



GEOLOGIA DO ESTADO DE GOIÁS E DO DISTRITO FEDERAL

Sistema de Informações Geográficas - SIG

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil

Mapas Geológicos Estaduais

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

PROGRAMA GEOLOGIA E MINERAÇÃO

Geração e Disponibilização de Informações Geológicas e do Potencial Mineral de Goiás

GOVERNO DO ESTADO DE GOIÁS
SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO
SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E
MINERAÇÃO

Escala: 1:500.000

2008

SIC
SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO
SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO



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

GOVERNO DO ESTADO DE GOIÁS
SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO
SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO
FUNDO DE FOMENTO À MINERAÇÃO - FUNMINERAL

GEOLOGIA DO ESTADO DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL

**TEXTO EXPLICATIVO DO MAPA GEOLÓGICO
DO ESTADO DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL**

Escala 1:500.000

CONVÊNIO: MME/CPRM - SIC/FUNMINERAL/GO

Organizado por:

Maria Luiza Osório Moreira
Luiz Carlos Moreton
Vanderlei Antônio de Araújo
Joffre Valmório de Lacerda Filho
Heitor Faria da Costa

Goiânia, 2008

GEOLOGIA DO ESTADO DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL

**PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL E GEOLOGIA E MINERAÇÃO. EXECUTADO EM
CONVÊNIO CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL E SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO DO
ESTADO DE GOIÁS - FUNDO DE FOMENTO À MINERAÇÃO - SIC-FUNMINERAL/GO**

GEOLOGIA do Estado de Goiás e Distrito Federal.
Org. por Maria Luiza Osório Moreira, Luiz Carlos Moreton, Vanderlei Antônio de Araújo, Joffre Valmório de Lacerda Filho e Heitor Faria da Costa. Escala 1:500.000.
Goiânia: CPRM/SIC - FUNMINERAL, 2008.

143 p. il.; + mapa

Programa Geologia do Brasil: Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil.

Programa Geologia e Mineração do Estado de Goiás: Geração e Disponibilização de Informações Geológicas e do Potencial Mineral de Goiás.

1. Geologia Regional. 2. Geotectônica. 3. Unidades Estratigráficas.
4. Goiás I. Moreira, M. L. O. II. Moreton, L. C. III. Araújo V. A. de IV. Lacerda Filho, J. V. de V. Costa, H. F. da VI. Título

ISBN 978-85-7499-058-3

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

GOVERNO DO ESTADO DE GOIÁS
SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO - SIC
SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO - SGM
FUNDO DE FOMENTO À MINERAÇÃO - FUNMINERAL
Programa Geologia e Mineração

**GEOLOGIA DO ESTADO
DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL**
CONVÊNIO DE COOPERAÇÃO E APOIO TÉCNICO-CIENTÍFICO CPRM/SIC-FUNMINERAL-GO

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

EDISON LOBÃO
Ministro

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E
TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

CLÁUDIO SCLiar
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL-CPRM

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e
Desenvolvimento

EDUARDO SANTA HELENA DA SILVA
Diretor de Administração e Finanças

REINALDO SANTANA CORREIA DE BRITO
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

INÁCIO DE MEDEIROS DELGADO
Chefe da Divisão de Geologia Básica

JOÃO HENRIQUE GONÇALVES
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

MARIA ABADIA CAMARGO
Superintendente

JOFFRE VALMÓRIO DE LACERDA FILHO
Gerente de Geologia e Recursos Minerais

GOVERNO DO ESTADO DE GOIÁS

ALCIDES RODRIGUES FILHO
Governador

ADEMIR DE OLIVEIRA MENEZES
Vice-Governador

SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO

LUIZ MEDEIROS PINTO
Secretário

SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO

LUIZ FERNANDO MAGALHÃES
Superintendente

MARIA LUIZA OSÓRIO MOREIRA
Gerente de Geoinformação

ANTÔNIO PASSOS RODRIGUES
Gerente de Geologia

HEITOR FARIA DA COSTA
Chefe do Laboratório de Geoprocessamento

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

GOVERNO DO ESTADO DE GOIÁS
SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO - SIC-GO
SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO - SGM
FUNDO DE FOMENTO À MINERAÇÃO - FUNMINERAL
Programa Geologia e Mineração

GEOLOGIA DO ESTADO DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL

CONVÊNIO DE COOPERAÇÃO E APOIO TÉCNICO-CIENTÍFICO CPRM/SIC-FUNMINERAL-GO

TEXTO EXPLICATIVO DO MAPA GEOLÓGICO
DO ESTADO DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL
Escala 1:500.000

COORDENAÇÃO EXECUTIVA E TÉCNICA

Joffre Valmório de Lacerda Filho
Maria Luiza Osório Moreira

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Integração e Cartografia Digital de Dados Geológicos: Luiz Carlos Moreton, Vanderlei Antônio de Araújo e Maria Luiza Osório Moreira

Descrição das Unidades Litoestratigráficas: Vanderlei Antônio de Araújo e Luiz Carlos Moreton

Tectônica: Luiz Carlos Moreton, Antonino Juarez Borges e Vanderlei Antônio de Araújo

Sensoriamento Remoto: Heitor Faria da Costa, Levindo Cardoso Medeiros e Maria Luiza Osório Moreira

Banco de Dados: Maria Luiza Osório Moreira, Heitor Faria da Costa e Luiz Carlos Moreton

Geofísica: Antonino Juarez Borges e Levindo Cardoso Medeiros

Base de Dados de Geoquímica: Heitor Faria da Costa, Jeovah Quintino da Silva e José Leonardo N. de Souza

Geocronologia e Base de Dados Geocronológicos: Vanderlei Antônio de Araújo e Maria Luiza Osório Moreira

Geoprocessamento: Maria Luiza Osório Moreira, Heitor Faria da Costa, Levindo Cardoso Medeiros, Cláudio Rodrigues da Silva e Jeovah Quintino da Silva

Base Cartográfica: Levindo Cardoso Medeiros e Heitor Faria da Costa

Desenvolvimento Software ArcExibe: João Henrique Gonçalves

Modelo Digital do Terreno: Levindo Cardoso Medeiros, Heitor Faria da Costa e Maria Luiza Osório Moreira

Compartimentação Geotectônica: Joffre Valmório de Lacerda Filho e Antônio Augusto Soares Frasca

EQUIPE EXECUTORA

Serviço Geológico do Brasil

Luiz Carlos Moreton
Joffre Valmório de Lacerda Filho
Antonino Juarez Borges
Antônio Augusto Soares Frasca
Luiz Carlos de Melo
Pedro Soares Bispo
Nair Dias

Consultor

Vanderlei Antônio de Araújo

Colaboradores

Antônio Rabelo Sampaio - CPRM
Claudinei Gouveia de Oliveira - UnB
Hardy Jost - CPRM
Nilson Francisquini Botelho - UnB
Reinhardt Adolfo Fuck - UnB
Tatiana Santos Araújo - CPRM

**Secretaria de Indústria e Comércio
Superintendência de Geologia e Mineração**

Maria Luiza Osório Moreira
Heitor Faria da Costa
Levindo Cardoso Medeiros
Cláudio Rodrigues da Silva
Antônio Passos Rodrigues
Leonardo de Almeida
Jeovah Quintino da Silva
Igor Dias Fonseca Luz
Cristina Maria Pompêo de Camargo e Silva

Revisão e Edição

Hardy Jost

Revisão Final

Maria Luiza Osório Moreira
Heitor Faria da Costa
Cláudio Rodrigues da Silva
Joffre Valmório de Lacerda Filho
Luiz Carlos Moreton
Inácio de Medeiros Delgado

CRÉDITOS DE AUTORIA

INTRODUÇÃO

Maria Luiza Osório Moreira

COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

Joffre Valmório de Lacerda Filho

Antônio Augusto Soares Frasca

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Vanderlei Antônio de Araújo

Luiz Carlos Moreton

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Joffre Valmório de Lacerda Filho

Luiz Carlos Moreton

Maria Luiza Osório Moreira

ANEXOS:

Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal – Escala 1:1.000.000

DVD: SIG – Geologia - Estado de Goiás e Distrito Federal

GEOLOGIA DO ESTADO DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL

Programa Geologia do Brasil
Programa Geologia e Mineração do Estado de Goiás

Escala 1:500.000

AGRADECIMENTOS

Aos colaboradores do Serviço Geológico do Brasil - CPRM lotados na Superintendência Regional de Goiânia e da Superintendência de Geologia e Mineração da Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás que direta e ou indiretamente participaram da elaboração deste trabalho. Aos professores da UnB, em especial Claudinei Gouveia de Oliveira, Nilson Francisquini Botelho, Reinhardt Adolfo Fuck, Elton Luiz Dantas e Sérgio Luiz Junges e à BCV-Consultoria pela disponibilização de dados geológicos. Aos diversos órgãos, entidades e instituições que, pelos seus colaboradores, se prontificaram a atender às necessidades de informações para consolidar este trabalho. Aos colaboradores anônimos que de uma ou outra maneira auxiliaram durante a coleta de diversos dados e informações.

APRESENTAÇÃO

O Ministério de Minas e Energia, por intermédio da Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral e do Serviço Geológico do Brasil – CPRM e a Secretaria de Indústria e Comércio/Superintendência de Geologia e Mineração - SGM, com recursos do Fundo de Fomento à Mineração - FUNMINERAL têm a grata satisfação de disponibilizar à comunidade técnico-científica e aos empresários do setor mineral, o atual estado da arte do conhecimento geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal.

O presente produto corresponde à ação do PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL da CPRM, Subprograma Mapas Geológicos Estaduais do Plano Plurianual 2004 - 2007 do Governo Federal e do PROGRAMA GEOLOGIA E MINERAÇÃO DA SIC/SGM. Estes programas, federal e estadual têm como objetivo encetar ações que incrementem o conhecimento geológico e de recursos minerais, além de gerar importantes informações para o melhor ordenamento e ocupação do território brasileiro.

A partir de sua primeira edição, em 1999, as informações foram atualizadas e incorporadas ao mapa geológico, escala 1:500.000, estruturados em Sistema de Informações Geográficas - SIG, e acompanhados de texto explicativo nos formatos digital e analógico.

A elaboração deste produto compreendeu a compilação e integração de informações geológicas, geoquímicas, geofísicas, geocronológicas, geotectônicas e de recursos minerais disponíveis na região, complementadas com extensivos mapeamentos geológicos, suportados por interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite, complementado com teses e dissertações produzidas nas universidades e dos dados gerados pelos levantamentos aerogeofísicos regionais recentemente desenvolvidos no Estado. Este acervo possibilitou a geração e organização de banco de dados de mapas geológico e de empreendimentos mineiros e a elaboração do texto explicativo que embasam o diagnóstico do potencial mineral da região.

Com este passo, o Serviço Geológico do Brasil e a Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás/Superintendência de Geologia e Mineração atualizam, sistematizam e organizam o conhecimento geológico da região, compilado em sistema digital de fácil atualização, dando um salto qualitativo no conhecimento geológico e do potencial mineral de Goiás.

O Estado de Goiás e o Distrito Federal contam, assim, com um poderoso instrumento de fomento à pesquisa mineral e oferecem aos investidores um trabalho confiável e orientador de estratégias a médio e longo prazo que, sem dúvida, promove um impacto sócio-econômico positivo, devido à geração de riquezas. Por outro lado, o conhecimento geológico constitui indispensável ferramenta para o planejamento do ordenamento e ocupação territorial, em bases sustentáveis, aspecto que, por si só, sobrealça a importância do presente trabalho, cuja essência procura conciliar a exploração de riquezas minerais ao desenvolvimento sustentável.

Com mais este lançamento, o Serviço Geológico do Brasil e a Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás, através de parceria técnico-científica seguem cumprindo a política e ações governamentais de atualizar o conhecimento geológico e do potencial mineral do país, seja pela retomada dos levantamentos geológicos básicos, seja pela atualização por integração de dados.

Contribuem, dessa maneira, com o resgate da infra-estrutura de desenvolvimento regional, como subsídio importante à formulação de políticas públicas e apoio às tomadas de decisão de investimentos.

Reconhecendo o esforço de todos os que possibilitaram concretizar esta obra, os parceiros enaltecem a importância da atuação conjunta entre a CPRM e a SIC-GO/SGM, como ação importante de uma efetiva política nacional de geologia e de mapeamento geológico, integrada aos órgãos estaduais do setor e coordenada conjuntamente pela Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, por intermédio da CPRM - Serviço Geológico do Brasil e Secretaria de Indústria e Comércio/SGM.

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente
do Serviço Geológico do Brasil – CPRM

LUIZ MEDEIROS PINTO
Secretário de Indústria e Comércio
do Estado de Goiás

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	19
1.1 - JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	19
1.2 - MÉTODOS E PRODUTOS	19
2 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA	34
2.1 - PROVÍNCIA TOCANTINS	34
2.1.1 - Faixa Brasília	36
2.1.1.1 - Embasamento da Faixa Brasília	36
(i) Terrenos Granito- <i>Greenstone</i>	36
(ii) Cinturões Paleoproterozóicos	37
(iii) Bacia Intracontinental Paleo-Mesoproterozóica - Sequência <i>Rift</i>	37
Sequência Pós- <i>Rift</i>	37
iv) Bacia Oceânica Mesoproterozóica	37
2.1.1.2 - Arco Magmático de Goiás	37
2.1.1.3 - Zona Interna da Faixa Brasília	38
(i) Bacia Marginal de Arco (<i>Melange</i> ofiolítica)	38
(ii) Intrusões Máfico-Ultramáficas Acamadadas	39
(iii) Raiz de Arco Magmático	39
2.1.1.4 - Zona Externa da Faixa Brasília	39
(i) Bacia de Margem Passiva	39
2.1.2 - Bacia de Antepais	40
2.1.3 - Faixa Araguaia	40
2.1.4 - Faixa Paraguai	40
2.2 - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS	41
2.2.1 - Bacias Paleo-Mesozóicas	41
Bacia do Paraná	41
Bacia Sanfranciscana	42
2.2.2 - Bacia Cenozóica	42
Bacia do Bananal	42
3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	43
3.1 - PROVÍNCIA TOCANTINS	43
3.1.1 - Faixa Brasília	43
3.1.1.1 - Embasamento da Faixa Brasília	43
3.1.1.1.1 - Terrenos Granito- <i>Greenstones</i>	43
3.1.1.1.1.1 - Complexos Granito-Gnáissicos	43
3.1.1.1.1.1.1 - A3u - Complexo Uvá	43
A3uri - Suíte Rio do Índio	43
A3urf - Suíte Rio da Fonte	44
3.1.1.1.1.1.2 - A3cc - Complexo Caiçara	45
3.1.1.1.1.1.3 - A3a - Complexo Anta	45
A3agr - Unidade Granito-Gnáissica	45
A3agd - Unidade Gnaisse Granodiorítica	45
3.1.1.1.1.1.4 - A3c - Complexo Caiamar	45
A3cac - Unidade Granodiorito Águas Claras	45
A3cca - Unidade Gnaisse Crixás-Açu	45
A3cto - Unidade Tonalito Tocambira	46
3.1.1.1.1.1.5 - A4m - Complexo Moquém	46
A4mtn - Gnaisse Tonalítico	46
A4mgd - Gnaisse Granodiorítico	46
A4mgr - Granito-Gnaisse	46
A4mt - Gnaisse Trondhjemítico	46
3.1.1.1.1.1.6 - A4h - Complexo Hidrolina	46
A4ha - Litofácies Anfibolito	47
A4hb - Litofácies Granada Anfibolito	47
3.1.1.1.1.1.7 - A3sc - Complexo Serra de Santa Cruz	47
3.1.1.1.1.1.8 - A3sag - Complexo Serra Azul de Goiás	47
3.1.1.1.1.2 - <i>Greenstone Belts</i>	48
3.1.1.1.1.2.1 - Grupo Crixás	48
3.1.1.1.1.2.1.1 - A3τca - Formação Córrego do Alagadinho	49
3.1.1.1.1.2.1.2 - A3βrv - Formação Rio Vermelho	49
3.1.1.1.1.2.1.3 - A3ra - Formação Ribeirão das Antas	49
3.1.1.1.1.2.2 - Grupo Guarinos	49
3.1.1.1.1.2.2.1 - A3τsc - Formação Serra do Cotovelo	50
3.1.1.1.1.2.2.2 - A3βsa - Formação Serra Azul	50
3.1.1.1.1.2.2.3 - A3sp - Formação São Patricinho	50
3.1.1.1.1.2.2.4 - A3ai - Formação Aimbé	50
3.1.1.1.1.2.2.5 - A3cb - Formação Cabaçal	50
3.1.1.1.1.2.3 - Grupo Pilar de Goiás	50

3.1.1.1.2.3.1 - A3 τ cf - Formação Córrego Fundo	50
3.1.1.1.1.2.3.2 - A3 β cd - Formação Cedrolina	51
3.1.1.1.1.2.3.3 - A3bo Formação Boqueirão	51
3.1.1.1.1.2.3.4 - A3smo - Formação Serra do Moinho	51
3.1.1.1.1.2.4 - Grupo Goiás Velho	51
3.1.1.1.1.2.4.1 - A3 τ ml - Formação Córrego Manuel Leocádio	52
3.1.1.1.1.2.4.2 - A3 β d - Formação Digo-Digo	52
3.1.1.1.1.2.4.3 - A3li - Formação Limeira	52
A3li1 - Fácies 1, Pelítica	52
A3li2 - Fácies 2, Psamítica	52
3.1.1.1.1.2.4.4 - A3ssr - Formação Serra de Santa Rita	52
A3ssr1 - Unidade 1, Química	52
A3ssr2 - Unidade 2, Clástica Psamo-Pelítica	52
3.1.1.1.1.3 - A γ 4 - Intrusivas Graníticas	52
3.1.1.1.1.4 - Intrusivas Máfico-Ultramáficas	53
3.1.1.1.1.4.1 - PP1 μ - Rochas Metamáfico-Ultramáficas	53
3.1.1.1.1.4.2 - PP2 δ po - Suíte Posselândia	53
3.1.1.1.1.5 - Seqüências Metassedimentares Arqueanas/Paleoproterozóicas	53
3.1.1.1.1.5.1 - Asca - Seqüência Serra do Cantagalo	53
Asca1 - Unidade 1	53
Asca2 - Unidade 2	54
3.1.1.1.1.5.2 - PPme - Seqüência Morro Escuro	54
3.1.1.1.2 - Cinturões Paleoproterozóicos	54
3.1.1.1.2.1 - Seqüências Metavulcanossedimentares	54
3.1.1.1.2.1.1 - PP2c - Seqüência Metavulcanossedimentar Campinorte	54
PP2c1 - Unidade 1, Metavulcanossedimentar	54
PP2c2 - Unidade 2, Metavulcânica félsica	54
PP2c3 - Unidade 3, Metaultramáfica	54
3.1.1.1.2.1.2 - PP2s - Seqüência Metavulcanossedimentar Silvânia	54
3.1.1.1.2.1.3 - PP2sd Seqüência Metavulcanossedimentar São Domingos	55
3.1.1.1.2.2 - Terrenos Granito-Gnáissicos	55
3.1.1.1.2.2.1 - PP γ rma - Complexo Rio Maranhão	55
3.1.1.1.2.2.2 - PP12ac - Complexo Almas-Cavalcante	55
PP12gm - Unidade Gnáissico-Migmatítica	55
PP12gr - Unidade Ortognáissica-Granítica	55
3.1.1.1.2.2.3 - PP2 γ 1j - Suíte Jurubatuba	56
Granito Jurubatuba	56
3.1.1.1.2.2.4 - PP2 γ 1pm - Suíte Pau de Mel	56
Granito Pau de Mel	57
Granito Mundinho	57
Granito Rio dos Bois	57
3.1.1.1.2.2.5 - PP2 γ sd - Tonalito São Domingos	57
3.1.1.1.2.3.6 - PP2 γ 2au - Suíte Aurumina	57
PP2 γ 2au1 - Fácies 1, Sienogranito	58
PP2 γ 2au2 - Fácies 2, Monzogranito	58
PP2 γ 2au3 - Fácies 3, Tonalito	58
PP2 γ 3au4 - Fácies 4, Biotita Sienogranito	58
NP2qfm - Fengita-quartzo milonito	58
3.1.1.1.2.2.7 - PP3 γ sb - Granito Barreirinho	58
3.1.1.1.2.2.8 - PP3 γ r - Gnaiss Ribeirão	58
3.1.1.1.2.3 - Seqüências Metassedimentares	59
3.1.1.1.2.3.1 - PP13tz - Formação Ticunzal	59
PP13tzt - Fácies Paragnaisse	59
PP13tzx - Fácies Xisto	59
3.1.1.1.3 - Bacia Intracontinental Paleo-mesozóica	60
3.1.1.1.3.1 - Seqüência <i>Rift</i>	60
3.1.1.1.3.1.1 - PP2 γ 3nr - Diorito Nova Roma	60
3.1.1.1.3.1.2 - PP4a Grupo Araí - Formação Arraias	60
PP4a α - Metavulcânicas Ácidas	60
PP4a β - Metavulcânicas Básicas	60
PP4aa - Metarenito	60
PP4acg - Metaconglomerado	60
PP4aqa - Quartzito Arcoseano	61
PP4aqf - Quartzito Feldspático	61
PP4aqo - Ortoquartzito	61
PP4aqsx - Quartzito Seixoso	61
PP4as - Metassilito e Metarritmito	61
3.1.1.1.3.2 - Seqüência Pós- <i>rift</i>	61
3.1.1.1.3.2.1 - PP4t Grupo Araí - Formação Trairas	61
PP4tqt - Quartzito	61
PP4ts1 - Silito 1	61

PP4ts2 - Siltito 2.....	61
3.1.1.1.3.2.2 - Granitos Anorogênicos.....	61
3.1.1.1.3.2.2.1 - PP4 γ p - Suíte Granitos da Subprovincia Paranã	62
3.1.1.1.3.2.2.1.1 - PP4 γ pb - Suíte Pedra Branca.....	62
PP4 γ 4pb1 - Biotita Granito	62
Granito Soledade	62
Granito Sucuri	62
Granito Mocambo	63
Maciço Pedra Branca	63
PP4 γ 4pb2 - Litofácies leucogranito	63
Granito Grota da Onça	63
Granito da Fazenda Poção	63
3.1.1.1.3.2.2.1.2 - PP4 γ pm - Maciço Mangabeira	63
3.1.1.1.3.2.2.1.3 - PP4 γ pme - Maciço Serra do Mendes	63
3.1.1.1.3.2.2.1.4 - PP4 γ sc - Granito Serra da Cangalha	64
3.1.1.1.3.2.2 - PM γ t - Suíte Granitos da Subprovincia Tocantins	64
PM γ tf - Granito Florêncio	64
PM γ tsb - Granito Serra Branca	64
PM γ tsd - Granito Serra Dourada	64
PM γ tse - Granito Serra do Encosto	65
PM γ tsr - Granito Chapada de São Roque	65
PM γ tsm - Granito Serra da Mesa	65
3.1.1.1.3.2.3 - PP4sd - Grupo Serra Dourada	65
PP4sda - Unidade A	65
PP4sdacgl - Unidade A - Fácies Conglomerado	65
PP4sdb - Unidade B	65
3.1.1.1.3.2.4 - PP4sm - Grupo Serra da Mesa	65
PP4sma - Unidade A - Quartzítica	66
PP4smb - Unidade B - Metapsamo-pelítica	66
3.1.1.1.4 - Bacia Oceânica Mesoproterozóica	66
3.1.1.1.4.1 - Complexos Máfico-Ultramáficos	66
3.1.1.1.4.1.1 - MP2 μ 3c - Complexo Máfico-ultramáfico Canabrava - Zona Máfica Superior	66
3.1.1.1.4.1.2 - MP2 δ sb - Suíte Serra dos Borges	67
3.1.1.1.4.1.3 - MP2 δ m - Suíte Serra da Malacacheta.....	67
MP2 δ map - Fácies Anfibolito/Piroxenito	67
MP2 δ mg - Fácies Gabro	67
3.1.1.1.4.2 - Seqüências Metavulcanossedimentares Mesoproterozóicas	67
3.1.1.1.4.2.1 - MP2vsp - Seqüência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis	67
MP2vsp1 - Unidade 1	68
MP2vsp2 - Unidade 2	68
MP2vsp3 - Unidade 3	68
MP2vsp4 - Unidade 4	68
MP2vsp5 - Unidade 5	68
3.1.1.1.4.2.2 - MP2vsi - Seqüência Metavulcanossedimentar de Indaianópolis	68
MP2vsi1 - Unidade Inferior	69
MP2vsi2 - Unidade Superior	69
3.1.1.1.4.2.3 - MP2vsj - Seqüência Metavulcanossedimentar de Juscelândia	69
MP2vsj1 - Unidade 1	69
MP2vsj2 - Unidade 2	70
MP2vsj3 - Unidade 3	70
MP2vsj4 - Unidade 4	70
MP2vsj5 - Unidade 5	70
MP2vsj6 - Unidade 6	70
3.1.1.1.4.2.4 - Granitóides Sin a Tardi-Tectônicos Mesoproterozóicos	70
3.1.1.1.4.2.4.1 - MP γ ms - Granitos Tipo Morro Solto.....	70
3.1.1.1.4.2.4.2 - MP γ l - Suíte Granito Tipo Lavrinha.....	70
3.1.1.2 - Unidades da Faixa Brasília	71
3.1.1.2.1 - Arco Magmático de Goiás	71
3.1.1.2.1.1 - Seqüências Metavulcanossedimentares	71
3.1.1.2.1.1.1 - NP1mr - Seqüência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.....	71
NP1mr1 - Unidade 1	71
NP1mr2 - Unidade 2	71
NP1mr3 - Unidade 3	71
NP1mr4 - Unidade 4	71
NP1mr5 - Unidade 5	71
NP1mr6 - Unidade 6	71
3.1.1.2.1.1.2 - NP2stg - Seqüência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás.....	72
NP2stg1 - Unidade 1	72
NP2stg2 - Unidade 2	72
NP2stg3 - Unidade 3	73
NP2stg4 - Unidade 4	73

NP2stg5 - Unidade 5	73
NP2stg6 - Unidade 6	73
NP2stg7 - Unidade 7	73
NP3cn - Unidade Cianitito	73
NP3ðamg - Litofácies Rochas Máficas	73
NP3µ - Rochas Metamáfico-Ultramáficas	73
3.1.1.2.1.1.3 - NP1sab - Seqüência Serra da Sabina	74
NP1sab1 - Unidade 1	74
NP1sab2 - Unidade 2	74
NP1sab3 - Unidade 3	74
NP1sab4 - Unidade 4	74
NP1sab5 - Unidade 5	74
NP1sab6 - Unidade 6	74
3.1.1.2.1.1.4 - NPai - Seqüência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberai	74
NPaiaf - Anfibolito	75
NPaicc - Calcário	75
NPaiiff - Formação Ferrífera	75
NPaimm - Mármore	75
NPaiqt - Quartzito	75
NPaitx - Talco Xisto	75
3.1.1.2.1.1.5 - NP2jp - Seqüência Metavulcanossedimentar Jaupaci	75
NP2jp1 - Subunidade 1	75
NP2jp2 - Subunidade 2	75
3.1.1.2.1.1.6 - NP3ia - Seqüência Metavulcanossedimentar Iporá-Amorinópolis	75
3.1.1.2.1.1.7 - NPapi - Seqüência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas	76
NPapi1 - Unidade Máfico-Ultramáfica	76
NPapi2 - Unidade Metavulcânica Ácida-Intermediária	76
NPapi3 - Unidade Metassedimentar	76
3.1.1.2.1.1.8 - NPbj - Seqüência Metavulcanossedimentar Bom Jardim de Goiás	76
NPbj1 - Unidade Inferior	76
NPbj2 - Unidade Intermediária	76
NPbj3 - Unidade Superior	76
3.1.1.2.1.2 - Granitóides	76
3.1.1.2.1.2.1 - Granitos Sin-tectônicos	76
3.1.1.2.1.2.1.1 - NP1γ1gnt - Unidade Ortognaisse Tonalítico	76
3.1.1.2.1.2.1.2 - NP1γ1gn - Unidade Ortognaises do Oeste de Goiás	76
3.1.1.2.1.2.1.3 - NP1γ1hgnt - Unidade Hornblenda Gnaiss Tonalítico	77
3.1.1.2.1.2.1.4 - NP1γ1bgr - Unidade Biotita Granito	77
3.1.1.2.1.2.1.5 - NP3γ1agn - Biotita-Muscovita <i>Augen</i> Gnaiss	77
3.1.1.2.1.2.1.6 - NP3γ1bgnt - Gnaiss tonalítico	77
3.1.1.2.1.2.1.7 - NP3γ2bgn - Biotita Gnaiss	78
3.1.1.2.1.2.1.8 - NP3γ2m - Monzogranito	78
3.1.1.2.1.2.1.9 - NP3γ2sv - Granito de Serra Verde	78
3.1.1.2.1.2.1.10 - NP3γ2chp - Suíte Intrusiva Chapada	78
3.1.1.2.1.2.1.11 - NP3γ2gtn - Granada Tonalito	78
3.1.1.2.1.2.1.12 - NP3γ2bgr - Biotita Granito Milonítico	78
3.1.1.2.1.2.1.13 - NP3γjc - Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia - Unidade João Caetano	79
3.1.1.2.1.2.1.14 - NP3γsm - Suíte Granítica Manoel Alves	79
3.1.1.2.1.2.2 - Granitóides Sin a Tardi-Tectônicos	79
3.1.1.2.1.2.2.1 - NPγ2c - Suíte Rio Caiapó	79
Granito Rio Caiapó	79
Granito Serra do Tatu	79
Granito Macacos	79
Granito Serra Verde	80
Granito Itapirapuã	80
3.1.1.2.1.2.2.2 - NP3γ2st - Suíte Intrusiva Santa Tereza	80
3.1.1.2.1.2.2.3 - NP3γ3sja - Granito São José do Alegre	80
3.1.1.2.1.2.2.4 - NP3γ3 - Granitos sin a tardi-tectônicos	80
3.1.1.2.1.2.2.5 - NP3γ2mgn - Biotita-muscovita Gnaiss	80
3.1.1.2.1.2.2.6 - NP3γ3am - Suíte Amarolândia	80
3.1.1.2.1.2.2.7 - NP3γ4f - Suíte Intrusiva Granito Faina	80
3.1.1.2.1.2.2.8 - NP3γpc - Granito Pau de Choro	81
3.1.1.2.1.2.3 - Granitos pós-tectônicos	81
3.1.1.2.1.2.3.1 - Suíte tardi a pós-orogênica	81
NPγ3bv - Granito Tipo Bela Vista	81
NPγ3be - Granito Boa Esperança	81
3.1.1.2.1.2.3.2 - NPγsng - Suíte Intrusiva Serra Negra	81
NPγ3snco - Granito Córrego do Ouro	82
NPγ3snfn - Granito Fazenda Nova	82
NPγ3sni - Granito Iporá	82
NPγ3snir - Granito Serra do Iran	82

NPγ3snis - Granito Israelândia	82
NPγ3snn - Granito Serra Negra	82
NPγ3snnb - Granito Novo Brasil	82
NPγ3nsni - Granito Serra do Impertinente	82
3.1.1.2.1.2.3.3 - NP3γ3ma - Granito Tipo Mata Azul	83
3.1.1.2.1.3 - Intrusões Máfico-Ultramáficas	83
3.1.1.2.1.3.1- NPδam Suíte Gabro-Diorítica Amaralina	83
3.1.1.2.1.3.2 - NPδas - Suíte Anicuns-Santa Bárbara	83
Complexo Gongomé-Retiro	83
Complexo Córrego Seco	83
Complexo de Santa Bárbara	84
3.1.1.2.1.3.3 - NPδsg - Suíte Sudoeste de Goiás	84
3.1.1.2.1.3.4 - NP1sprμ - Unidade Serra do Presídio	84
3.1.1.2.1.3.5 - NP3μα - Suíte Máfico-Ultramáfica Tipo Americano do Brasil	84
Corpo de Americano do Brasil	84
Intrusões Mangabal I e II	85
Corpo de Adelândia	85
Corpo de Fronteira do Norte	85
Corpo da Fazenda Água Fria	85
3.1.1.2.1.4 - Complexo Granulítico	85
3.1.1.2.1.4.1 - NP3por - Complexo Porangatu	85
NP3por1 - Unidade 1	86
NP3por2 - Unidade 2 - Ortognaisse	86
NP3por3 - Unidade 3 - Granito e Sienogranito Porfirítico	86
NP3porμ1 - Metaultramáfica	86
NP3porμ2 - Metamáfica	86
3.1.1.2.2 - Zona Interna	86
3.1.1.2.2.1 - Raiz de Arco Magmático	86
3.1.1.2.2.1.1 - NP2ai - Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu	87
3.1.1.2.2.1.1.1 - NP2aio - Associação de Ortogranulitos	87
3.1.1.2.2.1.1.2 - NP2ais - Associação de Rochas Supracrustais	87
3.1.1.2.2.1.2 - NP2gu - Complexo Granulítico Uruaçu	87
NPgu1 - Unidade 1	88
NPgu2 - Unidade 2	88
3.1.1.2.2.2 - Bacia Marginal de Arco	88
3.1.1.2.2.2.1 - Seqüências Metavulcanossedimentares	88
3.1.1.2.2.2.1.1- Np2vsm - Seqüência Metavulcanossedimentar Maratá	88
3.1.1.2.2.2.1.2 - NP2vsrp - Seqüência Metavulcanossedimentar Rio do Peixe	88
NP2vsrp1 - Unidade 1	89
NP2vsrp2 - Unidade 2	89
3.1.1.2.2.2.1.3 - NP2vsrv - Seqüência Metavulcanossedimentar Rio Veríssimo	89
3.1.1.2.2.2.2 - Grupo Araxá	90
3.1.1.2.2.2.2.1 - NP2a - Grupo Araxá	90
NP2aa - Unidade A	90
NP2ab - Unidade B	90
3.1.1.2.2.2.3 - NP2umf - Suíte Intrusiva Máfico-Ultramáfica do Tipo Morro Feio	91
3.1.1.2.2.2.4 - Granitóides	91
3.1.1.2.2.2.4.1 - NP2γ1ag - Suíte Granitos do Tipo Aragoiânia	91
3.1.1.2.2.2.4.2 - NP2γrp - Suíte Granitos do Tipo Rio Piracanjuba	91
3.1.1.2.2.2.4.3 - NP2γ1ip - Granitos do Tipo Ipameri	91
NP2γ1ipcm - Granito Cachoeira do Maratá	92
NP2γ1ipe - Granito Encruzilhada	92
NP2γ1ips - Granito Sesmaria	92
NP2γ1ipt - Granito Tambu	92
3.1.1.2.2.2.4.4 - NP2γ2it - Suíte Intrusiva Itapuranga	92
3.1.1.2.2.3 - Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados	92
3.1.1.2.2.3.1 - Complexo Máfico-Ultramáfico Canabrava	93
NP2μ1c - Zona Máfica Inferior	93
NP2μ2c - Zona Ultramáfica	93
NP2μ3c - Zona Máfica Superior	93
3.1.1.2.2.3.2 - Complexo Máfico-Ultramáfico Niquelândia	93
NP2μ1n - Zona Máfica Inferior	94
NP2μ2n - Zona Ultramáfica	94
NP2μ3n - Zona Máfica Superior	94
3.1.1.2.2.3.3 - Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto	94
NP2μ1b - Zona Máfica Inferior	95
NP2μ2b - Zona Ultramáfica	95
NP2μ1ba - Zona de Rochas Supracrustais	95
3.1.1.2.3 - Zona Externa	95
3.1.1.2.3.1 - Bacia de Margem Passiva	95
3.1.1.2.3.1.1 - MPc - Grupo Canastra	95

3.1.1.2.3.1.1.1 - MPci - Grupo Canastra Indiviso	96
3.1.1.2.3.1.1.2 - MPsl - Formação Serra do Landim	96
3.1.1.2.3.1.1.3 - MPp - Formação Paracatu	96
3.1.1.2.3.1.1.4 - MPcp - Formação Chapada dos Pilões	96
MPcp1 - Litofácies1	96
MPcp2 - Litofácies2	96
3.1.1.2.3.1.2 - MPpa - Grupo Paranoá	96
MPpa1 - Unidade 1 - Conglomerática Rítmica Quartzítica Inferior	97
MPpa2 - Unidade 2 - Síltico-Ardosiana	97
MPpa3 - Unidade 3 - Rítmica Quartzítica Intermediária	97
MPpa4 - Unidade 4- Rítmica Pelito-Carbonatada	98
3.1.1.2.3.1.3 - Grupo Ibiá	98
3.1.1.2.3.1.3.1 - NPcb - Formação Cubatão	98
3.1.1.2.3.1.3.2 - NPrv - Formação Rio Verde	99
3.1.2 - Bacia de Antepaís	99
3.1.2.1 - Grupo Bambuí	99
3.1.2.1.1 - NP12jt - Formação Jequitaiá	99
3.1.2.1.2 - NPto - Formação Topázios	99
3.1.2.1.3 - NP2pb - Subgrupo Paraopeba	100
3.1.2.1.4 - NP2sl - Formação Sete Lagoas	100
3.1.2.1.5 - NP2sh - Formação Serra de Santa Helena	100
3.1.2.1.6 - NP2lj - Formação Lagoa do Jacaré	100
NP2ljcc - Fácies Calcário	100
NP2ljdo - Fácies Dolomito	100
3.1.2.1.7 - NP2ss - Formação Serra da Saudade	100
3.1.2.1.8 - NP3tm - Formação Três Marias	100
3.1.3 - Faixa Araguaia	101
3.1.3.1 - Zona Interna	101
3.1.3.1.1 - NPx - Grupo Baixo Araguaia Formação Xambioá	101
3.1.4 - Faixa Paraguai	101
3.1.4.1 - Zona Interna	101
3.1.4.1.1 - NPcui - Grupo Cuiabá - Subunidade indivisa	101
3.2 - COBERTURAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS	102
3.2.1 - Bacias Paleo-Mesozóicas	102
3.2.1.1 - Bacia do Paraná	102
3.2.1.1.1 - <i>Rift</i> Central	102
3.2.1.1.1.1 - Op - Formação Piranhas	102
3.2.1.1.1.2 - S1vm Grupo Rio Ivaí - Formação Vila Maria	102
3.2.1.1.2 - Bacia do Paraná I	103
3.2.1.1.2.1 - D1f - Grupo Paraná - Formação Furnas	103
3.2.1.1.2.2 - Dpg - Grupo Paraná - Formação Ponta Grossa	103
3.2.1.1.3 - Bacia do Paraná II	104
3.2.1.1.3.1- C2P1a - Grupo Itararé - Formação Aquidauana	104
3.2.1.1.3.2 - P2i - Grupo Passa Dois - Formação Irati	105
3.2.1.1.3.3 - P3T1c - Grupo Passa Dois - Formação Corumbataí	105
Domo de Araguainha	106
3.2.1.1.4 - Bacia Serra Geral	106
3.2.1.1.4.1 - J3K1bt - Grupo São Bento - Formação Botucatu	106
3.2.1.1.4.2 - K1ðsg - Grupo São Bento - Formação Serra Geral	107
Jdb - Diques e Soleiras de Diabásio	107
3.2.1.1.5 - Bacia Bauru	107
3.2.1.1.5.1 - K2vp - Grupo Bauru - Formação Vale do Rio do Peixe	107
3.2.1.1.5.2 - K2m - Grupo Bauru - Formação Marília	108
3.2.1.1.6 - Intrusivas Alcalinas Cretáceas	108
3.2.1.1.6.1 - Província Alcalina do Alto Paranaíba	108
3.2.1.1.6.1.1 - K2λc - Complexo Alcalino Catalão I e II	108
3.2.1.1.6.2 - Província Alcalina do Sul de Goiás	109
3.2.1.1.6.2.1 - JKλ - Complexo Alcalino Iporá	109
Morro do Engenho	109
Morro dos Macacos	109
Maciço de Santa Fé	109
Maciço de Montes Claros de Goiás	109
Maciço do Rio dos Bois	109
Fazenda Buriti	109
Arenópolis	109
3.2.1.1.6.2.2 - K2λsb - Formação Santo Antônio da Barra	109
3.2.1.1.6.2.3 - K2v - Formação Verdinho	110
3.2.1.2 - Gráben Água Bonita	110
3.2.1.2.1 - SDab - Formação Água Bonita	110
3.2.1.3 - Bacia Sanfranciscana	110
3.2.1.3.1 - CPsf - Grupo Santa Fé	11

3.2.1.3.2 - K1a - Grupo Areado	111
3.2.1.3.3 - K2u - Grupo Urucuia	111
3.2.2 - Bacias Cenozóicas	111
3.2.2.1 - Bacia Bananal	111
3.2.2.1.1 - Qag - Formação Araguaia	112
Qag1 Fácies terraços aluvionares	112
Qag2 Fácies depósitos aluvionares	112
3.2.2.2 - Formações Superficiais	112
3.2.2.2.1 - ENch - Formação Cachoeirinha	112
3.2.2.2.2 - ENdl Coberturas detrito-lateríticas	112
3.2.2.2.3 - NQc - Depósitos colúvio-eluviais	113
3.2.2.2.4 - N1dl - Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas	113
3.2.2.2.5 - Qdi - Cobertura Arenosa Indiferenciada	113
3.2.2.2.6 - Q2a- Depósitos Aluvionares	113

4 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	114
---	------------

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115
---	------------

ANEXOS

01 - Base Cartográfica	136
02 - Geologia e Compartimentação Geotectônica	137
03 - Falhas Geológicas	138
04 - Lineamento	138
05 - Estruturas Geológicas (acamamento, foliação, xistosidade, diques...)	138
06 - Recurso Mineral	138
07 - Empreendimento Mineiro	139
08 - Geoquímica	139
09 - Geocronologia	140
10 - Descrição de Afloramento	140
11 - Descrição Petrográfica	140
12 - Principais Fontes Utilizadas	141

1 - INTRODUÇÃO

Maria Luiza Osório Moreira

O Projeto Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal cujo resultado é aqui divulgado, constitui um produto de interesse comum entre o Governo Estadual e a União, concebido em conjunto pela Superintendência de Geologia e Mineração - SGM da Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás - SIC/GO e o Serviço Geológico do Brasil - CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia com o objetivo de atualizar o Mapa Geológico e de Recursos Minerais publicado em 1999, na escala 1:500.000.

A execução de mapas geológicos e de recursos minerais estaduais faz parte do Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Subprograma Mapas Geológicos Estaduais do Ministério de Minas e Energia.

O Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal é de responsabilidade da Superintendência Regional de Goiânia da CPRM, juntamente com a Superintendência de Geologia e Mineração - SGM da SIC/GO e conta com recursos do Fundo de Fomento à Mineração - FUNMINERAL/GO. Este produto é acompanhado de um DVD que contém o Sistema de Informações Geográficas - SIG, o mapa geológico e o mapa integrado da geologia com modelo digital do terreno - SRTM nas escalas 1:1.000.000 e 1:500.000 e o texto explicativo em formato PDF. Os dados de cartografia geológica foram atualizados mediante compilação, análise crítica e integração das informações bibliográficas geradas após 1999, além de trabalhos de campo, interpretação de imagens de satélite, amostragem de rochas e análises petrográficas e geocronológicas.

Os dados contidos no banco de dados foram gerados por reestruturação e realimentação das bases existentes na CPRM e do Sistema de Informações Geográficas da SIC/SGM do Estado de Goiás, bem como pela organização conjunta de novas bases de dados.

1.1 - JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A história político-econômica do Estado de Goiás está intimamente vinculada à mineração. Após o declínio do Ciclo do Ouro, a mineração em Goiás foi retomada a partir da segunda metade do século XX. Hoje o estado ocupa uma posição

de destaque na produção mineral brasileira, notadamente na exploração de nióbio, níquel, fosfato, crisotila, cobre, ouro e esmeralda, e é auto-suficiente em rochas carbonáticas para uso na agricultura e na produção de cimento.

Esta versão atualiza a de 1999 e a disponibiliza em Sistema de Informações Geográficas tornando-a mais moderna, robusta e dota o estado de uma cartografia geológica dinâmica e de uma base de dados atualizada e especializada que possibilita à sociedade, em especial aos agentes do setor mineral, acesso rápido aos acervos de dados geológicos do estado produzidos ao longo dos anos. Constitui o suporte necessário à implantação de políticas públicas de desenvolvimento regional, fornece dados essenciais para atrair investimentos na pesquisa e prospecção mineral da região, permite identificar áreas carentes de levantamentos geológicos básicos e subsidiar ações políticas de médio a longo prazo para desenvolver a mineração no Estado.

1.2 - MÉTODOS E PRODUTOS

Os procedimentos técnicos adotados neste trabalho seguiram a sistemática usada pela CPRM e pela SIC-GO na elaboração de mapas geológicos, mediante a compilação e integração das informações geológicas, geoquímicas e geofísicas disponíveis.

A fase inicial constou do levantamento dos projetos de mapeamento geológico, geoquímico e geofísico desenvolvidos no Estado após 1999, acrescentados em mapas-índices bibliográficos também estruturados em SIG, o que permite ao usuário a rápida identificação e localização das principais fontes de dados. A fase seguinte foi de compilação das informações disponíveis, análise crítica dos dados e transposição para o mapa geológico 1:500.000 existente. Esta também envolveu a interpretação de imagens de satélites LANDSAT e CBERS, elaboração de modelos digitais de terreno gerados a partir de imagens SRTM e do levantamento aerogeofísico gamaespectrométrico e magnetométrico com a elaboração do mapa geológico preliminar. Nesta etapa a integração de dados foi realizada integralmente em meio digital com técnicas de geoprocessamento. A esta etapa seguiram-se verificações de campo que culminaram com a confecção dos mapas ge-

ológico, de empreendimentos mineiros, estrutural e do texto explicativo.

As informações cartográficas estão em formato digital, estruturadas em tecnologia ESRI, com entidades gráficas ligadas a tabelas de atributos e suportadas por bases de dados geológicos, geocronológicos, de empreendimentos mineiros e de recursos minerais. O acervo das bases de dados geológicos da CPRM (GEOBANK) foi organizado em temas segundo modelo relacional, em plataforma *Oracle* 9IAs (versão para *Web*) e utiliza bibliotecas padronizadas e arquitetura cliente-servidor, previstas para acesso, consulta e edição de dados via Internet e estão disponíveis na *Web*. Por outro lado, a base de dados da SIC/Superintendência de Geologia e Mineração de Goiás está disponível na Internet, tanto para *download* quanto em *webmap*, com emprego de *softwares* livres, tais como o *Mapserver* e servidor Apache. A vantagem de ambos os bancos de dados em SIG é a possibilidade de sua atualização periódica com novos dados que impliquem em avanços na cartografia geológica da região.

Produtos

O DVD *Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal* (2008) contém os seguintes produtos:

- Mapa Geológico, escala 1:500.000, para impressão;
- Mapa Integrado Geologia e Modelo Digital do Terreno - SRTM, escala 1:500.000, para impressão;
- Mapa Geológico, escala 1:1.000.000, para impressão;
- Mapa Integrado Geologia e Modelo Digital do Terreno - SRTM, escala 1:1.000.000, para impressão;
- Mapa de Compartimentação Geotectônica e Empreendimentos Mineiros, escala 1:500.000, para impressão;
- Mapa de Compartimentação Geotectônica e Empreendimentos Mineiros, escala 1:1.000.000, para impressão;
- Mapa de Recursos Minerais, escala 1:500.000, versão 1999, para impressão;
- Texto explicativo em formato PDF contendo os métodos, produtos, compartimentação geotectônica e a descrição das unidades litoestratigráficas cartografadas, e
- Sistema de Informações Geográficas - SIG.

Os mapas Geológico, Integrado da Geologia e Modelo Digital do Terreno - SRTM, Comparti-

mentação Geotectônica e Empreendimentos Mineiros encontram-se em formato PDF.

Os arquivos de impressão vêm acompanhados de encartes marginais, com a representação cartográfica de temas específicos e informações adicionais. São apresentados encartes da compartimentação geotectônica e do levantamento aerogeofísico (Ternário, 1ª derivada, Sinal Analítico e Magnetometria) e de Áreas de Relevante Interesse Mineral - ARIEs. Informações adicionais incluem as principais fontes utilizadas na compilação da cartografia geológica.

Para a execução dos produtos utilizou-se de forma total ou parcial as informações do Mapa Geológico e de Recursos Minerais de Goiás e Distrito Federal publicado pela CPRM/METAGO/UnB e SMET em 1999 e convertido em SIG pela Superintendência de Geologia e Mineração e CPRM - Serviço Geológico do Brasil no ano de 2000.

O SIG segue o padrão de organização e disponibilização do SIG-Goiás (2000/2007) incluindo adaptações de Schobbenhaus *et al.*, (2004).

O SIG disponibiliza os seguintes temas:

1. Unidades litoestratigráficas e compartimentação geotectônica;
2. Estruturas (linhas) - falhas, fraturas e lineamentos;
3. Estruturas (pontos) - acamamento, xistosidade e foliação;
4. Recursos minerais;
5. Empreendimentos mineiros;
6. Descrições de afloramentos;
7. Análises petrográficas;
8. Análises geocronológicas;
9. Análises geoquímicas;
10. Mosaico de imagens de satélite CBERS 2006 com resolução de 20 m (*Geotiff*);
11. Modelo Digital do Terreno gerado a partir de dados do radar interferométrico (SRTM) com resolução de 30 m;
12. Imagem *Geotiff* de aeromagnetometria - 1ª derivada (1 km x 1 km);
13. Imagem *Geotiff* de aeromagnetometria - sinal analítico (1 km x 1 km);
14. Imagem *Geotiff* de gamaespectrometria - ternário (1 km x 1 km);
15. Principais fontes de dados utilizadas na compilação da cartografia geológica.

Os dados do SIG foram organizados em plataforma ESRI e, em parte, gerados a partir do sistema de bancos de dados tecnologia *Oracle* (GEOBANK), com o emprego de bibliotecas padronizadas e arquitetura cliente-servidor, permitindo modelagens, interações e atualizações de fácil manuseio.

O acervo foi compilado a partir de dados analógicos, tabelas e arquivos digitais em diver-

sas escalas e formatos e não foram submetidos a procedimentos de generalização, filtragem e fusões digitais, exceto pela supressão de polígonos de área igual ou inferior a 10.000 m² (1 ha).

Os mapas para impressão estão representados no Sistema de Coordenadas Geográficas - WGS84, e o SIG organizado sistema geodésico de referência SAD69 e WGS84/SIRGAS2000.

Programa *ArcExibe*

Para permitir ao usuário a realização de algumas tarefas de geoprocessamento, manipulação dos arquivos com diversas composições e pesquisas, de forma gratuita, a CPRM criou o programa *ArcExibe*. O visualizador permite modificar os diretórios de trabalho do DVD, anexar novos arquivos e dados e criar projetos de interesse específico. Para tanto, é necessário copiar o conteúdo do DVD para o disco rígido.

O programa *ArcExibe versão 2.0*, disponibilizado, contém rotinas desenvolvidas em *Object Pascal*, compiladas em ambiente *Delphi*®, utiliza bibliotecas de livre distribuição *Map Objects LT ESRI*® e funções do programa *Exibe* do Sistema *Geoexp*. O ambiente é amigável, fácil, portátil e por seu intermédio o usuário pode ler e exibir arquivos *shapefile* (formato ESRI® - *ArcView*), assim como imagens georreferenciadas *tiff*, *bmp* e *jpeg*.

Para permitir algumas interações entre os arquivos do DVD, foram disponibilizadas diversas funções básicas, a saber:

1. Vários tipos de *zoom*;
2. Pesquisa por cursor;
3. *Query* complexa;
4. Exibição de mensagens de tabelas com o toque do cursor em entidades do mapa;
5. Sobreposição do vetor em imagens;
6. Gravação e leitura de projeto;
7. Criação de paletas de cores e gravação;
8. Impressão de relatório simples de pesquisa;
9. Exibição da tela do mapa;
10. Exportação de tabela ASC compatível com *Excel*;
11. Mudança automática da escala do mapa na tela;
12. Cálculo de distâncias e de áreas de polígonos;
13. Envio da imagem da tela para o protocolo de transferência do *Windows (clipboard)*.

