M.N. 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert Transforms: Fundamental relation. *Geophysics* **49**: 957-966.

Nabighian M.N., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Peirce J.W., Philips J.D., Ruder M.E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, **70**(6): 33ND-61ND).

Nilson, A. A., 1981. Geologia e Petrologia dos cumulatos dos Complexos máfico-ultramáficos de Americano do Brasil, Goiás, Brasil. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 1, Goiânia. Resumos, SBG, p.18.

Nilson A.A., 1984. Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás. *Geoquímica de Rochas e Implicações Petrogenéticas. In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro. Anais, SBG.

Nilson A. A., 1992. Geologia e Aspectos Petrológicos do Complexo Máfico-Ultramáfico de Águas Claras, Araçu, Goiás: *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, São Paulo, Anais..., SBG, p.457-459.

Nilson A.A., & Dardenne M.A., 1974. Mapa Geológico. Projeto Moiporá / Bom Jardim. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Nilson A. A., Gioia, S., Pimentel, M. M., 1997. Idade Sm/Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Americano do Brasil, Goiás, e Características Isotópicas das Rochas Gnáissicas Encaixantes. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 6, Salvador, 1997. Anais, SBG, p. 643-45.

Nilson A.A., Botelho N.F., Ferreira-Filho C.F., 1994. Riftingamento mesoproterozóico no Centro-Oeste de Goiás. Resumos 38 Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, SBG, 258-259.

Nóbrega R.P. & Souza Filho C.R.. 2003. Análise espacial guiada pelos dados (data-driven): o uso de redes neurais para avaliação do potencial poli-mineralico na região centro-leste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 111-120

Nunes N.S., 1990. Geologia e potencial mineral da região de Anicuns, Goiás. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 195p.

O

Oliveira, E. P., 1916. Geologia do Estado do Paraná. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. Abst. Com., p. 67-143.

Oliveira I.W.D., 2000. Cobre de Bom Jardim. Estado de Goiás. Goiânia. CPRM. Série Oportunidades Minerais – Exame Atualizado de Projeto, nº 3. 15p.

Ostrovskiy E.Y., 1973. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geology Review*, **17**: 461-468.

P

Pascholati E.M., Silva C.L., Costa S.S., Osako L.S., Amaral, G., Rodriguez I.P. 2003 Novas ocorrências de urânio na região de Lagoa Real, a partir da superposição de dados geofísicos, geológicos e de sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 91-98

Pearce J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

Pena G.S. & Figueiredo A.J.A., 1972. Projeto Alcalinas. DNPM/CPRM. 142p.

- Pereira A.D.C., Takahashi A.T., Pena G.S., Oguino K., Neto M.H.F. & Araújo V.A., 1980. Geologia da região sul-sudoeste de Goiás e partes do Leste Mato-Grossense e do Triângulo Mineiro. Brasília. DNPM / CPRM. Projeto Goiânia II. 76 p.
- Pereira G.V., Júnior-Freitas L.R.C., Junqueira T.C.B., 1993. Projeto Amorinópolis. Área 1. Relatório de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. (inédito).
- Petri S., Fúlfaro V.J. 1966. Sobre a geologia da área balizada pelas cidades de Barra do Garças e Guiratinga, Mato Grosso e Jataí e Amorinópolis, Goiás. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **15**(3): 59-80.
- Pfrimer A.A., Cândia M.A., Teixeira N.A. 1981. Geologia e mineralizações de níquel-cobre-cobalto dos complexos máficos-ultramáficos de Mangabal I e II. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 1, Goiânia. Atas, SBG, p. 495-516.
- Pimentel M.M., 1985. A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis-GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, 188p.
- Pimentel M.M., 1982. Reajuste do sistema isotópico Sm-Nd durante o Neoproterozóico em gnaisses do oeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* **22**(3): 262-268.
- Pimentel M.M., 1991. Late Proterozoic crustal evolution of the Tocantins Province in Central Brazil: an isotopic and geochemistry study. Oxford. Oxford University. PhD Thesis. 248p.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Cordani U.G., Kawashita K., 1985. Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* **15**(1): 3-8.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1986. Geologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências* **16**(2): 217-223.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1987a Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da Região de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências* **17**(1): 2-14.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1987b Late Proterozoic granit magmatism in Southwestern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **17**(4): 415-425.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1991. U-Pb zircon and sphene geochronology of Late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South America. Earth Sciences*. **4**:329-339.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1992a. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. SBG-NCO, *Boletim* **15**, p.1-22.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1992b. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1994. Geocronologia Rb-Sr da porção sudoeste do Maciço de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* **24**(2):104-111.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A., Dardenne M.A., D'el Rey Silva L.J.H., Menezes P.R., 1995. O magmatismo ácido peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipameri, Goiás: Características geoquímicas e implicações geotectônicas. *In: V Simpósio de Geologia do Centro Oeste. Resumos expandidos*. p 68-69.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. and Alvarenga, C.J.S. de, 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, **80**: 217-238.
- Pimentel M.M. & Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N., 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research* **81**: 299-310.

- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Botelho, N.F., 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**: 463-483.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira-Filho C.F., Araújo S.M., 2000a. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L., 2000b. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências* **30**(1): 035-039.
- Pimentel M.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Viana M.G., Junges S.L., Fischel D.P., Seer H.J., Dantas E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of the detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal South America Earth Science*, **14**:571-585.
- Pimentel M.M., Armstrong R.A., Ferreira Filho C.F., 2003a. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex, Meso-(1.25 Ga) and Neoproterozoic (0.80 Ga) extensional events in Central Brazil. *In*: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, 2003. Extended Abstract..., Salvador, v. 2, p. 639-642.
- Pimentel M.M., Hollanda M.H.B.M., Armstrong R., 2003b. Shrimp U-Pb age and Sr-Nd isotopes of the Morro do Baú mafic intrusion: implications for the evolution of the Arenópolis volcano-sedimentary sequence, Goiás Magmatic Arc. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (2003) **75**(3): 331-339.
- Pimentel M.M., Hardy J., Fuck R.A., 2004. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático. *In*: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 21. p. 355-368.
- Pires A.C.B., 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* **25**(1): 61-68.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2003a. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data from the Araxá Group and associated magmatic rocks, constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**: 139-160.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R.A. 2003b. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and contemporaneous granite magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, **125**: 245-273.
- Popp J.H. & Barcellos-Popp M., 1983. Análise estratigráfica da seqüência deposicional Devoniana da Bacia do Paraná. (Brasil). *Revista Brasileira de Geociências* **13**(3): 139-158.
- Potrel A., Resende M.G., Jost H., 1998. Transition in acid magmatism during Archaean: example of the granito-gnaissic basement of the Goiás Massive. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais..., p. 69.

R

- Raines G.L., 2001. Resource materials for a GIS spatial analysis course: U.S.G.S. Open File Report 01-221, <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of01-221/>, 216p, four zip files of software and class exercises, and a zip file of student posters.
- Rämö O.T. & Haapala I., 1995. One hundred years rapakivi granites. *Mineralogy and Petrology*, **52**: 129-185.
- Ried A.B., Allsop J.N., Granser H., Millet A.J., Somerton I.W., 1990. Magnetic interpretation in tree dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, **55**:80-91.
- Ried A.B., 1995. Euler deconvolution: past, present and future – a review. *In*: Anais 65th Annual Meeting 65th Society of Exploration Geophysicists. Houston, Texas. p. 272-273.

- Rippel C & Marques V.J., 1970. Granito rapakivi da Serra do Impertinente no Município de Jussara, GO. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Boletim Especial 1, p.138.
- Rodrigues, C.S. & Souza, P.R.A.S. 1984. Complexos Carbonatíticos do Brasil. *In*: CBMM 1984. Complexos Carbonatíticos do Brasil: Geologia. São Paulo. CBMM. p.3-17.
- Rodrigues J.B., 1996. Geocronologia e geoquímica da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Iporá e rochas graníticas associadas. Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado n° 108, 101p.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. 1999. Geocronologia e geoquímica de rochas ortognáissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 207-216.
- Rodrigues M.A.C., Pereira E., Esteves I.R., 1989. Ocorrências de *Psilophytales* na Formação Furnas, borda leste da Bacia do Paraná. *Boletim IG-USP, Publicações Especiais*, 7: 35-43.
- Rosito J., Figueredo A.J.A, Pena G.S., 1971. Nota preliminar sobre uma nova formação Pré-Devoniana no Sudoeste de Goiás. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo. Resumo das Comunicações. Boletim Especial n° 1, p. 169-170.
- Ruiz A.S., Santos A. A., 1999. O domínio interno da Faixa Paraguai na região de Nova Xavantina – MT. dados preliminares. *In*: VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília. Boletim de Resumos, p. 10.

S

- Saunders D.F. & Potts M.J., 1978. Manual for the application of NURE 1974-1977 aerial gamma-ray spectrometer data. U.S. Dept. Of Energy, Grand Junction Office, Report GJBX-13(78).
- Schneider R.L., Muhlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 28. Porto Alegre. Anais, 1: 41-65.
- Schobbenhaus Filho C., Oguino G., Ribeiro D.L., Oliva L.A., Takanohashi J.T. 1975. Folha Goiás SD 22. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. DNPM, Brasília, Brasil.
- Schobbenhaus Filho C., Brito Neves B.B., 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. *In*: Bizzi L.A, Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H., (Organizadores). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília, 2003. Cap. 1, p. 5-54.
- Seer H.J., 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no Complexo Vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília 181p.
- Seer H.J., Nilson A.A., 1985. Contribuição à geologia das unidades pré-cambrianas da região de Bom Jardim de Goiás. *In*: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 2. Goiânia, Atas, SBG. p. 120-138.
- Sgarbi P.B.A.; Heaman L.M.; Gaspar J.C. 2000a. U-Pb perovskite ages for brazilian kamafugites. *In*: International Geological Congress, 31, Abstracts CD-ROOM.
- Sgarbi P.B.A., Gaspar J.C., Valença J.G. 2000b. Brazilian kamafugites. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 417-420.
- Shives R.B.K., Charbonneau B.W., Ford K.L., 1997. The detection of potassic alteration by gamma ray spectrometry – Recognition of alteration related to mineralisation. *In*: Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial Conference on Mineral Exploration, edited by A.G.Gubbins, 741-752 (reprinted in 2000), *Geophysics*, 65(6), 2001-2011.
- Silva A.M., McCafferty A., Pires A.C.B. 2003a. An integrated exploration approach to map bif-hosted gold deposits in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2): 29-36