Ao utilizar este produto com *software* de livre distribuição, de propriedade da CPRM, as duas instituições envolvidas, cumprindo com suas

missões, democratizam o acesso a todos os dados de levantamentos geológicos básicos gerados no Estado de Goiás, ao longo dos anos, disponibilizando-os em formato mais moderno. Todavia, a CPRM não se responsabiliza por quaisquer danos que resultem do uso deste *software*. A sua utilização deve ser restrita e a divulgação de outros trabalhos através do *ArcExibe* necessita de prévia autorização da instituição.

Programa *ArcExplorer*

Para permitir ao usuário a realização de algumas tarefas de geoprocessamento, manipulação dos arquivos com diversas composições e pesquisas, de forma gratuita, sem necessidade de outro *software* ou bibliotecas adicionais, os arquivos de SIG estão estruturados de forma que permite manipulação por meio do programa *ArcExplorer*, de distribuição gratuita pela ESRI.

Neste visualizador é possível modificar os diretórios de trabalho do DVD, anexar novos arquivos e dados e, assim, criar projetos de interesse específico. Para tanto, é necessário copiar o conteúdo do DVD para o disco rígido. O ambiente é amigável, fácil, portátil e por seu intermédio o usuário pode ler e exibir arquivos *shapefile* (formato ESRI® - *ArcView*), *cover*, *dxf* e *dwg*, bem como imagens georreferenciadas *tiff*, *img*, *sid* e *jpeg*.

Para permitir algumas interações entre os arquivos do DVD são disponibilizadas as seguintes funções básicas:

1. Vários tipos de *zoom*;
2. Pesquisa por cursor;
3. *Query* complexa;
4. Exibição de mensagens de tabelas com o toque do cursor em entidades do mapa;
5. Sobreposição do vetor em imagens;
6. Gravação e leitura de projeto;
7. Criação de paletas de cores e gravação;
8. Impressão de relatório simples de pesquisa;
9. Exibição da tela do mapa;
10. Exportação de tabela txt compatível com *Excel*;
11. Cálculo de distâncias;
12. Envio da imagem da tela para o protocolo de transferência do *Windows (clipboard)* ou gravação na forma de arquivos *emf* e *bmp*.

Base Cartográfica (Anexo 1)

A base cartográfica planialtimétrica do estado foi obtida a partir do SIG do Estado de Goi-

ás com adaptações e modificações dos arquivos digitais vetoriais das cartas planialtimétricas na escala 1:250.000 da Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. A SGM/SIC utilizou imagens LANDSAT 7 e CBERS para atualizar massas d'água, o sistema viário com a inserção de novas rodovias, estradas vicinais e a inclusão de novas cidades e núcleos urbanos. A composição das bases cartográficas foi realizada com a seleção da hidrografia, estradas, localidades e divisões político-administrativas. Para possibilitar a introdução da informação geológica nos mapas editados para impressão, selecionou-se os elementos cartográficos mais relevantes para a geologia, segundo critérios de estética e clareza da representação, de padrão de densidade o mais uniforme possível, com filtragem de áreas com saturação da informação de dados geológicos na escala de 1:500.000. Para a correção geométrica das imagens LANDSAT 7 ETM+ e CBERS2 CCD utilizadas para a atualização dos temas empregou-se a modelagem polinomial simples, com a tomada de, em média, de 150 pontos de controle por cena, coletados a partir de pontos comuns entre as imagens e os mosaicos GEOCOVER 2000.

Geologia

A primeira versão deste mapa foi elaborada com base nas informações geológicas disponíveis em diversas escalas, condensadas no Mapa Geológico de Goiás e Distrito Federal na escala 1:500.000 (Lacerda Filho *et al.*, 1999) e das Cartas do Brasil ao Milionésimo, elaboradas pela CPRM, folhas SD.22-Goiás (Lacerda Filho *et al.*, 2004) SE.22-Goiânia (Valente *et al.*, 2004), SE.23-Brasília (Souza *et al.*, 2004), SD.23-Belo Horizonte (Heineck *et al.*, 2004). As informações dos mapas ao milionésimo foram recortadas no formato do estado e comparadas com o mapa 1:500.000 de Lacerda Filho *et al.*, (1999), sendo analisados individualmente todos os pontos de discrepância. Ao mapa resultante foram adicionadas as informações de mapas geológicos na escala 1:100.000 de áreas específicas e executados pelo convênio UnB-CPRM (Folhas Campinorte, Cavalcante, Monte Alegre de Goiás, Nova Roma, Porangatu e Santa Terezinha de Goiás), dissertações de mestrado e teses de doutorado, trabalhos desenvolvidos por empresas de mineração e mapas da CPRM elaborados em escala de maior detalhe. As áreas com falta de informações geológicas e contíguas aos novos mapas foram interpretadas com emprego de imagens de satélite, modelo digital de terreno obtido a partir de imagens SRTM e de mapas aerogeofísicos. Em

áreas onde ainda persistiram dúvidas, foram realizadas verificações de campo ao longo de diversos perfis estratégicos principalmente no norte/noroeste do estado e na região de Cristalina. Os novos dados permitiram implementar modificações e complementações cartográficas. Paralelamente, elaborou-se um banco de dados geocronológicos utilizado na hierarquização das unidades geológicas.

A legenda do mapa representa as unidades estratigráficas em *box* com a cor e o código da unidade correspondente, acrescida de breve descrição. O código obedece a seguinte seqüência: a primeira letra corresponde a Eras e Períodos: "A" para Arqueano, "MP" para Mesoproterozóico, "K" para Cretáceo, etc. O número que segue, quando presente, representa subdivisão de Éon, Era, Período ou Estágio, de 1 a 2 (Carbonífero, Cretáceo, Neógeno e Quaternário), de 1 a 3 (a maioria das eras e períodos), e de 1 a 4 (Arqueano, Paleoproterozóico e Siluriano). As últimas letras, com dois ou três dígitos, equivalem ao nome de cada unidade. Quando a unidade é constituída por rochas ígneas, entre os códigos alfanuméricos iniciais (cronoestratigrafia) e as letras finais (nome da unidade), foram inseridos símbolos que representam o tipo dominante de magmatismo:

- Plutonismo félsico – γ (gamma)
- Vulcanismo félsico – α (alfa)
- Vulcanismo máfico – β (beta)
- Plutonismo máfico – δ (delta)
- Plutonismo ultramáfico – μ (mu)
- Vulcanismo ultramáfico – τ (teta)
- Plutonismo e vulcanismo alcalino – ϵ (épsilon)

Quando há mais de um magmatismo, como comum em rochas plutônicas félsicas, são introduzidos números para indicar seu posicionamento tectônico, quando conhecido:

- Pré-tectônico ou Pré-colisional: g1
- Sin-tectônico ou Sin-colisional: g2
- Tardi-tectônico ou Tardi-colisional: g3
- Pós-tectônico ou Pós-colisional: g4

Por exemplo, em "NP3g2it", "NP" significa Neoproterozóico, "3" Ediacarano; "g" indica rocha plutônica félsica; "2" refere-se a sintectônico e "it" representa a Suíte Intrusiva Itapuranga. Os arquivos *shapefiles* de geologia contêm informações sobre idade, litótipos, metamorfismo, magmatismo, sedimentação e compartimentação geotectônica.

Compartimentação Geotectônica (Anexo 2)

Resulta da reavaliação da compartimentação proposta por Lacerda Filho *et al.*, (2004),

adotada no Mapa Tectônico do Brasil, escala 1:5.000.000 da CPRM (Delgado *et al.*, 2003). A proposta é fruto de novos mapeamentos, dados geocronológicos recentes e levantamentos aerogeofísicos de 2004, 2005 e 2006. A legenda do encarte correspondente mostra, em cores, as unidades geotectônicas obtidas por reclassificação e agrupamento das unidades litoestratigráficas em domínios geotectônicos das Províncias Tectonoestruturais de Goiás. Estas informações estão armazenadas em tabelas relacionais que foram utilizadas na elaboração do mapa geotectônico do estado em ambiente *ArcView*.

Falhas (Anexo 3)

O arquivo sobre falhas e zonas de cisalhamento do SIG-Goiás de 2000 foi revisado a partir de trabalhos desenvolvidos no norte do estado (Folhas Cavalcante, Nova Roma, Monte Alegre de Goiás, Santa Terezinha, Porangatu e Campinorte) e na Região de Desenvolvimento do Entorno do Distrito Federal e por análise de imagens de satélite. Também foi efetuada a interpretação de mapas aeromagnetométricos de Goiás, financiados pelos Governos Federal e do Estado, que subsidiaram a identificação de importantes estruturas regionais.

Lineamentos (Anexo 4)

O mapa de lineamentos foi gerado em 2006 pela empresa Água & Terra, contratada pela SGM para auxiliar na confecção do Mapa Hidrogeológico de Goiás. O mapa foi obtido com material preparado na Gerência de Geoinformação da SIC/SGM como arquivos vetoriais contínuos da rede de drenagem que consta das cartas 1:250.000 do IBGE, imagens de satélite *LANDSAT 7 ETM+* bandas 5,4 e 3 fundidas com banda 8 – pancromática (resolução espacial de 15 m) e modelo digital de terreno obtido por amostragem para 60 m x 60 m da malha SRTM 90.

Estruturas (Anexo 5)

As estruturas são pontos que se referem a feições como xistosidade, foliação, acamamento, diques e falhas. A atitude destas feições é determinada no campo pela medida do azimute, mergulho e sentido deste. O valor no campo refere-se ao ângulo de rotação do símbolo empregado, no sentido anti-horário a partir de E. Os dados são os mesmos do SIG-GO de 2000 e provêm de levantamentos de campo realizados em anos anteriores pela Superintendência Regional de Goiás da CPRM.

Recursos Minerais (Anexo 6)

As informações sobre recursos minerais de Goiás foram obtidas a partir das bases de dados da CPRM (GEOBANK) e DNPM (SIGMETA). Face às dificuldades de atualizar e consistir a base de dados, optou-se por realizar levantamento *in loco* dos principais empreendimentos mineiros existentes no Estado. O acervo cadastrado totaliza 1.692 ocorrências e contempla diferentes substâncias minerais, agrupadas em banco de dados no sistema *ArcGIS/ArcView*.

Os jazimentos minerais foram agrupados segundo classificação utilitária em substâncias minerais metálicas, metais nobres, rochas e minerais industriais, rochas e materiais para construção civil e insumos para agricultura, rochas carbonáticas, rochas ornamentais, gemas e água mineral e termal. A possibilidade de sobrepor recursos minerais com a geologia, aliados aos seus ambientes tectônicos, é uma das principais ferramentas da interpretação metalogenética e é útil para pesquisadores e usuários interessados na seleção de áreas potenciais para investimentos em pesquisa mineral. Estes dados estão disponíveis no Mapa de Empreendimentos Mineiros.

Empreendimentos Mineiros (Anexo 7)

O cadastramento dos empreendimentos mineiros foi realizado por levantamentos de campo, com coordenadas obtidas por GPS, exceto em explorações de areia e argila, cuja localização foi obtida pela posição geográfica dos centróides dos títulos minerários fornecidos pelo DNPM. Da base de dados constam 1.572 empreendimentos. A atualização desta base de dados é realizada mensalmente pela SGM. Os empreendimentos foram agrupados segundo uma classificação utilitária em recursos hídricos, gemas, minerais metálicos, minerais industriais, rochas carbonáticas e rochas ornamentais.

Base de Dados Geoquímicos (Anexo 8)

É composta por resultados de análises químicas de 27.347 amostras de sedimentos ativos de corrente oriundas de projetos da METAGO S.A., CPRM e NUCLEBRÁS. As coordenadas de cada amostra foram extraídas manualmente e em mesa digitalizadora, e, por vezes, suas posições geográficas foram corrigidas com base em mapas rasterizados e georreferenciados, imagens de satélite ou bases cartográficas vetoriais digitais nas escalas 1:100.000 ou 1:50.000.

Os elementos químicos Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Fe, Mn e Cr foram analisados por absorção atômica.

mica, e B, Bi, Be, Ti, Mo, Sn, V, Ag, Zr, Y, La, Sc, Sr, Nb, Ba, Ga, Ca e Mg por espectrografia de emissão ótica. O Au foi determinado por contagem do número de pintas. Também há informações sobre a fonte dos dados e a área média de captação da drenagem à montante do ponto de coleta.

Base de Dados Geocronológicos (Anexo 9)

Este relatório contempla a atualização da base de dados geocronológicos do Estado de Goiás e Distrito Federal, que conta com 714 datações obtidas pelos métodos U-Pb convencional, U-Pb SHRIMP, idades modelo Sm-Nd, Pb-Pb por evaporação, Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar. Os dados em sua maioria resultam de trabalhos realizados por pesquisadores do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília ou foram obtidos na literatura.

Base de Dados de Afloramentos (Anexo 10)

A base contém dados de 32.562 afloramentos que constam do GEOBANK, desenvolvido e mantido pela Divisão de Geoprocessamento da CPRM. A transferência destes dados ao SIG do Mapa Geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal envolveu a consistência, sistematização e acréscimo de dados de afloramentos das folhas Itaguaru, Sanclerlândia, Itaberaí e Morro Agudo de Goiás do PLGB da CPRM pela Gerência de Geoinformação da Superintendência de Geologia e Mineração.

Base de Dados Petrográficos (Anexo 11)

Esta base, sistematizada neste trabalho, contempla 1.790 descrições petrográficas que constam do banco de dados GEOBANK (CPRM) e do SIGMETA (DNPM).

Base de Dados de Poços SIAGAS

Contempla informações sobre poços para água subterrânea perfurados no Estado, abrangendo localização, profundidade, nível estático, nível dinâmico, vazão e o número no cadastro nacional do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas da CPRM.

Imagens do Levantamento Aerogeofísico

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos foram compilados, reamostrados em *um grid* de 1 km X 1 km, convertidos em imagem *geotiff* e disponibilizados em meio digital. Estes

dados contribuíram na delimitação de unidades litoestratigráficas (ternário e sinal analítico) e no mapeamento de estruturas (intensidade total do campo magnético) do estado. Os mapas foram gerados a partir de dados do Levantamento Aerogeofísico realizado de 2004 a 2006, em ação inédita do Governo de Goiás, coordenada pela Superintendência de Geologia e Mineração da Secretaria de Indústria e Comércio em parceria com a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia e a CPRM. Aos mapas de intensidade total e sinal analítico foram incorporadas informações dos projetos Serra da Mesa, Alto Garças (DNPM/CNEN), Geofísico Brasil-Canadá - PGBC (DNPM/GSC), do Convênio Geofísico Brasil-Alemanha - CGBA (DNPM/BGR) e do aerolevantamento da Bacia do Paraná (PETROBRÁS).

Os dados foram processados separadamente e depois integrados com auxílio do *software* OASIS Montaj®, da Geosoft®. A malha utilizada na integração foi de 1000 m x 1000 m e após nivelamento com continuação para cima de 1000 m e sombreamento dos mapas com fonte de luz inclinada de 45° na direção N 45° E.

Imagem de Satélite CBERS 2006

Mosaico de imagem com resolução de 20 m do satélite CBERS sensor CCD de 2006, no formato *sid*, com cobertura total do Estado está incluído no DVD.

Integração Geologia x Modelo Digital do Terreno SRTM

Uma imagem integrada do mapa geológico com o modelo digital do terreno está contida no DVD. A integração foi realizada mediante os *softwares* *Image Analyses* e ERDAS 8.7, com geração de imagem colorida com resolução de 90 m, em formato *geotiff*.

Elaboração do SIG

Os dados dos diversos temas do SIG foram digitalizados e/ou atualizados a partir do SIG Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal (Lacerda Filho *et al.*, 1999), elaborado pela CPRM - Superintendência Regional de Goiânia e pela Superintendência de Geologia e Mineração da SIC-GO, compatível com a acuidade cartográfica da escala 1:500.000.

A elaboração do SIG foi realizada em conjunto pela Superintendência de Geologia e Mineração da Secretaria de Estado da Indústria e Comércio do Estado de Goiás e a Divisão de Ge-

oprocessamento da CPRM (DIGEOP). O programa ArcExibe, para a visualização dos dados, foi concebido e elaborado pela Divisão de Geoprocessamento da CPRM.

Principais fontes de informação (Figs. 1.1 a 1.8)

A CPRM é detentora de vasta documentação sobre a geologia e os recursos minerais de Goiás e do Distrito Federal, resultado de projetos de mapeamento geológico sistemático desenvolvidos na região, principalmente nas décadas de 70 a 90, representados pelos projetos Bandeirante, Goiânia II, Niquelândia, Goianésia-Barro Alto, Alcalinas de Goiás, Pilar-Mara Rosa, Pontalina, Porangatu, Canabrava-Porto Real, Alvorda, Sudeste de Goiás, Mapas Metalogenéticos e de Recursos Minerais, PLGB e os recentes mapeamentos de seis folhas na escala 1:100.000 realizados por convênio entre a CPRM e a UnB.

A Metais de Goiás S.A. - METAGO também executou projetos de pesquisa mineral, trabalhos de prospecção geoquímica regional e de detalhe, levantamentos aeromagnetométricos, fo-

llow up terrestre, sondagem rotativa com testemunhagem e mapeamentos geológicos. Estes trabalhos propiciaram grande avanço do conhecimento geológico do estado e foram utilizados nesta integração regional.

A UnB, por meio de trabalhos de docentes do Instituto de Geociências e alunos de graduação e pós-graduação, também contribuiu significativamente para o entendimento da geologia do estado.

O Mapa Geológico do Estado de Goiás na escala 1:500.000 de 1999 resultou da parceria entre CPRM, METAGO, Universidade de Brasília e Secretaria de Minas, Energia e Telecomunicações do Estado de Goiás - SMET. A primeira versão deste mapa, convertido em SIG e disponibilizado no ano de 2000, resultou de trabalho conjunto entre a Superintendência de Geologia e Mineração do Estado de Goiás e a CPRM.

O Levantamento Aerogeofísico Gamaespectrométrico e Magnetométrico realizado em três etapas em 2004, 2005 e 2006 resultou de parceria entre o MME/CPRM e o Governo do Estado de Goiás - SIC/SGM.

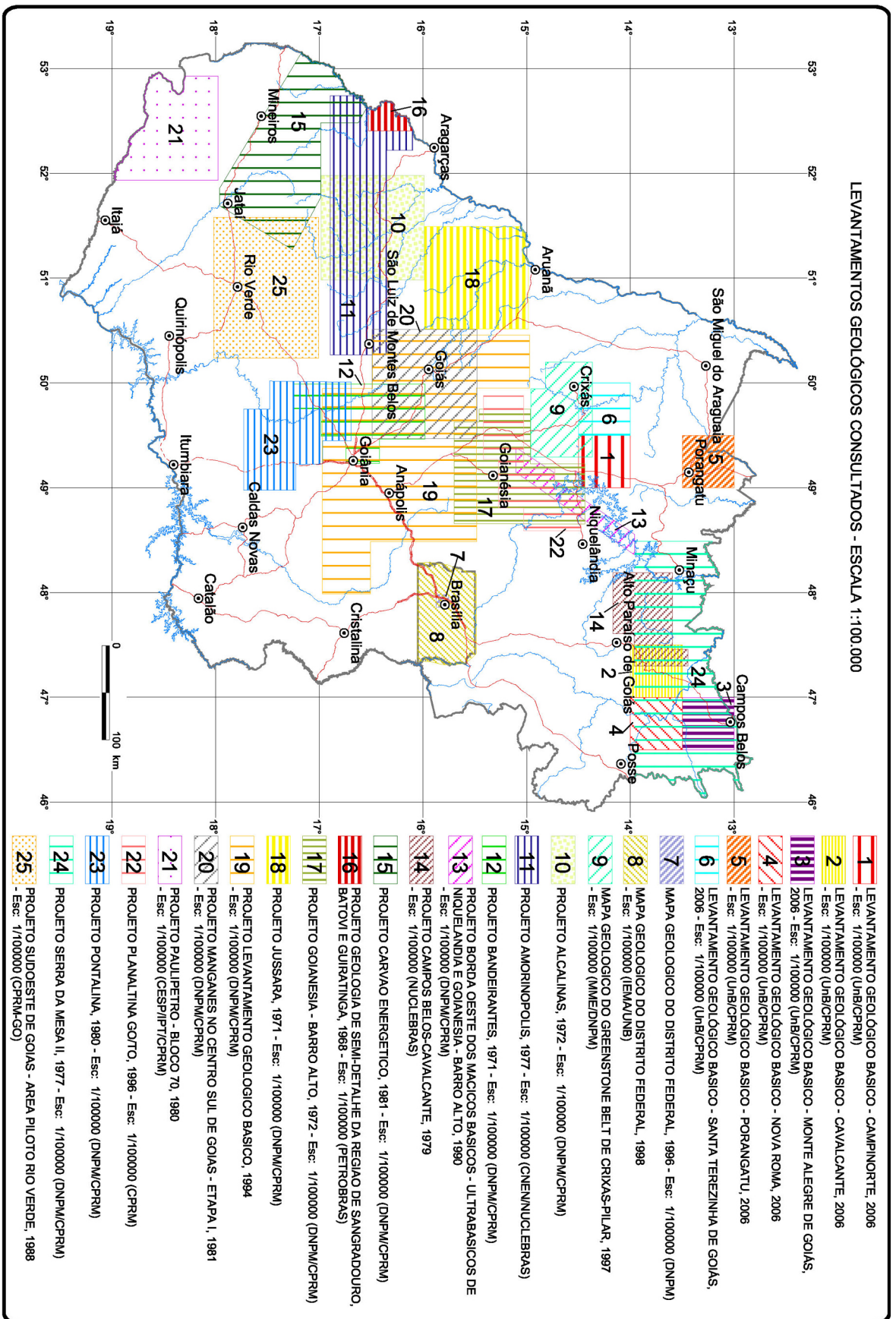


Figura 1.1 – Levantamentos geológicos consultados: Escala 1:100.000.

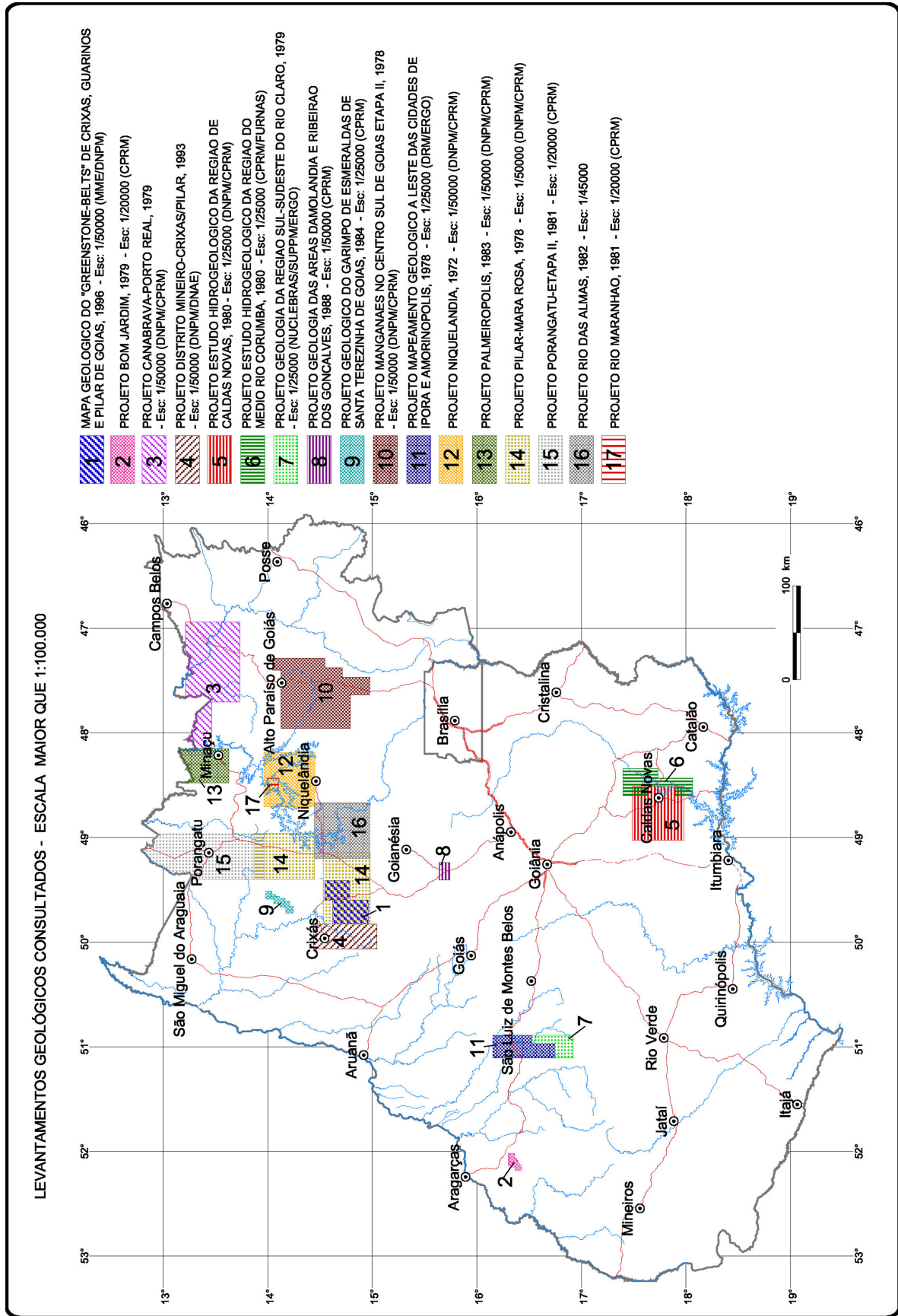


Figura 1.2 - Levantamentos geológicos consultados: Escala maior que 1:100.000.

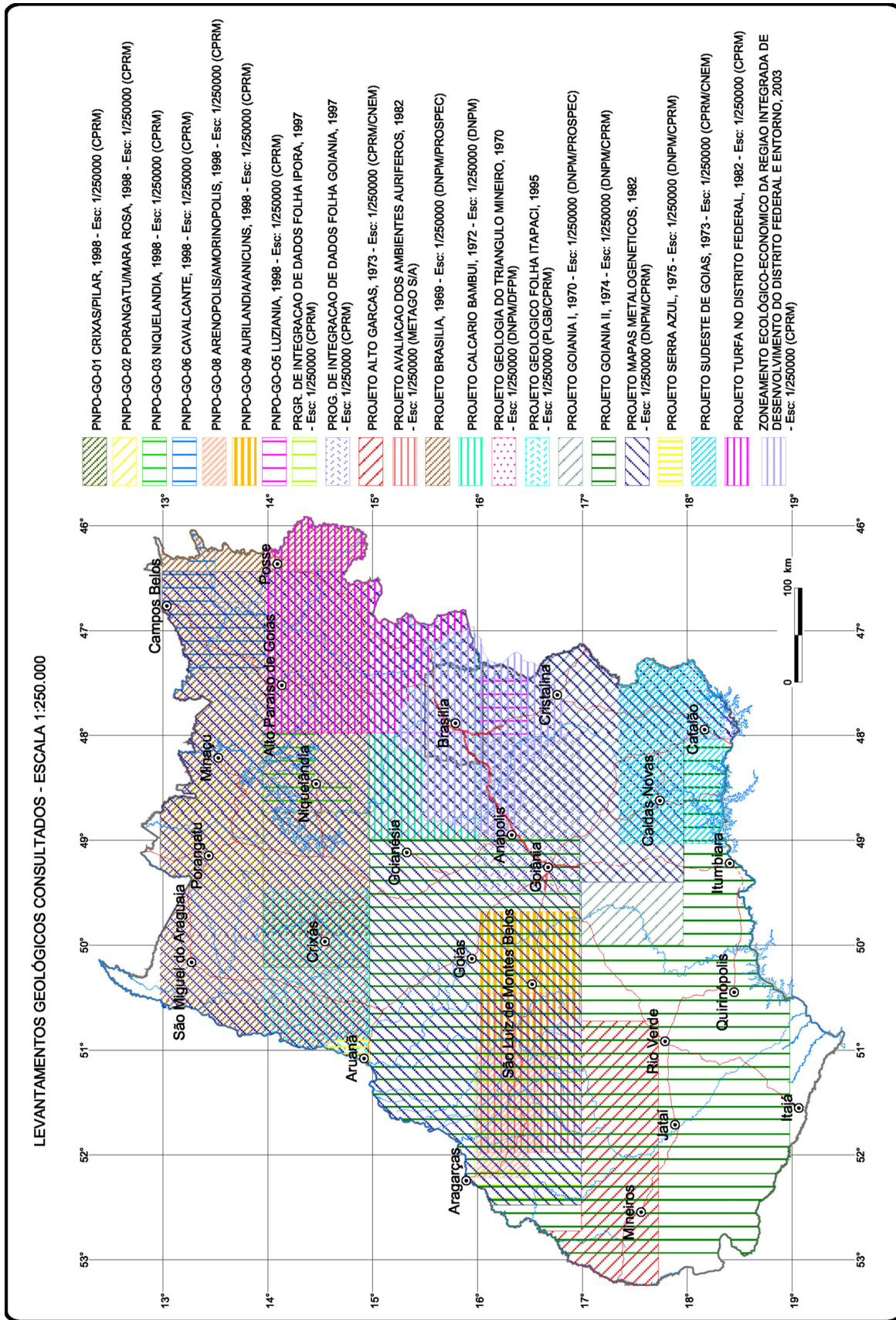


Figura 1.4 – Levantamentos geológicos consultados: Escala 1:250.000.

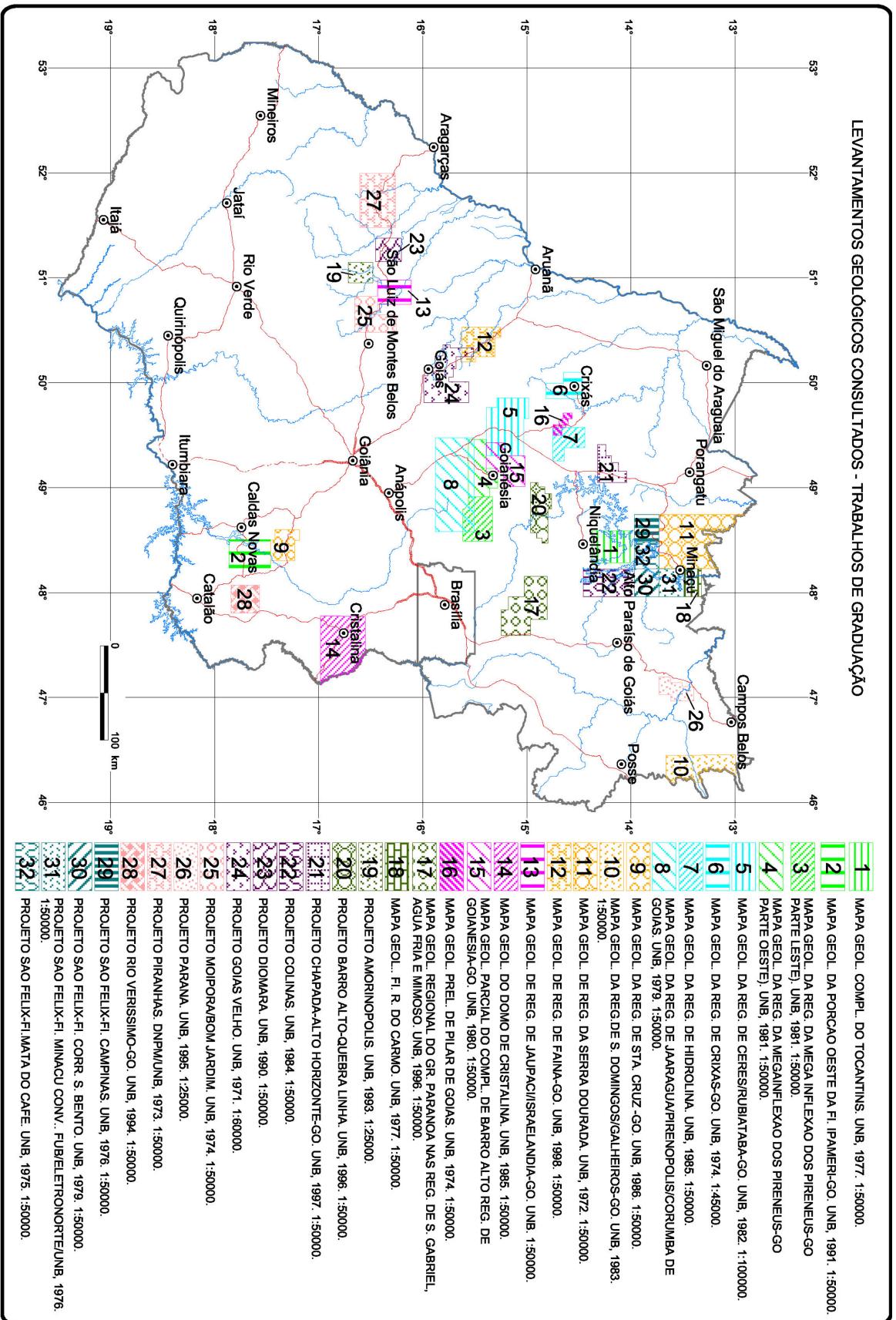


Figura 1.5 – Levantamentos geológicos consultados: Trabalhos de Graduação.

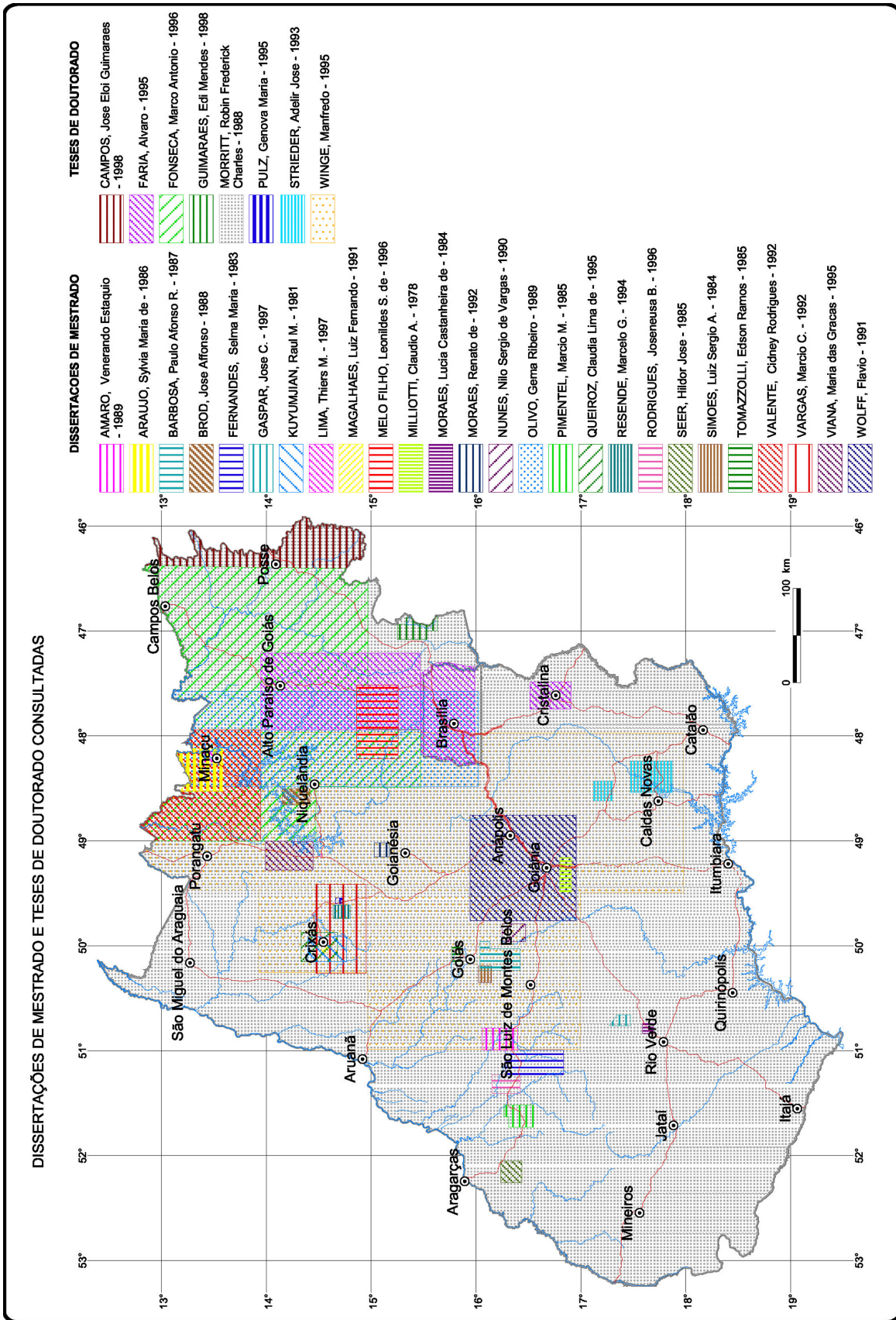


Figura 1.6 – Dissertações de mestrado e teses de doutorado consultadas.

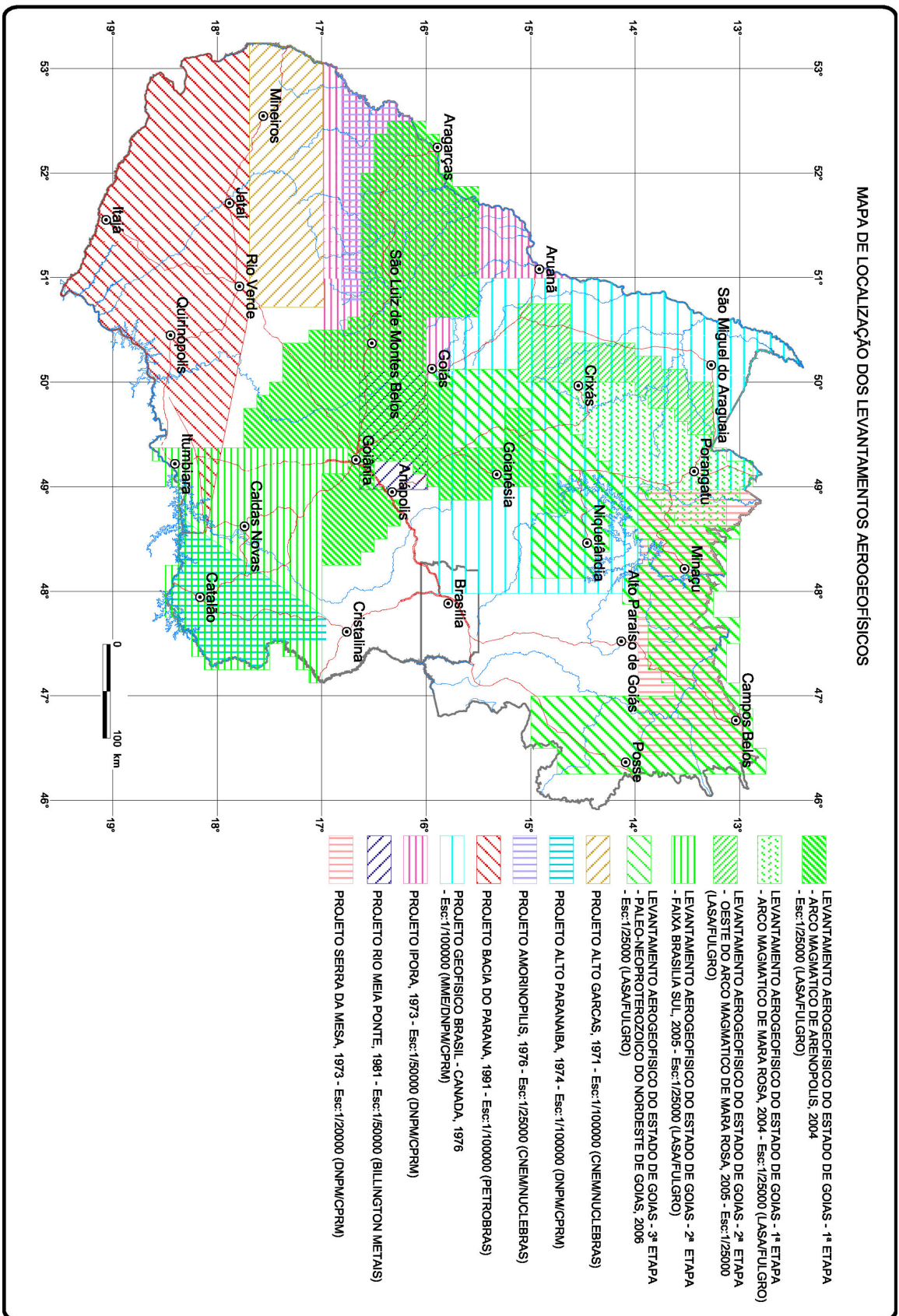


Figura 1.7 – Mapa de localização dos levantamentos aerogeofísicos.

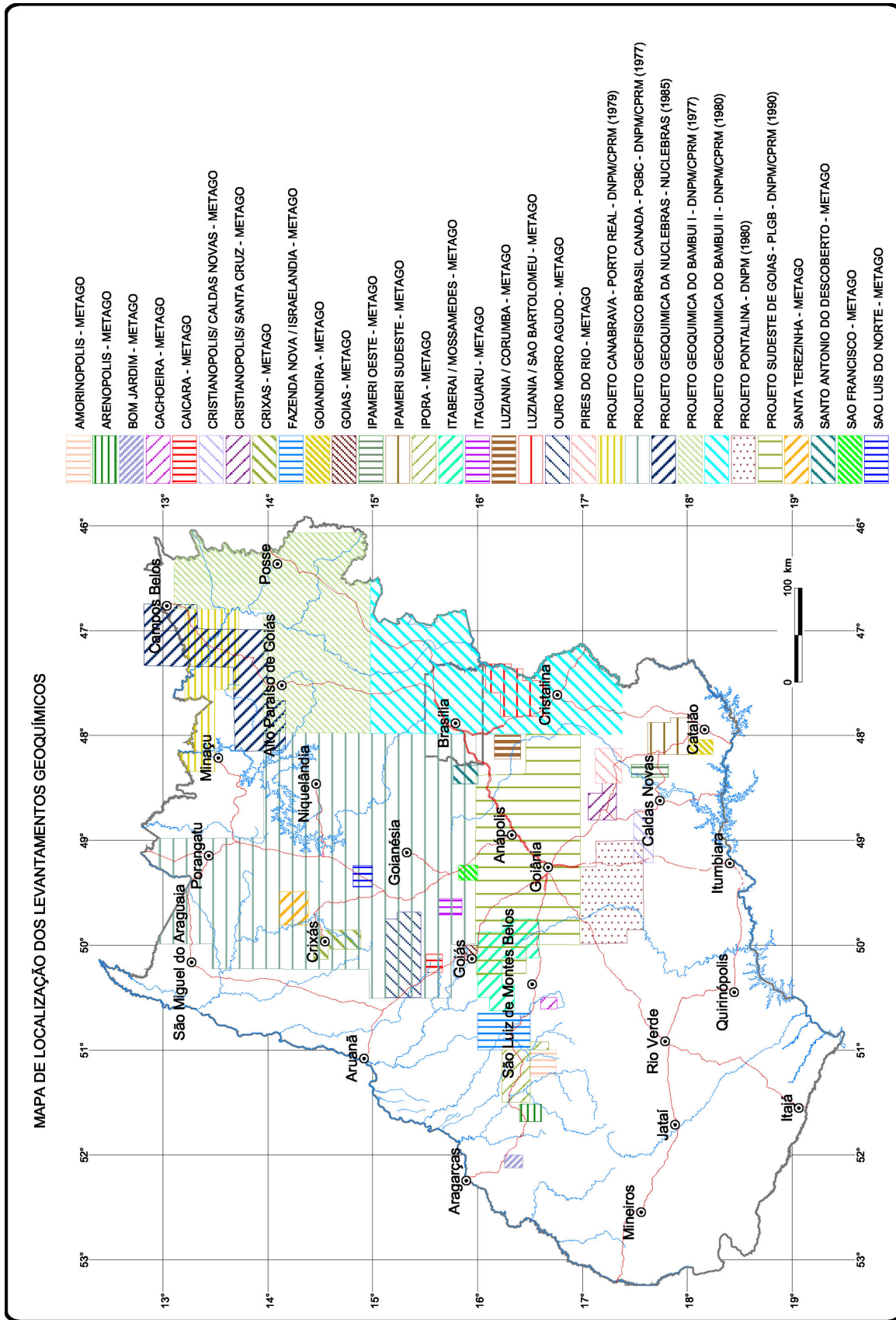


Figura 1.8 – Mapa de localização dos levantamentos geoquímicos.

2 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

Joffre Valmório de Lacerda Filho

Antônio Augusto Soares Frasca

A compartimentação geotectônica do Estado de Goiás e Distrito Federal, aqui apresentada, reflete o estágio atual de conhecimento geológico da região e visou reconstituir a evolução geológica dos ambientes e os processos de formação da crosta continental (Fig. 2.1). Apesar da carência de dados geocronológicos disponíveis, foi possível estabelecer a arquitetura dos principais domínios a partir dos dados litoestratigráficos, estruturais, litogeoquímicos e geocronológicos da literatura, principalmente de trabalhos técnico-científicos da Universidade de Brasília, mapeamentos geológicos realizados pela CPRM e empresas de mineração, acrescidos de informações em dissertações de mestrado e teses de doutorado, além dos perfis geológicos levantados durante a execução deste trabalho.

Para uma melhor compreensão da evolução geotectônica, a região foi dividida em duas unidades maiores: **Província Tocantins**, estruturada durante o Ciclo Brasileiro e **Bacias Sedimentares Fanerozóicas**, mais jovens que 540 Ma.

2.1 - PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins é uma unidade tectônica neoproterozóica desenvolvida durante a colagem orogênica Brasileira que ocorreu na região central do Brasil (Almeida *et al.*, 1977). Compreende três cinturões dobrados, denominados faixas Brasília, Araguaia e Paraguai, resultantes da colisão de três blocos continentais (Cráton Amazônico a oeste, Cráton São Francisco a leste e a sudoeste o Cráton Paranapanema) durante a amalgamação do Gondwana Oriental (Delgado *et al.*, 2003). Em Goiás predomina a Faixa Brasília, com porções subordinadas das outras duas.

Fuck *et al.*, (1993) e Fuck, (1994) comparimentam a Província Tocantins na Zona Cratônica, Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático do Oeste de Goiás e Faixa Paraguai-Araguaia. Nessa proposta, definiram o Maciço de Goiás como um microcontinente envolvido na colisão Brasileira, com destaque para uma faixa de acreção crustal neoproterozóica que denominaram de Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.*, 1991b; Pimentel & Fuck, 1991). Os autores individualizaram na Faixa Brasília dois segmentos (zonas externa e interna), que diferem na inten-

sidade de deformação e na polaridade metamórfica, crescente em direção a zona interna.

Lacerda Filho *et al.*, (1999) sugerem que a Província Tocantins pode ser compartimentada em terrenos de idades variadas aglutinados durante a orogênese brasileira e que compreendem o Terreno Granito-*Greenstone* e o *Rift* Intracontinental, que encerram unidades arqueanas a paleoproterozóicas; Faixas de Dobramentos (Brasília, Paraguai e Araguaia); o Arco Magmático de Goiás e Coberturas Cratônicas neoproterozóicas. Estas unidades estão parcialmente capeadas pelas coberturas fanerozóicas das bacias do Paraná e Sanfranciscana e sedimentos quaternários da Bacia do Bananal.

Pimentel *et al.*, (2000b), a partir das informações geológicas disponíveis somadas a dados geocronológicos, dividem a porção central da província nos seguintes domínios: Terreno arqueano Crixás-Goiás, interpretado como pequeno bloco continental alóctone; Embasamento Siálico paleoproterozóico, representado por ortognaisses e seqüências metavulcanossedimentares da região de Almas-Dianópolis, Complexo de Alto Grau Anápolis-Itaçu e Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados paleo-mesoproterozóicos (Barro Alto, Niquelândia e Canabrava) e seqüências metavulcanossedimentares associadas e o Arco Magmático de Goiás, do Neoproterozóico.

Para Delgado *et al.*, (2003), a província se divide nos seguintes domínios: 1) Terrenos Granito-*Greenstone* Arqueanos e Domos TTG (Bloco Crixás-Goiás e Domo gnáissico de Colméia); 2) Remanescente de Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico (Domínio Porto Nacional-Nova Crixás); 3) Orógeno Oeste Sanfranciscano (Domínio Dianópolis-Silvânia); 4) Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados de Goiás (Canabrava, Niquelândia e Barro Alto); 5) *Rift* Paleoproterozóico (grupos Araí e Serra da Mesa); 6) Remanescentes de Crosta Oceânica (Domínio Palmeirópolis-Juscelândia); 7) Orógenos Brasileiros (faixas Paraguai, Brasília e Araguaia, Bacia de Antepaís, *Nappe* Socorro-Guaxupé e Arco Magmático de Goiás), e 8) Terrenos de Significado Tectônico Duvidoso (Rio Apa).

Neste trabalho será considerado que, em Goiás, a Província Tocantins está dividida nas **faixas Brasília, Araguaia e Paraguai**.

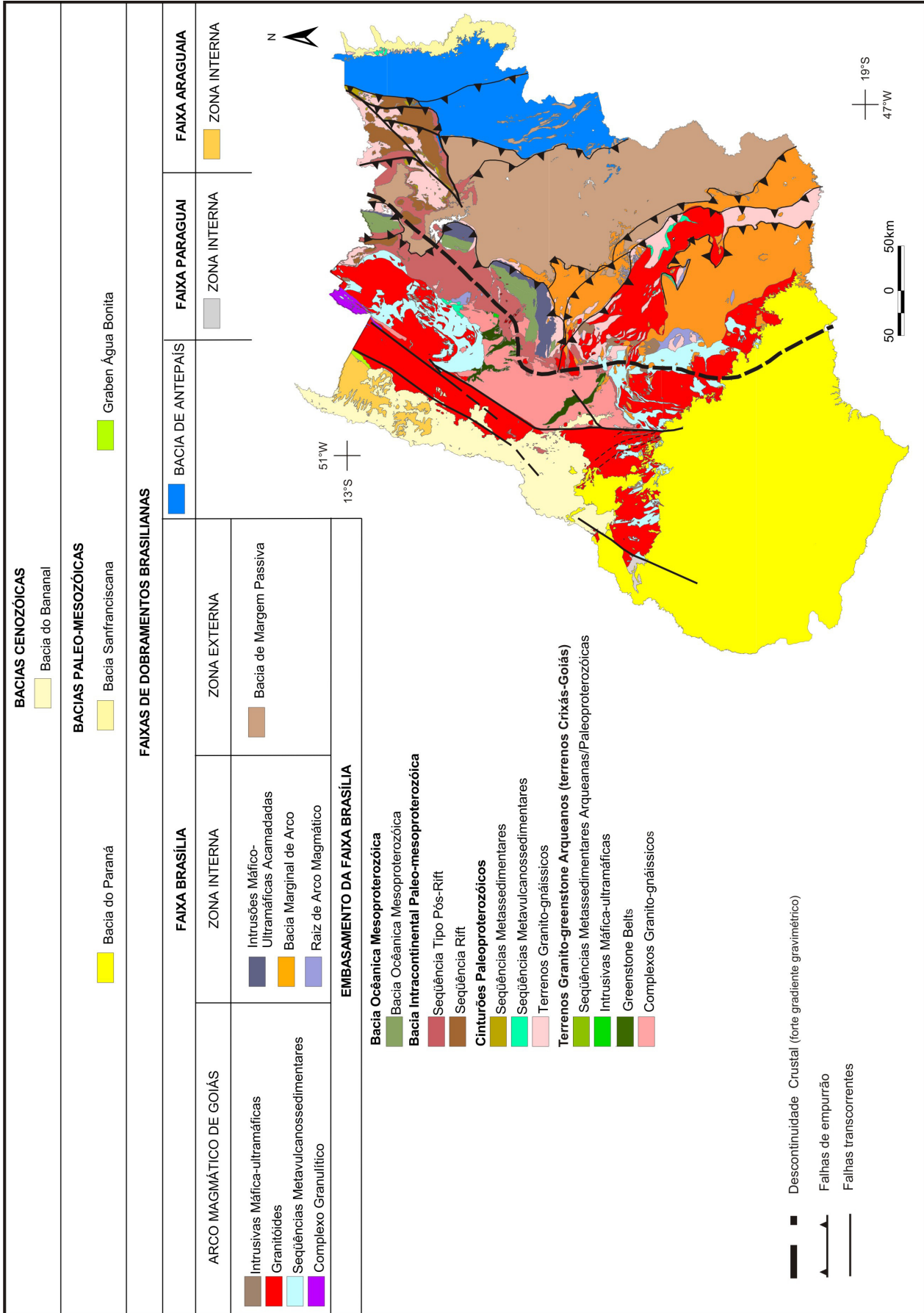


Figura 2.1 – Domínios tectono-estratigráficos de Goiás e Distrito Federal.

2.1.1 -Faixa Brasília

A Faixa Brasília é um cinturão móvel Neoproterozóico situado na porção oriental da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977). Possui cerca de 1.000 km segundo a direção N-S e engloba grande parte do Estado de Goiás. Sua arquitetura compreende os seguintes compartimentos, envolvidos na Orogenia Brasileira: (i) Terrenos Granito-*Greenstone*; (ii) Cinturões Paleoproterozóicos; (iii) Bacia Intracontinental - *Rift* Intracontinental Paleo-Mesoproterozóico; (iv) Sequência Pós-*Rift*; (v) Bacia Oceânica Mesoproterozóica; (vi) Arco Magmático de Goiás; (vii) Bacia Marginal de Arco; (viii) Raiz de Arco Magmático; (ix) Bacia de Margem Passiva e (x) Bacia de Antepaís. Estes compartimentos se caracterizam por apresentarem deformação progressiva que culminou com o desenvolvimento de sistemas de dobras, empurrões e imbricamentos de vergência para o Cráton São Francisco (Freitas Silva, 1996; Fonseca *et al.*, 1995),

Baseados na intensidade da deformação e na polaridade dos eventos metamórficos, Costa & Angeiras, (1971), Dardenne, (1978a), Fuck *et al.*, (1994, 1987), Fuck, (1994), Marini, (1981) e Lacerda Filho *et al.*, (1999) individualizaram dois domínios principais na faixa, a Zona Externa e a Zona Interna.

A sua porção central é transposta por expressivo sistema de zonas de cisalhamento dúcteis dextrais de direção E-W, com variação para NE-SW. Esta é responsável por brusca mudança nas direções estruturais que resultaram na Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 1999), caracterizada por megatranscorrência oblíqua derivada de compressão de oeste para leste e que dividiu a Faixa Brasília nos segmentos setentrional e meridional, cada qual com características evolutivas próprias e contrastes no arcabouço tectono-estratigráfico e metalogenético (Costa & Angeiras, 1970; Fuck & Marini, 1981; Fonseca & Dardenne, 1994; Fonseca, 1996).

No segmento setentrional, Fonseca *et al.*, (1995) descrevem uma série de sistemas de dobras e empurrões de direção preferencial N-S, resultantes de esforços de oeste para leste, denominadas de Sistema São Domingos, *Front* do Araújo, Sistema Paraná, Sistema Rio Maranhão e Sistema Santa Teresa. A estas feições, associam-se sistemas transcorrentes menores, responsáveis pela acomodação de grande parte da deformação, conhecidos como sistemas Padre Bernardo-Cocalzinho, São Jorge-Alto Paraíso-Cormari, Cavalcante-Terezina e Arraias-Campos Belos.

A sul da sintaxe a imbricação tectônica é mar-

cada por rampas frontais e laterais. As frontais são falhas de empurrão N-S e de vergência para leste, responsáveis por grandes *nappes* dirigidas para o Cráton São Francisco (Lacerda Filho & Oliveira, 1995). As laterais estão representadas por dois subsistemas articulados, um de direção NW-SE sinistral e outro E-W dextral, este denominado por Barbosa *et al.*, (1992) de zonas de cisalhamento de Goiânia, Aragoiânia, Caraíba, Ipameri, Cristianópolis, Santa Cruz e Pontalina.

2.1.1.1 - Embasamento da Faixa Brasília

Este segmento é constituído por núcleos e fragmentos cratônicos Arqueanos e Paleo-mesoproterozóicos representados por (i) Terrenos Granito-*Greenstone*, (ii) Cinturões Paleoproterozóicos, (iii e iv) *Rift* Intracontinental Paleomesoproterozóico e (v) Bacia Oceânica Mesoproterozóica, total ou parcialmente envolvidos durante a orogênese brasileira.

(i) Terrenos Granito-*Greenstone* - A estruturação do embasamento da Faixa Brasília, iniciou-se no Mesoarqueano com a formação do núcleo crustal composto por gnaisses TTG e *greenstone belts* do Bloco Crixás-Goiás (Pimentel *et al.*, 2000b), de natureza alóctone.

Este segmento ocupa área de forma aproximadamente elíptica com bordas irregulares (vide Fig. 3.1), situa-se na porção central do Estado e é composto pelos complexos granito-gnáissicos de Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina, com idades U-Pb SHRIMP em zircão de 2,84 Ga a 2,70 Ga (Queiroz, 2000), Uvã, com idade U-Pb de 2,95 a 2,7 Ga (Jost *et al.*, 2005) e Caiçara, de idade ainda indeterminada. Os complexos estão separados pelos *greenstone belts* de Crixás, Pilar de Goiás, Guarinos, Serra de Santa Rita e Faina, dentre os quais as metavulcânicas máficas e ultramáficas de Crixás forneceram as idades Pb-Pb de 2,86 e 2,72 Ga (Arndt *et al.*, 1989) e Sm-Nd de 3.0 Ga (Fortes *et al.*, 2003). No noroeste do Estado ocorrem áreas restritas desta época, representadas pelos complexos de Santa Cruz e Serra Azul de Goiás.

O contexto stratigráfico dos *greenstone belts* contém uma associação inferior metavulcânica e uma superior metassedimentar. A inferior é composta de metabasaltos tholeiíticos, com *pillow-lavas* (Sabóia *et al.*, 1979; Kuyumijian & Dardenne, 1982). O pacote metassedimentar superior é composto de rochas detríticas, químicas e raras piroclásticas (Sabóia, 1979; Kuyumijian, 1981; Danni *et al.*, 1986; Danni & Jost, 1986; Jost & Oliveira, 1991; Danni, 1988; Pulz, 1990; Fortes, 1991; Magalhães, 1991; Fortes & Nilson, 1991; Maga-

lhães & Nilson, 1993). Intrusivos nos terrenos gnáissicos ocorrem diques e *stocks* básico-ultrabásicos e graníticos.

No início do Ciclo Transamazônico durante provável breve período de estabilidade tectônica, depositam-se esparsos sedimentos de natureza pouco conhecida sobre os terrenos Granito-*Greenstone*, tais como a seqüência clástica da Serra do Cantagalo (Danni *et al.*, 1981) e clástico-carbonática-ferrífera do Morro Escuro (Jost *et al.*, 1989).

Os terrenos arqueanos foram afetados pelos eventos Jequié e Transamazônico, como sugerem as idades U-Pb 2.711+34 e 2.011+15 Ma de titanita do Gnaiss Crixás-Açu, e Brasileiro, pela idade U-Pb de 590+10 Ma obtida em zircão metamórfico dos gnaisses do Bloco Moqué (Queiroz, 1999).

Os principais depósitos minerais destes terrenos compreendem níquel sulfetado (Boa Vista) e ouro (Mina Nova, Mina III, Meia Pataca e Mina dos Ingleses) no *greenstone belt* de Crixás, e ouro nos *greenstone belts* de Guarinos (Maria Lázara e Caiamar), Pilar de Goiás (Cachoeira do Ogó) e Faina (Mina de Faina).

(ii) Cinturões Paleoproterozóicos - No Riacciano, durante a formação do Supercontinente Atlântica (2,3-2,1Ga.), desenvolveu-se um segmento de crosta acrescionária ao Cráton São Francisco, caracterizado por arcos magmáticos juvenis e seqüências metavulcanossedimentares que resultaram na formação do embasamento da porção leste da Faixa Brasília. Segundo Delgado *et al.*, (2003) estes segmentos estão representados pelos (i) complexos granito-gnáissicos de Almas-Cavalcante e Rio Maranhão, a Unidade Ortognáissica-Granítica (Suíte Jurubatuba, Suíte Aurumina, Tonalito São Domingos, Granito Pau de Mel e Granito Barreirinho), (ii) seqüências metavulcanossedimentares de Riachão do Ouro, São Domingos, Silvânia e Campinorte e (iii) seqüências metassedimentares da Formação Ticunzal. Relacionadas a estes terrenos há várias ocorrências de ouro, como nas de Aurumina, São Domingos, Alto Horizonte e Silvânia.

(iii) Bacia Intracontinental Paleo-Mesoproterozóica - Seqüência Rift - Ao final do Ciclo Transamazônico, no Estateriano ($\pm 2,0$ Ga.), com a estabilização da plataforma do supercontinente Atlântica, ocorreu uma fase de tafrogênese responsável pelo desenvolvimento de *riffts* intracontinentais (Nilson *et al.*, 1994). O evento se caracteriza por sedimentação e magmatismo anorogênico, cuja evolução inicia com intrusões máficas como o Diorito Nova Roma, seguido da fragmentação crustal e geração de bacia sedimentar do tipo *rift* (Grupo Araí - Formação Arrai-

as) e intrusões de granitos anorogênicos da *Subprovincia Paraná* (1.770 Ma), Suíte Pedra Branca e os granitos Mangabeira, Serra do Mendes e Serra da Cangalha, e da *Subprovincia Tocantins* (1.600 Ma), representada pelos granitos Florêncio, Serra Branca, Serra do Encosto e Serra da Mesa (Marini & Botelho, 1986; Botelho, 1992a, b; Botelho & Pimentel, 1993; Pimentel *et al.*, 1991a). Estes granitos contêm importantes mineralizações de estanho e índio em *greisens* e albititos (Botelho & Moura, 1998).

Seqüência Pós-Rift - Durante o estágio pós-*rift* a sedimentação marinha transgressiva é representada pelas rochas psamo-pelíticas dos grupos Araí (Formação Traíras), Serra Dourada e Serra da Mesa. Neste último ocorrem rochas carbonáticas como os dolomitos da região de Castelhão, onde Barbosa, (1981) descreve ocorrências de esfalerita e galena estratiformes. Na região de Uruaçu-Niquelândia são conhecidos diversos garimpos em veios de quartzo aurífero (Lacerda Filho *et al.*, 1999) alojados em falhas regionais NE-SW (Lacerda & Pereira, 1988) que cortam rochas do Grupo Serra da Mesa.

(iv) Bacia Oceânica Mesoproterozóica - Ao final da transgressão marinha, durante o Ectasiano, entre 1,3 e 1,25 Ga, se instalam episódios extensionais com a formação de *riffts* e a deposição de sedimentos continentais e plataformas representados pelas porções inferiores a médias das seqüências de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia.

É também neste período que ocorre a formação de crosta oceânica marcada pelas intrusões gabro-anortosíticas das Suítes Serra dos Borges, Serra da Malacacheta e Zona Máfica Superior do Complexo máfico-ultramáfico de Canabrava (1,3 Ga.). A expansão do fundo oceânico está representada pelas rochas metavulcanossedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia de filiação tholeiítica do tipo MORB (Moraes, 1997; Araújo & Nilson, 1987; Danni & Kuyumjian, 1984) de idade 1,25 - 1,29 Ga. Associadas a este evento ocorreram as intrusões dos granitos de Morro Solto na Seqüência Palmeirópolis e Lavrinha no Grupo Serra da Mesa.

Depósitos de sulfeto (Pb-Zn-Cu) do tipo VMS ocorrem nas seqüências Palmeirópolis e Juscelândia e de bauxita nas rochas gabro-anortosíticas da Suíte Serra da Malacacheta.

2.1.1.2 - Arco Magmático de Goiás

A fragmentação do Continente Rodínia resultou na formação de crosta oceânica por volta de 0,95 Ma (Toniano). Sua subsequente desestabilização originou zonas de subducção e a for-

mação de sucessivos arcos de ilha acrecionários de várias idades, registrados na região central da Faixa Brasília sob a denominação de Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992b; Rodrigues *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2001). Esta unidade é composta por rochas graníticas sintectônicas, seqüências vulcanossedimentares e granitos sin a tardi e pós-tectônicos.

Os granitóides sintectônicos são cálcicos a cálcio-alcálicos, reunidos sob a denominação de Ortognaisses Oeste de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992a) e representados por protólitos tonalíticos a granodioríticos intensamente deformados encontradas nas regiões de Arenópolis, Iporá, Matrinchã, Sanclerlândia, Turvânia, Firminópolis e Mara Rosa, bem como granitos cálcio-alcálicos com diversos graus de deformação. Estas unidades alojam tectonicamente pequenos fragmentos alóctones arqueanos/paleoproterozóicos como o Gnaiss Ribeirão (Pimentel & Fuck, 1992b).

As seqüências metavulcanossedimentares ocorrem intercaladas nos ortognaisses, representam bacias marginais dos arcos, possuem idades entre 890 e 600 Ma. As seqüências Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás situam-se a norte dos terrenos arqueanos, e a sul deste bloco ocorrem as seqüências Anicuns-Itaberaí, Jaupaci, Iporá-Amorinópolis, Arenópolis-Piranhas e Bom Jardim de Goiás. Associados a estas seqüências ocorrem importantes depósitos de ouro, metais básicos e esmeralda.

No segmento norte deste domínio também ocorre o Complexo Porangatu, constituído de gnaisses tonalíticos a granodioríticos intercalados em lascas alóctones de seu embasamento (Seqüência Serra Azul), bem como núcleos e faixas irregulares e descontínuas de rochas orto e paraderivadas granulitizadas. A este conjunto também se associam rochas metassedimentares e associações máfico-ultramáficas representados pelas seqüências da Serra da Sabina e Novo Planalto, respectivamente.

Os granitos sin a tardi-tectônicos são alcalinos de alto potássio e possuem assinatura geoquímica e isotópica de arco de ilha como as suítes Rio Caiapó, Santa Tereza, Chapada, Itapuranga, São Vicente, Amarolândia e Faina. Os granitos pós-tectônicos são representados pelos corpos de Bela Vista, Boa Esperança, Mata Azul, Serra Negra, Granitos Serra do Impertinente, Córrego do Ouro, Fazenda Nova, Iporá, Serra do Iran, Israelândia, Novo Brasil, os quais vêm sendo explotados como rocha ornamental.

Manifestações ígneas finais do Arco Magmático de Goiás são representadas por várias intrusões máfico-ultramáficas, algumas diferenciadas e acamadadas como os complexos de Ame-

ricano do Brasil e Mangabal I e II, ou não diferenciadas, como as suítes Amaralina, Anicuns-Santa Bárbara, Sudoeste de Goiás e Serra do Presídio. Estas intrusões provavelmente refletem delaminação crustal como os granulitos do Complexo de Porangatu.

Dados geocronológicos nos gnaisses tonalíticos da Suíte Manoel Alves no norte de Goiás indicam idade U-Pb em zircão de 554 +6 Ma e marcam o possível desenvolvimento de novo arco magmático entre 570-530 Ma na região noroeste de Goiás (Arco de Novo Planalto). Já os complexos de Americano do Brasil, Mangabal I e II, datados pelo método Sm-Nd geraram a idade de 612+66 Ma (Nilson *et al.*, 1997; Winge, 1995a). Em gnaisses da região de Mossamedes-Pontalina, Laux *et al.*, (2005) obtiveram idades U-Pb entre 804 a 630 Ma.

Estas intrusões tardias contém importantes depósitos sulfetados de Cu-Ni-Co como o de Americano do Brasil (Nilson *et al.*, 1982) e Mangabal I e II (Candia *et al.*, 1981), vermiculita e ilmenomagnetita vanadífera, como o gabro-diorito de Santa Bárbara (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

2.1.1.3 - Zona Interna da Faixa Brasília

A Zona Interna da Faixa Brasília compreende o ambiente de Bacia Marginal de Arco constituído pelas Sequências Metavulcanossedimentares Maratá, Rio do Peixe e Rio Veríssimo, rochas metassedimentares do Grupo Araxá e corpos ultramáficos do tipo Morro Feio, tectonicamente imbricadas com rochas do embasamento. Sua estruturação resulta de forte tectônica tangencial que se expressa em *nappes* de vergência ao Cráton São Francisco. Essa zona inclui restos de *mélanges* ofiolíticas (Drake Jr., 1980; Strieder & Nilson, 1992a; Strieder, 1990, 1993; Fuck *et al.*, 1993; Fuck, 1994; Fuck *et al.*, 2005).

Fuck *et al.*, (2005) descrevem que o segmento meridional desta zona inclui, além de fragmentos de ofiolito e rochas metassedimentares do Grupo Araxá, também depósitos metassedimentares de margem passiva situados mais a leste; o núcleo metamórfico de alto grau representado pelo complexo Anápolis-Itaçu e os ortognaisses da região a sul de Ipameri que representam parte de um arco magmático neoproterozóico.

(i) Bacia Marginal de Arco (Mélange ofiolítica) - Simultaneamente à acreção dos arcos neoproterozóicos instalaram-se bacias de margem de arco que acolheram manifestações ígneas mantélicas e sedimentos psamo-pelíticos e carbonáticos derivados de distintas áreas-fonte.

Evidência de crosta oceânica neoprotero-

zóica na bacia marginal consiste dos corpos máfico-ultramáficos do tipo Morro Feio, anfíbolitos tholeiíticos com formações ferríferas e metapelitos carbonosos das Seqüências Rio do Peixe, Rio Veríssimo e Maratá, e parte das rochas metapsamo-pelíticas do Grupo Araxá, que, durante a colisão brasileira, em cerca de 794 Ma (Pimentel *et al.*, 1992) compuseram *mélanges* ofiolíticas.

Dados geoquímicos confirmam a existência de fundo oceânico na Faixa Brasília nas regiões de Passos, Araxá, Abadia dos Dourados em Minas Gerais, e Abadiânia e Leopoldo de Bulhões em Goiás.

Outra parte do Grupo Araxá, ainda sem diferenciação cartográfica, consiste de turbiditos marinhos de águas profundas, formados provavelmente no talude continental e provenientes do Cráton de São Francisco (Pimentel *et al.*, 2001).

A natureza bimodal das rochas metassedimentares do Grupo Araxá é dada pelas idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) reunidas em dois intervalos, um entre 1,26 e 1,0 Ga e outro entre 2,2 e 1,79 Ga (Pimentel *et al.*, 2001). Estas idades indicam proveniência de áreas-fonte geograficamente distintas, de um lado o Cráton São Francisco, com assinatura isotópica de Nd similar aos Grupos Canastra e Paranoá e, de outro, os arcos de Goiás com suprimento de sedimentos juvenis neoproterozóicos.

Idades de metamorfismo em torno de 760 Ma e de 630 Ma marcam os picos colisionais do Brasileiro I e II, respectivamente. O primeiro metamorfismo é registrado nos complexos máfico-ultramáficos e granitos sintectônicos (Lacerda Filho *et al.*, 1995; Pimentel *et al.*, 1995) e o segundo nos granitos sintectônicos Quebra Anzol, *Nappe* de Araxá (Seer, 1999) e no Complexo Anápolis-Itaçu (Fischel *et al.*, 1998).

Em termos metalogenéticos, este domínio contém depósitos de cromita podiforme e amianto associadas aos corpos máfico-ultramáficos do tipo Morro Feio.

(ii) Intrusões Máfico-Ultramáficas Acamadadas - A fase de extensão neoproterozóica é representada nos Complexos máfico-ultramáficos acamadados de Canabrava (Zona Máfica Inferior e Zona Ultramáfica), Niquelândia (Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior) e Barro Alto (Zona Máfica Inferior e Zona Ultramáfica). Importantes jazidas de amianto crisotila ocorrem na zona ultramáfica do Complexo de Cana Brava, expressivos depósitos de Níquel laterítico nos complexos de Niquelândia e Barro Alto (Lacerda Filho *et al.*, 1999) e potencialidade para depósitos de EGP nos complexos de Niquelândia e Barro Alto (Dardene & Schobenhauer, 2001).

(iii) Raiz de Arco Magmático - Com a colisão de um dos arcos intraoceânicos de Goiás contra a margem oeste do Cráton do São Francisco geraram-se complexos granulíticos (Anápolis-Itaçu e Uruaçu), de natureza para e ortoderivada, e gnaisses graníticos cálcio-alcálicos. Ao conjunto R. A. Fuck (informação verbal) denomina de *Raiz de Arco Magmático*.

Os ortogranulitos do Complexo Anápolis-Itaçu têm idade de cristalização de 759+9 Ma e, os paraderivados, idades de proveniência entre 950 e 800 Ma, relacionadas à evolução do Arco Magmático de Goiás com granulitização associada ao Evento Colisional Brasileiro II, em torno de 650 a 630 Ma (Fischel *et al.*, 1998; Piuçana, 2002). Evidências de metamorfismo de alta pressão (9,1 a 9,4 Kbar) e temperatura (~1000 °C) nos granulitos a norte de Goiânia são descritas por Moraes *et al.*, (2001).

2.1.1.4 - Zona Externa da Faixa Brasília

(i) Bacia de Margem Passiva - Após o episódio extensional instalou-se um período de estabilidade tectônica. Antes e durante a formação dos arcos insulares na borda oeste do Cráton do São Francisco ocorreu a deposição de seqüências de margem passiva meso e neoproterozóicas representadas no segmento norte da Faixa Brasília pelo Grupo Paranoá e, no segmento sul, pelos grupos Canastra, Vazante, Ibiá e a Formação Topázio.

Idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) uniformes entre 1,9 e 2,3 Ga dos Grupos Paranoá e Canastra (Pimentel *et al.*, 2001) e dados de paleocorrentes (Faria, 1995) indicam que a provável área-fonte situava-se a N-NE no Cráton do São Francisco.

Esses dados sugerem que o Grupo Canastra é correlato ao Grupo Paranoá. Ambos consistem de seqüências pelito-carbonáticas e psamo-pelíticas carbonosas plataformais, portadoras de depósitos auríferos e de manganês laterítico em ardósias e metassiltitos do Grupo Paranoá.

Depósitos auríferos em seqüências pelito-carbonosas do Grupo Canastra ocorrem principalmente nas cercanias de Luziânia e compreendem o depósito Fazenda Santa Maria/Campo Largo e as ocorrências Ribeirão Santa Maria, Rego Saia Velha, Luziânia e Cabeça Seca (Oliveira *et al.*, 1996). Segundo Hagemann, (1988) este ouro é epigenético e ocorre em veios boudinados de quartzo hospedados em filitos e controlados por escamas tectônicas.

Os depósitos auríferos em rochas psamo-pelíticas carbonáticas do Grupo Paranoá são controlados por falhas regionais de direção NE-SW

(Olivo, 1989). Por outro lado, em São João da Aliança ocorrem pequenos depósitos supergênicos de manganês (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

2.1.2 - Bacia de Antepaís

O soerguimento ocasionado pelo evento colisional Brasileiro I gerou na área cratônica uma depressão (Bacia de Antepaís), onde se depositaram os sedimentos do Grupo Bambuí em 762 Ma (Freitas Silva & Campos, 1998), em ambiente marinho raso com estreitas linhas litorâneas representadas por sedimentos pelito-carbonáticos, com subordinada contribuição clástica continental na fase final.

Dados geoquímicos e isotópicos de rochas do Grupo Bambuí (Pimentel *et al.*, 2001) mostram que de sua formação participaram detritos derivados de área-fonte com idade-modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,42 e 1,85 Ga. Associados aos carbonatos ocorrem importantes concentrações de fosfato na região de Campos Belos.

2.1.3 - Faixa Araguaia

A Faixa Araguaia é um cinturão móvel neoproterozóico situado na porção setentrional da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977). O cinturão é uma faixa de direção geral N-S, com cerca de 1.000 km de comprimento por 150 km de largura que se estende desde o extremo norte do Estado do Tocantins até a região de São Miguel do Araguaia em Goiás, onde está coberto por sedimentos da Bacia do Bananal. A leste é capeado pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e a oeste cavalga o Cráton Amazônico (Delgado *et al.*, 2003). Em Goiás ocupa reduzida porção do noroeste do estado.

As rochas da faixa são pelítico-psamíticas, localmente carbonáticas, pertencentes ao Grupo Baixo Araguaia, subdividido em uma zona interna, representada pelas Formações Morro do Campo e Xambioá, e outra externa pelas Formações Pequizeiro e Couto Magalhães. O grau metamórfico varia de xisto-verde baixo no oeste, a anfíbolito no leste (Moraes Rego, 1933; Barbosa *et al.*, 1966; Hasui *et al.*, 1975, 1977; Souza & Moreton, 1995; Frasca & Araújo, 2001; Alvarenga *et al.*, 2000; Gorayeb *et al.*, 2001).

As rochas da faixa possuem direção nortesul, mergulhos suaves a moderados para leste, forte foliação planar, por vezes milonítica, e expressivas imbricações e repetições de estratos. São comuns meso e microdobras assimétricas, desenvolvidas por cisalhamento dúctil progressivo durante a inversão tectônica da faixa (Delgado *et al.*, 2003).

Esforços progressivos tangenciais para W/NW em direção ao Cráton Amazônico, proporcionaram o desenvolvimento de superfícies de descolamento e cisalhamentos de baixo ângulo e de rampas frontais N-S que marcaram o limite entre unidades litotectônicas e zonas de cisalhamento NW-SE (Souza & Moreton, 1995) que constituem o Sistema Compressional Xambioá-Gurupi.

O limite sul com a Faixa Brasília é importante sistema de falhas transcorrentes dextrais N30°E, subverticais, denominadas de Lineamentos Transbrasilianos (Schobbenhaus *et al.*, 1975). O sistema foi submetido a sucessivas reativações que controlam bacias cambro-ordovicianas como o Graben de Água Bonita no norte de Goiás.

A datação Pb-Pb de cristais de zircão detrítico realizada por Moura *et al.*, (2005) em amostra de quartzito da porção sul do Grupo Baixo Araguaia, revelou área-fonte meso-neoproterozóica (1,25-0,85 Ga), subordinadamente paleoproterozóica (1,7-1,85 Ga). Cristais de zircão de quartzito de Paraíso do Tocantins, no norte, revelaram idades entre 850 e 1.000 Ma, o que indica áreas-fonte diferentes nos segmentos de norte e sul. As idades de norte são consideradas por Moura *et al.*, (2005) como o limite superior da sedimentação deste Grupo. Por outro lado, os autores também fornecem dados de idade-modelo Sm-Nd(T_{DM}) que registram maior frequência entre 1,4 e 2,1 Ga, com moda entre 1,6 e 1,7 Ga e outro intervalo, menos freqüente, entre 2,4 e 2,7 Ga. Isto levou os autores a concluir que as rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia resultaram da mistura de detritos derivados de fontes paleoproterozóica e mais jovens, provavelmente meso-neoproterozóica, situadas a leste do cinturão e provavelmente do Arco Magmático de Goiás ou das suítes tonalíticas e granodioríticas (Suíte Aliança, Frasca & Lima, 2005) de 618 +2 Ma e idade-modelo em torno de 1,71 Ga do sul da Faixa Araguaia.

2.1.4 - Faixa Paraguai

A Faixa Paraguai é um cinturão móvel neoproterozóico da porção ocidental da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977) composto por rochas metassedimentares de baixo a médio grau metamórfico depositadas na borda sul do Cráton Amazônico. Em Goiás ocorre em uma pequena porção no sudoeste do estado, representada por filitos e metassiltitos do Grupo Cuiabá.

Segundo Alvarenga *et al.*, (2000) a faixa exibe zonalidade sedimentar, tectônica e metamórfica que permite reconhecer três compartimentos que, de oeste para leste, compreendem: 1) Zona Cratônica, com estratos

subhorizontais; 2) Zona Pericratônica, com amplas dobras holomórficas e 3) Zona Bacinal profunda, metamórfica, com dobras e empurrões de vergência para oeste.

Lacerda Filho *et al.*, (2006) descrevem importantes variações laterais que permitem subdividir a faixa em três domínios litotectônicos: Remanescente de crosta oceânica; Seqüência de Margem Passiva I; e Seqüência de Margem Passiva II.

Os remanescentes de crosta oceânica não ocorrem em Goiás. No Mato Grosso do Sul são representados por anfibolitos da Seqüência Metavulcanossedimentar Rio Bacurí, de filiação tholeiítica do tipo MORB.

A Seqüência de Margem Passiva I consiste da associação quartzito-pelito-carbonato de baixo grau metamórfico com metaconglomerados polimíticos e turbiditos distais (Grupo Cuiabá), interpretados como de ambiente plataformal profundo a transicional. A Seqüência de Margem Passiva II foi depositada inicialmente em ambiente de *rift* continental que evoluiu para regime plataformal.

A idade destas rochas varia do Vendiano ao Cambriano Inferior (600-540 Ma), com deformação durante os estágios finais da orogenia Brasileira, entre 550 e 500 Ma, aos quais se associou magmatismo granítico tardi-orogênico (500 Ma) representado pela Suíte São Vicente (Alvarenga & Trompete, 1992; Ruiz *et al.*, 2005).

2.2 - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS

Grande parte do Estado de Goiás é ocupada pelas bacias sedimentares fanerozóicas (i) do Paraná, na porção sul do estado; (ii) do Bananal, na divisa noroeste; (iii) pequeno setor da Bacia do São Francisco, na fronteira nordeste e o (iv) *Graben* de Água Bonita na porção noroeste. Estas correspondem tanto às sinéclises paleozóicas de Milani & Thomaz Filho, (2000) quanto a bacias cenozóicas, em alguns casos sobrepostas às sinéclises.

2.2.1 - Bacias Paleo-Mesozóicas

Bacia do Paraná - A Bacia do Paraná é uma estrutura intracratônica flexural, que abrange a região sul-sudoeste do estado e se estende para o Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Contém rochas do Paleozóico ao Cenozóico. Segundo Raja Gabaglia & Figueiredo, (1990) sua evolução foi policíclica, iniciada por uma fase de fratura interior do continente Gondwana e seguida de várias fases de sinéclise interior.

Em Goiás as unidades da Bacia do Paraná correspondem às do setor norte e incluem seqüências da fase de extensão continental com a

formação de *rifts*, seguida de sedimentação relacionada à subsidência termal e posterior ajuste isostático. Nesse setor reconheceu-se quatro ciclos de subsidência, os quais correspondem às superseqüências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana III (Neo-Jurássico a Eo-Cretáceo) e Bauru (Cretáceo) como definidas por Milani, (1997). Os quatro ciclos compreendem:

- fase inicial de preenchimento de *rift* e deposição da Superseqüência Rio Ivaí (Teixeira *et al.*, 2001);

- fase sinéclise e deposição das superseqüências Paraná e Gondwana I;

- fase de abertura do oceano Atlântico e deposição da Superseqüência Gondwana III, e

- encerramento da evolução da bacia com a deposição da Superseqüência Bauru.

A Superseqüência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano) foi gerada durante um ciclo transgressivo e engloba as formações (a) Alto Garças, constituída de arenitos fluviais, transicionais e costeiros; (b) Iapó, composta por diamictitos glaciais representativos do limite de seqüência de terceira ordem da Superseqüência Rio Ivaí; e (c) Vila Maria, composta de folhelhos que registram a superfície de máxima inundação (Milani, 1997).

A Superseqüência Paraná (Devoniano) resulta de um ciclo transgressivo-regressivo e engloba a Formação Furnas composta por arenitos e conglomerados fluviais e transicionais com abundantes icnofósseis e a Formação Ponta Grossa, constituída por folhelhos e dividida em três membros, dos quais o inferior, marinho, corresponde à superfície de máxima inundação no Devoniano.

A Superseqüência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico) engloba as formações dos Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. Segundo Milani, (1997) a superseqüência compreende uma porção basal transgressiva, correspondente ao Grupo Itararé (Formações Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana) composto de depósitos glácio-marinhos, e ao Grupo Guatá, de sedimentos deltáicos, marinhos e litorâneos (Formação Rio Bonito) e marinhos (Formação Palermo). A superfície de máxima inundação se situa na porção intermediária. A porção superior, regressiva, está registrada nos depósitos marinhos e transicionais do Grupo Passa Dois (Formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rastro).

A Superseqüência Gondwana III corresponde à fase que antecede a abertura do oceano Atlântico. Compreende os arenitos eólicos de deserto da Formação Botucatu, seguidos do extenso volume de lavas basálticas continentais da Formação Serra Geral, ambas do Mesozóico.

Sobre as rochas vulcânicas depositaram-se

cerca de 300 m de arenitos dos Grupos Caiuá e Bauru (Neocretáceo), resultantes da erosão de centros vulcânicos alcalinos contemporâneos que balizam os braços abortados do *rift* do Atlântico Sul e que correspondem ao ciclo final da Bacia do Paraná (Schneider *et al.*, 1974; Milani, 1997). Para Fernandes, (1992, 1998) e Fernandes & Coimbra, (1994, 2000) o conjunto sedimentar retrata uma bacia continental interior independente, separada da Bacia do Paraná e denominada de Bacia Bauru. Neste estudo os Grupos Caiuá e Bauru são considerados como integrantes da Bacia do Paraná (Lacerda Filho *et al.*, 2006).

Os depósitos conglomeráticos glaciogênicos paleozóicos das formações Vila Maria, Furnas e Aquidauana são portadores de concentrações de diamantes e são as fontes dos mesmos nas aluviões dos rios da região sudoeste de Goiás. Nesta região também merecem destaque os calcários e dolomitos da Formação Irati utilizados como corretivo de solos. Depósitos de argila associados às formações Ponta Grossa e Aquidauana que fornecem matéria prima para a fabricação de cerâmica vermelha. Água mineral provém do Aquífero Guarani, principalmente da Formação Botucatu. Os basaltos da Formação Serra Geral são matéria prima para brita e possuem potencial para depósitos de Níquel e Cobre do tipo Noril'sk.

Durante o Cretáceo a borda da bacia foi sítio de intrusões ultramáficas, alcalinas e carbonatíticas que possuem depósitos de níquel laterítico (Santa Fé, Iporá) e nióbio, fosfato, titânio, vermiculita e terras raras (Catalão-Ouvidor) (Lacerda Filho *et al.*, 1999). Corpos de kimberlito e kamafugito possuem potencial para diamante.

Bacia Sanfranciscana - Compreende uma cobertura fanerozóica do Cráton do São Francisco, localizada nos limites de Goiás/Bahia e parte de Minas Gerais. Sua instalação ocorreu por reativações de antigas estruturas do embasamento e consiste de depressão norte-sul preenchida pelos sedimentos dos grupos Urucuia, Santa Fé, Areado e Mata da Corda. No limite nordeste de Goiás os grupos Areado e Urucuia ocorrem em restrita faixa norte-sul.

O preenchimento dessa bacia é caracterizado por sedimentos continentais associados com vulcanismo alcalino-ultrabásico (Hasui, 1969; Ladeira *et al.*, 1971; Grossi Saad, 1971; Seer *et al.*, 1989; Sgarbi, G.N.C., 1989, 1991; Campos & Dardenne, 1994, 1997).

Seu preenchimento iniciou com sedimentos glaciais permo-carboníferos do Grupo Santa Fé e fluviais eocretáceos do Grupo Areado. No Neocretáceo ocorreu o vulcanismo do Grupo Mata da Corda, seguido da sedimentação eólica e fluviais do Grupo Urucuia. O conjunto está soto-

posto a depósitos cenozóicos da Formação Chapadão (Campos & Dardenne, 1997). Conglomerados da Formação Abaeté (Grupo Areado), possuem diamante na região de Posse (Campos & Dardenne, 1997), também presente nos colúvio-aluviões do retrabalhamento dessas rochas.

2.2.2 - Bacia Cenozóica

Bacia do Bananal - Trata-se de uma das mais importantes bacias sedimentares intracratônicas anorogênicas da América do Sul. Hales, (1981), com base nos dados de magnetometria e sísmica, interpreta a bacia como resultante do desenvolvimento de *horsts* e *grabens* por reativações de falhas transbrasilianas. O estudo demonstra que a Ilha do Bananal é a região mais profunda da bacia, cujo embasamento magnético se situa a, no mínimo, 5.000 m de profundidade.

A bacia possui diversas unidades morfo-sedimentares do Pleistoceno Médio (240.000 ± 29.000 a 159.600 ± 29.000 anos) ao Pleistoceno Superior (121.000 ± 15.000 a 17.200 ± 2.300 anos). Durante o Holoceno, ocorreram significativas mudanças tectônicas, hidrológicas e climáticas que influenciaram sobre a evolução da sedimentação e da paisagem da Planície do Bananal (Valente, 2007; Valente & Latrubesse, 2007a,b).

Os registros sedimentares associados a datações radiométricas por termoluminescência e luminescência opticamente estimulada, obtidos por esses autores em sedimentos fluviais da Formação Araguaia, mostram que a Bacia Bananal é um complexo mosaico de unidades morfo-sedimentares. Estas unidades são caracterizadas por aluviões que evoluíram em dois períodos glaciais distintos: Pleniglacial Médio (56.600 ± 5.900 a 34.000 ± 4.600 anos) e Pleniglacial Superior (26.400 ± 3.100 a 17.200 ± 2.300 anos). Cinturões fluviais, resultantes de atividade neotectônica, foram o principal produto dessa época com formação de padrão *anabranching* de canais ativos, paleocanais e rios subadaptados (*underfit rivers*).

A Formação Araguaia consiste de sedimentos fluviais arenosos com intercalações de sedimentos argilosos e níveis de cascalheiras. É comum a ocorrência de camada de areia ferruginosa endurecida. A textura varia de fina a grossa e as tonalidades de cinza-claro a médio passam a amarelo até marrom-avermelhado. Estes sedimentos são capeados por camada de argila endurecida de planície de inundaçãõ que pode atingir mais de 6 m de espessura (Valente & Latrubesse, 2007b). Associados aos níveis conglomeráticos da Formação Araguaia ocorrem importantes concentrações de diamantes resultantes do retrabalhamento de rochas da Bacia do Paraná.

3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Vanderlei Antônio de Araújo
Luiz Carlos Moreton

3.1 - PROVÍNCIA TOCANTINS

3.1.1 - Faixa Brasília

3.1.1.1 - Embasamento da Faixa Brasília

3.1.1.1.1 - Terrenos Granito-Greenstones

Os terrenos arqueanos são parte da Província Tocantins e compreendem as rochas mais antigas de Goiás. São representados, em parte, por rochas atribuídas por Almeida (1968) ao Complexo Basal. Atualmente, suas rochas estão agrupadas em Complexos Granito-Gnáissicos e *Greenstone Belts* e incluem suítes gabro dioríticas, intrusões graníticas e diques máfico-ultramáficos.

A maior área de Terrenos Granito-*Greenstones* ocorre na porção centro-oeste de Goiás, tem forma oval irregular com eixo maior norte-sul com cerca de 250 km e menor leste-oeste de aproximados 80 km, o que totaliza cerca de 17.500 km². Estes terrenos estão tectonicamente envolvidos por rochas metavulcânicas, metassedimentares e intrusões neoproterozóicas, localmente mesoproterozóicas, e são divididos em complexos granito-gnáissicos independentes separados por *greenstone belts*. Também ocorrem em núcleos menores, isolados, como os complexos Serra Azul, no norte do estado, entre Porangatu e Novo Planalto, e Serra de Santa Cruz a sudoeste da cidade de Campos Verdes.

3.1.1.1.1.1 - Complexos Granito-Gnáissicos

Consistem de distintas associações de corpos homogêneos ou gnaissificados de protólitos dioríticos, tonalíticos, granodioríticos, monzograníticos e graníticos. Na porção norte dos Terrenos Granito-*Greenstones*, Danni & Ribeiro (1978) reuniram os ortognaisses nos blocos Anta, Caímar, Moquém e Hidrolina, com base no contraste litológico e continuidade física interrompida pelos *greenstone belts*, e Jost *et al.* (1994a, b) os red denominam de complexos, subdivididos em um ou mais corpos de gnaisses composicionalmente distintos. Lacerda Filho *et al.* (1999) acrescentam os termos de gnaisses indiferenciados de composição tonalítica, granodiorítica e trondhjemitica, diques e *stocks* máfico-ultramáficos. Pi-

mentel *et al.* (2000a) acrescentam os complexos Caiçara e Uvã, na porção sul daqueles terrenos. Os complexos variam de idade entre 2,95 e 2,70 Ga (Queiroz *et al.*, 2000; Jost *et al.*, 2005) e são separados pelos *greenstone belts* de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Serra de Santa Rita-Faina (Fig. 3.1). Os contatos dos complexos com os *greenstone belts* são zonas de cisalhamento dúcteis de alto a baixo ângulo.

A deformação regional dos corpos individuais dos complexos é variável e o metamorfismo oscila entre a fácies xisto verde e anfíbolito (Jost *et al.*, 1994a, b). Zonas de cisalhamento possuem diversos estágios de milonitização com paragéneses da fácies xisto verde a anfíbolito, por vezes com alteração hidrotermal. Os diques possuem as mesmas fases de deformação dos gnaisses.

Segundo Baêta Jr. *et al.* (1998) a assinatura magnetométrica das rochas dos complexos granito-gnáissicos é suave e homogênea, reflexo de sua composição félsica. As rochas máfico-ultramáficas se destacam dos gnaisses pelo baixo relevo cintilométrico. Uma excelente resposta geofísica regional foi obtida por tratamento de dados aeroradiométricos do PGBC realizado por Blum *et al.* (2003), o que permitiu delimitar 5 complexos.

3.1.1.1.1.1.1 - A3u - Complexo Uvã

O Complexo Uvã localiza-se no extremo sul dos Terrenos Granito-*Greenstones* e limita-se a norte com os *greenstone belts* de Serra de Santa Rita e Faina por falha inversa de mergulho para sudoeste e vergência para nordeste, a sul está coberto pela Seqüência Serra Dourada por falha de empurrão e a oeste com gnaisses paleoproterozóicos pela Zona de Cisalhamento Moiporã-Novo Brasil. Jost *et al.* (2005) dividem o complexo nos domínios Rio do Índio e Rio Vermelho, aqui red denominados de Suítes Rio do Índio e Rio do Forte, respectivamente, para adequação ao GEOBANK.

A3uri - Suíte Rio do Índio - composta de restos de corpos batolíticos gnaissificados e com bandamento composicional polideformado de orientação preferencial N30W cortado por foliação de baixo ângulo N70W com mergulho para sudo-

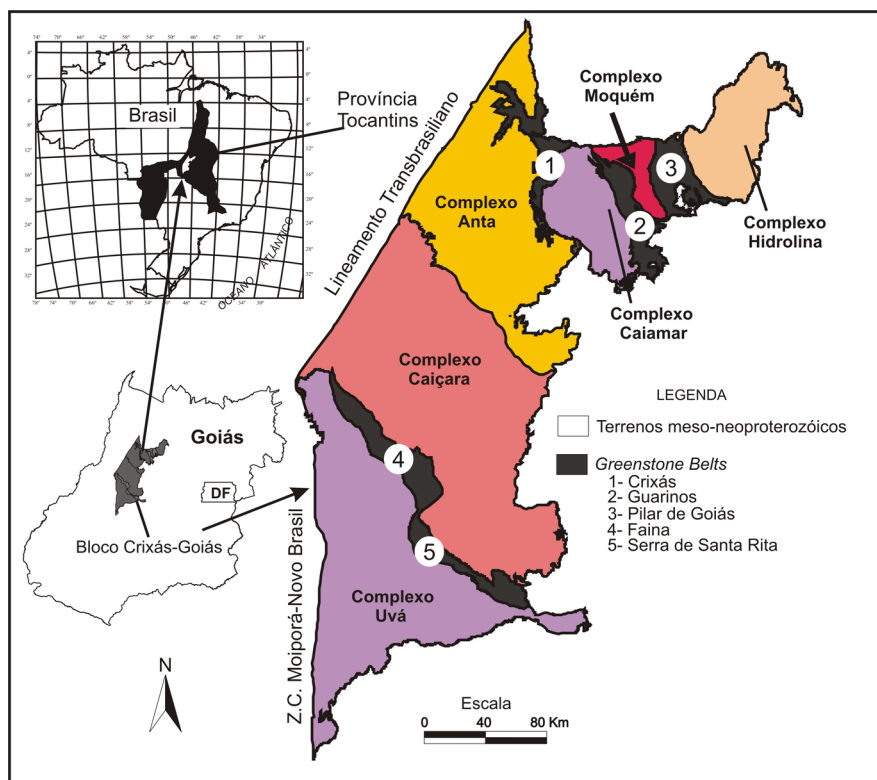


Figura 3.1 - Subdivisão dos terrenos granito-greenstones de Goiás. Adaptado de Pimentel et al., (2000b).

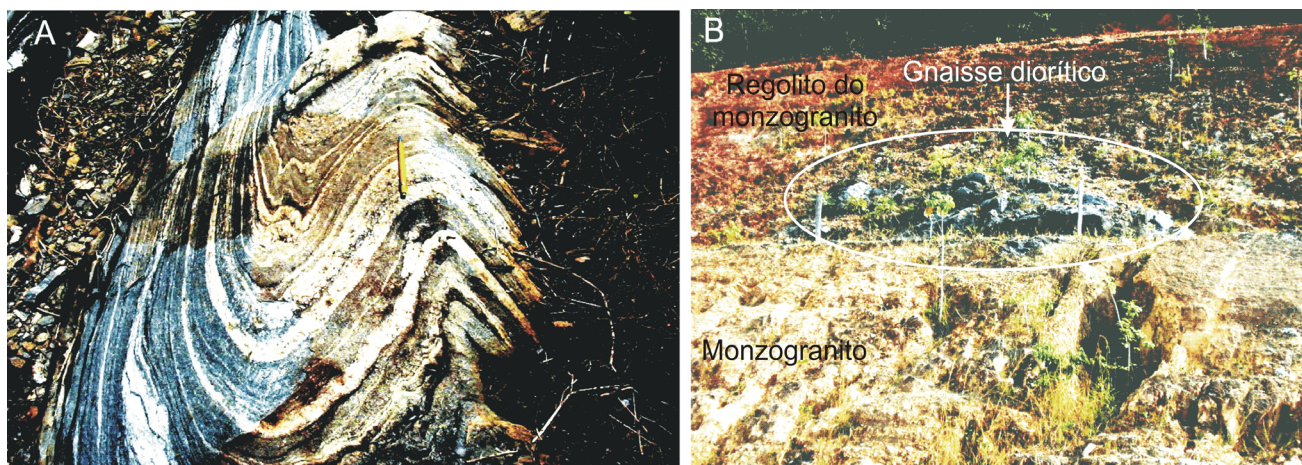


Figura 3.2 - Complexo Uvã - (A) - Gnaiss polideformado da Suíte Rio do Índio. (B) - Corte da rodovia Goiás-Uvã que expõe corpo tabular de monzogranito foliado da Suíte Rio da Fonte com xenólito de gnaiss diorítico da Suíte Rio do Índio. (Fotos H. Jost).

este. Os gnaisses possuem, por vezes, abundantes corpos pegmatóides irregulares sem raízes. Sua composição é tonalítica (Fig. 3.2A) e granodiorítica, com locais *stocks* dioríticos (Fig. 3.2B).

A3urf - Suíte Rio da Fonte - composta de corpos tabulares maciços a foliados de tonalito, monzogranito e granodiorito que cotornam os núcleos de gnaisses da Suíte Rio do Índio, por vezes com relações de intrusão preservadas, como registra a presença de xenólito de gnaiss

diorítico em monzogranito (Fig. 3.2B).

Dados geocronológicos de gnaiss tonalítico a oeste da cidade de Goiás forneceram isócronas Rb-Sr de $2.670 \text{ Ma} \pm 142 \text{ Ma}$ e 1.900 Ma (Tomazolli, 1992a) e de $2.564 \pm 140 \text{ Ma}$ (Pimentel et al., 1995). Dados mais consistentes mostram que a rocha mais antiga do Complexo Uvã é de gnaiss diorítico da Suíte Rio do Índio com idade U-Pb em zircão de $2.934 \pm 5 \text{ Ma}$ (Pimentel et al., 2003) e a mais nova é de monzogranito foliado da Suíte Rio do Forte de idade U-Pb TIMS

em zircão de 2.764 ± 31 Ma (Jost *et al.*, 2005).

3.1.1.1.1.2 - A3cc - Complexo Caiçara

O Complexo Caiçara se estende do limite norte dos *greenstone belts* de Serra de Santa Rita e Faina até o limite sul do Complexo Anta, no norte, e se limita com as rochas do Grupo Serra Dourada a leste. A unidade consiste de gnaisses tonalíticos com subordinados granodioríticos e quartzo dioríticos, cortados por enxames de diques e *stocks* máficos e ultramáficos (Danni *et al.*, 1981; Tomazolli, 1997).

Dados geocronológicos do Complexo Caiçara compreendem apenas idade-modelo T_{DM} em rocha total de poucas amostras de gnaisses tonalíticos e granodioríticos que geraram idade entre 2,91 Ga e 3,2 Ga (Pimentel *et al.*, 1996b, 2003; Potrel *et al.*, 1998), idêntico ao obtido nos complexos Anta, Caiamar e Hidrolina (Queiroz, 2000) e Uvá (Jost *et al.*, 2005). Isto indica que os gnaisses de ambos os setores estiveram sob a influência de crosta mais antiga, da qual não há, até o momento, evidências de exposição.

3.1.1.1.1.3 - A3a - Complexo Anta

O complexo tem forma triangular com um dos vértices no norte e se estende, no sentido leste-oeste, desde o *greenstone belt* de Crixás até os lineamentos transbrasilianos e no sul se limita com o Complexo Caiçara ao longo do Rio Tesouras, onde Blum *et al.* (2003) registram proeminente modificação da resposta aeroradiométrica entre ambos complexos. É um conjunto de tonalitos, granodioritos e granitos homogêneos e/ou gnaissificados. Parte destas rochas haviam sido definidas por Lacerda Filho *et al.* (1999) como gnaisses indiferenciados com restos de rochas máficas e ultramáficas e cortados por diques e *stocks* máfico-ultramáficos. As rochas desta unidade estão, em geral, intimamente associadas e a distinção entre os tipos petrográficos, em campo é dificultada pela semelhança estrutural, textural e de coloração, mas Vargas (1992) reconhece duas unidades.

A3agr - Unidade Granito-Gnáissica - É representada por granitóides homogêneos ou gnaissificados, cinza a cinza-claro, granulação média, localmente porfiróides por vezes milonitizados. Nas variedades porfiróides, a textura é porfiroblástica grossa a muito grossa com fenoblastos de K-feldspato imersos em matriz de granulação média. Esta unidade foi datada por Queiroz (2000) pelo método U-Pb SHRIMP em zircão e gerou a idade de 2.792 ± 7 Ma.

A3agd - Unidade Gnaiss Granodiorítico-

ca - São gnaisses bandados com fenoblastos de K-feldspato em matriz média e freqüentes injeções pegmatóides concordantes com a foliação. Os tonalitos são acinzentados, variam de leucocráticos a mesocráticos, possuem fenoblastos centimétricos de K-feldspato em matriz média e foliação milonítica que, como nos granodioritos, aumenta de intensidade em direção ao contato com as supracrustais. Esta unidade foi datada por Queiroz (2000) pelo método U-Pb SHRIMP em zircão e gerou a idade de 2.820 ± 6 Ma.

3.1.1.1.1.4 - A3ca - Complexo Caiamar

O Complexo Caiamar limita-se a oeste com o *greenstone belt* de Crixás, a leste com o de Guarinos, a norte com rochas do Arco Magmático de Mara Rosa e, a sul, com o Complexo Caiçara. Jost *et al.* (1994a) o subdividem, de sul para norte, nos Gnaiss Crixás Açú, Tonalito Tocambira e Gnaiss Águas Claras. Diques são raros e consistem de metadiabásio e anfibolito, variam de 1 a 15 km de comprimento e de 1 a 250 m de largura, são paralelos à foliação e bandamento dos gnaisses e metamorfisados na fácies xisto verde a anfibolito médio a superior (Queiroz, 2000). Nos Gnaisses Crixás Açú e no Tonalito Tocambira os diques acompanham o traço dos seus contatos, em sistema anelar e nos Gnaisses Águas Claras têm orientação aleatória.

Dados geocronológicos obtidos na região de Crixás-Auriverde-Caiamar pelos métodos Rb-Sr, Pb-Pb e Sm-Nd em granodioritos, forneceram idades de 2.925 ± 65 Ma, 2.475 ± 20 Ma, 2.530 ± 98 Ma, 2.653 ± 40 Ma (Montalvão, 1985, 1986; Vargas, 1992) e de 2.924 ± 150 Ma em tonalitos do Complexo Caiamar (Vargas, 1992). Por outro lado, datações U-Pb em zircão obtidos por Queiroz (2000) em amostras dos Gnaisses Águas Claras, do Tonalito Tocambira e dos Gnaisses Crixás Açú forneceram as idades de 2.844 ± 7 Ma, 2.842 ± 6 Ma e 2.817 ± 7 Ma, respectivamente.