- Silva A.M., Pires A.C.B., McCafferty A., Moraes R.A.V, Xia H. 2003b. Application of airborne geophysical data to mineral exploration in the uneven exposed terrains of the Rio das Velhas Greenstone Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 17-28
- Silva J.B.C., 1996. 2-D magnetic interpretation using the vertical integral. *Geophysics*, 61, p. 387–393.
- Silva A.J.P., Lopes R.C., Vasconcelos A M., Bahia R.B.C., 2003. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. *In: Bizzi L.A, Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H., (Organizadores). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. CPRM. Brasília, 2003. Cap. 2, p. 55-85.*
- Simões L.S.A, & Fuck R.A, 1984. Estratigrafia, deformação e metamorfismo do Grupo Araxá na região de Mossâmedes, Goiás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 33. Rio de Janeiro. Anais, SBG. p. 3181-3195.*
- Souza Filho C. R. & Crósta A.P. 2003. Geotecnologias aplicadas à geologia. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 1-4
- Strieder A.J. e Nilson A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 204-215.

T

- Teixeira A.L., Gaucher C., Paim P.S.G., Fonseca M.M., Parente C.V., Silva Filho W.F., Almeida A.R., 2004. Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana. *In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 29, p. 487-536.*
- Teixeira A.S., Olivatti O., Campos E.C., 2005. Jazimentos de vermiculita: Geologia, lavra e beneficiamento. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, Goiânia. Atas..., p.43-44.*
- Teixeira A.S., Silva H.H.A.B., Guimarães E.M., Lenharo S.L.R., 2006. Rochas ultramáficas mineralizadas a vermiculita da região de Sanclerlândia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju. Anais..., p. 75.*
- Telford W.M., Geldart L.P. & Sheriff R.E., 1990. *Applied geophysics. 2nd Ed., Cambridge, 770p.*
- Thompson D.T., 1982. Eulph: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**: 31-37.
- Tomazzoli E.R. 1992a. O Greenstone Belt de Goiás: estudos geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 56-60.
- Tomazzoli E.R. 1992b. A faixa Cidade de Goiás (GO). *Geocronologia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Anais..., 2:178-180.*
- Tomazzoli. E.R. 1997. Aspectos geológicos e petrológicos do enxame de diques Morro Agudo de Goiás. Tese de Doutorado, IG/UnB, 285 pgs.
- Trompette R.R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South America Earth Sciences*, **11**:587-597.

U

- Ulbrich H.H.G.J., Gomes C.B., 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, **17**: 135-154.

V

- Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Simões L.S.A., Roig H.L., Duarte B.P., Heilbron M. 1995. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no Sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-brasiliana. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4): 221-234.

Valeriano C.M., Simões L.S.A., Heilbron M. 2000. Southern Brasília Belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. *Revista Brasileira de Geociências* **30**: 195-199.

VanDecar J.C., James D.E., Assumpção M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, **378**: 25-31.

Vasconcellos R.M., Metelo J.M., Motta C.A., Gomes D.R., 1994. Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil. Rio de Janeiro. DIGEOF – CPRM.

Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck R.A., Machado N., 1995. O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências* **25**(2):111-123.

W

Winge M., 1995. Idade da Supersuíte Americana do Brasil – Goiás. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 5c, Goiânia. Anais, SBG, p. 99-101.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A type-granites: geochemical characteristics, discrimination, on petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407- 419.

Z

Zaine J. E. & Andrade S. M. 1985. Estruturas sedimentares da Formação Ponta Grossa na região de Iporá - Goiás. *Boletim Informativo - SBG-CO* **13**: 20-30.

Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Astolfi M.A.M., Appi V.T., Zanotto O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia 3*. Curitiba. 1987. Atas, v. **1**, p. 441-477.

Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Marques A., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A. 1991. Bacia do Paraná. *In: G.P.R. Gabaglia, E.J. Milani (coords). Origem e evolução de bacias sedimentares*. 2 ed. Petróleo Brasileiro S.A., Rio de Janeiro, p. 135-168.

Zalán P.V., 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed.Beca. Cap. 33. p. 595-612.