A3cac - Unidade Granodiorito Águas Claras - Ocorre na porção sul do Complexo Caiamar, sotoposto a sul por falha de empurrão por rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa e possui *klippen* de formação ferrífera da Sequência Morro Escuro e de metakomatiitos e, a oeste, está em contato por falha com gnaisses do Complexo Anta. O gnaiss é granodiorítico, está em geral intemperizado e, quando inalterado, é bandado, cinza-claro a creme e de granulação média, por vezes, com fenoblastos de K-feldspato. Corpos básicos e veios pegmatóides ocorrem ao longo de seu limite norte.

A3cca - Unidade Gnaiss Crixás-Açú - Ocorre em pequena área triangular da porção

norte do complexo, contornado, por falha de empurrão, a oeste e norte pelo *greenstone belt* de Crixás e, a sul e leste, truncado por falha vertical de contato com o Tonalito Tocambira. Consiste de gnaiss tonalítico cinza-claro, médio a grosso e com bandamento composicional polideformado, discreto a bem desenvolvido, caracterizado pela alternância de níveis decimétricos a métricos, mesocráticos e leucocráticos. Por vezes, ocorrem injeções pegmatóides ou trondjemíticas fitadas.

A3cto - Unidade Tonalito Tocambira - A unidade é o maior corpo do Complexo Caiamar e ocupa a sua porção central, limitado a oeste pelo *greenstone belt* de Crixás e a leste pelo de Guarinos. O corpo é elíptico com eixo maior NW-SE. A rocha é cinza, fina a média, localmente porfirítica. Tem foliação discreta e irregular, mais proeminente na borda e dada pela orientação da biotita e do plagioclásio. Diques de diabásio anfibolitizados não são comuns e ocorrem próximo do contato do tonalito em disposição anelar.

3.1.1.1.1.5 - A4m - Complexo Moquém

O Complexo Moquém limita-se a oeste pelo *greenstone belt* de Guarinos e, a leste, pelo de Pilar de Goiás. Segundo Danni & Ribeiro (1978), Vargas (1992), Jost *et al.* (1994b) e Queiroz (2000) o complexo é composto, em ordem decrescente de abundância, por gnaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos cortados por *stock* tonalítico e enxame de diques de metadiabásio e raros *stocks* de metagabro e metapiroxenito. O contato do Complexo Moquém com os *greenstone belts* de Guarinos e Pilar de Goiás é por zonas de cisalhamento de direção geral N-NW com mergulho moderado para SW (Pulz, 1990; Jost *et al.*, 1994b). Ambas falhas são truncadas a norte por rochas do Arco Magmático de Mara Rosa e, a sul, por rochas do Grupo Serra da Mesa.

A estrutura do complexo é de meio-domo, dado por núcleo de gnaisses tonalíticos contornado por corpos tabulares de gnaisses granodioríticos e graníticos (Jost *et al.*, 1994b). A estrutura em meio-domo resulta do recorte da porção leste do complexo pela zona de cisalhamento do contato com o *greenstone belt* de Pilar de Goiás.

A4mtn - Gnaiss Tonalítico - situa-se na porção centro-leste do complexo, como núcleo da estrutura e é contornado, no sul, por gnaisses graníticos e, no leste e norte, por gnaisses granodioríticos. A leste está em contato por falha com o *greenstone belt* de Pilar de Goiás. As rochas da unidade são de granulação média a fina, cinza-claro a escuro, foliados e com bandamento composicional polideformado dado pela

alternância de níveis mesocráticos a melanocráticos tonalíticos e bandas leucocráticas trondjemíticas e é cortado por veios pegmatóides.

A4mgd - Gnaiss Granodiorítico - ocorre em forma de bumerangue que contorna os gnaisses tonalíticos pelo oeste e norte. São rochas leucocráticas rosa-claro, médias a grossas, inequigranulares, bandadas e com foliação e lineação de estiramento. Corpos pegmatóides são raros e em geral paralelos ao bandamento.

A4mgr - Granito-Gnaiss - também em forma de bumerangue, esta unidade contorna o núcleo tonalítico pelo sudeste, sul e sudoeste, e, a oeste, contorna gnaisses granodioríticos. São rochas avermelhadas a rosadas, de granulação grossa, com fenoclastos orientados de K-feldspato de até 5 cm imersos em matriz quartzo-feldspática com biotita e muscovita, com eventuais lentes ricas em biotita e fenoblastos de K-feldspato. Composicionalmente variam de granito a alaskito.

A4mt - Gnaiss Trondjemítico - ocorre como intrusões nas rochas supracrustais dos *greenstone belts* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás (Danni *et al.*, 1986; Jost *et al.*, 1992; Vargas, 1992). A maioria das intrusões são *sills* centimétricos a métricos alojados ao longo dos milonitos de importantes superfícies de descolamento das rochas supracrustais, como em Crixás e Pilar de Goiás. Por vezes ocorrem em *stocks* alojados no interior de dobras recumbentes (Vargas, 1992), como a norte de Guarinos e, localmente, em Pilar de Goiás. A maioria dos corpos estão caolinizados e, quando preservados, são leucocráticos, finos a médios, com foliação de intensidade variadas. Seus constituintes principais são quartzo e albita, eventual K-feldspato e biotita, tendo por constituintes menores paragonita desenvolvida sobre a albita, bem como zircão, apatita, pirita e carbonato.

3.1.1.1.1.6 - A4h - Complexo Hidrolina

O Complexo Hidrolina é um batólito situado a nordeste de Pilar de Goiás. A norte e leste é cavalgado por rochas do Proterozóico, a sul e a oeste é contornado pelo *greenstone belt* de Pilar de Goiás. Consiste de gnaiss granodiorítico, tonalítico e diques de anfibolito.

O gnaiss granodiorítico perfaz cerca de 90% do complexo, possui proeminente foliação e bandamento miloníticos de borda que decrescem de intensidade em direção ao núcleo onde é isotropo, de granulação média a grossa e rosado a cinza (Danni *et al.*, 1986; Vargas, 1992). A borda deformada contém inúmeros bolsões pegmatóides e os feldspatos ígneos foram transforma-

dos em fengita e a biotita em clorita (Oliveira *et al.*, 2006). Venulações graníticas centimétricas são comuns em todo o corpo.

Gnaiss tonalítico ocorre como estreitas faixas descontínuas na borda do complexo (Danni *et al.*, 1986), possui bandamento composicional dado pela alternância de bandas leucocráticas e mesocráticas mais ricas em biotita e/ou anfibólio (Queiroz, 2000), de granulação fina, milonitizadas e cortadas por venulações de biotita granito e veios pegmatóides.

Os corpos máficos se dividem em duas unidades:

A4ha - Litofácies Anfibolito - ocorre como diques de dezenas a centenas de metros de comprimento e de 1 a 10 m de largura, preferencialmente concentrados ao longo de lineamento N60°W da porção sul do complexo. Composicionalmente são anfibolitos finos a médios, verde-escuros a pretos.

A4hb - Litofácies Granada Anfibolito - é representada por *stocks* de metagabro e metapiroxenitos médios a grossos, anfibolitizados e com granada.

3.1.1.1.1.7 - A3sc - Complexo Serra de Santa Cruz

Denominação dada por Fuck *et al.* (2006) a gnaisses arqueanos da Serra de Santa Cruz, sudoeste de Campos Verdes. Esta unidade ocupa o núcleo de domo com eixo maior de 12 km segundo SE-NW e largura máxima de 6 km circundado por rochas metassedimentares da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, em contato por zona de cisalhamento extensional (Barros Neto, 2000; D'el

Rey Silva & Barros Neto, 2002). O corpo é de biotita gnaisses com quartzo, plagioclásio, micróclínio, biotita e eventual hornblenda e granada. Sua estrutura é bandada, dada pela alternância de bandas centimétricas a decimétricas quarto-feldspáticas e mesocráticas ricas em biotita, com rara hornblenda e granada.

Dados isotópicos Sm-Nd (T_{DM}) do gnaiss forneceram a idade-modelo de 2,93 Ga, da mesma ordem de grandeza da obtida por Barros Neto (2000) e D'el Rey Silva & Barros Neto (2002), e semelhante a obtida por Pimentel *et al.* (2000a) nos gnaisses da Serra Azul. Para Fuck *et al.* (2006) estes resultados indicam que o protólito do gnaiss é de fonte mantélica arqueana. Na ausência de datação mais consistente, os gnaisses do Complexo Serra de Santa Cruz podem ser, tentativamente, considerados como arqueanos, por analogia com os gnaisses da Serra Azul (Pimentel *et al.*, 2000a).

3.1.1.1.1.8 - A3sag - Complexo Serra Azul de Goiás

O Complexo Serra Azul ocorre como cunha alongada entre Porangatu e Novo Planalto, norte de Goiás. Seu contato com unidades adjacentes é por milonitos com porfiroclastos de K-feldspato rotacionados, com sombras de pressão, e *mica fish* de muscovita (Dantas *et al.*, 2006). Consiste de gnaisses bandados de composição granítica a tonalítica (Fig. 3.3), ricos em biotita. Diques de hornblendito e granada anfibolito fino a médio cortam essas rochas na forma de enxames boudinados e estirados. Migmatitos com leucossoma sienogranítico são comuns na Serra Azul.

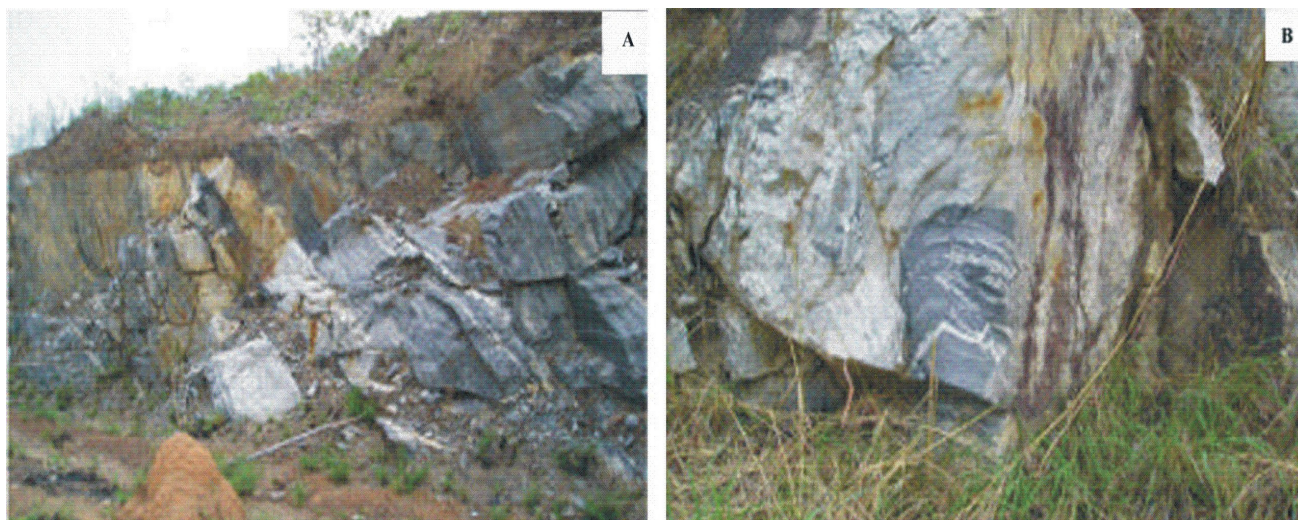


Figura 3.3 – Complexo Serra Azul. (A) Gnaiss bandado com intercalação de diversos tipos petrográficos, incluindo tonalito, granodiorito e granito. (B) Injeção de material sienogranítico (leucossoma) associado a zona de cisalhamento.

A idade de zircão de granitóide da unidade é de 2.900 Ma (Fuck *et al.*, 2006) e a dos mobilizados de 540 Ma (Dantas *et al.*, 2006). Segundo estes autores a unidade é uma lasca arqueana tectonicamente acrescida na área no final do Neoproterozóico.

3.1.1.1.1.2 - Greenstone Belts

Os *greenstone belts* dos terrenos arqueanos de Goiás ocorrem em cinco estreitas faixas separadas por complexos granito-gnáissicos, três das quais situadas na porção norte (Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás) e duas ao sul (Serra de Santa Rita e Faina). As faixas estão estruturadas em sinclínrios, anticlínrios e monoclínrios falhados, de eixos lineares ou curvos e coincidentes com o seu alongamento.

As primeiras referências sobre a ocorrência de rochas máfico-ultramáficas na região de Crixás-Guarinos-Pilar de Goiás deve-se a Barbosa *et al.* (1969) que as interpretaram como ofiolitos da base do Grupo Araxá. Danni & Ribeiro (1978) as interpretaram como *greenstones belts* e as agruparam sob o Grupo Pilar de Goiás. Sabóia (1979) identificou texturas *spinifex* nas rochas ultramáficas de Crixás e Hidrolina, e as classificou como komatiitos, o que reforçou a interpretação de Danni & Ribeiro (1978), e dividiu o Grupo Pilar de Goiás nas formações Córrego Alagadinho (metakomatiitos), Rio Vermelho (metabasaltos) e Ribeirão das Antas (rochas metassedimentares), com validade para as três faixas de norte. Jost & Oliveira (1991) propõem que cada faixa fosse considerada como entidade independente e propuseram os grupos Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, cada qual subdividido em unidades formais. Neste estudo adota-se a proposta estratigráfica de Jost & Oliveira (1991), com dados cartográficos das unidades de Magalhães (1993), Araújo & Campos (1995), Lacerda & Lima (1996) e Lacerda (1997).

Nos *greenstone belts* da Serra de Santa Rita e Faina, na porção sul dos terrenos arqueanos, Dardenne *et al.* (1972) propuseram reunir as rochas supracrustais no Grupo Goiás Velho. Sabóia (1979) propôs designá-las de Seqüência Vulcanossedimentar de Goiás Danni *et al.* (1981) de Seqüência Serra de Santa Rita e Teixeira (1981) de Grupo Goiás Velho. Subdivisões do grupo foram propostas por Tomazolli (1985), Tomazolli & Nilson (1986), Resende & Jost (1995; 1997), Resende (1997) e Baêta Jr. *et al.* (1998).

3.1.1.1.1.2.1 - Grupo Crixás

O Grupo Crixás engloba as rochas supra-

crustais do *greenstone belt* homônimo, o qual ocorre como estreita faixa alongada, afilada para sul, com cerca de 300 km² da porção noroeste dos terrenos arqueanos de Goiás. Limita-se a oeste com o Complexo Anta, a leste com o Complexo Caiamar e a norte com rochas do Arco Magmático de Mara Rosa por meio da Zona de Cisalhamento de Mandinópolis (Jost *et al.*, 2001).

Da base para o topo, o Grupo Crixás foi subdividido por Sabóia (1979) nas formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas, respectivamente de metakomatiitos, metabasaltos e rochas metassedimentares. Kuyumji-am (1981) individualizou, na porção superior da seqüência, uma unidade ultramáfica com intercalações de rochas metassedimentares e as denominou de Seqüência Mina Inglesa, a qual foi posicionada por Magalhães (1993) na porção superior da Formação Córrego Alagadinho como unidade faciológica. Por outro lado, Araújo & Campos (1995) denominaram de Grupo Crixás Indiviso a rochas que ocorrem a noroeste da Vila Uirapurú, composto por anfíbolitos, formações ferríferas, hidrotermalitos, *metacherts*, clorita-sericita xistos e grafita xistos.

Dados geocronológicos do Grupo Crixás foram obtidos nas rochas vulcânicas, sedimentares e de alteração hidrotermal associada aos depósitos auríferos. Datações de komatiitos realizadas por Arndt *et al.* (1989) geraram idades isocrônicas Sm-Nd de 2.825 ± 98 Ma e Pb/Pb em rocha total de 2.728 ± 140 Ma (Arndt *et al.*, 1989). Já Fortes *et al.* (2003), pelo método Sm-Nd obtiveram a idade isocrônica de 3.000 ± 7 Ma. Nas rochas metassedimentares, amostras de amplo intervalo estratigráfico de metapelitos e metagrauvas geraram idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 2,5 a 2,3 Ga (Fortes *et al.*, 2003), indicativas de possível mistura de detritos de fonte arqueana e mais jovem. Já cristais detríticos de zircão magmático de uma amostra de metagrauvas com granada datada por Tassinari *et al.* (2006) pelo método U-Pb SHRIMP, forneceram idade com intercepto superior de 2.212 ± 36 Ma, interpretada como de cristalização na origem, e inferior de 550 Ma de reciclagem neoproterozóica. Contudo, esta idade indica que o horizonte amostrado se formou à custa de detritos paleoproterozóicos e que as idades-modelo obtidas por Fortes *et al.* (2003) sugerem participação de rochas arqueanas ao longo do intervalo estratigráfico datado.

Nas zonas de alteração hidrotermal metamorfizadas das mineralizações auríferas, Fortes *et al.* (1993) obtiveram idades K-Ar, Rb-Sr e Ar-Ar de 731 ± 76 , 647 ± 36 , 497 ± 48 e 437 ± 13 Ma, fruto do retrabalhamento durante o Ciclo Bra-

siliano. Por outro lado, cristais de zircão neofor-
mados de uma amostra de metagrauvaca com
granada e alteração hidrotermal datados por Tas-
sinari *et al.* (2006) geraram idade U-Pb SHRIMP
com intercepto superior de 2.165 ± 47 Ma inter-
pretado como provável reflexo da circulação hi-
drotermal, e inferior de 500-450 Ma, de recicla-
gem no Ciclo Brasileiro, como registrado por For-
tes (1996) no mesmo depósito.

3.1.1.1.2.1.1 - A3 τ ca - Formação Córrego do Alagadinho

A unidade consiste de komatiitos peridotí-
cos a piroxeníticos serpentinizados, talcificados
e cloritizados, subordinadas brechas de fluxo e
raras intercalações de formações ferríferas e
metachert e reduzidas intrusões de piroxenito,
peridotito e dunito, parcial ou completamente
serpentinizados. A formação tem espessura es-
timada de 500 m e é composta de vários derrames,
alguns com textura *spinifex* (Fig. 3.4A) e
cumulática, bem como disjunções poliedrais. A
seqüência Mina Inglesa (Magalhães, 1993) com-
preende metavulcânicas máficas e ultramáficas
com intercalações de formações ferríferas
(A3 τ cff), xistos carbonosos e turmalinitos. As-
sociadas à seqüência ocorrem mineralizações de
ouro e disseminações de pirita, arsenopirita e
calcopirita.

3.1.1.1.2.1.2 - A3 β rv - Formação Rio Vermelho

A formação consiste de metabasaltos tho-
leiíticos e basaltos komatiitos subordinados (Quei-

roz, 2000). Sua espessura mínima é de 350 m.
Os basaltos possuem, por vezes, estruturas em
almofada (*pillow lavas*) (Fig. 3.4B), amígdalas e
variolitos, e estão, em geral, transformados em
anfíbólio xistos. Intercalações de formações fer-
ríferas são raras. O contato desta formação com
rochas metassedimentares da Formação Ribeirão
das Antas é por falha de empurrão marcada por
alteração hidrotermal e formação de rochas ricas
em clorita, granada, magnetita, carbonato e
sericita que acompanham fraca mineralização
aurífera.

3.1.1.1.2.1.3 - A3ra - Formação Ribeirão das Antas

A unidade tem cerca de 700 m de espessu-
ra mínima e é composta de um pacote inferior de
filitos grafitosos e um superior de metagrauva-
cas. O conjunto é cortado por zonas de cisalha-
mento de baixo ângulo com alteração hidroter-
mal dada por variadas proporções de clorita, se-
ricita, biotita e carbonato e dolomitização, em
particular dos filitos carbonosos. Magalhães (1993)
agrupa as rochas metassedimentares nas unida-
des Grafitosa, Grafitosa Manganesífera e Grau-
vaqueana. Para Theodoro (1995) os litótipos e
estruturas sedimentares reliquiares sugerem de-
posição em ambiente lacustre ou plataformais res-
trito de águas rasas.

3.1.1.1.2.2 - Grupo Guarinos

O *greenstone belt* de Guarinos é uma anti-
forme alongada segundo NW-SE, com cerca de
140 km². Seus limites são tectônicos, a norte

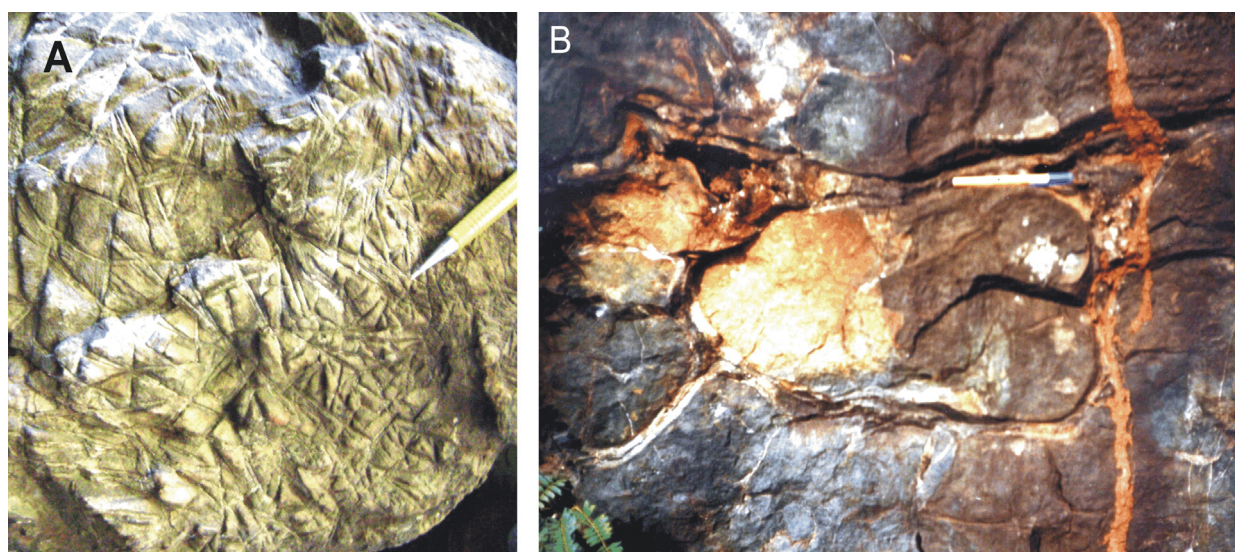


Figura 3.4 – Greenstone belt de Crixás. (A) Metakomatiito com textura *spinifex* da Formação Córrego Alagadinho. (B) Metabasalto tholeiítico com almofadas, Formação Rio Vermelho. (Fotos H. Jost)

com rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, a leste com o Complexo Moqué, a oeste com o Complexo Caiamar e a sul com rochas do Grupo Serra da Mesa. Jost & Oliveira (1991) reúnem as rochas da faixa sob o Grupo Guarinos que, da base para o topo, comporta as formações Serra do Cotovelo, Serra Azul, São Patricinho, Aimbé e Cabaçal. Jost & Fortes (2001) descrevem que a estrutura deste *greenstone belt* é complexa e que a zona de cisalhamento Engenho Velho o divide em dois conjuntos estratigráficos distintos, a oeste e leste, e que a estratigrafia proposta por Jost & Oliveira (1991) é completa apenas na metade oeste, com supressão, por efeitos tectônicos, das formações Serra do Cotovelo, São Patricinho e Aimbé na metade leste.

3.1.1.1.1.2.2.1 - A3 τ sc - Formação Serra do Cotovelo

A unidade tem expressão reduzida e sua área de ocorrência maior se localiza na porção sul do *greenstone belt*. É composta de komatiitos transformados em serpentinitos e xistos magnesianos com intercalações de formações ferríferas e raros filitos carbonosos. Não contém feições vulcânicas primárias preservadas.

3.1.1.1.1.2.2.2 - A3 β sa - Formação Serra Azul

Compreende anfibólitos e anfibólio xistos com raras almofadas, derivados de basaltos tholeiíticos, intercalados por xistos magnesianos, talco xistos, filitos carbonosos, formações ferríferas bandadas da fácies óxido e formações manganésíferas (Jost & Oliveira, 1991).

3.1.1.1.1.2.2.3 - A3sp - Formação São Patricinho

Segundo Jost & Oliveira (1991), a unidade é composta de metagrauvacas ricas em clorita, por vezes magnetita, com acamamento gradacional entre metarenitos, metassiltitos, metargilitos e locais metaconglomerados com grânulos e seixos de basalto. A unidade está disposta lateralmente aos metabasaltos da Formação Serra Azul. Para Lacerda & Lima (1996) a unidade também inclui ocasionais formações ferríferas bandadas, filitos carbonosos, metabasalto, muscovita-clorita-quartzo xisto com magnetita e/ou cloritóide, anfibólio-biotita xisto feldspático, biotita-clorita-muscovita xisto feldspático, biotita xisto, grana da micaxisto e hidrotermalitos.

3.1.1.1.1.2.2.4 - A3ai - Formação Aimbé

Resende & Jost (1994) descrevem que a unidade consiste de formação ferrífera com fácies magnetita basal que passa gradualmente a fácies hematita de topo. Distingue-se das demais formações ferríferas pela presença de matriz de sericita, por vezes rica em bário, e ausência de quartzo. Lentes de metaconglomerado e sericita xisto prateado ocorrem na base da fácies magnetita. A unidade contém pelo menos quatro centros exalativos preservados e engastados em rochas das formações Serra Azul e São Patricinho, caracterizados por condutos com paredes de turmalinito circundados por halos de alteração hidrotermal contendo proporções variadas de clorita, cloritóide, magnetita e sericita. A Formação Aimbé passa gradualmente para a Formação Cabaçal por alternância da fácies hematita com filitos carbonosos da última.

3.1.1.1.1.2.2.5 - A3cb - Formação Cabaçal

A unidade foi definida por Jost & Oliveira (1991) e desdobrada em dois membros por Jost *et al.* (1995). O inferior tem espessura aflorante não raro superior a 1.000 m e compreende filitos carbonosos, sericita xistos e ocasionais intercalações de *chert*, formações ferríferas e manganésíferas, e raros metabasaltos. O superior consiste de sericita-quartzo-biotita xistos finos, rítmicos e possuem vestígios de estruturas sedimentares primárias tais como laminação e estratificação plano-paralela e cruzada, de corte-e-preenchimento e em chama, sugestivo de turbiditos distais.

3.1.1.1.1.2.3 - Grupo Pilar de Goiás

O Grupo Pilar de Goiás reúne as rochas do *greenstone belt* de Pilar de Goiás, situado no extremo nordeste dos terrenos arqueanos do estado. A faixa tem a forma de meia-lua e está estruturada em homoclinal de direção geral N-S e tem cerca de 105 km². A oeste limita-se com o Complexo Moqué por falha, a norte com rochas do Arco Magmático de Mara Rosa, a nordeste com o Complexo Hidrolina e a leste e sul com rochas do Grupo Serra da Mesa. Jost & Oliveira (1991) dividem o Grupo Pilar de Goiás, da base para o topo, nas formações Córrego Fundo, Cedrolina, Boqueirão e Serra do Moinho.

3.1.1.1.1.2.3.1 - A3 τ cf - Formação Córrego Fundo

A unidade consiste de metakomatiitos transformados em serpentinitos, talco xistos e clorita xistos com ou sem magnetita, e intercalações

de formações ferríferas bandadas (**A3rcff**) nas fácies óxido e/ou silicato e *metachert*. Feições primárias, tais como textura *spinifex*, são raras (Jost & Oliveira, 1991; Lacerda & Lima, 1996).

3.1.1.1.2.3.2 - A3βcd - Formação Cedrolina

A Formação Cedrolina tem cerca de 500 m de espessura e consiste de metabasaltos tholeiíticos representados por anfíbolitos e anfibólitos xistos com locais estruturas e texturas vulcânicas. Possui raras intercalações de formações ferríferas e manganíferas (Jost & Oliveira, 1991; Lacerda & Lima, 1996).

3.1.1.1.2.3.3 - A3bo - Formação Boqueirão

Segundo Jost & Oliveira (1991) e Resende (1995) a unidade tem 200 m de espessura de rochas de origem química. Ocorre como estreita franja ao longo da borda oeste do *greenstone belt* de Pilar e como *klippen* sobre metabasaltos e metakomatiitos do *greenstone* de Pilar de Goiás. A base da unidade é composta por 10 m de *metachert* com disseminação de tremolita e pirita, a primeira em proporções crescentes para o topo, sotoposto a cerca de 1 m de horizonte onde se alternam leitos de *metachert* e metapelito rico em manganês sotoposto a cerca de 180 m de rochas calcissilicáticas bandadas em cujo topo ocorrem lentes de mármore com eventual tremolita. Segundo Resende (1995) a unidade é produto de sedimentação em mar profundo, com deposição controlada pela isóbata de equilíbrio do carbonato.

3.1.1.1.2.3.4 - A3smo - Formação Serra do Moinho

Jost & Oliveira (1991) e Resende (1995) descrevem que a formação ocorre em estreita faixa na borda oeste da faixa de Pilar de Goiás, em contato com o Complexo Moquém, a oeste, e repousa por falha de empurrão sobre a Formação Boqueirão. A unidade compreende uma sucessão siliciclástica representada por metagrauvacas finamente laminadas, filitos carbonosos, metapelitos com clorita ou sericita, quartzo-mica xistos, muscovita quartzitos, biotita xistos feldspáticos, clorita-carbonato xistos e lentes de xistos magnesianos e anfíbolito. Para Queiroz (2000) a formação é uma sucessão de escamas de empurrão.

3.1.1.1.2.4 - Grupo Goiás Velho

As rochas do Grupo Goiás Velho compreendem uma associação do tipo *greenstone belt* que

ocorre entre a cidade de Goiás e Faina, como faixa com cerca de 150 km de comprimento e 6 km de largura média, orientada segundo N60W. A faixa separa os complexos Uvá e Caçara, situados respectivamente a sul e norte, e sua extremidade sudeste está cavalgada por rochas metassedimentares do Grupo Serra Dourada. O termo Grupo Goiás Velho foi utilizado pela primeira vez por Dardenne *et al.* (1972) para reunir as rochas supracrustais daquela faixa. A sua semelhança com os *greenstone belts* de Crixás e Pilar de Goiás levou Sabóia (1979) a denominá-lo de Seqüência Vulcanossedimentar de Goiás, redefinida para Seqüência Serra de Santa Rita por Danni *et al.* (1981) e novamente Grupo Goiás Velho por Teixeira (1981), com subdivisões propostas por Tomazolli (1985), Tomazolli & Nilson (1986), Resende & Jost (1995; 1997), Resende (1997), Resende *et al.* (1998) e Baêta Jr. *et al.* (1998).

Para Resende *et al.* (1998) a faixa contém dois segmentos (Goiás e Faina) separados por falha direcional NE, cada qual estruturado em sinclínório com flanco NE normal e SW invertido, e que contrastam nas seções sedimentares superiores. Em vista disto, os autores propõem considerar cada segmento com conteúdo estratigráfico independente representado por grupos e respectivas formações e membros, exceto as seções inferiores de características comuns e reunidas no Grupo Santa Rita, desdobrado nas formações Manoel Leocádio (metakomatiitos) e Digo-Digo (metabasaltos). O registro metassedimentar da faixa Goiás é representado pelo Grupo Fazenda Paraíso, subdividido, da base para o topo, nas Formações Fazenda Limeira e Fazenda Cruzeiro. A primeira com um Membro Inferior de xistos carbonosos e um Superior de *metachert*, formações ferríferas, calcixistos e mármore. A Formação Fazenda Cruzeiro consiste de metarritmicos siliciclásticos.

Em Faina, o registro metassedimentar é representado pelo Grupo Forna Rica, o qual contém dois ciclos plataformais e foi subdividido, da base para o topo, nas Formações Fazenda Tanque, Serra de São José e Córrego do Tatu. A Formação Fazenda Tanque repousa em discordância sobre metabasaltos do Grupo Serra de Santa Rita e contém um Membro Inferior de ortoquartzitos e lentes de metaconglomerado com clastos de metavulcânicas máficas e ultramáficas, um Intermediário de metapelitos e um Superior de xistos carbonosos e formações ferríferas. A Formação Serra de São José repousa em discordância sobre a Formação Fazenda Tanque e contém um Membro Inferior de metaconglomerado e ortoquartzitos e um Superior de metapelitos com raros quartzitos. A Formação Córrego

do Tatu contém um Membro Inferior de mármore e um Superior de formações ferríferas.

Dados geocronológicos de rochas detríticas ao longo das seções estratigráficas mostram que a idade modelo Sm/Nd (T_{DM}) da área-fonte decresce de 3,1 a 2,8 Ga e que a carga clástica dos protólitos derivou de rochas máficas/ultramáficas com aumento da componente félsica para o topo.

O núcleo do sinclínório contém, ainda, estreita faixa de metaconglomerados e ortoquartzitos (Seqüência Serra do Cantagalo) de idade modelo Sm/Nd de 2,3 Ga. A seqüência está invertida e sobrepõe-se ao *greenstone belt* por a falha de empurrão e ambas delineiam o sinclínório regional, indicando que a estrutura não é de idade arqueana.

Baêta Jr. *et al.* (1998) subdividem o Grupo Goiás Velho, da base para o topo, nas formações Córrego Manuel Leocádio, Digo-Digo, Limeira e Serra de Santa Rita, aqui adotada, e detalhada por Resende *et al.* (1998).

3.1.1.1.1.2.4.1 - A3 τ ml - Formação Córrego Manuel Leocádio

A unidade consiste de metakomatiitos que ocorrem como estreitas faixas que envelopam o núcleo de ambos os sinclínórios, composto pelas demais unidades. Seus melhores afloramentos ocorrem ao longo do córrego Manuel Leocádio, onde contém restos de *pillow* lavas e textura *spinifex* (Danni *et al.*, 1981; Tomazolli, 1985). As metavulcânicas estão, em geral, transformadas em serpentinitos e xistos com proporções variadas de clorita, talco, carbonato, serpentina e tremolita-actinolita, com subordinadas intercalações de clorita-quartzo xisto, *metachert*, formação ferrífera bandada e filito carbonoso.

3.1.1.1.1.2.4.2 - A3 β d - Formação Digo-Digo

A formação Digo-Digo (Baêta Jr *et al.*, 1998) distribui-se em três faixas alongadas segundo NW-SE nas proximidades dos córregos Digo-Digo e Limeira e a sudoeste da Serra do Cantagalo. Sua espessura varia entre 200 e 1.000 m na Serra de Santa Rita e entre 100 e 500 m em Faina. O contato com as formações Córrego Manuel Leocádio e Limeira e a Seqüência Serra do Cantagalo é por falha de alto ângulo. Resende *et al.* (1998) a dividem em um Membro Inferior de rochas metavulcânicas máficas com intercalações de metatufos félsicos, talco xisto, metapelito carbonoso e *metachert*, e um Membro Superior de meta-piroclásticas dacíticas a riolíticas que variam texturalmente desde cinza até *lapilli*-tufos e eventuais tufos com blocos, com intercalações de

metapelitos carbonosos que acompanham horizontes de *metachert* piritoso.

3.1.1.1.1.2.4.3 - A3li - Formação Limeira

O termo reúne as rochas metassedimentares que afloram a noroeste e leste da cidade de Goiás. Seus contatos com as formações Córrego Manuel Leocádio e Digo-Digo e a Seqüência Serra do Cantagalo são tectônicos. Também podem ocorrer contatos transicionais, como na Serra Canjiqueira a NW de Buenópolis. Baêta Jr. *et al.* (1998) dividem esta formação em uma unidade pelítica e outra psamítica.

A3li1 - Fácies 1, Pelítica - é composta por filito, filito carbonoso, clorita-quartzo xisto, cianitito, xisto grafitoso e leitos de sericita quartzito, dolomito, *metachert* e formação ferrífera.

A3li2 - Fácies 2, Psamítica - composta de sericita quartzito, muscovita-quartzo xisto, clorita-quartzo xisto, magnetita-sericita quartzito e quartzito arcoseano.

3.1.1.1.1.2.4.4 - A3ssr - Formação Serra de Santa Rita

O termo Formação Serra de Santa Rita foi adotado para reunir as rochas metassedimentares que afloram a SW de Faina, na faixa homônima, e as do pacote metassedimentar subdividido por Baêta Jr. *et al.* (1997) durante o mapeamento das folhas Morro Agudo de Goiás, Goiás e Sancerlândia em uma unidade Química e outra Clástica Psamo-Pelítica.

A3ssr1 - Unidade 1, Química - aflora ao longo da borda sudoeste das serras de Santa Rita e Candonga e consiste de clorita-quartzo xisto, filitos, *metachert*, *metachert* ferruginoso e manganêsífero, dolomito (**A3ssr1do**), xisto carbonoso e subordinados sericita quartzitos e formação ferrífera.

A3ssr2 - Unidade 2, Clástica Psamo-Pelítica - ocorre nas porções externas das serras de Santa Rita e Candonga e no limite SW da Folha Goiás, em duas faixas de direção NW-SE e composta de clorita-sericita-quartzo xisto, sericita quartzito e lentes de metapelito e *metachert* ferruginoso.

3.1.1.1.1.3 - A γ 4 - Intrusivas Graníticas

Individualizada por Lacerda & Lima (1996) a unidade reúne vários corpos graníticos de pequeno porte e idade arqueana, intrusivos nos *greenstone belts* e nos terrenos granito-gnáissicos (Baêta Jr. *et al.*, 1997). Os corpos são de biotita granito branco, grosso e foliado, biotita-

muscovita granito e granito pegmatítico. Na região de Uvã, Pimentel *et al.* (1995) dataram um corpo de biotita granito leucocrático e obtiveram a idade Sm-Nd de 2.851 ± 180 Ma. Outro corpo intrusivo (*stock*) na Unidade Gnaiss Granodiorítico (**A3ggd**) do Complexo Anta datado por Queiroz (2000) pelo método U-Pb SHRIMP em zircão gerou a idade de 2.792 ± 7 Ma.

3.1.1.1.1.4 - Intrusivas Máfico-Ultramáficas

3.1.1.1.1.4.1 - PP1 μ - Rochas Metamáfico-Ultramáficas

Estas rochas foram objetos de estudo de vários pesquisadores, dentre eles Tomazolli (1985, 1997), Tomazolli *et al.* (1986), Kuyumjian (1991, 1992), Valente & Kuyumjian (1993), Oliveira *et al.* (1997) e Baêta Jr. *et al.* (1998). Intrudem os Terrenos Granito-Gnáissicos e predominam entre as cidades de Goiás e Crixás. Ocorrem como diques, em enxames ou isolados, e *stocks* de dimensões variadas e controlados por zonas de fratura. Seus litótipos mais comuns são de metadiabásio, subordinadamente metapiroxenito e metahornblendito, por vezes, com evidências de alteração hidrotermal como serpentinização, talcificação, tremolitização e carbonatação. Tomazolli (1997) os subdivide em cinco grupos, assim designados: Grupo I - diques de andesito e metandesito basáltico; Grupo II - diques de metadiabásio, diabásio, metagabro e anfibolito; Grupo III - diques de metadiabásio associados a metamorfitos; Grupo IV - diques ultramáficos; Grupo V - *stocks* ultramáficos. Apresentam paragéneses das fácies xisto verde a anfibolito, por vezes da fácies granulito (Tomazolli, 1997). Baêta Jr. *et al.* (1998) sugerem tratar-se de *stocks* e diques arqueanos, deformados, cortados por diques paleoproterozóicos ($2.330 \pm 101,4$ Ma e 2.400 Ma, Tomazolli, 1997).

Segundo Tomazolli & Nilson (1999), quatro amostras de diques de andesito basáltico datadas pelo método K-Ar em rocha total forneceram idades de 2.412 ± 30 Ma, 2.403 ± 48 Ma., 2.254 ± 25 Ma., 2.006 ± 45 Ma. Dados isotópicos Sm-Nd de amostras de serpentinito, metapiroxenito e metadiabásio forneceram idade isocrônica de $2.330,7 \pm 101,4$ Ma. Para os autores, os resultados permitem enquadrar as intrusões no Paleoproterozóico e as diferenças litogeoquímicas atribuídas a fontes mantélicas distintas.

3.1.1.1.1.4.2 - PP2 δ po - Suíte Posselândia

A suíte foi definida como vários corpos de pequenas dimensões intrusivos nos Terrenos Gra-

nito-Gnáissicos e em rochas do Grupo Serra da Mesa. Compreende gabros e dioritos distribuídos a norte, leste e nordeste de Hidrolina, em área com cerca de 60 km^2 estudada por Ribeiro Filho (1978), Danni *et al.* (1986), Pimentel (1990) e Jost *et al.* (1993).

O corpo mais estudado é o Diorito Posselândia (Jost *et al.*, 1993) localizado entre Hidrolina e a Vila de Posselândia. Seu contato norte e noroeste é com gnaisses do Complexo Hidrolina e, sudoeste, com metabasaltos e metakomatiitos do *greenstone belt* de Pilar de Goiás. A sul e leste está sotoposto a rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, por falha de empurrão. A rocha é fina a média, cinza-escura, isotropa com foliação magmática local e possui xenólitos de metabasalto e formação ferrífera do *greenstone belt* e de gnaiss. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP de zircão obtidos por Pimentel *et al.* (1990) e detalhados em Jost *et al.* (1993) geraram a idade de 2.146 ± 16 Ma, interpretada como a de cristalização.

3.1.1.1.1.5 - Seqüências Metassedimentares Arqueanas/Paleoproterozóicas

3.1.1.1.1.5.1 - Asca - Seqüência Serra do Cantagalo

Danni *et al.* (1981) denominam de Seqüência Serra do Cantagalo as rochas metassedimentares que afloram na serra homônima, região da cidade de Goiás, e interpretaram o seu contato com as rochas do *greenstone belt* Serra de Santa Rita como discordância. Teixeira (1981), Teixeira *et al.* (1984) e Tomazolli (1985) a consideraram como parte do topo do Grupo Goiás Velho e Rezende (1997) e Baêta Jr. *et al.* (1998) como unidade independente da evolução do *greenstone belt* e em contato por falha de empurrão dobrada sobre as formações Manoel Leocádio, Limeira e Digo-Digo. Baêta Jr. *et al.* (1998) dividem a seqüência nas unidades 1 e 2.

Asca1 - Unidade 1 - ocorre como faixa alongada segundo NW-SE na porção sudeste da Serra de Cantagalo. É constituída de quartzitos, quartzitos conglomeráticos e metaconglomerados. Os clastos dos últimos são subarredondados e alongados, de até 25 cm de comprimento e compostos por quartzo leitoso, subordinadamente clorita xisto e *metachert*, imersos em matriz de sericita, localmente fuchcita, quartzo e, segundo Danni *et al.* (1981) também pirita detrítica, ouro e, provavelmente, uraninita. A unidade é também conhecida como Metaconglomerado Carioquina, em virtude de suas melhores exposições ocorrerem no balneário homônimo localizado na

cidade de Goiás.

Asca2 - Unidade 2 - ocupa a maior área da Serra do Cantagalo e é composta de sericita-quartzo xisto, ortoquartzito e muscovita-quartzo xisto. As rochas ricas em sericita são foliadas e, localmente, exibem alternância de bandas milimétricas, sericíticas e quartzosas.

3.1.1.1.1.5.2 - PPme - Seqüência Morro Escuro

Termo proposto por Jost *et al.* (1989) para designar *klippen* de rochas metassedimentares sobre a porção sul do *greenstone belt* de Guarinos e do Complexo Caiamar. A sul está parcialmente coberta por quartzitos e xistos do Grupo Serra da Mesa. Sua idade é incerta e foi atribuída ao Arqueano ou Paleoproterozóico. A unidade tem cerca de 170 m de espessura e consiste de metaconglomerados, metapelitos, *metachert*, formações ferríferas e mármores. As condições de metamorfismo são da fácies xisto verde, zona da clorita. Os autores a interpretam como fanglomerados basais que evoluíram para plataforma.

3.1.1.1.2 - Cinturões Paleoproterozóicos

3.1.1.1.2.1 - Seqüências Metavulcanossedimentares

3.1.1.1.2.1.1 - PP2c - Seqüência Metavulcanossedimentar Campinorte

A Seqüência Campinorte foi definida por Kuyumjian *et al.* (2004) na região de Chapada-Campinorte, limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás. Kuyumjian *et al.* (2004) a dividem em três subunidades:

PP2c1 - Unidade 1, Metavulcanossedimentar - composta por quartzitos, quartzitos micáceos e quartzo micaxistos com intercalações de derrames e piroclásticas ácidas.

PP2c2 - Unidade 2, Metavulcânica félsica - os litótipos vulcânicos representativos da unidade compreendem metarriolitos e metadacitos porfiríticos, predominantemente piroclásticos, com pronunciado bandamento granulométrico.

PP2c3 - Unidade 3, Metaultramáfica - é composta de talco xisto, anfibólio xisto e actinolitos, com eventuais anfibolitos finos e epidoto anfibolitos.

3.1.1.1.2.1.2 - PP2s - Seqüência Metavulcanossedimentar Silvânia

A primeira referência sobre a ocorrência de rochas metavulcanossedimentares na região de

Silvânia e proposta do nome deve-se a Valente (1986). O autor a divide nas unidades Metavulcânica, Mista e Sedimentar. Oliveira (1994) agrupa as duas últimas em uma unidade denominada de Metassedimentar/mista.

A seqüência ocorre em estreita faixa descontínua e alongada segundo NW-SE, de nordeste de Anápolis até próximo de Orizona. Suas exposições são raras devido ao intemperismo e as melhores ocorrem a norte de Vianópolis e à montante do rio Piracanjuba (Piuzana, 2002). Seus contatos são zonas de cisalhamento de direção submeridiana e baixo ângulo, com vergência para leste.

As rochas metavulcânicas são representadas por granada anfibolitos, epidoto anfibolitos, tremolita-actinolita xisto, metabasaltos, metandesitos, metadacitos e quartzo andesitos. As ocorrências mais expressivas situam-se a norte e noroeste de Silvânia onde são verde-escuras, foliadas, de textura porfiroblástica muito fina e com freqüentes disseminações de pirita, calcopirita e cristais de granada de até 1 cm.

As rochas sedimentares compreendem metapelitos aluminosos e psamo-pelitos representados por granada xistos, quartzitos granadíferos, filito carbonoso, cianita-clorita-muscovita-biotita xistos, clorita-granada-quartzo xistos e muscovita quartzitos com intercalações de epidoto anfibolitos, metatufos, clorita xistos, *metacherts* e muscovita quartzitos (**PP2sqt**). Os cianititos (agalmatolito), cianita-mica xistos, diásporitos, diásporo xistos e quartzo-mica xistos são interpretados por Freitas & Kuyumjian (1995) como hidrotermalitos.

As paragêneses dos metabasitos indicam metamorfismo na fácies anfibolito baixo a médio, e, nas rochas metassedimentares, por vezes na fácies anfibolito alto, com retrometamorfismo na fácies xisto verde baixo (Radaelli, 1994; Oliveira, 1994; Lacerda Filho, 1994).

Dados litogeoquímicos de rochas metavulcânicas obtidos por Oliveira (1994) e Lacerda Filho (1994) sugerem que os metabasitos situam-se tanto no campo tholeiítico quanto cálcio-alcálico, indicativos de arcos de ilhas e margem continental ativa. A unidade possui potencial para mineralizações auríferas e de metais básicos, como indicam os indícios geoquímicos para cobre, cobalto e arsênio (Oliveira, 1994).

A datação pelo método U-Pb SHRIMP de cristais de zircão de rocha metavulcânica e do Granito Jurubatuba gerou idades de 2.115 ± 23 Ma e 2.089 ± 14 Ma, respectivamente, interpretadas como de cristalização (Piuzana, 2002). Estes dados, somados aos de Sm-Nd apresentados pela autora permitem concluir que a Seqüência Silvânia

nia formou-se em ambiente de arco magmático no Paleoproterozóico.

3.1.1.1.2.1.3 - PP2sd Seqüência Metavulcanossedimentar São Domingos

Esta unidade ocorre em estreita faixa norte-sul na borda ocidental do Cráton São Francisco, no município de São Domingos, nordeste do estado, em contato oeste brusco com dolomitos da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e, a leste, com colúvios e elúvios oriundos da desagregação intempérica da Formação Uruçuia (Teixeira *et al.*, 1982; Farias *et al.*, 1986). A seqüência está metamorfizada na fácies xisto verde, zona da granada. Segundo Dávila (2002) da base para o topo consiste de anfíbolito e anfibólio xisto, filito vermelho e filito carbonoso, sericita filito ferruginoso e clorita filito com intercalações de *metachert*, metagrauvaca, metarriolito, metadacito e muscovita xisto. A estes se somam granada-biotita-andalusita xistos, cianita-muscovita xistos, cloritóide-quartzo-sericita xistos e metarcóseos, bem como níveis de metabasitos e epidoto-actinolita xistos. Subordinadamente ocorrem quartzitos, *metacherts* e corpos máfico-ultramáficos (PP2sdu).

Intrusões de tonalito, monzogranito, granito, piroxenito, gabro, álcali-granito, diques de aplito, veios pegmatóides e *greisens* com cassiterita cortam a seqüência (Freitas-Silva & Oliveira, 1999).

Dados geocronológicos K-Ar de anfíbolito forneceram a idade isocrônica de 2.042 ± 143 Ma (Hasui & Almeida, 1970). Dados geocronológicos Sm-Nd apresentados por Dávila (2002) revelaram idade entre 2.0 e 2,5 Ga. Segundo Freitas-Silva & Oliveira (1999) estes resultados evidenciam importante episódio de acreção e amalgamação crustal na região durante o final do Paleoproterozóico.

3.1.1.1.2.2 - Terrenos Granito-Gnáissicos

3.1.1.1.2.2.1 - PPyrma - Complexo Rio Maranhão

O Complexo Rio Maranhão foi definido por Nilson *et al.* (1996) e denominado de Zona de Empurrão do Rio Maranhão por Del'Rey *et al.* (1996). A unidade aflora na borda oriental dos complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e se caracteriza por faixa de milonitos com corpos locais de metadiorito, metaquartzo diorito e metagranodiorito, granulares ou porfíricos, anfíbolito (PPyrmaaf), metatonalito, talco xisto e rochas metassedimenta-

res. Os gnaisses contém dobras assimétricas isoclinais recumbentes resultantes de cisalhamento, como na Cachoeira do Machadinho. Cloritização, sericitização, albitização e carbonatação associada a veios de quartzo aurífero nos milonitos é ocasional, como no garimpo do Rio das Almas, próximo à ponte de Ceres-Rialma (Suíta, 1996). Os poucos dados disponíveis sugerem a correlação desta unidade com o Complexo Almas-Cavalcante.

3.1.1.1.2.2.2 - PP12ac - Complexo Almas-Cavalcante

Os primeiros estudos sobre as rochas granito-gnáissicas paleoproterozóicas de extensa área na porção centro-leste da Província Tocantins foram realizados por Moutinho da Costa *et al.* (1976), que as agruparam sob a denominação de Associação Basal. Correia Filho & Sá (1980) propuseram o termo Complexo Basal para estas rochas e, na região de Almas e Dianópolis, as dividiram em três associações, isto é (1) Conjunto Granito-Migmatítico (2) Conjunto Migmatítico-Anfibolítico e (3) Complexo Metamórfico Vulcanossedimentar. Cruz (1993) e Cruz & Kuyumjian (1996, 1998) reconheceram naquela região duas suítes TTG de granitos foliados. A Suíte 1, mais antiga, é rica em anfibólio e intrusiva nas rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e a Suíte 2, mais nova, abrange vários plútons graníticos ovais, intrusivos nas rochas da Suíte 1 e nas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro.

O termo Complexo Almas-Cavalcante foi proposto por Lacerda Filho *et al.* (2004) para reunir as suítes de Cruz (1993) e a interpretam como paleoproterozóica, pertencente à orogênese Transamazônica e integrante do Orógeno Oeste Sanfranciscano.

O complexo ocorre na porção norte do estado, a sul e oeste de Monte Alegre de Goiás. Com base em dados geológicos e isotópicos, o complexo admite duas unidades.

PP12gm – Unidade Gnáissico-Migmatítica - corresponde ao Conjunto Migmatítico-Anfibolítico de Correia Filho & Sá (1980) e à Suíte 2 de Cruz (1993) e ocorre na região de Natividade - Paranã (TO). É composta de tonalitos, trondjemitos, granodioritos e, por vezes, monzogranitos foliados. Segundo Cruz (1993) e Kuyumjian (1996), estas rochas constituem uma suíte TTG com biotita, mais jovem, de afinidade cálcio-alcalina de baixo alumínio e derivadas da fusão parcial de metabasalto.

PP12gr – Unidade Ortognáissica-Granítica - em Goiás, esta unidade ocorre principalmente, na região de Cavalcante. É constituída

de tonalito e subordinado granodiorito trondhjemito, quartzo monzonito e quartzo diorito. A sul de Cavalcante-Terezinha de Goiás a rocha principal é o hornblenda-biotita tonalito. Os seus litótipos são equigranulares, isótipos a fracamente foliados, de granulação média e cinza-claro a verde-escuro. Seu contato com as rochas dos grupos Riachão do Ouro, Araí, Natividade, Serra da Mesa e com a Formação Ticunzal são tectônicos.

A deformação das rochas do complexo é de natureza dúctil e dúctil-rúptil, dada por três sistemas principais de zonas de cisalhamento transcorrente de direções N10-20W (sinistral), NO-20E (dextral) e N20-30E (dextral), verticais ou subverticais, com milonitos, ultramilonitos e cataclasitos. Segundo Cruz (1993), a evolução metamórfica e deformacional desses gnaisses decorre de evento de colisão oblíqua entre duas placas, com a finalização da subducção responsável pela geração das Suítes 1 e 2.

Dados geocronológicos obtidos nas regiões de Arraias, Natividade e Almas forneceram idade U-Pb SHRIMP entre 2,2 Ga. (Kuiumjian & Cruz, 2000) e 2,4 Ga. (Fuck *et al.*, 2001). O complexo se formou durante o Rhyaciano e se correlaciona com os terrenos granito-gnáissicos paleoproterozóicos de Almas-Dianópolis (Correia Filho & Sá 1980; Costa, 1985; Cruz, 1993; Cruz & Kuyumjian, 1998), Almas-Conceição do Tocantins, Arraias-Natividade (Fuck *et al.*, 2001), Cavalcante-Teresina de Goiás-Nova Roma (Botelho, 1992a; Botelho *et al.*, 1993) e São Domingos (Teixeira *et al.*, 1982; Faria *et al.*, 1986).

3.1.1.1.2.2.3 - PP2 γ 1j - Suíte Jurubatuba

A unidade inclui o Granito Jurubatuba (Piuzana, 2002), localizado a norte de Silvânia e rochas da Associação Ortognáissica Migmatítica (Oliveira *et al.*, 1997) composta de gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos. Sua distribuição é, em geral, descontínua em extensa faixa NNW-SSE do centro-sul de Goiás, onde abrange partes dos municípios de Abadiânia, Anápolis, Leopoldo de Bulhões, Silvânia, Jaraguá e Petrolina de Goiás. Seus contatos com as rochas do Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu, Grupo Araxá e a Seqüência Metavulcanossedimentar Silvânia são tectônicos. O seu contato com a Seqüência Silvânia é marcado por falha transcorrente, oblíqua e sinistral.

Além do Granito Jurubatuba, a unidade inclui metatonalitos, metagranitos e metagranodioritos bandados a foliados, calcissódicos a cálcio-alcalinos de baixo potássio, metamorfizados na fácies anfíbolito alto/granulito, e migmatitos

com restos de rochas supracrustais granulíticas em contato lateral gradacional com gnaisses quartzo-feldspáticos. A passagem gradual sugere fusão parcial de gnaisses paraderivados do Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu (Lacerda Filho & Oliveira, 1995).

Granito Jurubatuba - ocupa extensa área dos municípios de Abadiânia, Anápolis, Leopoldo de Bulhões e Silvânia. Trata-se de granito deformado com textura granoblástica (Piuzana, 2002), com variação para granodiorito e tonalito. É cinza a cinza-escuro e tem granulação média, pronunciada foliação e bandamento composicional. Está, por vezes, migmatizado e pode apresentar termos com granada, sillimanita e cianita. A presença de xenólitos de rochas básicas e metasedimentares, possivelmente da Seqüência Metavulcanossedimentar Silvânia, sugere que o granito é intrusivo na seqüência.

Dados geocronológicos Rb/Sr obtidos por Tassinari *et al.* (1988) em granitos da região de Jaraguá produziram duas isócronas, uma de 2.000 ± 70 Ma e razão inicial = 0.7007 ± 0.0023 e outra de 2.160 ± 30 Ma e razão inicial = $0,7199 \pm 0,006$, interpretadas como idade da migmatização. Segundo Fischel *et al.* (2001) a Seqüência Silvânia (Valente, 1986) e o Granito Jurubatuba compoariam o Arco Magmático de Silvânia, de idades U-Pb SHRIMP de 2, 11 Ga e 2,08 Ga, obtidas em dacito da seqüência e no granito, respectivamente. Efeitos metamórficos do Ciclo Brasileiro acusaram idades de 524 ± 83 Ma no dacito e 574 ± 75 Ma no granito. Segundo os autores, dados litoquímicos e de campo indicam que estes granitos derivaram de fonte crustal. Adicionalmente, dados U-Pb SHRIMP obtidos por Piuzana (2002) no granito forneceram a idade de 2.089 Ma, interpretada como a de cristalização, com idade-modelo Sm-Nd T_{DM} entre 2,30 e 2,42 Ga e ϵ_{Nd} de -0,22 e -0,58. A idade-modelo mais antiga se refere a xenólitos de rochas metasedimentares.

3.1.1.1.2.2.4 - PP2 γ 1pm - Suíte Pau de Mel

Segundo Oliveira *et al.* (2006), a Seqüência Metavulcanossedimentar Campinorte também engloba tonalitos, granodioritos e granitos deformados e metamorfizados na fácies xisto verde a anfíbolito. Para os autores, estas rochas constituem, provavelmente, os equivalentes plutônicos do vulcanismo ácido da Seqüência Campinorte. Dentre os plútons se destacam os granitos Pau de Mel, Miudinho e Rio dos Bois, localizados na região de Mara Rosa-Estrela do Norte, noroeste do Estado de Goiás. Dados petroquímicos indicam que estas rochas são granodioritos

a tonalitos peraluminosos a metaluminosos (Abdallah, 2001).

Granito Pau de Mel - localiza-se a leste da cidade de Estrela do Norte (Viana *et al.*, 1995), onde aflora como janela tectônica em meio a rochas metassedimentares mesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa (Oliveira *et al.*, 2006). Trata-se de biotita granito cinza, de granulação média, deformado por cisalhamento como indicam o alongamento dos cristais de quartzo e feldspato, superfícies S/C incipientes. É comum a presença de porfíclastos de plagioclásio em veios pegmatóides compostos por quartzo, feldspato e muscovita. É intrusivo na Seqüência Metavulcanossedimentar de Campinorte.

Estudos geocronológicos pelo método U-Pb (Viana *et al.*, 1995) sugerem idade de cristalização de 2.176 ± 12 Ma.

Granito Mundinho - denominado por Oliveira *et al.* (2006) de Milonito Granítico Mundinho, este corpo se localiza no município de Mara Rosa, a noroeste de Campinorte, e possui 12 km de comprimento por 3 km de largura. Segundo o autor a rocha é um milonito com porfiroblastos sigmoidais de K-feldspato e plagioclásio envoltos por faixas ricas em muscovita. Suas características estruturais e relações de contato sugerem que mesmo é sintectônico com as zonas de cisalhamento transcorrentes norte-sul que o alojam. Trata-se de corpo deformado e milonitizado, intrusivo em rochas da Seqüência Metavulcanossedimentar Campinorte. Datações U-Pb em zircão realizada pelo autor forneceram idade de 2,17 Ga, interpretada como a de cristalização. A idade-modelo Sm-Nd T_{DM} situa-se entre 2,2 e 2,4 Ga.

Granito Rio dos Bois - definido por Oliveira *et al.* (2006) como Protomilonito Tonalítico Rio dos Bois, este corpo ocorre próximo ao rio homônimo, no município de Mara Rosa. O granito é intrusivo em rochas metapsamo-pelíticas da Seqüência Campinorte e está alojado em zona de cisalhamento transcorrente NE e foi submetido à deformação milonítica variável, mas, em geral, possui foliação anastomosada realçada por porfiroclastos sigmoidais de plagioclásio em matriz neoformada de quartzo e biotita.

3.1.1.1.2.2.5 - PP2 γ sd - Tonalito São Domingos

Ocorre no nordeste de Goiás, próximo a São Domingos como *stocks* e diques de tonalito e álcali-granito sintectônicos e de granito/granodiorito tardi a pós-tectônicos intrusivos na Seqüência Metavulcanossedimentar de São Domingos e capeados pelo Grupo Bambuí.

Os corpos de tonalito são irregulares a elípticos, com 0,6 a 5,5 km², isotropos e podem apresentar cúpulas de batólito (Faria *et al.*, 1986). São de cor cinza, granulação média a grossa, textura equigranular e constituídos de quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda. A presença de microveios de clorita e carbonato sugerem alteração hidrotermal. Por vezes apresentam bordas de resfriamento evidenciadas pela granulação mais fina (Dávila, 2002), mas as encaixantes não possuem indícios de metamorfismo de contato (Faria *et al.*, 1986).

É cortado por veios de quartzo aurífero e há registros de cassiterita nos tonalitos, o que eleva o seu potencial metalogenético (Fernandes *et al.*, 1982).

3.1.1.1.2.2.6 - PP2 γ 2au - Suíte Aurumina

A suíte ocorre no norte e nordeste de Goiás, a leste de Cavalcante, oeste e sudoeste de Campos Belos e noroeste de Nova Roma. É formada por corpos graníticos sin a pós-tectônicos intrusivos na Formação Ticunzal, como indica a presença de andaluzita e apófises ao longo da foliação das encaixantes no Morro do Passarinho (Pereira, 2001). Por vários anos, o corpo de 4 km² situado entre o povoado de Aurumina e o Rio Paranã foi considerado como Granito Aurumina e inserido no domínio anteriormente conhecido como Complexo Granito-gnáissico (Pereira, 2001). Segundo a autora, a suíte é peraluminosa.

Datações K-Ar em muscovita primária de pegmatitos estaníferos dos garimpos do Xupé e Riacho dos Cavalos, região de Monte Alegre, forneceram a idade de 2.129 ± 26 Ma e dados U-Pb de cassiterita de mineralização estanífera em *greisens* com idade de 2.023 Ma a 2.277 Ma (Sparrenberger & Tassinari, 1999). Dados U-Pb em zircão de rochas peraluminosas indicam idades entre 2,0 e 2,2 Ga, a mais jovem comparável com a de cassiterita de depósitos de Sn da região de Monte Alegre de Goiás e com a de muscovita de pegmatitos estaníferos (Sparrenberger e Tassinari, 1999). Por outro lado, dados isotópicos Sm-Nd T_{DM} de granitos e tonalitos da suíte geraram idade-modelo entre 2,4 e 2,7 Ga, com ϵ_{Nd} entre -3 e -6 (Fuck, 2002). Estes dados são comparáveis aos de granitos metaluminosos paleoproterozóicos da Suíte Pedra Branca, de idade-modelo Sm-Nd T_{DM} de 2,0 a 2,5 Ga e ϵ_{Nd} entre +3 e -11 (Pimentel & Botelho, 2001). Isto indica que a fonte dos magmas da suíte é predominantemente arqueana com retrabalhamento crustal.

Os granitos da suíte hospedam mineralizações de ouro, estanho e tantalita. As de ouro ocorrem em Aurumina e, provavelmente, Caval-

cante onde contêm platinóides associados a veios de quartzo em milonitos do contato entre granito e a Formação Ticunzal. Também possuem depósitos/ocorrências de estanho e tântalo em *greisens* e pegmatitos na fácies turmalina-muscovita granito em Monte Alegre de Goiás (Botelho *et al.*, 1999, 2006).

O granito típico é um corpo alongado segundo N30W onde zonas de deformação intensa podem ser confundidas com as encaixantes. Este tipo também ocorre na região de Teresina de Goiás-Cavalcante e se caracteriza por anomalias radiométricas nos canais do potássio e do tório. A rocha é cinza, de granulação média a grossa, tem proeminente foliação e enclaves de material grafítico e é composta por quartzo, microclínio pertítico, plagioclásio, biotita e muscovita magmática. A presença de muscovita magmática e características químicas lhe conferem caráter peraluminoso, correlacionável aos granitos sincolisionais (Botelho *et al.*, 1999).

Na atual definição da unidade, todos os milonitos peraluminosos das regiões de Cavalcante, Nova Roma, Monte Alegre de Goiás, Campos Belos e Arraias são atribuídos à Suíte Aurumina. Botelho *et al.* (2006) subdividem a suíte em seis fácies que compreendem muscovita granito, biotita-muscovita granito, tonalito, biotita granito, migmatitos e turmalina-muscovita granito, os quais incluem fases sin, tardi e pós-tectônicas. Dessas fácies, apenas as quatro primeiras foram cartografadas nos mapeamentos recentes.

PP2 γ 2au1 - Fácies 1, Sienogranito - tem ampla distribuição a leste e nordeste de Cavalcante e Monte Alegre de Goiás e é representada por granito caracterizado pela presença de lamelas de muscovita pré-tectônicas em relação à foliação milonítica regional. Seu contato com a Formação Ticunzal está exposto no leito e nas margens da estrada de Cavalcante a Colinas do Sul e no Morro do Passarinho, próximo a Monte Alegre de Goiás. Nestas localidades, os xistos encaixantes possuem apófises do granito e efeitos de metamorfismo de contato dado pela presença de andaluzita (Alvarenga *et al.*, 2006). Os minerais essenciais compreendem quartzo, microclínio, plagioclásio (An₁₅), muscovita, com biotita varietal que pode ocorrer em proporções semelhantes às da muscovita.

PP2 γ 2au2 - Fácies 2, Monzogranito - as principais ocorrências desta fácies situam-se na região de Cavalcante e Monte Alegre de Goiás. Também ocorre como intrusões de menor porte no povoado de Aurumina, área-tipo. Sua presença é detectada por proeminentes anomalias aerogamaespectrométricas (Bentes *et al.*, 1977). Uma característica importante da fácies é sua

associação com depósitos de ouro em Cavalcante e Aurumina, além de outras ocorrências. Seus constituintes essenciais compreendem quartzo, microclínio, plagioclásio (An₁₂), muscovita e biotita e os acessórios são apatita, zircão, monazita, torita, ilmenita e monazita.

PP2 γ 2au3 - Fácies 3, Tonalito - tem ampla distribuição no nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins com extensas áreas na região entre Monte Alegre de Goiás e Arraias e entre Arraias e Paranã, além de estreita faixa nas proximidades do Granito Serra Branca. Consiste de tonalito leucocrático, em geral menos deformado do que os granitos anteriores e, por vezes, isotropo e com textura ígnea preservada. A nordeste de Monte Alegre o tonalito é mais rico em biotita e possui nódulos de grafita. Comparativamente às outras fácies esta é tardi-tectônica e discordante das foliações regionais. Seus varietais são muscovita e granada.

PP2 γ 3au4 - Fácies 4, Biotita sienogranito - de ocorrência restrita à região de Cavalcante e Teresina de Goiás, foi definida como *stocks* de biotita granito com deformação incipiente e resposta aerogamaespectrométrica (Alvarenga *et al.*, 2006). Dentre os granitos da suíte, esta fácies possui até 1% de monazita em grãos arredondados e traços de torita (Alvarenga *et al.*, 2006).

NP2qfm - Fengita-quartzo milonito - Esta rocha foi cartografada por Alvarenga *et al.* (2006) na região de Monte Alegre de Goiás, ao longo de uma zona de cisalhamento que corta rochas da Suíte Aurumina.

3.1.1.1.2.2.7 - PP3 γ sb - Granito Barreirinho

Definido por Lacerda Filho *et al.* (1999), o granito aflora entre o Complexo de Niquelândia e o lago da Usina Serra da Mesa. Tem forma lenticular alongada segundo NE-SW, com cerca de 20 km de comprimento e 500 m de largura, concordante com a estruturação regional. A rocha é cinza-claro, fina, possui bandamento dado pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos claros e níveis escuros ricos em minerais ferromagnesianos e as bordas do corpo estão milonitizadas. É constituído por microclínio, quartzo, albita e aegirina, com riebeckita, biotita e fluorita acessórios, típico de rochas hiperalcalinas.

3.1.1.1.2.2.8 - PP3 γ r - Gnaiss Ribeirão

O gnaiss ocorre nas proximidades da cidade de Piranhas como estreita faixa NW-SE tectonicamente encaixada em rochas metavulcanosedimentares da Seqüência Arenópolis (Pimentel

& Fuck, 1992a). Trata-se de biotita-hornblenda ortogneisse róseo, médio a grosso, discretamente foliado a intensamente deformado e metamorfizado na fácies anfibolito (Pimentel, 1991). Dados geocronológicos Rb-Sr do gnaissse geraram a idade de 1.816 ± 10 Ma, e isocrônicos Pb-Pb concordantes a idade 1.881 ± 230 Ma. A idade-modelo Sm-Nd das mesmas amostras varia entre 3.7 Ga e 2.8 Ga, com ϵ_{Nd} entre -11 e -18 (Pimentel, 1992).

3.1.1.1.2.3 - Seqüências Metassedimentares

3.1.1.1.2.3.1 - PP13tz - Formação Ticunzal

Marini *et al.* (1978) definiram como Formação Ticunzal um conjunto de paragnaisses, micaxistos e quartzitos que, com freqüência, afloram na base do Grupo Araí. A unidade ocorre no nordeste do estado, nas regiões do Rio Preto, Cavalcante, Campos Belos e Monte Alegre de Goiás, bem como nas serras do Ticunzal, Tombador, Forquilha e Santana, município de Cavalcante, na Serra do Boqueirão, município de Teresina de Goiás, e como restos de xistos miloníticos nos granitos milonitizados do embasamento (Botelho *et al.*, 1998). Essa unidade foi posteriormente estudada por Danni & Fuck (1981) e Botelho *et al.* (1999). É constituída por uma seção basal de paragnaisses que passam gradualmente a xistos grafitosos no topo, seguidos de muscovita xisto, sericita-clorita xisto, micaxistos granadíferos, tremolita xistos e grafita xistos. Alvarenga *et al.* (2006) a dividem em duas litofácies.

PP13tzp - Fácies Paragneisse – é a porção basal da formação (Fig. 3.5) e consiste de rocha com bandamento milimétrico a centimétrico dado por níveis brancos quartzo-feldspáticos e verde-escuros ricos em biotita, muscovita, ilmenita e granada. Minerais retrometamórficos compreendem clorita, muscovita, titanita e rutílio.

PP13tzx - Fácies Xisto – é composta de quartzo-muscovita xistos esbranquiçados a esverdeados, muscovita-granada xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos e grafita xistos.

Os contatos da Formação Ticunzal com as rochas da Suíte Aurumina e do Grupo Araí são tectônicos, marcados por zonas de milonito. Por vezes, a formação ocorre como escamas de empurrão sobre o Grupo Araí, com vergência para leste.

As rochas da Formação Ticunzal são caracteristicamente politectônicas, polimetamórficas e possuem todas as deformações que afetaram o Grupo Araí e, pelo menos, um evento anterior. As paragêneses metamórficas indicam fácies xisto

verde alto e provável fácies anfibolito. O estágio de deformação das rochas dessa formação tem sido alvo de discussões, com hipóteses que lhe atribuem a possibilidade de representar gnaisses milonitizados do embasamento ou uma seqüência metassedimentar pré-Araí (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

A idade da Formação Ticunzal não foi ainda determinada, mas é mais antiga do que 1,77 Ga, a idade dos granitos estaníferos intrusivos da Subprovincia Paranã (Pimentel *et al.*, 1991a). Marini *et al.* (1981, 1984a, b), o que sugere idade paleoproterozóica, parcialmente confirmada pela idade Rb-Sr de referência de 2,0 a 2,5 Ga obtida por Reis Neto (1983) em amostras da Formação Ticunzal e do embasamento granito-gnáissico. Pimentel *et al.* (2000c) sugerem que o ambiente de deposição da formação é marinho restrito, com atividade biológica.

A Formação Ticunzal hospeda mineralizações de urânio na região do Rio Preto e provavelmente também na região de Campos Belos. Segundo Marini *et al.* (1984b), as ocorrências se assemelham aos depósitos do Paleoproterozóico da Austrália (*Ranger*) e do Canadá (*Rabbit Lake*). A formação também é a encaixante dos granitos e pegmatitos da Suíte Aurumina, hospedeiros dos



Figura 3.5 - Afloramento que mostra as relações entre paragneisse (PP13tzp) da Formação Ticunzal e granito PP2γ2au1 da Suíte Aurumina, que apresentam a mesma deformação. Notar as injeções concordantes de granito ao longo da foliação do paragneisse.

depósitos de Sn-Ta da região de Monte Alegre de Goiás.

3.1.1.1.3 - Bacia Intracontinental Paleo-mesozóica

3.1.1.1.3.1 - Sequência Rift

3.1.1.1.3.1.1 - PP2γ3nr - Diorito Nova Roma

A unidade foi definida por Alvarenga *et al.* (2006) a sudoeste de Nova Roma e sudeste do povoado de Aurumina, como intrusiva na Suíte Aurumina. Trata-se de rocha mesocrática, pouco deformada, composta por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo, com clorita, epidoto, carbonato e muscovita secundários. Os autores registram que a rocha tem idade de 2.140 ± 7 Ma, semelhante a dos granitos da Suíte Aurumina, mas assinalam que sua natureza petrográfica difere dos granitos peraluminosos, o que justificaria abordá-la como unidade distinta.

3.1.1.1.3.1.2 - PP4a - Grupo Araí - Formação Arraias

O Grupo Araí, termo herdado do povoado homônimo situado a 30 km a noroeste de Cavalcante, foi proposto por Barbosa *et al.* (1969) e subdividido, da base para o topo, nas formações Arraias e Traíras. Contudo, a coluna estratigráfica proposta por Barbosa *et al.* (1969) foi sendo modificada em virtude de trabalhos de detalhe, como os de Marini *et al.* (1976, 1979), Dyer (1978), Baêta Jr. *et al.* (1978), Fuck *et al.* (1988) Fuck & Marini (1978, 1979) e Araújo & Alves (1979). Araújo & Alves (1979) dividem o grupo em seis subunidades litológicas informais, com espessura total de 1.100 m.

As rochas do grupo ocorrem na zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília, sustentam região acidentada, com cotas entre 300 e 1.650 m, ocupam cerca de 11.000 km² da porção nordeste de Goiás, abrangendo as regiões de Alto Paraíso, Colinas de Goiás, Cavalcante e Nova Roma, e se estendem para o sudeste do Estado de Tocantins. A unidade consiste de rochas metassedimentares e metavulcânicas depositadas sobre o embasamento granito-gnáissico de Almas-Cavalcante, a Formação Ticunzal, a Suíte Aurumina e o Diorito Nova Roma e estão sotopostas aos grupos Paranoá e Bambuí.

Segundo Alvarenga *et al.* (2006) a Formação Arraias pode ser dividida em oito litofácies.

PP4aα - Metavulcânicas Ácidas - constituídas por dacitos, riódacitos e riolitos, com frequentes níveis piroclásticos e, não raro, finas

intercalações de cinza vulcânica e psamitos. Estas rochas possuem características químicas semelhantes aos granitos anorogênicos, mais antigos, da Província Estanífera de Goiás. Araújo & Alves (1979) mencionam a presença de cassiterita em piroclásticas.

PP4aβ - Metavulcânicas Básicas - compostas por basaltos em geral espilitizados e contaminados com material sedimentar. Localmente ocorrem porções preservadas com clinopiroxênio. Os basaltos possuem composição levemente alcalina. A associação basalto-dacito/riolito é típica de vulcanismo bimodal de seqüências de rift continental.

PP4aα - Metarenito - metarenitos finos com marcas de ondas e estratificação cruzada.

PP4acg - Metaconglomerado - os melhores afloramentos desta fácies ocorrem na cachoeira do Rio das Almas no município de Cavalcante (Fig. 3.6), no Morro da Cruz em Monte Alegre de Goiás e no Ribeirão Areias a oeste de Nova Roma. Os metaconglomerados em geral ocorrem como espessas lentes e são compostos por seixos de granito, riolito, quartzo e quartzito. A fácies resultou da deposição em leques aluviais relacionados à evolução das falhas da fase *sin-rift*. Passam lateralmente a depósitos



Figura 3.6 - Grupo Araí, Formação Arraias. Metaconglomerado com fragmentos de granito, vulcânica, quartzito e quartzo. Ribeirão Areias.

de rios entrelaçados e, com frequência, possuem intercalações de sedimentos fluviais e eólicos (Alvarenga *et al.*, 2006).

PP4aqa - Quartzito Arcoseano - é composto por quartzitos arcoseanos com estratificação cruzada. Seus contatos com a Formação Ticunzal e a Suíte Aurumina são discordantes, mas geralmente tectônicos e foram intrudidos por granitóides da Subprovíncia Paranã.

PP4aqf - Quartzito Feldspático - é constituído de quartzitos feldspáticos médios a grossos, com baixo grau de seleção e possuem estratificação cruzada tabular e acanaladas. Alvarenga *et al.* (2006) interpretam a fácies como depósitos fluviais. Os ortoquartzitos são mais comuns na base da litofácies em níveis que variam de poucos centímetros de espessura até mais de 12 m. Intercalações de metavulcânicas ácidas são comuns nesta litofácies.

PP4aqa - Ortoquartzito - é formado por ortoquartzitos com estratificação cruzada tabular e acanalada de grande porte.

PP4aqsx - Quartzito Seixoso - consiste de quartzitos feldspáticos com esparsos seixos de quartzo e quartzito, laminados e contendo estratificação cruzada tabular e acanalada fluvial e locais lentes de conglomerado granodécrescente e com seixos de quartzo e quartzito.

PP4as - Metassiltito e Metarritmito - compreende entre 200 e 300 m de espessura de metassiltitos ritmicamente acamadados, por vezes com quartzitos arcoseanos muito finos, e se situa na base das rochas metavulcânicas da Formação Traíras, como se observa nas escarpas das serras da Aboboreira e da Prata.

3.1.1.1.3.2 - Seqüência Pós-rift

O centro-norte de Goiás é caracterizado por dois domínios de rochas metassedimentares pós-rift. Um localizado no norte e representado pelo Grupo Serra da Mesa e a Formação Traíras e outro no sul pelo Grupo Serra Dourada. Ambos grupos se assemelham em litótipos, idade e ambiente deposicional. No primeiro predominam quartzitos, xistos, conglomerados e carbonatos e, no segundo, xistos, quartzitos e conglomerados.

3.1.1.1.3.2.1 - PP4t - Grupo Araí - Formação Traíras

A Formação Traíras é de ambiente marinho e Alvarenga *et al.* (2006) a subdividem em três fácies.

PP4tqt - Quartzito - consiste de quartzitos arcoseanos em bancos de até 20 cm com

estratificação cruzada e marcas onduladas. Situa-se na base da Formação Traíras e estão sobrepostos por discordância pela Formação Jequitaí nas regiões de Monte Alegre de Goiás e Cavalcante. São superpostos pelos siltitos da fácies PP4ts2 a oeste da Folha Cavalcante. São interpretados como depósitos de ambiente marinho raso sob influência das correntes de maré (Alvarenga *et al.*, 2006).

PP4ts1 - Siltito 1 - Compreende metassiltitos cinza, com frequência calcíferos, maciços e homogêneos, por vezes laminados, e metarritmitos formados pela alternância de níveis argilosos e/ou siltosos com níveis arenosos contendo laminação plano-paralela, marcas onduladas e laminações cruzadas de tempestades. Estruturas de soterramento e compactação consistem de diques de areia e em chama. Segundo Alvarenga *et al.* (2006), esta fácies retrata ambiente de inframaré, mais profundo e mais calmo, com episódica influência de correntes de tempestade de baixa energia.

PP4ts2 - Siltito 2 - foi descrita apenas a oeste de Cavalcante por Alvarenga *et al.* (2006) como composta de metassiltitos e quartzitos rítmicos.

Os dados geocronológicos de U-Pb em zircão de rochas metavulcânicas ácidas da Formação Arraias geraram idade em torno de 1.771 Ma (Pimentel *et al.*, 1991b), próxima da idade dos granitos Soledade e Sucuri, de 1.769 ± 2 e 1.767 ± 10 Ma, respectivamente. Isto atesta a contemporaneidade entre o vulcanismo do Grupo Araí e os granitos da Subprovíncia do Paranã. Esta idade indica que o início da deposição do Grupo Araí teria ocorrido por volta de 1.800 Ma, semelhante à atribuída por Schobbenhaus *et al.* (1994) ao vulcanismo ácido estanífero da região de Parimirim, no Supergrupo Espinhaço.

A deposição das rochas clásticas do Grupo Araí tem sido atribuída a ambiente de *rift* intracontinental, originado por extensão crustal acompanhada de magmatismo em torno de 1800 Ma no Brasil Central (Pimentel *et al.*, 1991b). A extensão foi seguida de subsidência flexural pós-*rift* que continuou durante o Mesozóico (Alvarenga *et al.*, 2002) e deposição dos sedimentos da Formação Arraias acompanhada de vulcanismo ácido a básico e intrusões graníticas (Marini & Botelho, 1986; Botelho & Pimentel, 1993).

3.1.1.1.3.2.2 - Granitos Anorogênicos

A presença de granitos anorogênicos paleo a neoproterozóicos é uma das feições marcantes da porção norte de Goiás, onde integram a Província Estanífera de Goiás. Estes corpos ocor-

rem como maciços de dimensões variadas, ora batólitos, ora intrusões circulares menores, com área entre 10 e 150 km². A primeira referência sobre os mesmos deve-se a Barbosa *et al.* (1969) e, nos últimos anos, vários trabalhos foram desenvolvidos na região e muito contribuíram para ampliar o conhecimento sobre a Província Estanífera de Goiás, destacando-se os de Marini *et al.* (1974; 1976), Fuck & Marini (1978; 1981), Marques *et al.* (1973), Araújo & Alves (1979), Padilha & Laguna (1981), Marini & Botelho (1986) e Pimentel (1991b; 1999).

Marini & Botelho (1986) identificaram quatro subprovíncias estaníferas na região Centro-Oeste: Rio Tocantins, Rio Paranã, Pirenópolis-Goiânia e Ipameri. As duas primeiras, localizadas no norte, foram identificadas como granitos anorogênicos paleoproterozóicos e subdivididas em granitos da Subprovíncia Paranã a leste e Subprovíncia Tocantins. As características geoquímicas, ambiente tectônico e contemporaneidade com o vulcanismo do Grupo Araí indicam que a granitogênese da porção norte da província é anorogênica, com colocação e resfriamento em ambiente extensional intracontinental.

As intrusões formam dois grupos química e cronologicamente distintos e denominados de g1 e g2. As do grupo g1 são as mais antigas, com idade U-Pb em zircão de 1,77 Ga (Pimentel *et al.*, 1991) e são representadas pelos granitos da Subprovíncia Paranã, ao passo que as do grupo g2 são mais jovens, com idade U/Pb em zircão em torno de 1,6 Ga (Pimentel *et al.*, 1991), e representadas pelos granitos da Subprovíncia Tocantins (Botelho, 1992b).

3.1.1.1.3.2.2.1 - PP4_{yp} - Suíte Granitos da Subprovíncia Paranã

A Subprovíncia Rio Paranã, como definida por Marini & Botelho (1986), reúne oito intrusões maiores que sustentam altos topográficos circulares ou elípticos (Serra do Mendes, Fazenda Poção, Mangabeira, Mocambo, Pedra Branca, Soledade, Sucuri e Serra da Cangalha), alguns *stocks* e diques. Os granitos são intrusivos na Suíte Aurumina, nos granito-gnaisses do Complexo Almas-Cavalcante, na Formação Tincunzal e são parcialmente cobertos por rochas do Grupo Araí. Alguns corpos possuem contato tectônico com rochas do Grupo Araí. São constituídos de biotita sieno a monzogranitos com orientação mineral difusa, com textura porfirítica dada por fenocristais de K-feldspato e quartzo azulado. Granitos desta subprovíncia são contemporâneos com as rochas vulcânicas ácidas da base do Grupo Araí e, portanto, ambas fazem parte da extensão crus-

tal responsável pela geração do *rift*.

Tanto os granitos mais antigos quanto os mais jovens são estaníferos e anômalos em Índio (Botelho & Moura, 1998).

Dados geocronológicos U-Pb em zircão destes granitos obtidos por Pimentel *et al.* (1991) geraram a idade de 1.767 ± 10 Ma, e Rb-Sr obtidos por Botelho & Pimentel (1993) idade variável entre 1.405 ± 21 Ma e 1.781 ± 197 Ma.

Neste trabalho adotou-se o termo Suíte Pedra Branca de Alvarenga *et al.* (2006) para designar os granitos estaníferos da Subprovíncia do Rio Paranã, constituída pelos granitos Pedra Branca, Mocambo, parte dos granitos Mangabeira, Serra do Mendes, Sucuri e Soledade, e corpos menores denominados de Passa Três, Banhado, Campos Belos e São Domingos.

3.1.1.1.3.2.2.1.1 - PP4_{ypb} - Suíte Pedra Branca

Segundo Alvarenga *et al.* (2006), o termo Suíte Pedra Branca foi utilizado em virtude do maciço homônimo representar a área-tipo da suíte pois contém exposição das diversas fácies e importantes depósitos de estanho. Foi dividida nas litofácies Biotita Granito e Leucogranito.

PP4_{ypb1} - Biotita Granito - esta litofácies predomina na suíte e compreende a maior parte do Granito Pedra Branca, os granitos Soledade, Sucuri e Mocambo, e os diques porfiríticos com quartzo azul que ocorrem ao longo da estrada entre a a GO-118 e Nova Roma, passando pelo povoado de Aurumina (Alvarenga *et al.*, 2006).

Granito Soledade - Araújo & Alves (1979) denominaram de Granito Soledade ao corpo com cerca de 8 km² localizado a norte de Teresina de Goiás, às margens da rodovia GO-118. Bilal *et al.* (1997) descrevem as características geoquímicas deste granito e o classificam como do tipo A. As encaixantes são milonitos do Complexo Almas-Cavalcante. A rocha é cinza-escuro e com fenocristais arredondados de K-feldspato e quartzo azul.

Granito Sucuri - constitui intrusão de 1,5 km² orientado segundo NE-SW e situada às margens da rodovia GO-118, a norte de Teresina de Goiás. Foi definido por Araújo & Alves (1979) e estudado por Bilal *et al.* (1997). Está em contato com milonitos do Complexo Almas-Cavalcante e com a Formação Tincunzal. A intrusão é de sienogranito leucocrático cinza, foliado e composto por quartzo, microclínio perfitico, albita e biotita, com zircão, allanita, monazita e fluorita acessórios. Rocha semelhante ocorre como apófise de 1 km a sudeste do corpo principal. A exemplo de outros granitos da região, o corpo é cortado por diques e pequenas intrusões irregulares de

microgranito. Hospeda três ocorrências de cassiterita em zonas albitizadas e/ou greisenizadas próximo das intrusões de microgranito.

Granito Mocambo - constitui corpo ovalado de cerca de 50 km² localizado a sudoeste de Monte Alegre de Goiás. Foi definido por Araújo & Alves (1979) e estudado por Padilha & Laguna (1981) e Botelho (1992b). Seus contatos com o Grupo Araí, a leste, e com o Complexo Almas-Cavalcante são tectônicos. O maciço é dominado pela fácies do Granito Pedra Branca, mas de granulação mais grossa (g1b) e contém pequeno corpo de leucogranito do tipo Fazenda Poção. Zonas greisenizadas são restritas e localizam-se na porção centro norte do maciço. Mineralizações de estanho no interior do corpo são escassas, mas os milonitos encaixantes da região da Ingazeira, a oeste, possuem pequeno depósito em veios de leucogranito e zonas de *exogreisen*.

Maciço Pedra Branca - definido por Araújo & Alves (1979) e estudado por Padilha & Laguna (1981), Botelho & Marini (1984), Botelho & Rossi (1988) e Botelho (1992b), o maciço aflora como corpo oval com cerca de 100 km² a oeste de Nova Roma. Seus contatos com o Grupo Araí, a leste e sudoeste, e com os gnaisses do Complexo Almas-Cavalcante são tectônicos. Trata-se de biotita sienogranito leucocrático róseo, porfirítico a inequigranular grosso a muito grosso.

PP4γpb2 - Litofácies leucogranito - Ocorre principalmente no Maciço Pedra Branca e compreende leucogranitos com mica litinífera. A importância desta litofácies reside na sua associação com os mais importantes depósitos de estanho da Subprovíncia Estanífera Paranã (Botelho & Moura, 1998), como no Maciço Sucuri.

Granito Grota da Onça - ocorre na porção central e na borda sul do Maciço Pedra Branca e engloba as fácies g2b e g2c de Botelho (1992a). É semelhante ao Granito Pedra Branca, mas difere na composição química da rocha e de minerais.

Granito da Fazenda Poção - é um leucogranito porfirítico composto por quartzo, albita, microclínio, siderofilita litinífera e fengita litinífera, provavelmente secundária ou reequilibrada, com fluorita, zircão e monazita acessórios. O granito é rico em fluorita disseminada na matriz, como inclusões em feldspato ou em fraturas. Contém *greisens* e anomalias de estanho sem valor econômico.

3.1.1.1.3.2.2.1.2 - PP4γpm - Maciço Mangabeira

O Maciço Mangabeira é um dos principais corpos da Província Paranã e foi estudado por Araújo & Alves (1979), Padilha & Laguna (1981),

Botelho (1992b) e Moura (1993). Ocorre a sul de Monte Alegre de Goiás, às margens da rodovia GO-118, imediatamente a sul do Maciço Serra do Mendes. Compõem-se de dois tipos distintos de granitos. A intrusão principal consiste de biotita sienogranito leucocrático róseo do tipo Pedra Branca, seguido de intrusões menores mais jovens a sudoeste da intrusão principal. Entre ambas ocorre estreita faixa de leucogranito do tipo Fazenda Poção.

O biotita sienogranito é a fácies mais evoluída (γ1c), sua borda é foliada e o núcleo é rosa, porfirítico a inequigranular grosso e com quartzo azulado. É composto de quartzo, microclínio peritítico, oligoclásio-albita e biotita, com zircão, monazita e fluorita acessórios.

Constitui a unidade de maior potencial metalogenético da Província Estanífera de Goiás, no qual são conhecidos dois importantes depósitos de cassiterita, na Zona da Bacia e na Faixa Placha, o último com cerca de 15.000 t. de Sn. Também ocorrem aluviões de médio/pequeno porte nas drenagens próximas.

Ao microscópio, observa-se uma textura granofírica acentuada, sendo por isso também denominado "Granófiro Soledade". Embora seja também anômalo em estanho, não possui ocorrências de cassiterita registradas.

No Maciço Mangabeira, os granitos são representados pela fácies mais evoluída da província, constituída de Li-mica leucogranitos com ou sem topázio, são equigranulares finos a médios, rosa, e que encaixa duas pequenas intrusões de topázio-albita granito com cerca de 300 m de diâmetro. A constituição mineralógica do leucogranito rosa é: quartzo, microclínio peritítico, albita e biotita. Os acessórios são zircão e monazita em traços e fluorita. Quando greisenizado, este granito adquire tonalidade verde amarelado. O topázio ocorre como raros cristais bem desenvolvidos (> 1 mm) ou como pequenas inclusões na albita, que podem representar mais de 50% do volume do grão.

O granito mais evoluído é composto de quartzo, microclínio, albita, topázio, fengita litinífera e zinnwaldita. Os minerais acessórios são monazita, fluorita e provavelmente cassiterita (Alvarenga *et al.*, 2006). Determinações U-Pb em albita realizadas por Teixeira (2002) forneceram a idade de 1.803 ± 53 Ma.

3.1.1.1.3.2.2.1.3 - PP4γpme - Maciço Serra do Mendes

O Granito Serra do Mendes foi definido por Araújo & Alves (1979) nos morros da Mangabeira e Laranjinha, a sudoeste de Monte Alegre de

Goiás, na margem direita do rio Paranã e foi estudado por Padilha & Laguna (1981) e Botelho (1992). É um corpo ovalado com cerca de 150 km² e é o mais extenso dos granitos da Subprovincia Paranã. A intrusão trunca as estruturas regionais e foi parcialmente retrabalhada por falhas tardias. Contém dois litótipos principais, um de biotita monzogranito a granodiorito (granito tipo Serra do Mendes) que corresponde à fácies g1a de Botelho (1992b) e outro de leucogranito porfirítico, restrito à porção central do maciço, na região da Fazenda Poção (Granito da Fazenda Poção). Os litótipos do maciço estão intensamente deformados por foliação milonítica N20-30W. Zonas de cisalhamento de borda geraram milonitos e filonitos cinza-esverdeados de alteração hidrotermal.

3.1.1.1.3.2.2.1.4 - PP4_{γsc} - Granito Serra da Cangalha

Localiza-se a noroeste de Cavalcante onde constitui alto topográfico elíptico de eixo maior SW-NE. Consiste de turmalina granitos intrusivos nas rochas da Suíte Aurumina e se relaciona aos granitóides da Subprovincia Paranã.

3.1.1.1.3.2.2.2 - PM_{γt} - Suíte Granitos da Subprovincia Tocantins

A Subprovincia Tocantins localiza-se na região do rio homônimo, sendo formada apenas pelos granitos mais jovens da Província Estanífera de Goiás. Foi definida por Marini & Botelho (1986) e é representada pelos granitos Serra Dourada, Serra do Encosto, Serra da Mesa, Serra Branca, Bom Sucesso de Baixo, Chapada de São Roque, Florêncio, Pirapitinga, Serra da Cangalha e Raimoninha. Estes corpos de granito possuem, em geral, forma ovalada, alongada e/ou moldada às estruturas regionais, ocupam núcleos de domos ou braquianticlinais e seu diâmetro maior varia desde alguns quilômetros até dezenas de quilômetros. São intrusivos no Complexo Almas-Cavalcante e na Formação Tincuzal. Alguns corpos estão circundados por rochas metassedimentares dos grupos Serra da Mesa e Araí ocorrendo como núcleos de domos. Nos maciços Serra Dourada, Serra do Encosto e Serra da Mesa as relações de contato com as rochas do Grupo Serra da Mesa são de intrusão (Rossi *et al.*, 1992).

PM_{γt} - Granito Florêncio - O granito foi cartografado por Fuck & Marini (1979) e ocupa o núcleo de um domo irregular com 10 km² circundado por rochas do Grupo Araí em contato tectônico. A rocha é rosa e de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato de até 2 cm em

matriz grossa a muito grossa de quartzo, microclínio perfitico, oligoclásio e biotita, tendo zircão, apatita, granada, turmalina e opacos como acessórios.

PM_{γtsb} - Granito Serra Branca - A importância deste granito reside na sua mineralização de cassiterita em *greisens*, descoberta em 1972, mas o corpo passou a ser conhecido com os trabalhos de Barbosa *et al.* (1969). Suas características petrográficas, geoquímicas e de mineralizações de estanho foram detalhadas por Andrade & Danni (1978), Montalvão & Bezerra (1981) e Pinto-Coelho (1996).

Localizado no município de Calvacante, a leste de Minaçu, o granito tem forma circular com cerca de 8 km de diâmetro e é intrusivo no Grupo Araí. Consiste de granitos e litótipos metassomatizados, distribuídos em faixas N-S e subdivididos, de oeste para leste, em granitos, granitos greisenizados e *greisens*, com deformação crescente no mesmo sentido. Não são raros os enclaves de xistos e de biotititos.

Segundo Pinto-Coelho & Charoy (2001), o maciço contém quatro tipos de granitos: a) biotita granito porfiróide grosso com pronunciada foliação inclinada para oeste e que aflora na porção ocidental do maciço; b) granito porfiróide grosso com duas micas, de características petrográficas semelhantes às do biotita granito, exceto pela maior deformação; c) biotita granito heterogranular, aflora na porção oriental e é composto por quartzo, albita, microclínio e muscovita, e d) muscovita-topázio granito, aflora localmente na porção oriental do maciço. Segundo os autores, a diferenciação do maciço é assimétrica devido à alteração pós-magmática e formação de *greisens* de cúpula.

O litótipo dominante é de biotita granito róseo, porfirítico com fenocristais centimétricos de ortoclásio e de quartzo azulado, imersos em matriz grossa a muito grossa. As fácies mais evoluídas são representadas por leucogranitos e albita-topázio granitos.

O maciço da Serra Branca hospeda importantes mineralizações de estanho em *greisens* com fengita ± quartzo ± topázio. Também merecem destaque as concentrações de berilo e fluorita nos *greisens* mais centrais do maciço. Alguns *greisens* monominerálicos são constituídos por mica muito fina que pode ter aplicação industrial.

Hasui & Almeida (1970) obtiveram idades K-Ar em biotita de 530±16 Ma, Pimentel *et al.* (1991a) idades U-Pb de 1.574 e 1.614, Rossi *et al.* (1992) de 1.578 ± 20 Ma e Reis Neto (1983) a idade Rb-Sr de 1.409 Ma e Pb-Pb em rocha total de 1.658 ± 64 Ma.

PMytsd - Granito Serra Dourada - ocupa partes dos municípios de Trombas (GO), Minaçu (GO) e Palmeirópolis (TO) e aflora como núcleo de um dos maiores domos da Província Estanífera de Goiás, com cerca de 450 km². Foi definido por Marini *et al.* (1976) na localidade-tipo da Serra Dourada, a leste de Trombas, norte de Goiás. Estudos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos desta unidade foram realizados por Macambira & Villas (1984) e Bilal *et al.* (1997).

O litótipo dominante é de biotita granito róseo a cinza, inequigranular médio a fino, às vezes porfirítico. Na Serra Dourada, Macambira & Vilas (1984) identificaram três variedades de sienogranito, a dominante com biotita e as subordinadas com anfíbólio-biotita e muscovita-biotita. As bordas do corpo são compostas por fácies com anfíbólio. Os estágios finais da sua evolução compreendem pegmatitos e zonas de alteração pneumatolítico-hidrotermais. Datações Rb-Sr do granito indicaram idades de 1.430 ± 24 Ma (Reis Neto, 1983) e de 1.653 Ma (Macambira & Villas, 1984).

PMytse - Granito Serra do Encosto - os primeiros trabalhos sobre este granito devem-se a Marini *et al.* (1976) e Bilal *et al.* (1997). Localiza-se a oeste da Serra Dourada, tem forma alongada segundo N-S por cerca de 70 km² e é intrusivo nas rochas do Grupo Serra da Mesa. A rocha dominante é hornblenda-biotita granito róseo, porfirítico com megafenocristais de ortoclásio invertido imersos em matriz grossa a muito grossa. As bordas do corpo possuem granulação mais fina e textura de milonito-gnaíse.

PMytsr - Granito Chapada de São Roque - ocorre a sul da Serra da Mesa e foi descrito pela primeira vez por Fuck & Marini (1979). Tem forma elíptica irregular com cerca de 25 km² e está em contato tectônico com rochas do Grupo Araí, a oeste e sul, do Complexo Almas-Cavalcante a leste e da Formação Ticunzal a sudeste. A rocha é cinza a rosa, porfirítica com fenocristais de K-feldspato de até 2 centímetros imersos em matriz grossa a muito grossa. É composta por quartzo, microclínio peritítico, oligoclásio e biotita, com zircão, apatita, granada, turmalina e opacos como acessórios.

PMytsm - Granito Serra da Mesa - o maciço tem forma oval com proeminente deformação nas bordas, ocupa cerca de 230 km² e situa-se a sudeste de Minaçu. Enclaves e microenclaves de xisto grafitoso e de grafita ocorrem em todo o maciço. O litótipo predominante é de biotita monzogranito cinza a rosado, constituído de quartzo, microclínio, oligoclásio-albita e biotita. Os minerais acessórios são zircão, allanita, titanita, monazita, apatita e xenotimo. Na Serra da

Mesa não são conhecidas mineralizações importantes, mas há pegmatitos com cassiterita, minerais de Nb-Ta, berilo e topázio de qualidade gema.

As datações U-Pb SHRIMP em zircão de amostras do granito Serra da Mesa geraram idade de 1.574 Ma (Pimentel *et al.*, 1991b) e U-Pb em zircão por evaporação de 1.578 ± 20 Ma (Rossi *et al.*, 1992).

3.1.1.1.3.2.3 - PP4sd - Grupo Serra Dourada

Rochas metassedimentares da Serra Dourada foram originalmente reunidas sob a denominação de Seqüência Serra Dourada por Danni *et al.* (1973), termo este posteriormente empregado por Dardenne *et al.* (1981), Coelho *et al.* (1985), Barbosa (1987) e Oliveira *et al.* (1997). A unidade foi elevada à categoria de Grupo Serra Dourada por Baêta Jr. *et al.* (1998), com seção-tipo localizada na serra homônima. Segundo estes autores as rochas metassedimentares do grupo podem ser divididas em duas unidades, a inferior assentada sobre o embasamento granito-gnaíssico arqueano.

PP4sda - Unidade A - compreende sericita quartzitos, quartzitos arcoseanos, com níveis de metaconglomerado. Os sericita quartzitos predominam e são laminados, friáveis, cinza-claro a amarelo-rosados e finos. Os quartzitos arcoseanos são friáveis.

PP4sdacgl - Unidade A - Fácies Conglomerado - ocorre em lentes de espessura variada intercaladas nos quartzitos. É formada por seixos de quartzo, quartzito e quartzito ferruginoso de 2 a 50 cm de comprimento imersos em matriz quartzo-feldspática.

PP4sdb - Unidade B - é composta por sericita-clorita xistos, muscovita-quartzo xistos e granada-clorita-quartzo xistos com intercalações de sericita quartzitos. Os litótipos predominantes são xistos cinza-esverdeados a cinza-prateados, finos a médios, dobrados e crenulados.

Vários indícios e ocorrências de mineralizações de ouro e diamante ocorrem nos metaconglomerados e em depósitos aluviais e coluviais da região de Mossâmedes (Oliveira, 1997; Baêta Jr. *et al.*, 1999). Os diamantes são pequenos, raramente ultrapassam um quilate e predominam os do tipo industrial (Coelho *et al.*, 1985).

3.1.1.1.3.2.4 - PP4sm - Grupo Serra da Mesa

São rochas metassedimentares que ocorrem na porção norte de Goiás e que sustentam a serra homônima. Se estendem ao Estado do Tocantins e foram correlacionados ao Grupo Araxá

por Barbosa *et al.* (1969). Marini *et al.* (1977) as reuniram sob a denominação de Grupo Serra da Mesa, cuja ocorrência também se estende a oeste dos complexos máfico-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto (Fuck & Marini, 1979, 1981; Schobbenhaus, 1993). A seção-tipo da unidade se localiza na serra homônima, região de relevo acidentado de direção geral norte-sul e onde tem espessura máxima aparente de 1.700 m. As semelhanças entre os grupos Serra da Mesa e Serra Dourada e sua continuidade física a norte e a sul da inflexão dos Pirineus levaram Lacerda Filho *et al.* (1999) a sugerir a fusão de ambos em uma única unidade informalmente denominada de Grupo Serra da Mesa/Serra Dourada. Neste trabalho o grupo é dividido, da base para o topo, nas unidades A, quartzítica e B, metapsamo-pelítica.

PP4sma - Unidade A - Quartzítica - é constituída de quartzitos finos a médios e biotita-quartzo xistos preservados nas cotas mais elevadas da serra. Duas áreas foram cartografadas, uma na borda da Serra da Mesa e outra a sudoeste de Itapaci. Os quartzitos possuem acamamento definido, são em geral friáveis e com variadas proporções de muscovita. O contato com o substrato é marcado por milonitos com evidências de alteração hidrotermal e venulações de quartzo dobradas.

PP4smb - Unidade B - Metapsamo-pelítica - consiste de quartzo xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, magnetita-clorita-muscovita xistos e granada-clorita-muscovita xistos com intercalações de quartzito (**PP4smbq**) e lentes de calcixisto e mármore (**PP4smbc**) em níveis de micaxisto granadífero. Também ocorrem xistos grafitosos, micaxistos com lentes de quartzito com porfiroblastos de granada e estauroлита e/ou cianita.

A deformação do Grupo Serra da Mesa é caracterizada por foliação de baixo ângulo (Fig. 3.7A) e não raro ocorrem dobras isoclinais recumbentes (Fig. 3.7B) com ápices espessados e flancos transpostos que indicam tectônica de *decollément*, resultantes de vergência de oeste para leste, em direção ao Cráton São Francisco (Valente, 1991).

A idade do Grupo Serra da Mesa é controversa, mas sua colocação no Mesoproterozóico deve-se à intrusão neste das rochas alcalinas do Peixe de idade U-Pb em zircão de 1.503 ± 5 Ma (Kitajima, 2002).

A principal mineralização do Grupo Serra da Mesa é de chumbo e zinco em dolomitos da região de Castelão e abrange os municípios de Uruaçu e Niquelândia. Os depósitos foram classificados por Barbosa (1981) em estratiformes sin-genéticos e em veios epigenéticos. Outros depósitos compreendem os de cianita (Uruaçu), barita (Canalina), calcário e grafita.

3.1.1.1.4 - Bacia Oceânica Mesoproterozóica

3.1.1.1.4.1 - Complexos Máfico-Ultramáficos

3.1.1.1.4.1.1 - MP2 μ 3c - Complexo Máfico-Ultramáfico Canabrava - Zona Máfica Superior

A unidade ocorre na porções oeste da Serra de Canabrava e foi separada do Complexo Canabrava por representar um sistema magmático acamadado mais antigo. Consiste de metagabronorito com metanorito e lentes de websterito, afetados por deformação e metamorfismo da fácies granulito decrescente para o topo, representado por milonitos e protomilonitos (Lima, 1997). Ocorrem ainda pequenas intrusões tardias de quartzo diorito a norito, ricas em xenólitos.

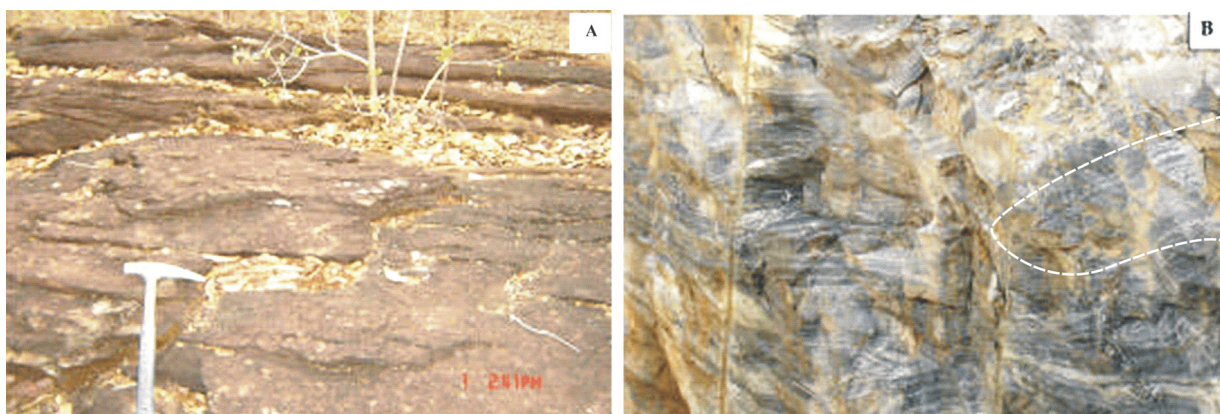


Figura 3.7 - Grupo Serra da Mesa. (A) Afloramento de clorita-muscovita xisto com foliação de baixo ângulo. (B) Metacalcário bandado exibindo dobras isoclinais recumbentes.

O topo desta zona contém fraca mineralização de EGP (EGP + Au < 1,5 g/t.) associada a sulfetos disseminados em websterito e harzburgito da base de unidades cíclicas (Medeiros, 2000; Medeiros & Ferreira Filho, 2001).

3.1.1.1.4.1.2 - MP2δsb - Suíte Serra dos Borges

Dados de campo, petrológicos e geocronológicos de Ferreira Filho (1995, 1998) demonstram que o Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia contém duas associações magmáticas que diferem em idade e padrões petrogenéticos. A porção de leste, mais nova, é denominada de Série Acamadada Inferior e, a de oeste, mais velha, de Série Acamadada Superior.

A Série Acamadada Superior, uma associação gabro-anortosítica, foi designada de Suíte Serra dos Borges (Danni & Leonardos, 1991). Possui de 4 a 6 km de espessura e seus contatos com a Seqüência Metavulcanossedimentar de Indaianópolis e a Zona Máfica Inferior do complexo são tectônicos. Seus principais litótipos são anortosito, gabro, leucotroctolito, troctolito, olivina-gabro e olivina gabronorito com intercalações de websterito. As rochas gabróicas possuem granulação média a grossa e, quando contêm olivina, possuem textura coronítica.

A drástica mudança de composição do clino e ortopiroxênio, do padrão de ETR e da razão La/Yb da suíte sugerem aporte de novo magma ou nova câmara magmática cronológica e fisicamente distintos da Série Inferior (Ferreira Filho, 1995). Isto é corroborado pelos dados geocronológicos Sm-Nd obtidos por Ferreira Filho & Pimentel (2000) que apontam que as rochas da seqüência são do Mesoproterozóico (1,35 Ga).

3.1.1.1.4.1.3 - MP2δm - Suíte Serra da Malacacheta

No Complexo Barro Alto, Ferreira Filho (1999), também reconheceu duas seqüências de rochas cumuláticas distintas, separadas por contatos tectônicos e denominadas de Série Acamadada Inferior e a Série Acamadada Superior. A superior, mais velha, é conhecida como Suíte Serra da Malacacheta e consiste de conjunto acamadado de olivina gabros coroníticos, troctolitos, anortositos e anfibolitos granadíferos (Fuck *et al.*, 1981; Danni *et al.*, 1984; Ferreira Filho, 1999). A suíte ocorre em dois segmentos do complexo, um ocidental ou Unidade Anfibolito/Piroxenito, e outro oriental, ou Unidade Gabro.

MP2δmap - Fácies Anfibolito/Piroxenito - a unidade aflora em cerca de 150 km², está em

contato tectônico com unidades adjacentes e consiste de anfibolitos bandados grossos a médios de textura granoblástica a nematoblástica e foliação milonítica. Sua composição sugere que estes litótipos derivaram de gabronoritos por metamorfismo nas fácies granulito a anfibolito alto. A unidade aloja uma lente de granulito félsico com aspecto gnáissico.

Dados geocronológicos obtidos por Fuck *et al.* (1989) U-Pb em zircão por Suíta (1996) indicam idade de cristalização de 1.280 ± 13 Ma e de metamorfismo de 771 Ma a 790 Ma.

MP2δmg - Fácies Gabro - aflora em cerca de 650 km² e suas rochas contêm estruturas e texturas magmáticas preservadas, bem como feições de deformação e metamorfismo na fácies granulito a anfibolito. É composta de metanortosito (**MP2δma**), olivina-gabro coronítico, metagabronorito, gabro com intercalações de piroxenitos, gabronorito (**MP2δmn**), leucogabro, anortosito e *stocks* aleatórios de gabro fino a médio.

Anortositos desta unidade possuem importantes reservas de bauxita no topo da Serra da Malacacheta.

3.1.1.1.4.2 - Seqüências Metavulcanossedimentares Mesoproterozóicas

Abrangem as rochas supracrustais das bordas oeste dos complexos máfico-ultramáficos acamadados de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto. Barbosa (1955) as interpretou como a base do Grupo Araxá, mas estudos posteriores sobre seus conteúdos litológicos, relações estratigráficas e geocronologia as colocaram com entidades independentes sob as denominações de seqüências Juscelândia (Fuck *et al.*, 1981), Indaianópolis (Danni & Leonardos, 1980) e Palmeirópolis (Ribeiro Filho & Teixeira, 1981).

As três seqüências são litologicamente semelhantes e são compostas de uma seção inferior metavulcânica e uma superior metassedimentar. A inferior compreende anfibolitos com intercalações de *metachert* ferrífero, metandesito, metadacito e talco xisto, e a superior consiste de granada-biotita-muscovita xistos, cianita-estaurólita xistos, calcixistos, mármore, muscovita xistos, grafita xistos, quartzitos ferruginosos e sericita quartzitos. A seção inferior é interpretada como resto de crosta oceânica do tipo MORB e/ou de bacia de retro-arco (Araújo, 1986). As paragêneses minerais dos diversos litótipos são da fácies xisto verde alto a anfibolito.

3.1.1.1.4.2.1 - MP2vsp - Seqüência Metavulcanossedimentar de Palmeirópolis

Adjacente a oeste do Complexo de Canabrava, norte de Goiás e sul do Tocantins, ocupa cerca de 2.500 km². Ribeiro Filho & Teixeira (1981) denominaram de Seqüência Vulcanossedimentar de Palmeirópolis as rochas supracrustais a oeste dos complexos de Canabrava e Niquelândia considerando-as como uma única seqüência. Contudo, Leão Neto & Olivatti (1983), Araújo (1986), Araújo & Nilson (1987), Valente (1992) e Araújo *et al.* (1995) restringiram o termo às rochas a oeste do Complexo de Canabrava. Ribeiro Filho & Teixeira (1981) descrevem que a seqüência contém duas unidades, uma inferior de anfíbolitos finos a grossos com intercalações de gnaisses e quartzitos, e outra superior de metapelitos com intercalações de quartzitos e raros níveis de anfíbolito fino. Já Figueiredo *et al.* (1981) dividem informalmente a sua porção norte em uma Unidade Central, vulcânica e basal, Unidade de Leste, pelítica, e Unidade de Oeste, vulcânica terrígena e de tópo.

As melhores exposições da seqüência situam-se a sudoeste do Complexo de Canabrava, em faixa alongada segundo N-S balizada a oeste pelas rochas do Grupo Serra da Mesa.

No presente trabalho utilizou-se a subdivisão da seqüência proposta por Leão Neto & Olivatti (1983) em cinco unidades.

MP2vsp1 - Unidade 1 - base da seqüência e composta de anfíbolito grosso, de aspecto gabrítico, bandado.

MP2vsp2 - Unidade 2 - composta de metagrauvas, metagrauvas líticas conglomeráticas, tufos de cristal, *lapilli*-tufos e brechas vulcânicas xistificadas de composição ácida a intermediária e anfíbolitos (**MP2vsp2a**), metaconglomerados e *sills* ultrabásicos (**MP2vsp2ub**).

MP2vsp3 - Unidade 3 - predominam metavulcânicas básicas anfíbolitizadas finas, localmente ricas em biotita, granada e segregações de carbonato, com níveis descontínuos de *metacherts*, por vezes ferruginosos (**MP2vsp3ff**) (*iron formations* do tipo Algoma, Oliveira *et al.*, 1996), granada-biotita-muscovita-quartzo xisto, xisto grafitoso e diques básicos e ultrabásicos. Dados petroquímicos dos anfíbolitos indicam tratar-se de metavulcânicas tholeiíticas de fundo oceânico (Araújo, 1986; Araújo & Nilson, 1987).

MP2vsp4 - Unidade 4 - esta unidade engloba granada-biotita-muscovita-quartzo xistos feldspáticos, plagioclásio-biotita-quartzo xistos, plagioclásio-muscovita-biotita-quartzo xistos (dacitos-riodacitos), sericita-microlínio-muscovita-quartzo xistos (riolitos) e metatufos ácidos, bem como intercalações de anfíbolito, estauroлита-granada-biotita-quartzo xisto e *metachert*. Inclui ainda, um conjunto de rochas vulcânicas com

anfíbolitos basais (**MP2vsp4a**) e metarriolitos de topo.

MP2vsp5 - Unidade 5 - é composta por metapelitos aluminosos com intercalações de rochas calcissilicáticas, formações ferríferas, filitos grafitosos e *metacherts*. Os metapelitos compreendem granada-muscovita-quartzo xistos, estauroлита-biotita-muscovita-quartzo xistos, cianita-biotita-muscovita-quartzo xistos, cianita-estauroлита-muscovita-quartzo xistos e lentes de anfíbolito (**MP2vsp5a**).

A porção norte da seqüência contém depósitos VHMS polimetálicos de Zn, Pb e Cu, com Cd, Ag, S e Au subordinados, hospedados nas duas pilhas vulcânicas. Os Corpos C-1 e C-4 localizam-se nas rochas da base e nos riolitos do topo da pilha Sul, respectivamente, enquanto que os corpos C-2 e C-3 situam-se na pilha Norte. A reserva total é de cerca de 9.300 t de minério com teores médios de 4,6 % de Zn + Pb, 0,9% de Cu, 93,4 g/t. de Cd, 22,2g/t. de Ag e 10,36 % de S. O ouro contido no corpo C-3 é da ordem 2,2 t com teor médio de 0,6 g/t. Além destes depósitos, há ocorrência semelhante em subsuperfície nos tufos de cristal da Unidade 2 na região do Rio Mucambão, de níquel laterítico e talco em pequenos corpos ultramáficos e grafita no pacote de metapelitos.

Datações Rb-Sr em rocha total efetuadas em amostras da Seqüência Palmeirópolis geraram a idade de 1.157 ± 150 Ma (razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} de 0,704) com retrabalhamento durante o Ciclo Brasileiro (Girardi *et al.*, 1978). Idades K-Ar situam-se no intervalo de 446 a 583 Ma (Girardi *et al.*, 1978). Dados de isótopos Pb-Pb de galena dos depósitos VHMS indicam idade-modelo entre 1,27 a 1,17 Ga. Estes resultados sugerem que a mesma não é mais antiga do que cerca de 1,3 Ga (Pimentel *et al.*, 2000c).

3.1.1.1.4.2.2 - MP2vsi - Seqüência Metavulcanossedimentar de Indaianópolis

A unidade ocorre na borda oeste do Maciço de Niquelândia, ao longo de 40 km de comprimento e 5 km de largura média e orientação N-S a NNE-SSW. Localiza-se no vale do Rio Traíras a oeste da Serra dos Borges. A seqüência foi definida por Danni & Leonardos (1980). Trabalhos posteriores propuseram novas correlações e definições como os de Ribeiro Filho & Teixeira (1981), Nascimento *et al.* (1981), Souza & Leão Neto (1998). Brod & Jost (1991) propuseram redenominar a unidade para Seqüência Vulcanossedimentar de Coitezeiro, com seção-tipo ao longo do córrego Coitezeiro, a norte da Serra da Aranha.

Embora a nomenclatura e área de ocorrência da unidade sejam controversas, no presente trabalho adotou-se a proposta de Souza & Leão Neto (1998), de empregar o termo original de Seqüência Indaianópolis de Danni & Leonardos (1980) e o ordenamento estratigráfico de Ribeiro Filho & Teixeira (1981), dividido nas unidades inferior e superior e respectivas subunidades, cujos contatos são gradacionais.

MP2vsi1 - Unidade Inferior - ocorre a leste do Rio Traíras, em área topograficamente plana e contém três subunidades.

Subunidade 1 - composta por anfibolitos finos com raras e finas intercalações de biotita-muscovita-quartzo xisto, biotita-muscovita gnaíse, *metachert* e piroxênio anfibolitos de granulção média.

Subunidade 2 - consiste de anfibolitos finos com intercalações de biotita-muscovita-quartzo xisto, gnaisses calcissilicáticos, *metachert* e formações ferríferas bandadas. Os gnaisses diferem dos da unidade anterior por terem granulção fina, textura granoblástica e serem compostos de epidoto, andesina, hornblenda e quartzo.

Subunidade 3 - caracterizada por grande variedade litológica. Na porção norte da área predominam granada-quartzo-biotita xistos com intercalações subordinadas de anfibolitos finos e, na porção sul, gnaisses alternados com o quartzo-biotita xistos.

Estudos petroquímicos realizados por Souza & Leão Neto (1998) sugerem que as rochas vulcânicas félsicas são provavelmente derivadas do manto e de ambiente de *rift* ou arco de ilha, compatível com os anfibolitos. As condições metamórficas são provavelmente da fácies anfibolito.

MP2vsi2 - Unidade Superior - localiza-se a oeste do rio Traíras onde sustenta área de relevo acidentado e está dividida em três subunidades.

Subunidade 1 - predomina na parte sul da área. Consiste de metarriolitos e metatufos riolíticos (**MP2vsi2ri**) com intercalações de muscovita-xisto, quartzito, clorita-magnetita xisto, magnetita quartzito feldspático, quartzo-clorita xisto feldspático e anfibolito fino. Os metarriolitos possuem textura porfirítica dada por fenocristais de microclínio em matriz fina. Os metatufos riolíticos são muito finos e milimétrica a submilimetricamente laminados. Muscovita xistos são abundantes e ocorrem em estreitas faixas ao longo de toda a subunidade. Os quartzitos ocorrem na porção NE da subunidade onde sustentam cristas, a exemplo dos metarriolitos de sul, onde também se destacam magnetita quartzitos feldspá-

ticos laminados e com fragmentos ovóides e oclares de composição ácida. Na porção norte da subunidade as rochas vulcânicas ácidas são escassas, mas predominam xistos, quartzitos, anfibolitos e *metacherts*.

Subunidade 2 - predominam rochas metasedimentares com variações laterais e verticais de fácies, representadas por quartzo-muscovita xistos, clorita-quartzo xistos com intercalações de quartzito e locais de metarriolitos, anfibolitos, muscovita-carbonato xistos, grafita xistos e lentes de *metacherts*.

Subunidade 3 - é constituída por gnaisses finos, bastante deformados e compostos por fenoclastos de feldspatos e quartzo em matriz de ortoclásio, oligoclásio, quartzo, biotita, epidoto e muscovita.

Datações U-Pb SHRIMP em metarriolitos com textura ígnea preservada geraram a idade de cristalização de 1.299 ± 39 Ma (Pimentel *et al.*, 2000c).

3.1.1.1.4.2.3 - MP2vsj - Seqüência Metavulcanossedimentar de Juscelândia

Essa seqüência foi definida por Fuck *et al.* (1981) como faixa alongada NE-SW situada na borda oeste do Complexo de Barro Alto e sua designação deriva do povoado homônimo, em cuja região ocorrem as melhores exposições. Os autores a dividem em três unidades dispostas em sucessão litológica regular e contínua no sentido sul a norte. A unidade inferior é constituída de anfibolitos finos com raros níveis de *metachert*, que transiciona verticalmente para a unidade seguinte, composta de bancos métricos de biotita gnaisses finos, progressivamente mais abundantes em direção ao topo. A unidade do topo é de natureza metassedimentar (mica xistos, granada-muscovita quartzitos, etc.) com subordinados níveis de metabasalto. Outras rochas incluem metatufos ácidos, metarriolitos, leptinitos, metapelitos, grafita filitos, gonditos e rochas calcissilicáticas. O contato da seqüência, a sul e leste com o Complexo Barro Alto é tectônico e está tectonicamente sotoposta às rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa.

Souza & Leão Neto (1998), a partir de dados de integração e de levantamentos executados por empresas de mineração, dividem a seqüência em seis unidades, adotadas neste trabalho e que, da base para o topo, compreendem:

MP2vsj1 - Unidade 1 - predominam anfibolitos finos na base com intercalações métricas de *metachert*. Em direção ao topo ocorrem anfibolitos com intercalações métricas de biotita

gnaisse fino e biotita-quartzo xisto feldspático, comumente milonitizados, rochas calcissilicáticas subordinadas com raros níveis de *metacherts* maciços ou rítmicos contendo filmes de hornblenda, granada e magnetita.

MP2vsj2 - Unidade 2 – é composta de biotita gnaisse e biotita-quartzo xistos feldspáticos, cortados por diques de anfíbolito fino e contendo raras lentes de quartzito e rochas calcissilicáticas. Os xistos e gnaisse provavelmente derivam de granitóides e rochas vulcânicas félsicas menos deformados e com feições originais preservadas.

MP2vsj3 - Unidade 3 - aflora em toda a serra do João Baiano (Moraes, 1997) e é representada por cianita-estaurólita-granada-muscovita-biotita xistos, estaurólita-granada-muscovita-biotita xistos, granada-biotita xistos e filitos carbonosos. São comuns intercalações de anfíbolitos (**MP2vsj3af**).

MP2vsj4 - Unidade 4 - consiste de riolitos e leptinitos com intercalações de *metachert* grafitoso. Os riolitos estão xistificados, são finos e compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e muscovita. Apesar de deformados e recristalizados, ainda preservam texturas vulcânicas, tais como fenocristais com embainhamento. Rochas de granulação fina, bandadas, com alternância de faixas micáceas e bandas quartzo-feldspáticas são consideradas como leptinitos compostos por quartzo, feldspato, muscovita e biotita.

MP2vsj5 - Unidade 5 - tem distribuição restrita na área, em estreita faixa de anfíbolitos finos com intercalações de *metachert* grafitoso, intimamente associada às rochas vulcânicas ácidas da Unidade 4.

MP2vsj6 - Unidade 6 - compreende muscovita-quartzo xistos, cianita-muscovita xistos, estaurólita-granada-muscovita xistos, sericit-clorita xistos grafitosos, hematita-magnetita quartzitos, muscovita quartzitos granadíferos e *metacherts*.

Os anfíbolitos da Seqüência Juscelândia originaram-se por vulcanismo tholeiítico, com sedimentação química intercalada, que evoluiu para uma associação bimodal, enquanto a sedimentação se tornava mais intensa e de natureza pelítica (Moraes, 1992). Para o autor, a pilha vulcanossedimentar foi afetada por granitogênese, com os corpos graníticos alojados principalmente nas porções basais e culminando com recorrência de magmatismo básico, evidenciada por diques.

Os poucos dados geocronológicos disponíveis apontam idade Rb-Sr de 1.330 ± 67 Ma com razão inicial de 0,70819 (Fuck *et al.*, 1989). A

idade de 785 ± 8 Ma foi obtida em gnaisse da unidade, por Suíta (1996). Idades mesoproterozóicas foram sugeridas por Moraes (2003, 2006).

3.1.1.1.4.2.4 - Granitóides Sin a Tardi-Tectônicos Mesoproterozóicos

3.1.1.1.4.2.4.1 - MP γ ms - Granitos Tipo Morro Solto

O Granito Morro Solto situa-se a oeste do Complexo de Canabrava, no extremo norte de Goiás, próximo da divisa com o Estado do Tocantins. O mapeamento geológico para detalhar a Seqüência Palmeirópolis (Leão Neto & Olivatti 1983) gerou vários dados adicionais sobre o granito e permitiu identificar novos corpos de mesma natureza, encaixados na porção sul da seqüência.

A unidade engloba corpos elipsoidais de granitos alcalinos mesoproterozóicos que intrudem sintectonicamente a Seqüência Palmeirópolis. São rochas cinza-claras a esbranquiçadas, de granulação média a grossa e com bordas de aspecto gnáissico. Nas zonas de contato com as rochas encaixantes ocorrem diques de aplitos. São compostos por albita/oligoclásio, microclínio, quartzo e hornblenda sódica.

Uma isócrona Rb-Sr obtida a partir de 4 amostras com hornblenda do Morro Solto (área-tipo) forneceu a idade de 955 ± 56 Ma, com razão inicial $0,713 \pm 0,002$ considerada como a de cristalização (Drago *et al.*, 1981). Uma isócrona Rb-Sr gerada a partir de amostras de pequeno corpo granítico desta unidade forneceu a idade 1.330 ± 67 Ma (Fuck *et al.*, 1989). Considerando a contemporaneidade das seqüências vulcanossedimentares e dos granitos relacionados às mesmas, infere-se que granitos do tipo Morro Solto se formaram entre 1.300 Ma e 1.000 Ma, e estima-se que podem ser correlatos ao granito do tipo Lavrinha, intrusivos na Seqüência Juscelândia.

3.1.1.1.4.2.4.2 - MP γ l - Suíte Granito Tipo Lavrinha

Granitos do tipo Lavrinha ocorrem na região norte do estado, a sul de Uruaçu, e a oeste do Maciço de Barro Alto nas margens do rio das Almas. Essas rochas intrudem o Grupo Serra da Mesa e a Seqüência Juscelândia. Afloram em 8 corpos de vários tamanhos. Em alguns casos estão desmembrados por falhas NW. Localmente estão mais deformados e com aspecto gnáissico protomilonítico. Compreendem muscovita-biotita granitos cinza-claros, finos a médios, com porfi-

roblastos de K-feldspato em matriz de microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita com hornblenda e tremolita subordinadas.

Um *stock* nas supracrustais da Seqüência Juscelândia gerou a isócrona Rb-Sr de 1.330 ± 67 Ma. (Fuck *et al.*, 1989).

3.1.1.2 - Unidades da Faixa Brasília

3.1.1.2.1 - Arco Magmático de Goiás

3.1.1.2.1.1 - Seqüências Metavulcanossedimentares

O termo engloba várias seqüências de rochas supracrustais neoproterozóicas que afloram em faixas N-NW e N-NE limitadas por falhas transcorrentes da região de Mara Rosa. Estas seqüências foram anteriormente interpretadas como pertencentes ao Grupo Araxá (Pena & Figueiredo, 1972; Faria *et al.*, 1975), redefinidas como *greenstone belts* por Ianhez *et al.*, (1983) e Côrtes *et al.*, (1987), e como seqüências do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992a). Diversas áreas de ocorrência destas rochas compõem o Arco Magmático de Goiás e são conhecidas no oeste e norte do estado, desde a região de Bom Jardim de Goiás até o sul do Estado do Tocantins. No oeste recebem as denominações de seqüências Metavulcanossedimentares de Bom Jardim, Arenópolis-Piranhas, Iporá-Amorinópolis, Jaupaci e Anicuns-Itaberaí. No norte compreendem as seqüências Santa Terezinha, Mara Rosa e Serra da Sabina.

3.1.1.2.1.1.1 - NP1mr - Seqüência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

A Seqüência Mara Rosa situa-se na região noroeste de Goiás, entre as cidades de Santa Terezinha de Goiás, Campinorte e Mara Rosa. Nos últimos anos, diversas pesquisas foram direcionadas para a região por meio de mapeamentos de detalhe para melhor entender sua constituição e geocronologia. Estas rochas foram inicialmente interpretadas como paleoproterozóicas (Ribeiro Filho *et al.*, 1978; Danni & Ribeiro, 1978; Ribeiro Filho, 1981; Oliveira, 1982; Ribeiro & Sá, 1983; Souza & Leão Neto, 1984; Ribeiro Filho & Lacerda Filho, 1985). Arantes *et al.* (1991a, b) compartimentaram a região em três estreitas faixas anastomosadas dispostas segundo NE e denominadas de faixas leste, central e oeste. Estas faixas são compostas por diferentes associações de rochas metavulcanossedimentares neoproterozóicas separadas por faixas de metatonalitos e metadioritos (Richardson *et al.*, 1986;

Fuck, 1994; Kuyumjian, 1994b, 1995; Araújo & Campos, 1995; Viana *et al.*, 1995; Palermo, 1996, 1999; Pimentel *et al.*, 1997a; Oliveira *et al.*, 2006). Araújo & Campos (1995) subdividiram informalmente a seqüência em seis unidades:

NP1mr1 - Unidade 1 - é caracterizada por quartzitos, granada-estaurolita-muscovita-biotita xistos, cianita-granada-biotita xistos e lentes de muscovita xistos.

NP1mr2 - Unidade 2 - compreende granada-clorita-quartzo xistos, quartzitos finos (**NP1mr2qt**), granada quartzitos, sericita quartzitos, estaurolita-muscovita xisto e metagrauvacas com intercalações de metatufos e hidrotermalitos (**NP1mr2h**).

NP1mr3 - Unidade 3 - compreende ampla associação de rochas metavulcânicas básicas, ácidas e metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, dentre as quais se destacam clorita-quartzo xistos, magnetita-pirita-clorita xisto, clorita xisto, granada-clorita-quartzo xisto, formações ferríferas, sericita quartzitos com magnetita e produtos hidrotermais associados às mineralizações de Cu-Au (Chapada) e Au (Mundinho, Viúva, Sururuca), como estaurolita-cianita anfíbolito, quartzo epidiositos, pirita-quartzo-sericita xistos, muscovita-biotita xisto feldspático, turmalinitos, magnetita-muscovita xisto e locais talco xistos (**NP1mr3tx**).

NP1mr4 - Unidade 4 - é representada por anfíbolitos finos (Fig. 3.8) e anfíbolio xistos (**MP1mr4af**) com intercalações de metatufos máficos e félsicos, lapilitufos, granada-magnetita xistos, granada-clorita xistos, quartzitos finos, clorita-quartzo xistos, muscovita-quartzo xistos (hidrotermalitos **NP1mr4h**), formações ferríferas e manganésíferas, xistos carbonosos e subordinadas rochas ultramáficas.

NP1mr5 - Unidade 5 - consiste de quartzitos com muscovita ou magnetita, níveis de cianita-muscovita xistos, granada-cianita-quartzo xisto, cianititos e subordinadas lentes de anfíbolito (**NP1mr5af**).

NP1mr6 - Unidade 6 - compreende rochas metavulcânicas félsicas, clorita-sericita xistos e granada-muscovita-biotita xistos freqüentemente feldspáticos e quartzitos (**NP1mr6qt**).

Dados geoquímicos obtidos por Palermo (1996) permitiram reconhecer que os anfíbolitos da faixa central da Seqüência Mara Rosa encerram a série tholeiítica e a cálcio-alcalina. Granada anfíbolitos e epidoto anfíbolitos mostram características químicas semelhantes às de basaltos tholeiíticos de arcos vulcânicos modernos e piroxênio anfíbolitos são mais semelhantes aos basaltos de bacia marginal (Kuyumjian, 1994b).

Kuyumjian *et al.* (2004) desmembraram da

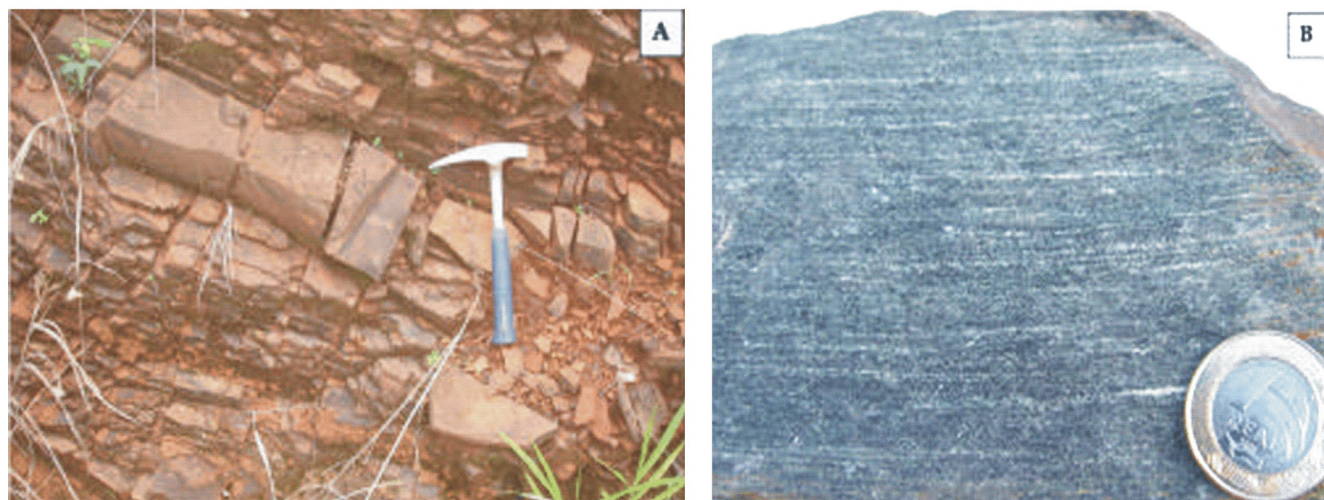


Figura 3.8 - Seqüência Mara Rosa A. Anfibolitos finos (metabasaltos) com típico padrão de reticulado de fraturas. B. Anfibolito de granulação média e constituído de hornblenda e plagioclásio.

Seqüência Mara Rosa parte das unidades 1 e 2 e a designaram de Seqüência Campinorte, de idade paleoproterozóica. Para os autores o contato entre ambas as seqüências é por falhas regionais que transportaram a Seqüência Mara Rosa sobre a Seqüência Campinorte.

Segundo Richardson *et al.* (1986) a seqüência se formou há cerca de 860 Ma e foi deformada e metamorfizada entre 790 e 630 Ma. Em vista disso, é considerada como a mais antiga das seqüências do Arco Magmático de Goiás. Dados geocronológicos U-Pb em zircão de rocha félsica da Mina de Posse forneceram idade de cristalização de 862 ± 8 Ma. Dados de titanita da mesma amostra exibiu idade de recristalização de 632 ± 4 Ma (Viana *et al.*, 1995). Uma isócrona Rb-Sr de rochas metassedimentares forneceu a idade de metamorfismo em torno de 530 Ma (Richardson *et al.*, 1988). A idade modelo Sm-Nd de 1.0 Ga, com ϵ_{Nd} de +3,7 (Pimentel *et al.*, inédito) sugere caráter primitivo.

3.1.1.2.1.1.2 - NP2stg - Seqüência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás

A seqüência é constituída por grande variedade de rochas metavulcânicas e metassedimentares neoproterozóicas. Localiza-se no noroeste do Estado, entre Santa Terezinha de Goiás, Alto Horizonte (Chapada) e Mara Rosa, onde está confinada a uma faixa de direção NE com cerca de 180 km². Até o final dos anos 1970 foi pouco estudada. Ribeiro Filho (1981), em mapeamento geológico na região de Santa Terezinha de Goiás englobou micaxistos, quartzitos e anfibolitos que lá ocorrem na Seqüência Mara Rosa e sugeriu serem estas mais jovem do que os terrenos ar-

queanos de Pilar de Goiás e Crixás.

Com a descoberta de esmeralda em Campos Verdes, a norte de Santa Terezinha de Goiás, novos mapeamentos foram realizados, com destaque ao de Souza & Leão Neto (1984), quando o conjunto foi denominado de Seqüência Santa Terezinha. Já Ribeiro Filho & Lacerda Filho (1985) reintegraram a unidade na Seqüência Mara Rosa e no Mapa Geológico do Estado de Goiás, Lacerda Filho *et al.* (1999) a consideraram de idade neoproterozóica e mantiveram a designação de Seqüência Mara Rosa para as rochas atribuídas a Seqüência Santa Terezinha de Goiás.

Em mapeamento geológico na região de Santa Terezinha efetuado por Fuck *et al.* (2006) o termo Santa Terezinha foi retomado para aquelas rochas e dados geocronológicos forneceram idade de cerca de 200 Ma mais jovem do que as rochas da Seqüência Mara Rosa. Do mapeamento resultou o desdobramento da seqüência em sete unidades.

NP2stg1 – Unidade 1 – ocupa a área rebaixada que flaqueia a Serra das Araras pelo sul e sudeste. Compreende rochas vulcânicas representadas por anfibolitos finos e anfibólito xistos (**NP2stg1a**), epidoto anfibolitos, metandesitos e epidositos. Os anfibolitos comumente contêm intercalações de camadas decimétricas a métricas de muscovita-hornblenda xisto, hornblenda-granada-muscovita xisto, epidoto-biotita xisto e muscovita quartzito. Os anfibólito xistos ocorrem em faixas com cerca de 2 km de largura nas proximidades de Santa Terezinha, sob os milonitos da zona de cisalhamento Serra das Araras (Fuck *et al.*, 2006). O limite sul é representado por interdigitação com a unidade **NPstg2**.

NP2stg2 – Unidade 2 – ocupa uma faixa

alongada com 3 a 5 km de largura, composta de muscovita-clorita xistos, clorita-muscovita xistos, clorita-quartzo xistos, biotita-muscovita-clorita xistos, granada-muscovita-clorita xistos, magnetita-muscovita-clorita xistos, biotita xistos feldspáticos, anfibólio xistos, clorita-tremolita xistos (**NP2stg2a**) e anfibolitos.

NP2stg3 – Unidade 3 – unidade mais ocidental da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, tem 10 km de largura média e é composta de muscovita-biotita xistos feldspáticos os quais, próximo ao contato com as rochas arqueanas, estão sotopostos a quartzitos finos a médios (**NP2stg3q**), que passam a muscovita-quartzo xistos, muscovita xistos (**NP2stg3a**) e muscovita-quartzo xistos, por vezes com granada.

NP2stg4 – Unidade 4 - compreende clorita-muscovita-quartzo xistos, clorita-quartzo xistos, muscovita-clorita xistos, clorita xistos, clorititos, magnetita-clorita xistos e carbonato-clorita xistos, por vezes com granada, biotita e magnetita. Lentes de muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita-clorita-quartzo xisto com intercalações de quartzito (**NP2stg4q**), turmalina-magnetita xisto (**NP2stg4b**) turmalinitos e turmalina-magnetita quartzitos (**NP2stg4a**) são locais (Fig. 3.9). A unidade também inclui talco xistos, clorita-talco xistos, clorita-carbonato-talco xistos e talco-tremolita xistos (**NP2st4μ**) portadores de depósitos de esmeralda.

NP2stg5 – Unidade 5 – é representada por biotita xistos feldspáticos do entorno do Domo de Santa Cruz. Inclui muscovita-clorita-quartzo xistos (**NP2stg5q**) e raros hornblenda xistos.

NP2stg6 – Unidade 6 - predominam mica xistos, com proporções variadas de biotita, muscovita, granada e clorita, associados a anfiboli-

tos e epidoto anfibolitos, granada anfibolito e locais formações ferríferas.

NP2stg7 - Unidade 7 – extensa área de muscovita-quartzo xistos, por vezes ricos em magnetita, com locais intercalações de formações ferríferas e manganésíferas.

NP3cn - Unidade Cianitito - sustenta a Serra das Araras e seu prolongamento para oeste. Outras ocorrências foram registradas a norte, no limite da Seqüência Mara Rosa, e em blocos esparsos. A unidade é composta por cianitito, cianita quartzito, muscovita-cianita-quartzo xisto e fragmentos de anfibolito, muscovita quartzito, granada-muscovita xisto, muscovita-cianita-plagioclásio xisto, roscoelita cianitito, cianitito brechóide bem como veios de quartzo sacaráide a hialino. As concentrações de cianita resultam provavelmente de alteração hidrotermal da zona de cisalhamento Serra das Araras, que marca o limite da suíte metaplutônica de arco, representada por hornblenda gnaiss tonalítico, com a unidade vulcânica da Seqüência Santa Terezinha de Goiás (Fuck *et al.*, 2006).

Dados geocronológicos U-Pb obtidos por Fuck *et al.* (2006) nos principais litótipos da seqüência sugerem idade em cerca de 670 ±4 Ma. Já idades-modelo Sm-Nd T_{DM} são variadas e abrangem os intervalos de 1 a 1,01 Ga, que assinalam materiais de curta residência crustal, 1,87 a 2,42 Ga, indicativo de que a sedimentação teve contribuição de fonte antiga, talvez paleoproterozóica e mesmo arqueanas, com mistura de detritos de fontes mais jovens, neoproterozóicas.

NP3δamg - Litofácies Rochas Máficas - ocorrem como pequenas intrusões, freqüentes no interior dos ortognaisses da suíte de arco e, por vezes, em muscovita-clorita xistos da Seqüência Santa Terezinha de Goiás, a oeste do rio Crixás-Açu, e na unidade vulcanossedimentar da Seqüência Mara Rosa, na margem leste do Rio dos Bois (Fuck *et al.*, 2006). Os corpos são ovalados com 2 a 6 km de eixo maior. Essas rochas se classificam como anfibolitos, mas com texturas ígneas reliquias dadas por restos de cristais de clinopiroxênio e plagioclásio cálcico. O quartzo pode ocorrer em proporções inferiores a 10%. Aparentemente as rochas básicas representam os termos menos evoluídos da suíte plutônica de arco magmático, com idade inferida similar à do gnaiss tonalítico encaixante, mas não se descarta que alguns corpos representem intrusões tardias na evolução do arco (Fuck *et al.*, 2006).

NP3μ - Rochas Metamáfico-Ultramáficas - Consiste de corpos ovalados com até 2km de eixo maior. Essas rochas ocorrem principalmente no interior de ortognaisses tonalíticos, a nordes-

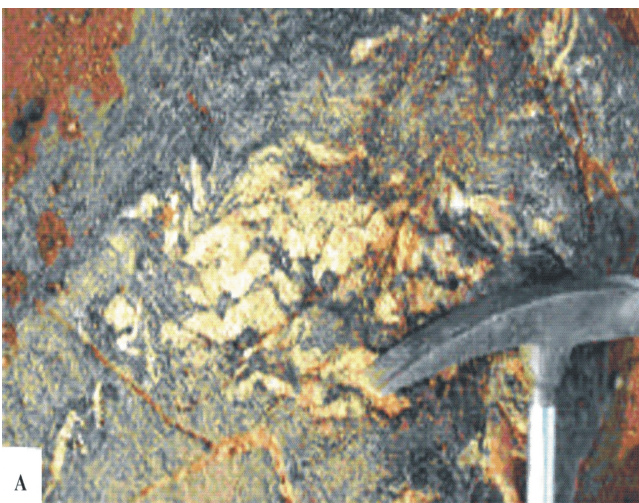


Figura 3.9 – Turmalina xisto dobrado da Seqüência Santa Terezinha de Goiás.

te de Santa Terezinha de Goiás, expostos como matacões de talco xisto, clorita-talco xisto e actinolita-tremolita xisto.

3.1.1.2.1.1.3 - NP1sab - Seqüência Serra da Sabina

A seqüência foi definida por Dantas *et al.* (2006) na região da serra homônima, norte do Estado de Goiás. Ocupa faixas alongadas descontínuas no meio de rochas graníticas das serras da Sabina, do Meio e do Presídio. Os autores individualizaram seis subunidades, embora sem conotação estratigráfica, uma vez que predomina uma tectônica de *nappes* na região. Os autores a distinguem das seqüências Santa Teresinha de Goiás e Mara Rosa, usando como limite o lineamento de Mutunópolis.

NP1sab1 – Unidade 1 - a principal ocorrência situa-se nas encostas da Serra da Sabina, a oeste de Porangatu, mas também ocorre na encosta da Serra dos Picos, a leste e no sopé da Serra do Meio. É constituída de tremolita xistos, talco xistos, hornblenditos, actinolititos, anfíbolitos milonitizados, metagabros, epidoto anfíbolitos, clorita xistos, hornblenda xistos, tremolita xistos com intercalações de quartzito, muscovita quartzito, granada xisto, turmalinito e turmalina quartzito. Associa-se a corpo de anfíbolito e granada anfíbolito (**NP181a**).

NP1sab2 – Unidade 2 – seus melhores afloramentos situam-se nas proximidades da Serra do Bonsucesso e nas encostas da Serra da Sabina. Todos os contatos são zonas de cisalhamento. A unidade consiste de biotita-granada-muscovita xistos, com intercalações de biotita-quartzito xistos, muscovita-granada-estaurólita xistos, cianita-estaurólita xistos e, na Serra do Presídio, quartzitos com intercalações de xistos e, entre as serras Verde e do Meio, sillimanita-granada-estaurólita xistos.

NP1sab3 – Unidade 3 – é composta por biotita xistos feldspáticos e biotita gnaisses cinza-escuros de granulação média. Suas melhores exposições situam-se ao longo dos córregos Lageado e Lageadinho.

NP1sab4 – Unidade 4 – tem ampla distribuição na região da Serra do Presídio, entre Porangatu e o povoado de Grupelândia, mas também ocorre na Serra dos Picos. Consiste de quartzito, por vezes com cianita e turmalina, e turmalina-granada-plagioclásio-muscovita xisto com intercalações de anfíbolito interestratificados com *metachert*, gondito e rochas calcissilicáticas.

NP1sab5 – Unidade 5 – compreende muscovita quartzito milonítico. Sustenta a Serra do Meio como faixa alongada junto ao contato en-

tre o gnaise arqueano da Serra Azul e o Complexo Porangatu, no entorno do Granito Serra Verde.

NP1sab6 – Unidade 6 - consiste de quartzitos brancos, médios a grossos e muscovita xistos, com intercalações de quartzito-muscovita xistos e rochas ultramáficas da Serra da Sabina.

Dados de Sm-Nd T_{DM} de vários litótipos geraram amplo intervalo de idades-modelo da área-fonte. Assim, granada-muscovita xistos geraram a idade-modelo de 2,4 Ga, que sugere área-fonte paleoproterozóica, ao passo que termos com biotita e feldspato entre 1,0 e 1,15 Ga, reflexo de fonte neoproterozóica, provavelmente o Arco Magmático de Goiás. Muscovita quartzitos apresentaram idades entre 2,4 e 2,6 Ga sugerindo proveniência de crosta antiga e xistos e quartzitos da Serra da Sabina a idade-modelo de 2,49 Ga. Isto sugere que os sedimentos da Seqüência Serra da Sabina se originaram de duas fontes de idades distintas. A mais jovem, exposta a oeste da área de ocorrência da seqüência e de idade entre 1,0 e 1,15 Ga, é atribuída ao Arco Magmático de Goiás e a mais velha, situada a leste e de idade entre 2,49 e 2,6 Ga, como parte do embasamento da Faixa Brasília.

3.1.1.2.1.1.4 - NPai - Seqüência Metavulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí

Ocorre em faixa estreita e irregular, em forma de arco, com dois segmentos. O de norte inicia próximo de Aurilândia e segue para nordeste até as proximidades de Mossâmedes, onde inflete para sul até Edealina, tem direção geral E-W e está em contato com o Grupo Serra Dourada por falhas de empurrão com mergulhos para sul. O de sul ocupa a maior área, com cerca de 160 km de comprimento e 20 km de largura média e está em contato com as rochas neoproterozóicas do Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu e de ortognaisses do Arco Magmático de Goiás por falhas transcorrentes N-S subverticais.

A seqüência engloba as rochas de origem vulcânica, química e sedimentar mapeadas por Simões (1984) a oeste de Mossâmedes, que as denominou de Seqüência Mossâmedes, e por Barbosa (1987), a leste de Mossâmedes e oeste de Anicuns, e por Baêta Jr. *et al.* (1998), que estendeu sua área de ocorrência para sul, até a cidade de Edealina. O termo Seqüência Anicuns-Itaberaí deve-se a Lacerda Filho & Oliveira (1995). Araújo (1997) a dividiu em um conjunto ortoderivado básico-ultrabásico e outro paraderivado, e Baêta Jr. *et al.* (1998) em uma unidade metavulcânica máfico-ultramáfica e outra metassedimentar, ambas metamorizadas na fácies xisto-verde

baixo. Segundo Rodrigues *et al.* (1999), as rochas vulcânicas são tholeiíticas e cálcio-alcálicas de arco de ilha.

No presente trabalho, a unidade foi dividida nas seguintes litofácies:

NPaiaf - Anfibolito - compreende anfibolitos, anfibólio xistos, epidoto anfibolito, clorita xistos e quartzo-clorita xistos, com intercalações centimétricas a métricas de *metachert* piritoso;

NPaicc - Calcário - composta por metacalcário dolomítico com lentes de calcário silicoso;

NPaiiff - Formação Ferrífera - caracterizada por *metachert*, *metachert* piritoso, formação ferrífera que ocorrem como lentes em quartzo-clorita xisto, quartzo-clorita-sericita-plagioclásio xistos, muscovita xistos e cianita-muscovita xistos de provável origem tufácea;

NPaimm - Mármore - níveis expressivos de mármore magnesianos e dolomíticos com lentes decimétricas de metacalcário silicoso;

NPaiqt - Quartzito - representada por biotita-clorita-muscovita xistos, biotita calcixistos, biotita xistos grafitosos, granada-muscovita-biotita xistos, quartzitos, quartzitos ferruginosos, cianita-muscovita-sericita-cloritóide xistos e sericita-clorita-quartzo xistos;

NPaitx - Talco Xisto - é composta de lentes de serpentinitos, talco xistos, talco-tremolita xistos, tremolititos e actinolita xistos intercaladas ao longo da seqüência.

Dados geocronológicos Rb-Sr de rochas metamáficas da região de Mossâmedes revelaram a idade de 1.935 Ma (Fuck & Pimentel, 1990) e 1.978 Ma, ambos com baixa razão inicial de 0,7023. Já dados Sm-Nd T_{DM} forneceram a idade-modelo de 2.200 Ma, com ϵ_{Nd} + 0,5 (Pimentel *et al.*, 1996b). Na região de Pontalina, extremidade sul da seqüência, Lacerda Filho *et al.* (1999) registram que rochas metavulcânicas possuem idade-modelo T_{DM} entre 1,0 e 1,1, sugestivo de rochas do Arco Magmático de Goiás (Rodrigues *et al.*, 1999).

3.1.1.2.1.1.5 - NP2jp - Seqüência Metavulcanossedimentar Jaupaci

A seqüência localiza-se na porção centro-oeste de Goiás e foi definida por Amaro (1989) na região de Jaupaci - Bacilândia. Ocorre em estreitas faixas NS a NNW, foi estudada por Alves (1997) e Lacerda Filho *et al.* (1999) e contém duas subunidades.

NP2jp1 - Subunidade 1 - composta de metabasaltos porfiríticos e vesiculares com intercalações de metavulcânicas félsicas e locais *metacherts*.

NP2jp2 - Subunidade 2 - ocupa a maior

área da seqüência e compreende rochas metapiroclásticas dacíticas a riolíticas com lentes de metabasalto e restritas formações ferríferas e *metacherts* (**NP2jp2ff**). Alguns corpos subvulcânicos granodioríticos a graníticos intrudem a subunidade (Amaro, 1989).

A principal feição estrutural da seqüência é foliação milonítica vertical NS-NNW com indicadores cinemáticos de cisalhamento que indicam movimentos direcionais dextrais (Amaro, 1989).

Quimicamente, os metabasaltos são semelhantes a tholeiitos de baixo potássio, enquanto as rochas félsicas são cálcio-alcálicas (Amaro, 1989).

Datações U-Pb em zircão de metarriolito indicam idade de 774 ± 14 Ma (Pimentel & Fuck, 1994). A idade isocrônica Rb-Sr é de 587 ± 45 Ma, com razão inicial de 0,7052, interpretada como idade de metamorfismo. As idades modelo Sm-Nd são próximas a 900 Ma, com ϵ_{Nd} de + 3,5. Riolitos da região de Fazenda Nova, porção leste da seqüência, forneceram idade isocrônica Rb-Sr de 608 ± 48 Ma (Pimentel & Fuck, 1994). Para Rodrigues (1996), a deformação da seqüência é atribuída ao evento Brasileiro II tardio, com pico metamórfico entre 620 a 630 Ma, dado por idade U-Pb de 636 ± 6 Ma.

3.1.1.2.1.1.6 - NP3ia - Seqüência Metavulcanossedimentar Iporá-Amorinópolis

A denominação da unidade deve-se a Pimentel & Fuck (1992a), com área-tipo a sul de Iporá e leste de Amorinópolis. A seqüência ocorre em faixa dividida nos blocos sul e norte (Franco *et al.*, 1994). O de norte é constituído por anfibolitos, metarriolitos, metadacitos, metatufos, metapelitos e locais metaconglomerados. O de sul consiste de metarriolitos com metandesitos e restritos metatufos de cristal, clorita xistos, sericita xistos, metagrauvacas e metaparaconglomerados. Moreton (1997) dividiu a seqüência nas unidades 1, 2 e 3, respectivamente de metabasaltos (**NP3ia1**), metadacitos, metarriolitos e metatufos (**NP3ia2**) e granada-muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita xisto com intercalações de clorita xisto e quartzito micáceo (**NP3ia3**).

Cristais de zircão de metarriolito ocorrem em duas populações, uma com idade U-Pb de 636 ± 6 Ma e outra de 597 ± 5 Ma (Rodrigues, 1996), interpretadas como as de recristalização (Pimentel & Fuck, 1994). Idades-modelo Sm-Nd variam de 760 Ma a 1.0 Ga (Rodrigues, 1996) e indicam que estas rochas vulcânicas são as mais jovens do Arco Magmático de Goiás.

3.1.1.2.1.1.7 - NPapi - Seqüência Metavulcanossedimentar de Arenópolis-Piranhas

Os primeiros trabalhos realizados na região de Arenópolis-Piranhas, no oeste de Goiás, por Pimentel (1985) e Pimentel & Fuck (1986) registram a presença de rochas metavulcanossedimentares dispostas em faixa NNW-SSE com cerca de 20 km de largura. Os autores as dividem nas unidades Córrego de Santo Antônio e Córrego do Ouro, separadas pelo Gnaiss Ribeirão. O seu contato com gnaisses é por falhas de empurrão. Moreton (1997) agrupa os litótipos da seqüência nas unidades máfica-ultramáfica, ácida-intermediária e metassedimentar, as duas primeiras correspondentes à unidade Córrego do Ouro e a última à Córrego Santo Antônio.

NPapi1 - Unidade Máfico-Ultramáfica - localiza-se a leste do Gnaiss Ribeirão e é composta de anfibólitos, metabasaltos localmente porfiríticos e com almofadas (*pillows*), metaperidotitos, metapiroxenitos, talco xistos, actinolita xistos e serpentinitos imbricados com os demais litótipos em padrão lenticular (Moreton, 1997).

NPapi2 - Unidade Metavulcânica Ácida - Intermediária - de ocorrência restrita, a unidade compreende metadacitos, metarriolitos e piroclásticas (Pimentel & Fuck, 1986), milonitizados e com alteração hidrotermal.

NPapi3 - Unidade Metassedimentar - as rochas metassedimentares ocorrem na porção ocidental da seqüência e compreendem quartzitos micáceos, metagrauvas, muscovita xisto, granada-muscovita xisto, granada-cianita-estaurólita-biotita-muscovita xisto, sillimanita-muscovita-quartzo xisto, *metacherts*, lentes de mármore (**NPapi3mm**) e locais rochas calcissilicáticas e gonditos (Pimentel & Fuck, 1986; Moreton, 1997; Dardenne, 2000).

Dados petroquímicos mostram que as rochas máficas são tholeiítes de baixo K e as félsicas a intermediárias são cálcio-alcálicas com potencial para depósitos de sulfetos do tipo Cu-Zn e Au (Pimentel & Fuck, 1987).

Datações U-Pb em zircão de metarriolito geraram a idade de 929 ± 8 Ma, interpretada como a de cristalização do protólito. Dados Sm-Nd forneceram idade-modelo de 1.1 Ga a 1.4 Ga, com valores de ϵ_{Nd} entre 2,5 e 6,9, sugestivo de magmas primitivos (Pimentel & Fuck, 1992a). Os registros tectônicos desta seqüência estão relacionados ao evento colisional Brasileiro Primitivo (Ciclo Brasileiro I), entre 730 a 800 Ma, com pico metamórfico em torno de 790 Ma.

3.1.1.2.1.1.8 - NPbj - Seqüência Metavulcanossedimentar Bom Jardim de Goiás

Esta unidade ocorre a sul da cidade de Bom Jardim de Goiás, onde ocupa cerca de 80 km². Os primeiros trabalhos realizados na área devem-se a Costa & Rocha (1974), seguidos dos de Costa & Fragomeni (1976), Costa *et al.* (1979) e Seer (1985) a quem é atribuída a denominação. Moreton (1997) agrupou estas rochas nas unidades Inferior, Intermediária e Superior.

NPbj1 - Unidade Inferior - corresponde à Formação Córrego da Furna de Seer (1985) e é composta de metabasitos e rochas piroclásticas subordinadas, com freqüentes estruturas e texturas primárias, tais como *pillow* lavas, *pillow brechas* e acamamento gradacional. Apresentam características geoquímicas de rochas ígneas de arcos de ilhas modernos (Seer & Nilson, 1985).

NPbj2 - Unidade Intermediária - corresponde às formações Córrego da Furna, Córrego da Aldeia e Morro do Urubu de Seer (1985) e é composta de metandesitos, metarriolitos, riodacitos (**NPbj2r**) e metatufos.

NPbj3 - Unidade Superior - reúne as rochas sedimentares do topo da seqüência e equivale às formações Aldeinho e Morro Selado (Seer, 1985). Inclui metaconglomerados polimíticos (**NPbj3c**), metarcóseos, *metacherts*, metagrauvas, metassiltitos, filitos e ortoquartzitos.

Segundo Seer (1995), as rochas vulcânicas máficas da seqüência possuem filiação tholeiítica e as ácidas a intermediárias cálcio-alcálicas. A seqüência contém pequeno depósito de sulfetos de cobre em tufo riodacíticos. A mineralização é considerada como exalativa e remobilizada em zonas de falhas transcorrentes (Seer, 1995).

3.1.1.2.1.2 - Granitóides

3.1.1.2.1.2.1 - Granitos Sin-tectônicos

3.1.1.2.1.2.1.1 - NP1γ1gnt - Unidade Ortognaisse Tonalítico

A norte de Porangatu, ao longo da rodovia Belém-Brasília, ocorre corpo alongado de hornblenda-biotita tonalito cisalhado e com pequenos enclaves de diorito e gabro. Sua idade-modelo Sm-Nd T_{DM} é da ordem de 1,6 Ga, indicativa de mistura de material crustal reciclado e juvenil do Arco Magmático de Goiás (Dantas *et al.*, 2006).

3.1.1.2.1.2.1.2 - NP1γ1gn - Unidade Ortognaises do Oeste de Goiás

Grande parte destes gnaisses foram atribuídos por Almeida (1968), Ianhez *et al.* (1983) e Pena *et al.* (1975) ao Complexo Basal, mas

redefinidas por Pimentel & Fuck (1992b) como ortognaisses neoproterozóicos do Arco Magmático de Goiás. Estes gnaisses ocorrem desde a região sul do estado (leste de Itumbiara) até a região norte (Porangatu, Novo Planalto, São Miguel do Araguaia) tendo expressivo segmento disposto segundo E-W na região central (Anicuns-Sanclerlândia-Bom Jardim de Goiás) perfazendo mais de 500 km de extensão, separados pelos Terrenos Granito-Gnáissicos Arqueanos e ocorrem como segmentos que separam diversas seqüências metavulcanossedimentares.

Os gnaisses do sudoeste de Goiás foram estudados nas proximidades de Bom Jardim de Goiás (Seer, 1985), Arenópolis-Piranhas (Faria *et al.*, 1975; Pimentel, 1985; Pimentel *et al.*, 1985, 1991a; Pimentel & Fuck, 1986, 1987) e Jaupaci-Iporá (Amaro, 1989; Danni & Campos, 1994; Franco *et al.*, 1994; Pimentel, 1995). Seus principais representantes são os gnaisses Arenópolis, Matrinchã e Sanclerlândia. Estão em contato tectônico com as rochas do Grupo Araxá e os Terrenos Granito-*Greenstone* arqueanos. No sul estão cobertos pelas rochas da Bacia do Paraná e no noroeste por sedimentos do Rio Araguaia.

São ortognaisses tonalíticos a granodioríticos bandados, cinza a róseos, médios a grossos, por vezes cisalhados e de textura protomilonítica até ultramilonítica. Migmáticos são locais.

Segundo Rodrigues *et al.* (1999) os baixos valores de Rb/Sr, Zr, Nb, Y, Ce e Ga dos gnaisses de Arenópolis e Sanclerlândia são semelhantes aos granitóides do tipo M das suítes plutônicas de arco de ilhas imaturos, enquanto que os ortognaisses de Matrinchã são intermediárias entre os granitóide M e I (Pimentel & Fuck, 1992b). As suas paragêneses metamórficas são da fácies epidoto anfíbolito, mas muitos preservam texturas e estruturas ígneas.

Suas características geoquímicas e isotópicas são de crosta juvenil de ambiente de arco de ilhas ou margem continental ativa. Formam, juntamente com seqüências de rochas supracrustais e granitóides sin a tardi-orogênicos, um segmento de crosta juvenil com ampla variação cronológica, fruto da colagem de diversos arcos neoproterozóicos.

3.1.1.2.1.2.1.3 - NP1 γ lhgt - Unidade Hornblenda Gnaiss Tonalítico

Compreende os corpos de tonalito a granodiorito deformados da porção leste da Folha Porangatu, em contato por zonas de cisalhamento com seqüências metavulcanossedimentares e como xenólitos em granitos porfíricos tardios.

Na região de Mara Rosa-Porangatu ocorrem

em faixa N20-30E, com cerca de 70 km de largura, balizados pelos lineamentos transbrasilianos. Os trabalhos mais recentes realizados nesta região foram executados por Arantes *et al.* (1991a, b), Kuyumjian (1989, 1994), Viana *et al.* (1995) e Pimentel *et al.* (1997a). São ortognaisses tonalíticos a dioríticos médios a grossos com locais texturas ígneas preservadas (Viana, 1995).

Isotopicamente são primitivos, com baixas razões Sr₈₇/Sr₈₆, iniciais (Ca 0,703) e idade-modelo Sm-Nd de cerca de 1,1 Ga. Dados U-Pb SHRIMP de zircão de um gnaiss tonalítico da região de Mara Rosa forneceram a idade 856 ± 13 Ma (Pimentel *et al.*, 1997b).

3.1.1.2.1.2.1.4- NP1 γ 1bgr - Unidade Biotita Granito

A unidade foi proposta por Dantas *et al.* (2006) para reunir corpos de biotita granito alongados segundo N-S e intrusivos em rochas supracrustais da região de Porangatu. Um corpo, com 8,3 km², se localiza a leste da Fazenda Boqueirão, com os melhores afloramentos no córrego do Carrapato. Um segundo corpo, de biotita granito foliado com área aproximada de 25 km², ocorre a norte do vilarejo Chica Vermelha. A composição varia de granito a sienogranito, com bordas em geral milonitizadas, epidotizadas e sericitizadas. Segundo os autores, a idade-modelo Sm-Nd T_{DM} destes corpos é de 1,02 Ga, o que os relaciona ao Arco Magmático de Goiás.

3.1.1.2.1.2.1.5 - NP3 γ 1agn - Biotita-Muscovita Augen Gnaiss

Segundo Fuck *et al.* (2006) a unidade ocorre em faixa curva com cerca de 5 km de largura ao longo do vale do rio Crixás-Açu e limitado por zonas de cisalhamento. A rocha é um *augen* gnaiss cinza ou cinza-rosado com muscovita, biotita e epidoto, às vezes com granada. Sua feição típica é a presença de porfiroclastos oclares centimétricos de microclínio e plagioclásio. Sua composição é granodiorítica, com variações para granítica e tonalítica. A unidade provavelmente representa uma fácies mais evoluída da suíte metaplutônica de arco magmático, em associação com os gnaisses tonalíticos e outras rochas mais primitivas. Sua idade é desconhecida, mas os autores estimam que seja contemporâneo aos gnaisses tonalíticos de 629 ± 5 Ma.

3.1.1.2.1.2.1.6 - NP3 γ 1gnt - Gnaiss tonalítico

Segundo Fuck *et al.* (2006) esta unidade constitui-se de dois corpos de ortognaisses to-

nalíticos situados um a leste-nordeste de Santa Terezinha de Goiás, com cerca de 170 km², e outro a norte, de 190 km². Ambos consistem de biotita-hornblenda gnaiss e epidoto-hornblenda gnaiss cinza, foliado, às vezes com bandas ricas em biotita, epidoto e anfibólio, alternadas com bandas de quartzo e feldspato. Granada e K-feldspato ocorrem em proporções menores. Blocos esparsos de hornblenda gabro com alguma deformação e alteração ocorrem localmente. Determinação U-Pb em zircão de biotita-hornblenda gnaiss gerou a idade de 629 ± 3 Ma. A idade-modelo Sm-Nd T_{DM} se situa entre 0,98 e 1,16 Ga.

3.1.1.2.1.2.1.7 - NP3γ2bgn - Biotita Gnaiss

Segundo Fuck *et al.* (2006), rochas desta unidade ocorrem como faixa alongada com cerca de 1 km de largura a sudeste de Santa Terezinha de Goiás e consistem de granada-epidoto-biotita gnaisses, granada-biotita-gnaisses, epidoto-biotita gnaisses e muscovita-biotita gnaisses. As texturas e relações de campo sugerem que os protólitos dos gnaisses sejam de quartzo monzonito, granito, granodiorito e tonalito. Diques de quartzo monzodiorito deformados e recristalizados na fácies anfibolito ocorrem em alguns afloramentos. A idade-modelo Sm-Nd T_{DM} de 1,08 Ga de uma amostra da faixa sugere que a unidade faz parte da suíte plutônica do arco.

3.1.1.2.1.2.1.8 - NP3γ2m - Monzogranito

Segundo Dantas *et al.* (2006), os principais corpos de monzogranito situam-se a oeste da Serra Verde, região norte de Goiás, ao longo do lineamento transbrasileiro. São grossos, foliados e de composição monzogranítica a sienogranítica, eventualmente granítica (NP3γ2g) e textura *augen* e estão cisalhados.

3.1.1.2.1.2.1.9 - NP3γ2sv - Granito de Serra Verde

O termo deve-se a Dantas *et al.* (2006) para designar um corpo de álcali-granito com 17 km de comprimento e 4 km de largura que sustenta a Serra Verde, a oeste de Porangatu. O eixo maior do corpo tem orientação NE, paralela aos lineamentos transbrasileiros. A rocha é clara, equigranular média e de aspecto sacaróide. O contato com as rochas encaixantes é tectônico de alto ângulo, mas são cortadas por apófises. A idade-modelo Sm-Nd T_{DM} é de 2.1 Ga e os valores de ε_{Nd} sugerem fusão crustal.

3.1.1.2.1.2.1.10 - NP3γ2chp - Suíte Intrusiva

Chapada

Os granitos da suíte perfazem um conjunto de intrusões de tamanhos diversos, localizadas na porção norte de Goiás. Predominam tonalitos grossos a médios, com foliação incipiente e auréolas de metamorfismo de contato com sillimanita. Seus minerais compreendem plagioclásio, hornblenda, quartzo e biotita, com clinopiroxênio subordinado e apatita, zircão, rutilo, minerais opacos e turmalina acessórios. Segundo Kuyumjian (1989), são rochas cálcio-alcálicas compatíveis com granitos sincolisionais de Pearce *et al.* (1984).

Dados isotópicos Rb-Sr obtidos por Richardson *et al.* (1988) em amostras das encaixantes do corpo mineralizado de Chapada geraram a idade de 561 ± 9 Ma, compatível com a idade Sm-Nd de 600 Ma obtida por Viana *et al.* (1995) nos granitóides da região de Mara Rosa. Datação U-Pb em zircão de pequeno corpo intrusivo na Sequência Mara Rosa, forneceu idade U-Pb de 630 ± 6 Ma. (Pimentel *et al.*, 1993).

3.1.1.2.1.2.1.11 - NP3γ2gtn - Granada Tonalito

Esta unidade foi denominada informalmente, por Dantas *et al.* (2006) para reunir os gnaisses relacionados ao desenvolvimento do Arco Magmático de Goiás e com ampla distribuição na região de Porangatu. Ocorrem como diversos corpos de muscovita-biotita gnaiss granítico, biotita tonalito, hornblenda gnaiss tonalítico e biotita granito, anfibolito e granada anfibolito. A idade U-Pb em zircão dessas rochas é de 860 Ma.

3.1.1.2.1.2.1.12 - NP3γ2bgr - Biotita Granito Milonítico

Descrita por Fuck *et al.* (2006), esta unidade ocorre principalmente ao longo da zona de cisalhamento que separa gnaisses tonalíticos e clorita-quartzo xistos da Sequência Santa Terezinha de Goiás, a nordeste da cidade homônima. O granito tem pouco mais de 1 km de extensão, está intensamente cisalhado e possui K-feldspato ocelar centimétrico, resto de textura porfirítica original. Dados isotópicos U-Pb de zircão geraram a idade de 622 ± 6 Ma, que também representa a idade máxima do cisalhamento.

Os autores também descrevem a ocorrência de corpos similares na região e reunidos sob a mesma sigla por semelhança petrográfica e deformação, mas apesar da ausência de dados geocronológicos foram tentativamente atribuídos à mesma idade. Dentre estes se destacam: (i)

na borda nordeste do gnaiss tonalítico, paralelo à Serra das Araras (ii) no leito do Rio dos Bois, limite leste da folha de Santa Terezinha de Goiás, aparentemente intrusivo em rochas supracrustais da Seqüência Mara Rosa (iii) pouco a sudeste do Domo de Santa Cruz, envolto por biotita xisto feldspático (iv) nas cabeceiras dos córregos Carranca e Riachão, entre muscovita-quartzo xisto da Seqüência Santa Terezinha e biotita-muscovita gnaiss da suíte plutônica de arco na porção norte da região Santa Terezinha de Goiás e (v) a norte de Reisópolis.

3.1.1.2.1.2.1.13 - NP3 γ jc - Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia - Unidade João Caetano

Compreende intrusões quartzo dioríticas a graníticas cinza-claras e granulação fina a média alojadas na faixa oeste da unidade central do Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia.

3.1.1.2.1.2.1.14 - NP3 γ sm - Suíte Granítica Manoel Alves

No presente trabalho utilizou-se a denominação informal de Suíte Granítica Manoel Alves proposta por Frasca *et al.* (inédito) para reunir gnaisses neoproterozóicos tonalíticos a granodioríticos, com anfibolitos e dioritos associados, que ocorrem no extremo norte de Goiás e sul do Estado do Tocantins. A unidade foi anteriormente descrita e denominada de Complexo Manoel Alves por Costa (1985) como de idade arqueana e constituída de ortognaisses com enclaves de xistos e corpos pegmatóides.

A unidade compreende rochas foliadas de granulação média, cinza-claro a escuro e compostas por proporções variadas de quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita e muscovita. Quartzo e plagioclásio podem ocorrer em porfiroblastos de até 2 cm.

Os anfibolitos ocorrem como lentes concordantes com a trama dos gnaisses tonalíticos. São cinza-esverdeados, de granulação média e frequentemente foliados e, por vezes, bandados. São compostos por hornblenda, plagioclásio e quartzo, com granada e epidoto subordinados.

Rochas desta suíte possuem texturas e composição mineral semelhantes aos ortognaisses do oeste pertencentes ao Arco Magmático de Goiás. Datações Sm-Nd T_{DM} realizadas por Dantas *et al.* (2001) nesta unidade geraram idade-modelo entre 1,2 e 1,3 Ga e Frasca *et al.* (inédito), em mapeamento no Estado do Tocantins, obtiveram a idade U-Pb de 554 ± 6 Ma.

3.1.1.2.1.2.2 - Granitóides Sin a Tardi-Tectônicos

Durante o evento Brasileiro II a porção sul da Província Tocantins foi palco de intrusões graníticas cálcio-alcálicas associadas à evolução do Arco Magmático de Goiás, o que resultou na formação das suítes do Rio Caiapó, Itapuranga e Santa Tereza. As intrusões ocorrem como batólitos e *stocks* de biotita granitos, raramente granodioritos, com bordas milonitizadas e núcleos com textura porfirítica preservada (Rodrigues *et al.*, 1999).

3.1.1.2.1.2.2.1 - NP γ 2c - Suíte Rio Caiapó

A Suíte Rio Caiapó é um conjunto de batólitos que ocorrem nas proximidades de Arenópolis, intrusivos em gnaisses do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1987; Pimentel *et al.*, 1996a). As rochas dessa suíte compreendem quartzo monzodiorito, quartzo monzonito, granodiorito e granitos, de natureza cálcio-alcálica e são representados pelos maciços da Serra do Tatu, Macacos, Rio Caiapó, Serra Verde e Itapirapuã (Pimentel, 1985; Pimentel & Fuck 1986, 1987; Seer, 1985). Dados litoquímicos permitem classificá-los como sin a tardi-tectônicos e distinguí-los dos granitos pós-tectônicos (ex. Suíte Intrusiva Serra Negra) da região sudoeste de Goiás (Pimentel & Fuck, 1987).

Granito Rio Caiapó - descrito por Pimentel & Fuck (1987) é composto por granito, granodiorito e monzogranito subordinado cortado por diques aplíticos e veios pegmatíticos. Na borda oeste o corpo possui enclaves parcialmente digeridos do Gnaiss Arenópolis. Pimentel & Fuck (1994) obtiveram uma isócrona Rb-Sr de 587 ± 17 Ma.

Granito Serra do Tatu - localiza-se próximo de Arenópolis, onde sustenta morro alongado segundo N20W. Seu contato com gnaisses neoproterozóicos e a Seqüência Metavulcanossedimentar de Arenópolis (Pimentel, 1985) é por falha e foi afetado por milonitização. Sua composição é granítica e granodiorítica. Diques de microgranito não deformados formam pequeno enxame e possuem feições como esferulitos e cristais esqueléticos de K-feldspato, indicativas de resfriamento rápido em níveis crustais rasos (Rodrigues *et al.*, 1999). Pimentel (1985) obteve uma isócrona Rb/Sr de 692 ± 110 Ma.

Granito Macacos - localiza-se a sul de Bom Jardim de Goiás, nas cabeceiras do Ribeirão dos Macacos (Seer, 1985), onde ocorre como corpo estirado segundo NW ao longo da falha da Serra Negra, em contato com a Seqüência Metavulca-

nossedimentar Bom Jardim de Goiás e com os xistos do Grupo Cuiabá. Tem coloração rosa a rosa-avermelhada, granulação média a grossa e composição granítica a granodiorítica com trama milonítica recristalizada e minerais originais substituídos por albita, mica branca, clorita e epidoto (Pimentel & Fuck, 1987).

Granito Serra Verde – localizado a SW de Bom Jardim de Goiás, compreende um corpo de granito intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá. Tem granulação média a grossa e local textura porfirítica dada por cristais de K-feldspato com até 10 cm (Seer, 1985).

Granito Itapirapuã - localiza-se próximo de Itapirapuã onde intrude terrenos granito-gnáissicos. Contém fenocristais de K-feldspato de até 15 cm, por vezes orientados, em matriz fina a média, por vezes orientados, e enclaves de gnaisses e microgranitóides porfiríticos. É cortado por diques de aplito sin-deformacionais (Pimentel *et al.*, 1995). Em geral possui fraca trama deformacional de direção NS.

Dados geocronológicos Rb-Sr revelaram idades de 759 ± 62 Ma a qual, somada a dados estruturais, indica tratar-se de intrusão sintectônica resultante de fusão de rochas arqueanas ou paleoproterozóicas (Pimentel *et al.*, 1995).

3.1.1.2.1.2.2.2 - NP3 γ 2st - Suíte Intrusiva Santa Tereza

É um conjunto de corpos isolados e ovais de granitóides que ocorrem no norte de Goiás, nas proximidades de Porangatu, Santa Tereza e Santa Terezinha de Goiás, encaixados nos terrenos gnáissicos neoproterozóicos. São deformados a discretamente deformados (Oliveira, 1982).

São rochas cinza-claro, grossas, porfiríticas, maciças e/ou orientadas, com estruturas de fluxo e xenólitos de rochas supracrustais da Seqüência de Mara Rosa. Estão representadas por álcali-granitos e granitos milonitizados com biotita e muscovita.

3.1.1.2.1.2.2.3 - NP3 γ 3sja - Granito São José do Alegre

Localizado a noroeste de Campos Verdes, ocorre como corpo pouco deformado, com cerca de 5 km de diâmetro. A rocha é cinza-claro, com fenocristais de plagioclásio e microclínio em matriz de quartzo, feldspato, biotita e muscovita. Uma isócrona Sm-Nd em rocha total registra a idade de 556 ± 77 Ma e idades-modelo T_{DM} entre 2, 14 e 1,38 Ga (Barros Neto 2000; D'el-Rey Silva & Barros Neto, 2002).

3.1.1.2.1.2.2.4 - NP3 γ 3 - Granitos Sin a Tardi-Tectônicos

São gnaisses leucocráticos, geralmente brancos a creme ou rosa, com acentuada deformação por cisalhamento, de composição granítica a granodiorítica, ricos em quartzo e K-feldspato com muscovita e granada e escassa biotita que ocorrem em faixa NE-SW a sudoeste do Rio dos Bois, região de Santa Teresinha de Goiás.

3.1.1.2.1.2.2.5 - NP3 γ 2mgn - Biotita-muscovita Gnaisse

A unidade foi definida por Fuck *et al.* (2006) como corpo relativamente extenso, de direção W-NW, E-SE, em contato com gnaisses tonalíticos da porção sudoeste do canto norte da Folha de Santa Terezinha de Goiás. A rocha é, em geral, dominada por quartzo e plagioclásio, subordinadamente microclínio e com muscovita e biotita varietais. As proporções dos minerais essenciais variam entre granodiorito dominante e tonalito. Pode representar fácies de transição entre gnaisse tonalítico de norte e rochas leucocráticas com granada localizadas a sudeste.

3.1.1.2.1.2.2.6 - NP3 γ 3am - Suíte Amarolândia

Oliveira *et al.* (2006) definem a Suíte Amarolândia como vários *stocks* e batólitos tonalíticos pouco ou indeformados que ocorrem em toda extensão do Arco Magmático de Mara Rosa, com destaque para os do entorno de Amarolândia e na área do depósito de cobre de Chapada. Os litótipos mais representativos são isótipos a discretamente foliados, de granulação média e mosqueados de branco e cinza escuro.

Datações U-Pb em zircão do tonalito de Chapada gerou a idade de $635 \pm 2,4$ Ma, interpretada como a de cristalização magmática e tida como representativa da Suíte Tonalítica Amarolândia (Melo, 2006).

3.1.1.2.1.2.2.7 - NP3 γ 4f - Suíte Intrusiva Granito Faina

A suíte é composta de pequenos corpos indeformados a pouco deformados, pós-tectônicos (Oliveira *et al.*, 2006). Dentre estes o Granito Faina é o corpo típico e se localiza a cerca de 15 km a noroeste de Alto Horizonte (Chapada). As intrusões incluem biotita granito e leucogranitos a duas micas, com fácies granodiorítica subordinada. O contato das intrusões com as rochas metassedimentares encaixantes são largas

faixas de milonitos a ultramilonitos.

Granito Faina - Constitui um batólito alongado segundo NE-SW, localizado cerca de 25 km a oeste de Mara Rosa e 15 km a noroeste de Alto Horizonte (Chapada). A rocha é cinza-claro, rica em biotita, tem granulação média a grossa, é isotrópica a ligeiramente foliada e composta de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e granada. Sua principal fácies é aproveitada como rocha ornamental.

Viana *et al.* (1995) obtiveram uma idade-modelo Sm-Nd de 1.0 Ga e valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ que indicam que o magma original não incorporou quantidades significativas de crosta continental mais antiga do que as encaixantes. Segundo Oliveira *et al.* (2006) o granito Faina foi datado em 576 ± 6 Ma (Junges *et al.*, 2002a), com idade-modelo Sm-Nd T_{DM} entre 1, 1 e 1,5 Ga (Viana *et al.*, 1995; Junges *et al.*, 2002b).

3.1.1.2.1.2.2.8 - NP3ypc - Granito Pau de Choro

Denominação proposta por Jost *et al.* (2005) para muscovita granitos que ocorrem em corpo tabular irregular, largura entre 2 e 6 km e comprimento 23 km segundo SE-NW exposto logo a sul da cidade de Goiás, entre o *greenstone belt* Serra de Santa Rita e rochas da Suíte Rio do Forte. No extremo sudeste está sotoposto por falha de empurrão por rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa.

O granito contém 4 fácies de distribuição geográfica distinta, que os autores denominam de sudeste, noroeste, de cúpula e subvulcânica. A fácies sudeste aflora desde os contrafortes da Serra Dourada até próximo da cidade de Goiás e é de muscovita granito rosa-claro grosso. A fácies noroeste ocorre a partir de cerca de 6 km a noroeste de Goiás até o contato com tonalito da Suíte Rio do Forte e é de muscovita granito cinza, médio a fino, isotrópico, com fenocristais de K-feldspato de até 1 cm. A fácies de cúpula aflora a sudoeste da cidade de Goiás e está exposta em vários cortes da rodovia Goiás-Uvã, por cerca de 7 km. A fácies é rosa-claro, fina, em geral caolinizada e contém xenólitos decimétricos a métricos de rochas ultramáficas e máficas do *greenstone belt* Serra de Santa Rita. A fácies subvulcânica tem extensão reduzida e está exposta no Córrego Bagagem, a partir da ponte na rodovia Goiás-Uvã para norte, possui laminação de fluxo magmático, é porfirítica com fenocristais milimétricos a centimétricos de microclínio em matriz cinza muito fina. Localmente ocorrem xenólitos milimétricos a centimétricos de clorita-talco xisto e massas pegmatóides.

O granito se assemelha a uma intrusão de

muscovita granito exposto na porção norte do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, ao longo da rodovia Goiás-Faina por cerca de 16 km, também com xenólitos de rochas supracrustais e que gerou a idade U-Pb SHRIMP em zircão de 625 ± 6 Ma (Pimentel *et al.*, 2003) e idade-modelo de ca. 3,0 Ga (Potrel *et al.*, 1998).

3.1.1.2.1.2.3 - Granitos pós-tectônicos

Compreende uma série de intrusões graníticas na forma de batólitos e corpos de dimensões variadas, distribuídos na região sudoeste do Estado de Goiás, sendo melhor representados pelos granitos da Suíte Serra Negra.

3.1.1.2.1.2.3.1 - Suíte tardi a pós-orogênica

NP3bv - Granito Tipo Bela Vista - São conhecidos dois corpos representativos desta unidade, descritos na região de Porangatu por Dantas *et al.* (2006) e incluídos na Suíte tardi a pós-orogênica. Um ocorre próximo ao Córrego Santa Rosa na porção sudoeste da folha Porangatu, e é constituído de álcali-granito porfirítico. O outro, denominado Granito Bela Vista, ocorre a oeste de Porangatu, como pequeno corpo ovalado e discordante da foliação regional, constituído de sienogranito equigranular fino e vermelho.

NP3be - Granito Boa Esperança - Dantas *et al.* (2006) definem este corpo como o mais representativo da unidade e tem ampla distribuição a nordeste de Porangatu, com orientação SE-NW, discordante da estrutura NE-SW regional. Seus melhores afloramentos situam-se nos córregos Lontra e Cipó Grande. Sua posição estrutural no contexto regional é definida pelo seu caráter intrusivo na Sequência Serra da Sabina e intrudido por álcali-granito. Predomina biotita granito pouco deformado com fenocristais de microclínio e de afinidade cálcio-alcalina de médio a alto potássio.

3.1.1.2.1.2.3.2 - NP3ysng - Suíte Intrusiva Serra Negra

A suíte reúne diversos batólitos graníticos pós-tectônicos discordantes que afloram em faixa de orientação aproximada E-NE no oeste de Goiás e recebem denominações locais de Serra Negra, Serra do Iran, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Novo Brasil, Fazenda Nova e Córrego do Ouro (Pimentel & Fuck, 1987; Lacerda Filho, 1994). Os corpos intrudem as seqüências metavulcanossedimentares e os terrenos granito-gnáissicos com formação de auréola de

metamorfismo termal e, em alguns locais, foliação incipiente (Moreton, 1997).

Os corpos são, em geral, texturalmente homogêneos, de granulação média a grossa, avermelhados a róseos. O magmatismo que gerou a suíte evoluiu de forma a gerar granodioritos, monzogranitos, dioritos, quartzo dioritos iniciais e sienogranitos e sienitos finais. Alguns termos possuem textura rapakivi. Exibem estruturas de diversos graus de mistura de magmas.

Dados geocronológicos Rb-Sr (Pimentel & Fuck, 1994) e U-Pb (Pimentel, 1991) indicam que a suíte formou-se durante o período de 576 Ma e 462 Ma, com duração de cerca de 114 Ma. As idades-modelo Sm-Nd (Pimentel & Charnley, 1991) situam-se por volta de 1,0 Ga, com ϵ_{Nd} próximos de zero a levemente negativo, que sinaliza provável contaminação crustal. Em vista disto, a suíte é interpretada como produto do final da evolução do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1987), com provável colocação da maioria dos corpos sob regime transpressivo em estágio pós-colisional.

NPγ3snco - Granito Córrego do Ouro - É um *stock* que ocorre próximo da cidade homônima alojado no sistema de falhas Moiporá-Novo Brasil (Lacerda Filho *et al.*, 1999). A rocha é rósea a avermelhada, média a grossa, equigranular a porfirítica com fenocristais de K-feldspato de até 3 cm, maciça a levemente orientada e cortada por diques de aplito (Ianhez *et al.*, 1983; Pimentel & Fuck, 1987). Sua composição varia de biotita monzogranito a sienogranito. Dados geocronológicos Rb-Sr obtidos por Pimentel & Fuck (1987) apontam a idade de 505 Ma.

NPγ3snfn - Granito Fazenda Nova - Também alojado no sistema de falhas Moiporá-Novo Brasil (Lacerda Filho *et al.*, 1999) próximo da cidade homônima, consiste de biotita monzogranito com biotita sienogranito subordinado. É róseo a avermelhado, médio a grosso, equigranular a porfirítico com fenocristais de feldspato de até 3 cm e são maciços a levemente orientados. São cortados por diques de aplito (Ianhez *et al.*, 1983; Pimentel & Fuck, 1987). Dados geocronológicos Rb-Sr obtidos por Pimentel & Fuck (1987) forneceram a idade de 505 Ma.

NPγ3sni - Granito Iporá - Situado próximo a cidade homônima, é um batólito de biotita granito, com sienogranito e monzogranito subordinados, vermelhos a róseos, isotrópos, equigranulares médios, localmente com textura *rapakivi*. Enclaves arredondados a alongados de rochas máficas a intermediárias são comuns. A ocorrência de fluorita é típica desse granito (Amaro, 1989). A sua idade Rb-Sr é de 489 Ma. (Pimentel & Fuck, 1987).

NPγ3snir - Granito Serra do Iran - Trata-se de *stock* localizado a oeste de Arenópolis com duas fases intrusivas. Uma de gabro-diorito a quartzo monzonito de granulação média e localmente com textura subofítica e outra, intrusiva na anterior, de sienogranito equigranular, textural e mineralogicamente semelhante ao Granito Serra Negra (Pimentel & Fuck, 1987). Possui xenólitos de anfibolito da Seqüência Metavulcanosedimentar de Arenópolis-Piranhas. Dados geocronológicos Rb-Sr geraram a idade de cristalização de 564 Ma (Pimentel & Fuck, 1987).

NPγ3snis - Granito Israelândia - Localizado no município de Israelândia, é um batólito alongado segundo NW-SE e composição de granito a quartzo monzonito, monzogranito e subordinado granodiorito (Amaro, 1989). A fácies dominante é de biotita-hornblenda granito e hornblenda granito grosso, hipidiomórfico. As rochas são geralmente rosadas com pontuações escuras de anfibólio. Uma fase intrusiva mais antiga, similar a do granito Iporá ocorre na porção oeste do plúton e uma aplítica mais jovem ocorre na porção noroeste (Pimentel & Fuck, 1987). Enclaves arredondados a alongados, centimétricos a decimétricos de rochas máficas a intermediárias são comuns e interpretados como de rochas híbridas resultantes de mistura de magmas (Amaro, 1989; Pimentel & Fuck, 1987).

NPγ3snn - Granito Serra Negra - Localizado próximo de Piranhas, o corpo consiste de biotita granito vermelho a rosado, isotrópo, equigranular, comumente cortado por diques de aplito com cavidades miarolíticas (Faria *et al.*, 1975; Pimentel & Fuck, 1987). Apresenta local fácies foliada de composição granodiorítica, rica em hornblenda e biotita (Pimentel & Fuck, 1987) com fenocristais de K-feldspato, a qual também ocorre como xenólitos no biotita granito (Pimentel & Fuck, 1987). Dados geocronológicos Rb-Sr obtidos por Pimentel & Fuck (1987) geraram a idades de 524 Ma e 508 Ma.

NPγ3snnb - Granito Novo Brasil - Aflora próxima da cidade homônima como *stock*, cuja colocação, à semelhança dos granitos Fazenda Nova e Córrego do Ouro, está relacionada ao sistema de falhas Moiporá-Novo Brasil (Lacerda Filho *et al.*, 1999). O corpo é de biotita monzogranito e biotita sienogranito subordinado, róseos a avermelhados, médios a grossos, equigranulares a porfiríticos com fenocristais de feldspato de até 3 cm e são maciços a levemente orientados. Contém diques centimétricos de aplito (Ianhez *et al.*, 1983; Pimentel & Fuck, 1987). Dados geocronológicos Rb-Sr obtidos por Pimentel & Fuck (1987) geraram idade de 505 Ma.

NPγ3snisi - Granito Serra do Impertinen-

te - Aflora a SSW de Jussara e constitui um dos mais expressivos batólitos da suíte. Contém duas fácies principais, uma de biotita granito porfirítico, rosado, fino a médio, com fenocristais de K-feldspato, e outra de biotita granito equigranular, com veios pegmatóides e diques de aplito, semelhante à principal fácies das intrusões de Serra Negra e Serra do Iran. A fácies porfirítica é de biotita monzogranito, com menor frequência granodiorito. Embora isótropo, porções deformadas e recristalizadas ocorrem próximo das suas bordas. Segundo Sá & Marques (1986), os fenocristais de microclínio e leitos quartzo-feldspáticos são concordantes e/ou discordantes da foliação. A presença de fluorita é característica desse granito (Pimentel & Fuck, 1987, Lacerda Filho *et al.*, 1999). Dados geocronológicos Rb-Sr deste granito obtidos por Pimentel & Fuck (1987) forneceram idade entre 485 Ma e 576 Ma.

3.1.1.2.1.2.3.3 - NP3γ3ma - Granito Tipo Mata Azul

Marini *et al.* (1974) agruparam as rochas desta unidade sob a denominação de Intrusivas Ácidas Pegmatóides, redenominada para Granitos Tipo Mata Azul por Lacerda Filho *et al.* (1999). Essas rochas ocorrem na porção nordeste da Província Tocantins, em batólitos, *stocks* e diques. Sustentam morros alongados submeridianamente, próximos da borda oeste do Granito Serra Dourada. São intrusivos nas rochas do Grupo Serra da Mesa, nos Granitos Estaníferos da Subprovíncia Tocantins e na unidade gabróica do Complexo de Canabrava. Possuem enclaves de xistos e quartzitos com até 1 m de diâmetro, são leucocráticos, grossos e, por vezes, pegmatóides, com cristais de feldspato em média de 4 cm, mas de até 30 cm. Veios pegmatóides são em geral concordantes com a foliação das rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa (Lacerda Filho *et al.*, 1999). Marini *et al.* (1974) propuseram que estes granitos são pós-tectônicos e resultaram de líquidos residuais de magmas que originaram corpos graníticos maiores. Datação U-Pb em zircão do pegmatito Novo Horizonte, encaixado no Complexo Alcalino de Peixe, próximo de Mata Azul, revelou idade 560 Ma (Kitajima, 2002).

A ocorrência de pegmatitos com berilo, topázio, esmeralda, ametista, turmalina, tantalita e mica confere a esta unidade um potencial para gemas e minerais metálicos e, nas três últimas décadas, a região foi alvo da exploração por garimpeiros (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

3.1.1.2.1.3 - Intrusões Máfico-Ultramáficas

3.1.1.2.1.3.1- NPδam - Suíte Gabro-Diorítica Amaralina

A Suíte Amaralina localiza-se na região norte de Goiás entre Mara Rosa, Amaralina e Santa Tereza. Compreende quartzo dioritos diferenciados, sin a pós-tectônicos, intrusivos na Seqüência Mara Rosa e metamorfisados na fácies xisto verde alto a anfíbolito. Os principais corpos ocorrem nas regiões de Amaralina e Chapada (dioritos de Amaralina, Posse e Chapada). Na região de Mara Rosa a unidade é representada por quartzo dioritos cálcio-alcálicos (Viana, 1995). O Diorito de Amaralina é composto de dois corpos, um a noroeste e o outro a norte da cidade homônima. Um é sintectônico, quartzo diorítico e de caráter subvulcânico. O Diorito de Chapada é um corpo de bordas deformadas e com veios pegmatóides e de quartzo.

Dados geocronológicos U-Pb em zircão obtidos por Pimentel *et al.* (1991b) no Diorito Posse geraram a idade 630 ± 3 Ma, com reomogeneização isotópica Rb-Sr em 496 ± 160 Ma. A idade-modelo Sm-Nd é de 1,0 Ga. com ϵ_{Nd} de + 1,9 (Pimentel *et al.*, 2007, inédito). O Diorito de Chapada tem idade Rb-Sr de 534 ± 16 Ma (Richardson *et al.*, 1986; 1988). Entre ambos corpos dioríticos de Amaralina, um apresentou idade U-Pb 630 ± 3 Ma e outro a idade Sm-Nd de 1.000 Ma. (Viana *et al.*, 1995). Um jazimento de Cu-Au ocorre associado ao Diorito de Chapada.

3.1.1.2.1.3.2 - NPδas - Suíte Anicuns-Santa Bárbara

Denominação dada por Araújo (1997) para um conjunto de plútons diferenciados de gabrodioritos com piroxenitos subordinados, destacando-se os corpos de Gongomé-Retiro, Córrego Seco e Santa Bárbara. Estas rochas ocorrem ao longo de uma faixa N-S que se prolonga desde as proximidades de Anicuns e Santa Bárbara até Itaguaru e que corta os gnaisses do Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu, no leste, e rochas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, no oeste.

Complexo Gongomé-Retiro - consiste de intrusão lenticular com 20 Km² localizada a 9 km a nordeste de Americano do Brasil e em contato com as rochas do complexo granulítico Anápolis-Itaçu e a Seqüência Anicuns-Itaberaí. Possui núcleo de metagabro que transiciona a diorito, quartzo diorito e anfíbolito nas bordas (Araújo, 1997). Dados preliminares Rb-Sr indicaram idade de cristalização de 615 ± 108 Ma (Winge, 1995b).

Complexo Córrego Seco - intrusão subcircular localizada a norte de Anicuns, com cerca de 30km², encaixada na Seqüência Anicuns-

Itaberaí. Sua porção central consiste de hornblenda gabro, hornblenda gabronorito e hornblenda norito que passa a metaquartzo diorito, metadiorito, microdiorito e anfibolito nas bordas (Nunes, 1990; Araújo, 1997). Neste complexo também ocorrem corpos dioríticos entre Santa Bárbara e Taquaral, em faixa N-S com ramificações para oeste. São rochas finas a médias, semiisótropas, às vezes bandadas. Feições magmáticas primárias preservadas compreendem zonas minerais, geminações complexas e textura ofítica/subofítica. Seus minerais principais compreendem plagioclásio, hornblenda, quartzo, biotita, ortopiroxênio e clinopiroxênio, equilibrados na fácies anfibolito médio (Oliveira, 1997).

Datações radiométricas Rb-Sr efetuadas por Winge (1995) em gabro-diorito geraram isócrona de referência de 615 ± 108 Ma, compatível com a idade da Suíte Americana do Brasil, do mesmo contexto geotectônico.

Complexo de Santa Bárbara - ocorre próximo da cidade homônima e é o mais bem estudado. Araújo (1997) o subdivide na zona gabroítica, com metagabros, metahornblenda gabros, metanortositos e zona metadiorítica (**NP δ asdi**) composta de metadiorito, metamicrodiorito, metaquartzodiorito e subordinados anfibolitos. Silva & Nilson (1990) o dividem em uma unidade metagabroítica de metanortositos e metagabronoritos e outra metanortosítica com metanortositos e metagabros, aos quais se associam corpos de magnetita vanadífero, com teores médios de 21 a 22% de TiO_2 . Baêta Jr. (1994) cita três ocorrências de ilmeno-magnetita vanadífera, em leitos maciços de 1 a 2 m de espessura próximo da foz do córrego Marinheiro com o rio Anicuns, com teores de 0,19% e 0,28% de vanádio.

3.1.1.2.1.3.3 - NP δ sg - Suíte Sudoeste de Goiás

Um conjunto de *sills*, diques, *stocks* e batólitos gabro-dioríticos diferenciados ocorre na região sudoeste de Goiás, intrusivos em rochas das seqüências de Bom Jardim de Goiás, Arenópolis-Piranhas, Iporá-Amorinópolis e Jaupaci. Compreendem dioritos, quartzodioritos, monzodioritos, hornblenda diorito pórfiro, microdioritos, gabros e microgabros metamorfisados na fácies xisto verde a anfibolito. Participam desta suíte o Complexo Gabro-Diorítico Cachoeira do Lajeado (Danni & Campos, 1994), os dioritos de Bom Jardim e Bacilândia e as Intrusivas Gabro-Diorítica de Arenópolis.

Os dados geocronológicos obtidos por Rodrigues (1996) registram que os litótipos da Cachoeira do Lajeado geraram uma isócrona Rb-Sr precária de 651 ± 123 Ma, interpretada como a

idade de intrusão. Ocorrências de sulfetos e ouro se associam a estes corpos, com destaque para os gabro-dioritos de Arenópolis, os quais contêm pirita, calcopirita e pirrotita nas zonas de cisalhamento (Pimentel, 1985).

3.1.1.2.1.3.4 - NP1spr μ - Unidade Serra do Presídio

Dantas *et al.* (2006) cartografaram a norte da Serra do Presídio, próximo da Fazenda São Bento, leste de Porangatu, vários corpos ovais e alongados segundo NE, possivelmente intrusivos em rochas metavulcanossedimentares. Neste trabalho adota-se o termo Unidade Serra do Presídio para reunir estes corpos que variam de gabro a gabronorito, anfibolito, tremolito e subordinadas metavulcânicas com magnetita xistos.

3.1.1.2.1.3.5 - NP3 μ a - Suíte Máfico-Ultramáfica Tipo Americano do Brasil

Em 1969, corpos da suíte foram mapeados durante trabalhos de graduação da Universidade de Brasília. Denominada de Complexo Americano do Brasil por Danni & Teixeira (1981), foi redenominada de Suíte Máfico-Ultramáfica tipo Americano do Brasil por Baêta Jr. *et al.* (1998) para reunir sob uma única unidade os corpos acamadaados de Americano do Brasil, Adelândia, Fronteira do Norte (Danni *et al.*, 1981) e Mangabal I e II (Ribeiro *et al.*, 1974), bem como outros menores como os de Santa Rosa, Água Fria, Fazenda Tuti e Santa Luzia (Pfrimer *et al.*, 1981).

Situada na região central de Goiás, a sul da Serra Dourada, os corpos da suíte ocorrem como *sills* e *stocks* de gabro, gabronorito, anfibolito, dunito, hornblenda piroxenito, norito, peridotito e piroxenitos (**NP3 μ a**). Regionalmente, estes corpos estão dispostos ao longo de zonas de cisalhamento em arco ou semicírculo de concavidade voltada para sul (Lacerda Filho, 1995; Winge, 1995b; Baêta Jr. *et al.*, 1998) e tectonicamente posicionados entre fatias ou faixas de rochas supracrustais da Seqüência Anicuns-Itaberaí e os Ortognaisses do Oeste de Goiás. Exibem geralmente, bordas deformadas e/ou metamorfizadas na fácies anfibolito (Nilson, 1981; Cândia, 1983; Suíta, 1992).

Corpo de Americano do Brasil - é uma intrusão com 24 km² situada a oeste da cidade de Americano do Brasil. Trata-se de corpo alongado segundo E-W, e encaixado em rochas do Complexo Granito-Gnáissico e em micaxistos da Seqüência Anicuns-Itaberaí. Consiste de dunitos parcialmente serpentinizados, wherlitos, horn-

blenda lherzolitos, hornblenda harzburgitos, piroxenitos, hornblenditos, hornblenda melanogabros, metagabronoritos, olivina gabros e, localmente, troctolitos, gabronoritos, hornblenda gabros pegmatóides e noritos. Essas rochas estão pouco deformadas e exibem textura *cumulus* e, por vezes, acamamento ígneo (Nilson, 1981), com restrita ocorrência de minerais da fácies anfibolito ou xisto verde. Segundo Rodrigues *et al.* (1999) esta intrusão provavelmente representa a manifestação mais precoce do magmatismo no Arco Magmático de Goiás.

Nilson *et al.* (1997) obtiveram uma isócrona de referência Sm-Nd dessa unidade de 612 ± 66 Ma e $\epsilon_{Nd}(T) = +3, 1$.

Intrusões Mangabal I e II - ocorrem em dois pequenos corpos localizados 10 km a sul de Sanclerlândia e individualizados em Complexos de Mangabal I e II por Ribeiro *et al.* (1974) e detalhados por Cândia (1983). São intrusivos nos terrenos granito-gnáissicos e na Seqüência Anicuns-Itaberaí. Mangabal I consiste principalmente de gabronoritos, olivina gabronoritos, metagabros, peridotitos feldspáticos, antofilita xistos, anfibólio xistos, milonitos e cataclasitos (Pfrimer *et al.*, 1981; Cândia, 1983). Mangabal II é composto de metapiroxenitos, metagabros, olivina gabronoritos, escapolita metagabros, harzburgitos feldspáticos, bronzitos feldspáticos e espesso pacote de rochas calcissilicatadas (Pfrimer *et al.*, 1981; Cândia, 1983).

Corpo de Adelândia - intrusão com cerca de 6 km² situada no limite entre os municípios de São Luís de Montes Belos e Mossâmedes e encaixada em biotita gnaisses do Complexo Granito-Gnáissico. É constituída de metanoritos, olivina metagabros e metaperidotitos com eventuais intercalações de leptinito e migmatito na porção sudeste. Associadas a essas rochas ocorrem disseminações de pirita, pirrotita, pentlandita e calcopirita (Cuba, 1977).

Corpo de Fronteira do Norte - corpo alongado segundo N-S com cerca de 8 km² localizado no distrito homônimo, município de São Luís de Montes Belos. Consiste de gabros, hornblenda gabros, noritos e restritos piroxenitos (Cuba, 1977). Localmente se limita com litótipos do embasamento cristalino por falhas NW-SE. Dados de levantamentos aerogeofísicos permitiram reconhecer a presença de possíveis zonas anômalas em Ni e Cu na porção noroeste do corpo.

Corpo da Fazenda Água Fria - ocorre como um pequeno corpo máfico-ultramáfico, parcialmente serpentinizado, localizado a sudoeste de Americano do Brasil, intrusivo nos terrenos granito-gnáissicos (Pfrimer *et al.*, 1981).

Dados geocronológicos U-Pb obtidos por Laux

(2004) em amostras de norito e metadiorito do corpo da Fazenda Água Fria forneceram idades entre 629 a 856 ± 15 Ma. Dados de Rb-Sr em rocha total obtidos em gabrodiorito do *stock* da Serra do Gongomé e em tonalito do Batólito Serra do Cuscuzeiro a sudeste de Americano do Brasil, registraram idade isocrônica de 637 ± 19 Ma, com $Ri=0,7153$.

Rodrigues *et al.* (1999) dataram um diorito pelo método Sm-Nd e obtiveram idade 612 ± 66 Ma. Nilson *et al.* (1997) dataram seis amostras de gabro e ultramáficas do Complexo de Americano do Brasil e obtiveram isócrona de referência Sm-Nd de 612 ± 66 Ma. Cândia (1983) datou amostras de gnaisses e diabásio dos Complexos de Mangabal I e II e obteve idades isocrônicas K-Ar de 610 ± 9 Ma e 612 ± 8 Ma, respectivamente. Winge (1995a) e Pimentel *et al.* (1996b) relacionam as rochas da Suíte Máfico-Ultramáfica Tipo Americano do Brasil à evolução do Arco Magmático de Goiás.

A Suíte Máfico-Ultramáfica do Tipo Americano do Brasil destaca-se pela presença de depósitos de sulfetos de Cu, Ni e Co. Os primeiros estudos econômicos destes depósitos foram desenvolvidos na década de 70 pela METAGO - Metais de Goiás S.A. nos corpos de Americano do Brasil (Nilson *et al.*, 1997) e Mangabal I e II (Pfrimer *et al.*, 1981). O corpo de Americano do Brasil contém pirita, pirrotita, pentlandita e calcopirita semi-maciças e disseminadas, associadas a nódulos e *cumulados*. A forma maciça ocorre em níveis ou em remobilizações venulares hospedados por dunitos e noritos. A reserva total é de 4.958.781 t com teores médios de 0,65% de Cu, 0,62% de Ni e 0,049% de Co e as reservas medidas de Ni, Co e Cu no município de Americano do Brasil, totalizam 5.025.807 t com 0,68% de Ni e 0,48% de Co (DNPM/DEM).

3.1.1.2.1.4 - Complexo Granulítico

3.1.1.2.1.4.1 - NP3por - Complexo Porangatu

Machado *et al.* (1981) cartografaram e descreveram um conjunto de granulitos na região norte do estado, reunido por Marini *et al.* (1984a) sob a denominação de Complexo Granulítico, redenominada por Gorayeb *et al.* (1996) como Faixa Granulítica de Porangatu. A unidade é composta de gnaisses de alto grau que afloram entre a Serra Azul e a cidade de Novo Planalto, em faixa NE-SW limitada com os terrenos granito-gnáissicos por extensas zonas de cisalhamento (Marini *et al.*, 1979; Machado, 1981; Marini *et al.*, 1984a; Gorayeb, 1996).

A faixa foi subdividida por Machado *et al.*

(1981), de leste para oeste, em três subzonas constituídas de (1) biotita gnaisses graníticos, clinopiroxênio-biotita gnaisses e granada anfíbolitos; (2) granada anfíbolitos e granada-hornblenda gnaisses, com gnaisses graníticos subordinados e diques de rochas máfico-ultramáficas, em contato com a anterior por extensa falha; e (3) enderbitos, charnoenderbitos granádíferos e mobilizados charnoquíticos, noritos, anortositos, biotita-hornblenda gnaisses, clinopiroxênio-granada gnaisses e gnaisses graníticos. Diques de anfíbolito e pequenos corpos de metagabro são comuns. Corpos máfico-ultramáficos diferenciados compostos de gabro, anortosito, piroxenito e serpentinito ocorrem, por exemplo, na Serra do Estrondo.

Gorayeb (1996) interpreta o complexo como um único conjunto de rochas de filiação cálcio-alcalina e tholeiítica, metamorfozadas na fácies granulito sob média a alta pressão, cujos litótipos principais são enderbitos, charnoenderbitos granádíferos com mobilizados charnockíticos, granulitos máficos, granada-anfíbolitos com clinopiroxênio e granada gnaisses. Biotita gnaisses e granada-hornblenda gnaisses são subordinados.

Dantas *et al.* (2006) subdividem o complexo em quatro unidades petrográficas, isto é (i) biotita gnaisses graníticos a tonalíticos subordinados (NP3por1) (ii) hornblenda-clinopiroxênio granada gnaisses (NP3por2) (iii) sienogranito porfirítico (NP3por3) e (iv) associação máfico-ultramáfica. No presente relatório considerou-se como Complexo Porangatu a unidade 2 e a Associação Metamáfica-ultramáfica.

NP3por1 - Unidade 1 - A unidade foi descrita por Dantas *et al.* (2007) nas proximidades de Novo Planalto, na terminação da Serra Azul, como pertencente ao Complexo Porangatu. Compreende biotita gnaisses com forte bandamento milimétrico que ocorrem em faixas alongadas segundo NE e de composição granítica, subordinadamente tonalítica, granodiorítica e monzogranítica. Os corpos são tabulares e seus contatos com unidades adjacentes são tectônicos e marcados por milonitos.

Corpos de anfíbolito (**NP3por1af**) boudinados, descontínuos e paralelos à foliação do gnaisses ocorrem na maioria dos afloramentos da Serra Azul. Estas rochas em geral são ricas em epidoto, sugestivo de alteração durante a deformação. Alguns anfíbolitos podem conter camadas de formações ferríferas bandadas (**NP3por1ff**).

Datações U-Pb em zircão de gnaisses tonalítico a granodiorítico forneceram idades de 570 a 530 Ma (Dantas *et al.*, 2006).

NP3por2 - Unidade 2 - Ortognaisse - Segundo Dantas *et al.* (2006), a unidade ocorre a noroeste de Porangatu ao longo do córrego das

Cabeceiras, no Rio do Pau Seco e nas imediações da Fazenda Santa Fé. É composta de granada anfíbolitos, clinopiroxênio-granada-hornblenda gnaisses e granada-hiperstênio-quartzobiotita gnaisses. As texturas mais comuns são dos tipos poligonal equigranular e simplectítica. Na zona de cisalhamento Morro Chato ocorrem milonitos com piroxênio e granada.

NP3por3 - Unidade 3 - Granito e Sienogranito porfirítico - A unidade foi definida por Dantas *et al.* (2007) como pertencentes ao Complexo Porangatu e caracterizada por pequenas intrusões de sienogranitos nos gnaisses Serra Azul, alojadas segundo a foliação de zonas de cisalhamento NE como o corpo do Córrego do Velho. São rochas de textura *augen* dada por fenoclastos de K-feldspato. Os contatos com unidades adjacentes são tectônicos.

NP3por μ 1 - Metaultramáfica - É representada por lentes de tremolita-clorita xisto, tremolita-talco xisto, tremolita xisto, talco xisto, serpentinito, ortopiroxenito, hornblendito e anfíbolito, bem como gonditos e formações ferríferas bandadas (**NPpor1ff**) associadas a anfíbolitos em meio aos gnaisses do Complexo Porangatu.

NP3por μ 2 - Metamáfica - Consiste de corpos boudinados de granada metagabro, actinolito, anfíbolito (**NP3por μ**) e metapiroxenito, com textura ígnea preservada dada por fenocristais de clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio. Textura simplectítica de granada, quartzo e hornblenda atestam resfriamento isobárico destas rochas. Intensa deformação é, em alguns casos, expressa pelo estiramento de cristais de granada. Os metagabros e os anfíbolitos são de granulação grossa. Metapiroxenitos ocorrem nas proximidades do Córrego Facão Quebrado, em pequenos corpos. Serpentinitos e piroxenitos ocorrem em pequenos corpos associados aos tremolita xistos. Segundo Dantas *et al.* (2006), os contatos desta unidade com as rochas adjacentes são tectônicos e marcados por milonitos.

A estruturação do complexo é marcada por proeminente arranjo segundo NE-SW, forte foliação milonítica N10-30E vertical com lineação de estiramento subhorizontal gerada por importante sistema transcorrente dextral.

Dados geocronológicos de rochas do complexo revelaram uma idade isocrônica Sm-Nd de 3,0 Ga (Pimentel *et al.*, 1998) e de U-Pb em zircão de gnaisses tonalítico a granodiorítico idade entre 570 e 530 Ma (Dantas *et al.*, 2006).

3.1.1.2.2 - Zona Interna

3.1.1.2.2.1 - Raiz de Arco Magmático

3.1.1.2.2.1.1 - NP2ai - Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu

O Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu ocorre em faixa alongada NW-SE da porção sudeste de Goiás, estendendo-se desde a cidade de Itaguaru, no norte, até Pires do Rio, no sul. O complexo está em contato tectônico, marcado por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes contracionais (Araújo *et al.*, 1994) com o Grupo Araxá e zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE com a Seqüência Silvânia e o Granito Jurubatuba (Piuzana, 2002). A primeira referência sobre estas rochas deve-se a Barbosa (1966) que as inseriu no domínio dos terrenos arqueano-paleoproterozóicos do embasamento cristalino, ou Complexo Basal, redenominado de Complexo Goiano (Cunha *et al.*, 1981; Drago *et al.*, 1981; Ianhez *et al.*, 1983; Marini *et al.*, 1984a).

Estas rochas foram individualizadas e cartografadas durante levantamentos geológicos básicos da CPRM (Baêta Jr., 1994; Cuadros Justo, 1994; Radaelli, 1994; Araújo, 1994, 1997; Moreton, 1994; Lacerda Filho, 1994; Oliveira, 1994, 1997) como granulitos orto e paraderivados do Paleoproterozóico e reunidos por Lacerda Filho & Oliveira (1995) sob as denominações de Associação de Ortogranulitos básicos e ultrabásicos e Associação de Rochas Supracrustais. Winge (1995a) interpreta o complexo como terreno da crosta sializada, polifasicamente retrabalhada e derivada, em parte, dos terrenos granito tipo S. O complexo compreende ampla variedade de gnaisses com paragêneses de metamorfismo de alto grau reunidos na Associação de Ortogranulitos e de supracrustais granulitizadas e tectonicamente imbricadas com as rochas metassedimentares do Grupo Araxá.

3.1.1.2.2.1.1.1 - NP2aio - Associação de Ortogranulitos

Compreende termos ortoderivados e representados por charnockitos, enderbitos e charnoenderbitos, bem como termos básico-ultrabásicos como metagabros (**NP2aio μ gb**), metanoritos, metaperidotitos, metapiroxenitos (**NP2aio μ px**), metabasitos (**NP2aio μ b**) e metaultrabasitos (**NP2aio μ ub**) e seus derivados como talcoxistos, talco-clorita xistos, serpentinitos (**NP2aio μ sp**) e anfíbolitos (**NP2aio μ af**).

3.1.1.2.2.1.1.2 - NP2ais - Associação de Rochas Supracrustais

Consiste de granulitos paraderivados representados por gnaisses sílico-aluminosos e quart-

zo-feldspáticos, granada gnaisses, granada quartzitos (**NP2aisqt**), rochas calcissilicáticas, diopsídio mármores e gonditos associados com gnaisses graníticos resultantes de anatexia (Baêta Jr., 1994; Radaelli, 1994; Araújo, 1994; Moreton, 1994; Cuadros Justo, 1994; Lacerda Filho, 1994; Oliveira, 1994; Lacerda Filho & Oliveira, 1995).

Associados aos granulitos ocorrem expressivos corpos máfico-ultramáficos diferenciados denominados de Conjunto Piroxenítico Gnaiss-Gabróico de Goianira-Trindade (Complexo Goianira-Trindade; Nilson & Mota, 1969) e Complexo Máfico-Ultramáfico de Águas Claras (Nilson, 1992).

O Complexo Goianira-Trindade, situado nas proximidades das cidades homônimas, consiste de piroxenitos, granada-hiperstênio piroxenitos, metagabros, anfibólio xistos, actinolita xistos e rochas calcissilicáticas. O Complexo de Águas Claras localiza-se no município de Araçu e é um corpo alongado segundo NW-SE com cerca de 48 km². A porção de sul do mesmo é formada por uma fácies basal de peridotito harzburgítico deformado e serpentizado e a de norte por norito com notável preservação de estruturas primárias.

Ianhez *et al.* (1983) dataram charnoenderbitos da Pedreira Santa Bárbara, situada a norte de Goiânia, pelo método Rb-Sr que gerou isócrona de referência de 2.400 Ma e razão inicial 0,701. Nessas rochas Tassinari *et al.* (1988) obtiveram a idade Rb/Sr de 2.600 Ma.

Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão obtidos por Piuzana (2002) na região de Leopoldo de Bulhões indicam que o pico de metamorfismo granulítico ocorreu há cerca de 650-640 Ma. Um granulito félsico apresentou idade de cristalização de cerca de 760 Ma. Dados isotópicos Sm-Nd geraram idade-modelo de 2,18 Ga, com ϵ_{Nd} negativo, indicativo de contaminação crustal. As idades U-Pb associadas aos dados de Sm-Nd sugerem que os protólitos granulíticos foram gerados no Neoproterozóico e provavelmente pertencem ao Arco Magmático de Goiás (Piuzana, 2002). Para Pimentel *et al.* (1999) estes dados demonstram que a história magmática, sedimentar e metamórfica do Complexo Anápolis-Itauçu é mais nova do que anteriormente interpretada e que deve fazer parte da evolução neoproterozóica da Faixa Brasília.

3.1.1.2.2.1.2 - NP2gu - Complexo Granulítico Uruaçu

O Complexo Granulítico Uruaçu aflora na porção central de Goiás, próximo à cidade homônima e consiste de gnaisses de alto grau tectonicamente posicionados entre terrenos granito-gnáissicos arqueanos a oeste, e os maciços má-

fico-ultramáficos a leste, parcialmente capeados por xistos do Grupo Serra da Mesa.

A primeira referência sobre estas rochas deve-se a Barreto Filho (1992) que as denominou de Maciço Básico-Ultrabásico de Água Branca e as interpretou como fragmento dos complexos máfico-ultramáficos de Niquelândia e Barro Alto por cisalhamento NW. O principal argumento do autor foi a semelhança da resposta magnetométrica dos três complexos. O termo Complexo Granulítico Uruaçu empregado pela primeira vez por Lacerda Filho *et al.* (1999) para reunir gnaisses de alto grau (Figs. 3.10 e 3.11) que afloram entre Uruaçu e Campinorte, limitados a oeste pelo Complexo de Hidrolina e a Seqüência Campinorte, e o dividem em duas unidades:

NPgu1 - Unidade 1 – composta de cordierita-sillimanita gnaisses, biotita gnaisses graníticos, hidrotermalitos e granada-clorita xistos com intercalações de xisto carbonoso, anfibolito e metaultramáfica.

NPgu2 - Unidade 2 – composta de biotita gnaisses graníticos, hidrotermalitos, sericita xistos, xistos feldspáticos, muscovitos, migmatitos e lentes de anfibolito e formação ferrífera.

Para Oliveira *et al.* (2006), o litótipo dominante do complexo é kinzigito de granulação média, cinza-esverdeado, com bandas ricas em almandina alternadas com bandas ricas em cordierita e sillimanita. Segundo os autores, a unidade é uma complexa e difusa associação de biotita gnaisses, migmatitos, granitos porfíricos anatóticos, fragmentos de talco xisto, clorita-talco xisto, clorita-actinolita xisto e intrusões de dimensões variadas de gabronoritos.

Disseminações e veios de pirrotita e calcopirita ocorrem em pedreira de clinopiroxênio anfibolito bandado situada entre Uruaçu e Campinorte.

Não há dados geocronológicos disponíveis sobre este complexo e sua posição estratigráfica é provisória.

3.1.1.2.2.2 - Bacia Marginal de Arco

3.1.1.2.2.2.1 - Seqüências Metavulcanossedimentares

3.1.1.2.2.2.1.1 - Npvsrm - Seqüência Metavulcanossedimentar Maratá

A Seqüência Maratá ocorre na região sudeste de Goiás, em duas faixas paralelas N-S, com cerca de 1 a 15 km de largura e que se estende desde Pires do Rio até Nova Aurora. A primeira descrição como conjunto de rochas supracrustais deve-se a Valente (1985) e sua de-

nominação a Leonardos *et al.* (1990).

Segundo os últimos autores, as rochas metavulcânicas compreendem dois grupos distintos. Um representado por granada-estaurolita-clorita-quartzo xistos e biotita-muscovita-quartzo xistos feldspáticos e outro por anfibolitos, hiperstênio anfibolitos, epidoto anfibolitos e talco xistos. As rochas metassedimentares compreendem quartzitos micáceos, clorita-sericita-quartzo xistos, filitos carbonosos, sericita xistos e lentes de mármore. O pacote é interceptado por um corpo granítico sintectônico, denominado de Granito Cachoeira do Maratá (Lacerda Filho *et al.*, 1995), anteriormente descrito como metandesitos e metarriolitos da Seqüência Maratá (Leonardos *et al.*, 1990; Pimentel *et al.*, 1992).

Os contatos da unidade são zonas de cavalgamento submeridianas de vergência para leste, as quais se refletem internamente como escamas que resultaram na sucessiva repetição de litótipos. As estruturas primárias estão, em geral, transpostas pelo cisalhamento de baixo ângulo, responsável por uma foliação dobrada. As zonas de mais intensa deformação são marcadas por protomilonitos e milonitos. O metamorfismo regional varia entre a fácies xisto verde, zona da clorita, e anfibolito, zona da estaurolita, com evidências locais de retrometamorfismo.

Estudos petroquímicos realizados por Pimentel *et al.* (1995) mostram que os protólitos das rochas metavulcânicas foram dacitos e riolitos subalcalinos peraluminosos.

Dados geocronológicos U-Pb em zircão de granito intrusivo nesta seqüência geraram a idade de 794 Ma (Pimentel *et al.*, 1995).

3.1.1.2.2.2.1.2 - NPvsrp - Seqüência Metavulcanossedimentar Rio do Peixe

A denominação é devida a Nascimento (1985) durante os trabalhos de prospecção mineral no vale do rio homônimo. O autor divide a seqüência em dois grupos litológicos. O inferior, vulcânico, é constituído de anfibolitos, rochas ultramáficas e intercalações de rochas calcissilicáticas e *metacherts*. O superior, sedimentar, é composto de quartzo xistos, quartzitos, xistos feldspáticos, micaxistos e anfibolitos subordinados. Thomé Filho (1994) e Cuadros Justo (1994) estenderam a área de ocorrência da unidade para as encostas das serras do Cocalzinho e Confisco e para a região de Pirenópolis e Corumbá, onde ocorrem nos vales dos ribeirões São João, Tapiocanga e Baião e dos rios das Almas, das Pedras e Corumbá. Próximo a Jaraguá, às margens do Rio Saraiva, ocorre um conglomerado polimítico com clastos de rochas desta seqüência na base do

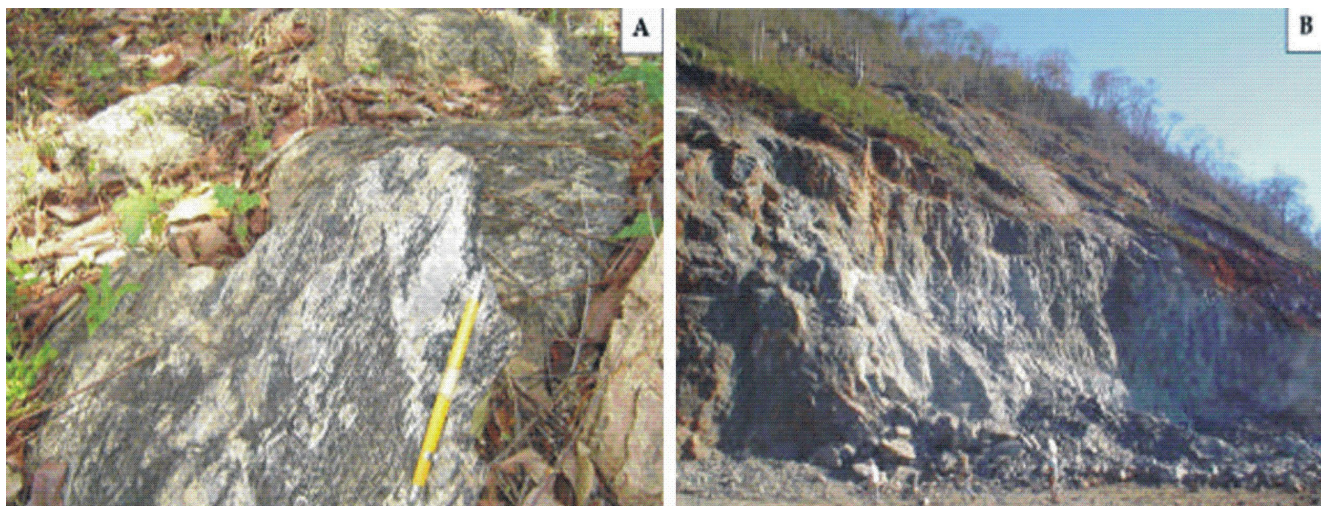


Figura 3.10 - Complexo Uruaçu - (A) Augen gnaiss com porfiroblastos centimétricos de feldspato potássico sin-cinemáticos. (B) Exposição de clinopiroxênio anfibolito em pedra na margem da rodovia BR-153.

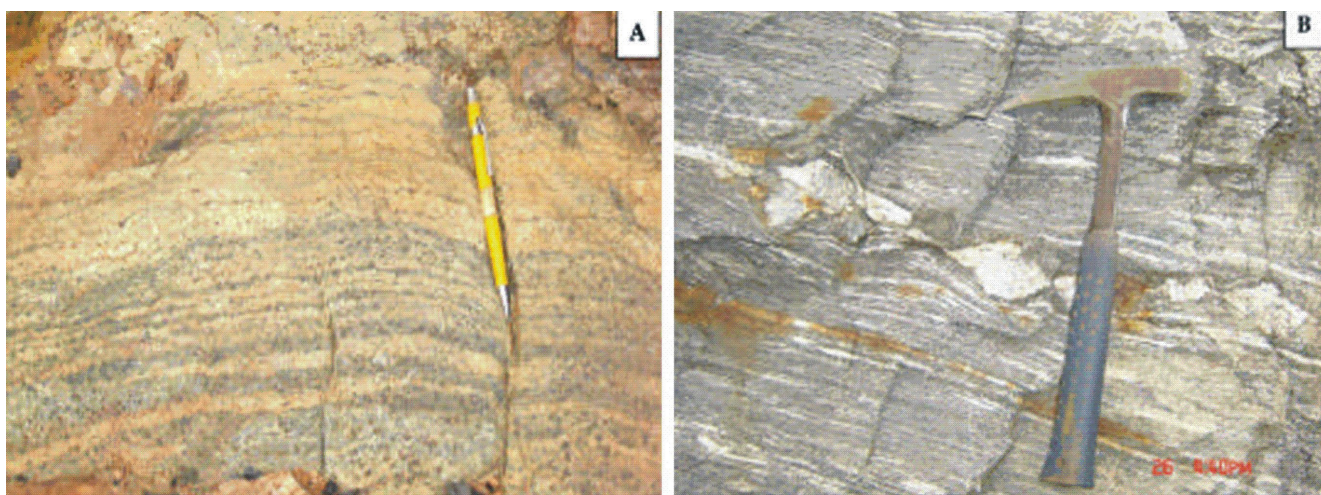


Figura 3.11 - Complexo Uruaçu - (A) Kinzigito bandado realçado pela alternância de bandas cinzas ricas em granada, silimanita e cordierita e bandas claras quartzo-feldspáticas. (B) Biotita gnaiss com segregações quartzo-feldspáticas.

Grupo Araxá, sugestivo de contato por discordância. Por outro lado, a seqüência também foi cartografada por Radaelli (1994) nas cabeceiras do Ribeirão Congonhas e nas margens do Córrego Bueno e no Rio do Ouro, no município de Anápolis, onde foi dividida em duas unidades.

NPvsrp1 - Unidade 1 - é composta por metabasalto, geralmente transformados em epidoto anfibolitos (**NPvsrpaf**), metaperidotito, anfibolito, metahornblendito, epidosito, rochas calcissilicáticas e *metachert*.

NPvsrp2 - Unidade 2 - compreende quartzitos (**NPvrpqt**), epidoto-quartzo xistos, grana-epidoto-quartzo xistos, clorita-cloritóide-muscovita-quartzo xistos, clorita-cloritóide-granada xistos, estaurolita-muscovita-clorita xistos, muscovita-biotita xistos feldspáticos, anfibólio quartzitos e quartzo xistos, com intercalações de an-

fibolitos, mármores (**NPvsrpm**), calcários (**NPvsrpcc**) e conglomerados (**NPvsrp2cg**).

As paragêneses minerais da seqüência são da fácies xisto verde a anfibolito baixo, com evidências de retrometamorfismo para a fácies xistos verdes baixa, zona da clorita (Thomé Filho, 1994). Estas rochas foram submetidas a uma deformação por milonitos de baixo ângulo, que também afeta as rochas do Grupo Araxá.

Uma megaestrutura N65E com mergulho médio de 25°NW localizada na região do Rio do Peixe é interpretada por Thomé Filho (1994) como dobra em bainha oriunda de vergência para E-SE.

Na unidade foram constatadas mineralizações auríferas e indícios geoquímicos para mineralizações de Cu, Zn, Pb e Ag.

3.1.1.2.2.1.3 - NPvsrv - Seqüência Meta-

vulcanossedimentar Rio Veríssimo

As rochas desta seqüência foram anteriormente cartografadas como Grupo Araxá por Barbosa *et al.* (1970a) e individualizada por Valente (1986) como dominada por rochas metassedimentares. Dardenne *et al.* (1994) a interpreta como parte da base do Grupo Araxá, em contato tectônico com os micaxistos do Grupo Canastra e interceptada por granitos sintectônicos. A sua denominação como Seqüência Rio Veríssimo é atribuída a Lacerda Filho *et al.* (1999).

A seqüência aflora em faixas descontínuas no sudeste de Goiás, desde próximo a Orizona até o norte de Catalão. A de maior expressão tem 65 km de comprimento e cerca de 5 km de largura média. Seus contatos com rochas dos grupos Araxá e Canastra são falhas de cavalgamento N-S de mergulhos baixos a médios para oeste. É constituída de muscovita xistos, clorita xistos, filitos carbonosos, quartzo xistos e lentes de anfibolito e mármore. Sua deformação propiciou extensiva repetição de estratos ao longo de zonas de milonitos.

Suas características litológicas, estruturais e de contato com granitóides sinorogênicos neoproterozóicos sugerem que a mesma possa ser correlata com a Seqüência Maratá.

3.1.1.2.2.2.2 - Grupo Araxá

3.1.1.2.2.2.2.1 - NPa - Grupo Araxá

Barbosa (1955) ao abordar a geologia da bacia do rio Quebra-Anzol, na região de Araxá (MG), descreve a ocorrência de xistos verdes, micaxistos e migmatitos e os denominou de Formação Araxá. Posteriormente, sua área de ocorrência foi estendida para o Estado de Goiás, quando foi elevada à categoria de Grupo e subdividido nas unidades A e B (Barbosa *et al.*, 1967, 1970a). Investigado por diversos autores (Baptista, 1969; Braun, 1970a, 1981, 1982; Ferrari & Brandalise, 1971; Danni *et al.*, 1973; Marini *et al.*, 1976, 1978; Danni & Ribeiro, 1978; Braun & Baptista, 1978; Lacerda Filho *et al.*, 1999) por mais de três décadas, várias modificações conceituais foram introduzidas ao Grupo com exclusão de vários litótipos.

Em Goiás, a unidade ocupa áreas descontínuas na porção sul e centro sul, desde o sul de Catalão, sudeste do estado, até Leopoldo de Bulhões, na região central. É composta por psamitos, psamo-pelitos e pelitos metamorfisados na fácies xisto verde alto com intercalações de anfibolito. Lacerda Filho *et al.* (1999) definiram o grupo como grande *nappe* com vergência para

leste, cujos litótipos possuem características litológicas, metamórficas e ambientais que permitem subdividi-la nas unidades A e B.

NPaa – Unidade A - compreende muscovita-clorita xistos por vezes com cloritóide, biotita-muscovita-quartzo xistos, granada-muscovita-clorita xistos, clorita-quartzo xistos, sericita quartzitos, granada-biotita xistos feldspáticos, calci-clorita xistos, calci-clorita-biotita xistos feldspáticos às vezes granadíferos e intercalações subordinadas de paragneisse (hornblenda-biotita-granada gnaisse), grafita xisto, hematita-sericita xisto (**hx**), hematita-sericita quartzito, muscovita quartzito (**qt**) com lentes de metacalcário e talco xisto.

NPab – Unidade B - composta de quartzitos e granada-muscovita-biotita xistos, granada-clorita-muscovita xistos localmente piritosos, calci-clorita-biotita xistos por vezes, feldspáticos, calci-granada-clorita xistos e intercalações de hornblenda-granada xisto feldspático, grafita xisto e lentes de metacalcário (**NPabcc**) e quartzitos micáceos (**NPabqt**). Segundo Piuzana (2002), lentes de anfibolito (**NPabaf**) concordantes com as rochas metassedimentares ocorrem a leste de Bonfinópolis e, segundo a autora, sua derivação mantélica sugere que o anfibolito é parte de *mélange* ofiolítica do Grupo Araxá, correlacionável com outras ocorrências descritas por Mello & Berbert (1969), Barbosa *et al.* (1970b), Berbert (1970), Pena *et al.* (1975) e Nilson (1984) no Grupo Araxá.

Dados isotópicos Sm-Nd T_{DM} de rochas metassedimentares geraram dois intervalos de idade-modelo, um entre 1.5 e 1.0 Ga e outro de 2.0 a 1.8 Ga, indicativo de fontes independentes e distintas de detritos (Pimentel *et al.*, 1999). O caráter bimodal também foi registrado em dados U-Pb SHRIMP de zircão detrítico (Piuzana, 2002). Isto sugere que a fonte mais jovem pode ser o Arco Magmático de Goiás (930 a 640 Ma) e a mais velha o embasamento da Faixa Brasília ou Cráton São Francisco (Piuzana, 2002).

A integração regional dos dados isotópicos K-Ar, Sm-Nd e U-Pb obtidos por diversos autores no setor meridional da Faixa Brasília permitem reconhecer dois eventos colisionais neoproterozóicos, um em 790 Ma, Evento Colisional Brasileiro Primitivo, e outro em 630 M, Evento Colisional Tardio. Em Goiás, o mais antigo é registrado em granitos peraluminosos que intrudem o Grupo Araxá, cujos cristais de zircão forneceram a idade U-Pb de 794 Ma (Pimentel *et al.*, 1992). Estas intrusões resultaram da fusão parcial de crosta continental paleoproterozóica (cerca de 2,0 Ga) durante o evento Colisional Brasileiro Primitivo. Idades Sm-Nd de 637 ± 12 Ma e 596 ± 32 Ma do

metamorfismo na Sinforme Araxá obtidas por Seer (1999) suportam a Colisão Brasileira Tardia, que também foi responsável pelo metamorfismo granulítico do Cinturão Anápolis-Itaçu datado de 610 Ma (Fischer *et al.*, 1999). Resultados geocronológicos semelhantes foram obtidos no extremo sul da Faixa Brasília para o metamorfismo e granitos sintectônicos do Sistema da *Nappe* Socorro-Guaxupé (Campos Neto & Caby, 1999).

Associadas às rochas do Grupo Araxá ocorrem concentrações de rutilo.

3.1.1.2.2.2.3 - NP μ mf - Suíte Intrusiva Máfico-Ultramáfica do Tipo Morro Feio

Estas rochas ocorrem na porção sul da Província Tocantins como corpos alóctones de pequenas dimensões e formas variadas, tectonicamente alojados no Grupo Araxá. Em Goiás afloram no Morro Feio, sua localidade-tipo, 25 km a sul de Goiânia, a norte de Hidrolândia, em Água Fria, Morro da Magnesita, Morro da Platina, Dois Irmãos, Cromínia, Maripotaba, Fazenda Souza próximo a Interlândia, a noroeste de Abadiânia e sul de Corumbá, Pontalina, Morrinhos, Caldas Novas e Santa Cruz de Goiás. Alguns corpos foram estudados por Mello & Berbert (1969), Berbert (1970), Drake Jr. (1980), Danni & Teixeira (1981), Leonardos *et al.* (1990), Brod *et al.* (1991, 1992), Strieder & Nilson (1992a, b) e Strieder (1993).

Consistem de serpentinitos, talco xistos, clorita xistos, talco-actinolita xistos e talco-clorita xistos, por vezes com lentes de cromita podiforme (Mello & Berbert, 1969). Serpentinitos são as rochas dominantes, em geral cinza-esverdeados, muito finos, fraturados, silicificados, foliados e contêm corpos de cromita podiforme e ocorrências de amianto, garnierita e disseminações de sulfeto (Moreton, 1994; Strieder, 1992a, b). Clorititos e talco-clorita xistos em geral ocorrem ao longo do contato dos serpentinitos com as rochas metassedimentares do Grupo Araxá (Strieder & Nilson, 1992a).

Esta associação e sua intercalação tectônica no Grupo Araxá levaram Drake Jr. (1980) e Strieder & Nilson (1992b) a interpretá-la como *melange* ofiolítica, e conseqüente presença de crosta oceânica no segmento sul da Faixa Brasília (Dardenne, 2000), obductada sobre a margem continental por transporte de oeste para leste.

A cromita destes depósitos ocorre em lentes e bolsões e é disseminada, maciça ou nodular. Em Morro Feio há indícios de Platina com teores de 710 ppb nos cromititos e 470 ppb em serpentinito (Milliotti, 1978).

3.1.1.2.2.2.4 - Granitóides

Esta unidade engloba corpos de granitóides em geral milonitizados que afloram na porção centro-sul da Província Tocantins, com ampla distribuição geográfica no estado, encaixados nos grupos Araxá e Serra Dourada/Serra da Mesa. São representados pelos granitos dos tipos Aragoiânia, Rio Piracanjuba e Ipameri.

3.1.1.2.2.2.4.1 - NP γ 1ag - Suíte Granitos do Tipo Aragoiânia

As primeiras ocorrências de granitos deste tipo foram registradas próximo da cidade homônima, em um corpo oval com cerca de 5 km x 2 km. São granitos sintectônicos que ocorrem também nas regiões de Alexânia, Pontalina, Sanclerlândia (Baêta Jr. *et al.*, 1998) e Pirenópolis. Os maiores corpos podem atingir até 40 km². Compreendem biotita-muscovita metagranitos a metagranodioritos cinza-claros, finos a médios, ricos em granada, de textura protomilonítica a milonítica e são peraluminosos, do tipo S. São concordantes com a foliação das rochas metassedimentares encaixantes dos grupos Araxá e Canastra. Turmalina e cassiterita foram encontradas em concentrados de batéia de sedimentos de drenagens que os cortam, o que sugere que estágios magmáticos tardios dos mesmos devem ter sido ricos em boro e estanho (Baêta Jr., 1999).

Dados geocronológicos Rb-Sr do metagranito Aragoiânia apontam idade de 900 Ma. (Moreton, 1994).

3.1.1.2.2.2.4.2 - NP γ rp - Suíte Granitos do Tipo Rio Piracanjuba

Reúne vários corpos de metagranito, metagranodiorito e metatonalito porfiríticos, leuco a mesocráticos e cálcio-alcálicos da porção centro-sul do estado, controlados por zonas de cisalhamento dúcteis, o que lhes confere textura protomilonítica, milonítica e ultramilonítica e, na maioria dos casos, aspecto gnáissico bandado.

Dados geocronológicos Rb-Sr (Tassinari *et al.*, 1988) geraram isócrona de idade de 1.300 Ma e razão inicial de 0,7105.

3.1.1.2.2.2.4.3 - NP 2γ 1ip - Granitos do Tipo Ipameri

Na região sudeste de Goiás, principalmente próximo de Ipameri e Pires do Rio, ocorrem corpos de granito sintectônico de colocação relacionada à principal fase de deformação do Grupo Araxá (Lacerda Filho *et al.*, 1995; Pimentel *et al.*, 1995) e, por isto, possuem texturas protomi-

lonítica, milonítica e ultramilonítica. São metaluminosos a peraluminosos e do tipo "S" (Pimentel *et al.*, 1997b). Associados a esses corpos graníticos ocorrem jazimentos de cassiterita (Pereira *et al.*, 1981; Pimentel *et al.*, 1999). Quatro corpos foram caracterizados, com denominações locais de granitos Cachoeira do Maratá, Sesmaria, Encruzilhada e Tambu.

NP2y1ipcm - Granito Cachoeira do Maratá - Localiza-se a sudoeste de Pires do Rio, encaixado em rochas do Grupo Araxá (Lacerda Filho *et al.*, 1995). É peraluminoso, sintectônico, fino a médio e com porfiroclastos de quartzo azulado, K-feldspato e plagioclásio em matriz fina de biotita, muscovita e quartzo poligonizado. A datação U-Pb em zircão realizada por Pimentel *et al.* (1992) revelou a idade de 794 ± 10 Ma e a idade-modelo Sm-Nd T_{DM} de 1,9 Ga e 2,0 Ga, indicativa de fonte crustal paleoproterozóica.

NP2y1ipe - Granito Encruzilhada - Localiza-se a sudeste de Ipameri e consiste de biotita-granito e hornblenda-biotita granito de aspecto gnáissico por milonitização e com xenólitos de rocha muito fina rica em quartzo, provável quartzito ou quartzo xisto das encaixantes. As rochas são cinza com manchas esbranquiçadas e contêm cristais centimétricos arredondados de K-feldspato e quartzo azulado em matriz fina. Contém mineralizações de cassiterita, veios e níveis de biotitito. Dados geoquímicos e isotópicos Sm-Nd desse corpo sugerem que o mesmo deriva de fonte sedimentar de idade-modelo entre 1,9 e 2,0 Ga (Pimentel *et al.*, 1997a).

NP2y1ips - Granito Sesmaria - Localiza-se próximo a Ipameri e possui três fácies distintas, que, de oeste para leste, compreendem hornblenda granito, biotita granito e muscovita granito com local fluorita. As fácies são cinza, grossas a médias e possuem fenocristais de quartzo azulado e K-feldspato. Contém mineralização de cassiterita associada a *greisens* nas bordas da intrusão (Pereira *et al.*, 1992).

Dados geocronológicos Rb-Sr forneceram uma idade isocrônica de 727 ± 5 Ma e razão Sr_{87}/Sr_{86} inicial de $0,7052 \pm 0,0003$ (Pimentel *et al.*, 1997a), o que indica que este granito é mais jovem do que os anteriores. Por outro lado, a idade-modelo T_{DM} do mesmo é de 1,1 Ga, indicativa de fonte crustal mesoproterozóica.

NP2y1ipt - Granito Tambu - Ocorre cerca de 38 km a sudeste de Ipameri e é semelhante ao Granito Sesmaria (Pimentel *et al.*, 1997b). A rocha é cinza-esbranquiçada e foliada. Sua idade-modelo é idêntica a do Granito Sesmaria, o que indica fonte crustal também mesoproterozóica e ambos provavelmente cristalizaram durante o Neoproterozóico (Pimentel *et al.*, 1997b).

3.1.1.2.2.4 - NP3y2isi - Suíte Intrusiva Itapuranga

Termo proposto por Oliveira (1997) para reunir rochas subalcalinas potássicas (shoshoníticas) a cálcio-alcálicas (Souza *et al.*, 1993) da região de Itapuranga e compostas de metaquartzosienitos (**NP3y2isi**), alcalifeldspato granitos, granitos, metaquartzomonzonitos, metaquartzodioritos, granodioritos e tonalitos, alguns com anfibólio sódico e clinopiroxênio. Os litótipos da suíte afloram em várias porções da região central do estado, em particular nas imediações de Itapuranga, Uruana e em áreas isoladas a sul de Uruíta e a nordeste de Americano do Brasil. É composta por uma dezena de corpos de dimensões variadas controlados por importantes lineamentos E-W. Estão em contato tectônico com rochas dos grupos Serra da Mesa, Serra Dourada, Araxá e a Seqüência Metavulcanossedimentar Rio do Peixe e possuem excelente resposta em mapas aerogamaespectrométricos nos canais de tório e potássio.

Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão do álcali-granito que aflora em Itapuranga forneceu a idade de 630 ± 36 Ma. O quartzo sienito de Uruana, datado pelo método U-Pb convencional, forneceu a idade de 627 ± 27 Ma e alguns grãos herdados idades entre 0,8 Ga e 1,8 Ga (Pimentel *et al.*, 2001).

3.1.1.2.2.3 - Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados

Os complexos Canabrava, Niquelândia e Barro Alto, localizados na porção centro-norte de Goiás se inserem no contexto dos terrenos de alto grau da Província Tocantins. Expõem-se em uma faixa de direção NE com mais de 350 km de comprimento e 30 km de largura mínima. Os complexos cavalgam terrenos granito-gnáissicos do Complexo Diorito-Granodiorítico Rio Maranhão que aflora a leste e são margeados, a oeste, pelas seqüências metavulcanossedimentares mesoproterozóicas de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente. Constituem expressivos corpos de rochas metamorfizadas na fácies granulito a xisto verde, segmentados segundo EW-WNW e alinhados segundo NNE-SSW, com inflexão para E-W na porção sul do Complexo de Barro Alto. Esses complexos foram polideformados e são compostos por unidades máfico-ultramáficas acamadadas.

Segundo Pimentel *et al.* (2005), os três complexos podem representar intrusões compostas por dois sistemas ígneos, cronológica e petrolo-

gicamente distintos. A datação U-Pb SHRIMP e convencional de zircão de gabro-noritos e dioritos das séries inferiores registram idades de cristalização em torno de 760-770 Ma, interpretada como a época de abertura de *rift* continental. Já as rochas das "séries superiores" representam vestígios de abertura de um oceano há cerca de 1,25 Ga. Ambos os sistemas foram provavelmente justapostos no final do Neoproterozóico, durante o evento Brasileiro. A época do soerguimento dos complexos é ainda incerta, mas dados U-Pb de rutilo de rochas do Complexo Niquelândia e isócronas de referência Rb-Sr dos gnaisses da borda oeste do Complexo Canabrava sugerem que o mesmo pode ter ocorrido em cerca de 650 Ma, durante o auge da orogênese Brasileira (Moraes, 1997).

3.1.1.2.2.3.1 - Complexo Máfico-Ultramáfico Canabrava

O Complexo Canabrava se localiza no extremo norte de Goiás, no município de Minaçu, adentrando o sul do Estado do Tocantins, tem orientação N-S com 40 km de comprimento e 11 km de largura. Várias de suas características geológicas foram estudadas, dentre outros, por Milewski *et al.* (1970), Nagao (1974), Marini *et al.* (1974), Marini *et al.* (1977), Pamplona & Nagao (1981), Girardi *et al.* (1978), Correia (1994), Lima & Nilson (1996) e Lima (1997). O estado de deformação do complexo cresce de intensidade em direção a sua porção basal, onde é composto por rochas máfico-ultramáficas com textura protomilonítica a ultramilonítica com paragêneses da fácies granulito (Lima, 1997). Segundo Lima & Nilson (1996) o complexo tem 11.000 m de espessura máxima e comporta três unidades que compreendem as zonas Máfica Inferior, Ultramáfica e Máfica Superior, reunidas sob a denominação de Série Canabrava.

NP2 μ 1c - Zona Máfica Inferior - situa-se na borda leste do complexo em contato tectônico com o Complexo Almas-Cavalcante e tem cerca de 3.000 m de espessura de litótipos de textura milonítica recristalizada (Lima, 1997). Compreende metagabronoritos e metanoritos com eventuais intercalações de metapiroxenito e olivina melagabro-norito coronítico.

NP2 μ 2c - Zona Ultramáfica - localiza-se no sopé da serra do complexo e está comumente coberta por solo ou blocos derivados da desagregação de rochas máficas. Sua espessura varia entre 200 e 1.500 m e aflora na porção sul do complexo, ao longo do Córrego Forquilha, onde tem cerca de 800 m de espessura. É formada por repetições de camadas de metaperidotito e piroxenito sobrepostas por websterito. A porção sul

contém a maior mina de amianto crisotila em atividade da América do Sul (Minaçu). A faixa mineralizada tem forma grosseiramente tabular e se estende por cerca de 6300 m segundo NNE com 70 a 120 m de espessura. A crisotila ocorre em veios com distribuição errática em serpentinito fraturado e falhado.

NP2 μ 3c - Zona Máfica Superior - tem cerca de 7.000 m de espessura e predominam camadas de metagabro-noritos, metanoritos e olivina metagabro-noritos melanocráticos com intercalações de piroxenito (metawebsteritos feldspáticos e olivina metawebsteritos) e intrusões de norito e quartzonorito.

Dados isotópicos Sm-Nd obtidos por Fugii (1989) em amostras de rochas máficas e ultramáficas do complexo geraram a isócrona de 1.970 ± 69 Ma, com ϵ_{Nd} de -1,47 e de um corpo a leste do maciço a idade de 1.088 ± 18 Ma, com ϵ_{Nd} de -4,83 que sugere certo tempo de residência ou contaminação crustal durante a ascensão do magma. A idade do metamorfismo granulítico é ainda incerta, mas Correia & Girardi (1994) sugerem que este ocorreu por volta de 1,4 - 1,3 Ga. Em amostras de ortognaisses adjacentes ao complexo, Girardi *et al.* (1978) obtiveram a idade Rb-Sr de 644 ± 27 Ma, interpretada como a de reomogeneização isotópica durante o Ciclo Brasileiro.

Segundo Girardi & Kurat (1982) e Correia (1994), a evolução magmática do complexo ocorreu pela cristalização de um único pulso de magma, em sistema fechado. Já Lima (1997) reconhece a presença de unidades cíclicas formadas pela injeção de vários pulsos magmáticos e, assim, em sistema aberto.

3.1.1.2.2.3.2 - Complexo Máfico-Ultramáfico Niquelândia

O complexo tem orientação N-S, com cerca de 40 km de comprimento e 15 km de largura e é limitado a sul e norte por falhas transcorrentes E-W e a oeste e leste por zonas de cisalhamento contracionais com a Seqüência de Juscelândia e com os gnaisses do Complexo Diorito-Granodiorítico Rio Maranhão, respectivamente (Motta *et al.*, 1972; Danni & Leonardos, 1978; Rivalenti *et al.*, 1982; Girardi *et al.*, 1986; Ferreira Filho *et al.*, 1992a, 1992b, 1994; Ferreira Filho & Naldrett, 1993; Ferreira Filho, 1995).

Os primeiros estudos sobre o Complexo Niquelândia enfocaram principalmente os depósitos de níquel laterítico (Moraes, 1935; Leonardos, 1939; Pecora, 1944; Pecora & Barbosa, 1944). Os trabalhos subseqüentes visaram o entendimento da sua gênese e evolução. O primei-

ro foi executado por Motta *et al.* (1972), quando os autores dividiram o complexo nas zonas Gabróica de Leste, Ultramáfica, Gabróica Central e Gabro-Anortosítica. Danni & Leonardos (1978) e Danni *et al.* (1982) interpretaram o complexo como formado por um corpo basal máfico-ultramáfico granulizado e outro gabro-anortosítico, mais jovem e metamorfoisado na fácies anfíbolito que, junto com Seqüência Indaianópolis, representariam um ofiolito. Rivalenti *et al.* (1982) e Girardi *et al.* (1986) interpretaram o complexo como uma única intrusão estratiforme sem deformação e metamorfismo e alojada em área cratônica.

Segundo Ferreira Filho *et al.* (1992a), a seqüência estratigráfica do complexo é composta de cinco unidades que, da base para o topo, compreendem: Unidade Máfica de Leste - composta de gabronorito com websterito com intercalações de norito; Unidade Ultramáfica - formada por dunitos e harzburgitos serpentinizados com websterito e bronzititos subordinados; Unidade Máfica Central - Faixa Leste - composta por gabronoritos com noritos subordinados e intercalações de piroxenitos e peridotitos; Unidade Máfica Central - Faixa Oeste - constituída por gabronoritos com intercalações de websteritos; e, Unidade João Caetano compreendendo granitos e quartzo dioritos.

Alguns autores interpretam o complexo como formado por duas séries magmáticas de idade e padrões petrogenéticos distintos, isto é, a Série Acamadada Inferior e Série Acamadada Superior (Ferreira Filho, 1995, 1998). A Série Inferior é composta de três unidades estratigráficas, isto é, a Zona Máfica Inferior, a Zona Ultramáfica e a Zona Máfica Superior. Dados isotópicos Re-Os e U-Pb SHRIMP II obtidos por Correia *et al.* (1996) sugerem que a Série Inferior é de provável idade paleoproterozóica (2,0 Ga.). A Série Acamadada Superior, ou Seqüência Serra dos Borges de Danni & Leonardos (1991) possui idade Sm-Nd mesoproterozóica (1,35 Ga.) (Ferreira Filho & Pimentel, 2000).

NP2 μ 1n - Zona Máfica Inferior - composta de metagabronoritos e metanoritos e metawebsteritos subordinados.

NP2 μ 2n - Zona Ultramáfica - constituída de unidades cíclicas, cada qual composta, na base, por dunito (harzburgito) e lherzolito e cromitito subordinados, com passagem para o topo a websterito, ortopiroxenito e norito. As principais minas de níquel laterítico do Brasil se situam nesta zona (Pedroso & Schmaltz, 1986).

NP2 μ 3n - Zona Máfica Superior - predominam metagabronoritos com intercalações de websterito e subordinados harzburgitos e lherzolitos, em cujo topo ocorrem intrusões quartzo-dioríticas.

Variações crípticas dos minerais "cumulus" (ortopiroxênio e clinopiroxênio) e geoquímicas sugerem que fracionamento magmático foi o processo responsável pela formação das zonas Ultramáfica e Máfica Superior com intermitente alimentação da câmara magmática e formação de unidades cíclicas.

O topo da Zona Máfica Superior contém fraca mineralização de Elementos do Grupo da Platina (EGP) + Au (< 1,5 g/t) associada a sulfetos disseminados em websterito e harzburgito da base de unidades cíclicas (Medeiros, 2000; Medeiros & Ferreira Filho, 2001). Outros estudos sobre a presença de EGP no complexo foram realizados por White *et al.* (1971), Sighinolfi *et al.* (1983), Ferrario & Garuti (1987), Millioti & Stumpfl (1993) e Ferreira Filho *et al.* (1995).

Estudos geotermobarométricos sobre metamorfismo realizados por Ferreira Filho *et al.* (1992b) indicam que o pico da fácies anfíbolito ocorreu a 700 °C e 6-8 kbar, e da fácies granulito superior a 800 °C, sob as mesmas condições de pressão.

Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP de zircão de metanortosito da Suíte Serra dos Borges realizados por Ferreira Filho *et al.* (1994) geraram 50% de dados discordantes, com intercepto superior de 1.583 \pm 35 Ma, interpretada como a época do magmatismo, e inferior de 777 \pm 10 Ma, de metamorfismo granulítico, também em outras unidades. Por outro lado, dados U-Pb SHRIMP II em zircão de amostras de gabro obtidos por Correia *et al.* (1996) geraram quatro populações: 780-900 Ma, 1.000-1.400 Ma, 1.600-1.800 Ma e 2.000 Ma. Os autores consideram que a idade de colocação do gabro ocorreu em 2.000 Ma, compatível com a idade isocrônica Re-Os de 2.073 \pm 70 Ma. Os trabalhos de Ferreira Filho *et al.* (1994), Suíta *et al.* (1994) e Correia *et al.* (1997a, b) sugerem que o complexo é do Paleoproterozóico e foi metamorfoisado na fácies granulito durante o Neoproterozóico (790 e 760Ma). Contudo, dados mais recentes U-Pb SHRIMP e convencional em zircão obtidos por Pimentel & Ferreira Filho (2000) e Pimentel *et al.* (2005) registram que: (i) gabros, troctolitos e anortositos da Série Superior são contemporâneos com a Seqüência Metavulcanossedimentar de Indaianópolis e de idade mesoproterozóica (1,25 Ga); (ii) as rochas máficas e ultramáficas da Série Inferior possuem idade magmática de 790 Ma e metamorfoica de 760 Ma.

3.1.1.2.2.3.3 - Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto

O Complexo Barro Alto localiza-se entre Barro Alto e Rubiataba e é o maior maciço máfico-ul-

tramático acamadado de Goiás e um dos maiores do Brasil e do mundo. Tem a forma de bumerangue, com um segmento norte de orientação NS e outro de sul segundo E-W, o que totaliza 150 km de comprimento e de 15 a 30 km de largura. Na porção côncava, está em contato tectônico com rochas da Seqüência Metavulcanossedimentar de Juscelândia e na convexa com gnaisses miloníticos. O complexo foi objeto de vários estudos que resultaram em diferentes propostas de subdivisão e natureza. Os principais trabalhos são os de Barbosa (1959), Godoy (1968), Berbert (1968, 1970), Barbosa *et al.* (1969), Baêta Jr. *et al.* (1972), Stache (1976), Souza (1973), Figueiredo (1978), Girardi *et al.* (1981), Fuck *et al.* (1980, 1981), Danni *et al.* (1982, 1984), Oliveira (1993), Suíta (1996), Moraes (1997) e Ferreira Filho (1999).

Dados gravimétricos regionais mostram forte gradiente nas bordas sul e leste do complexo e o modelamento geofísico sugere que o mesmo tem cerca de 5 km de espessura e forma de cunha voltada para norte e oeste (Assumpção *et al.*, 1985).

O complexo compreende as zonas Máfica Inferior, Ultramáfica e Rochas Supracrustais.

NP2 μ 1b - Zona Máfica Inferior - composta de metagabros, metanoritos, metagabronoritos e metatroctolitos com intercalações de metapiroxenitos (**NP2 μ 1bbp**) e metadioritos granulitizados. Os metapiroxenitos compreendem websteritos, websteritos feldspáticos e olivina-websteritos. Nesta zona foram detectadas anomalias de Pt e Pd associadas a camadas de piroxenito (Oliveira, 1997; Lima, 1997). Na Serra de Santa Bárbara, segmento EW do complexo, a associação de rochas compreende metagabronoritos (**NP2 μ 1bg**), metanoritos e metatroctolitos com intercalações de metapiroxenitos, websteritos, ortopiroxenitos e olivina piroxenitos e metagabronoritos anfibolitizados com intercalações de *metachert* e de rochas calcissilicáticas (**NP2 μ 2baf**), bem como metadunitos e metaharzburgitos serpentinizados. Esta zona foi considerada por Oliveira (1993) como produto de sucessivas injeções de magma que formaram unidades cíclicas reunidas sob a denominação de Série Goianésia.

NP2 μ 2b - Zona Ultramáfica - esta zona está em contato tectônico com as seqüências adjacentes e é composta de rochas ultramáficas serpentinizadas como metadunitos, metapiroxenitos e metaharzburgitos e metaperidotitos. Nesta zona ocorrem importantes depósitos de níquel laterítico (Baêta Jr., 1986).

Dados geoquímicos e de química mineral mostram que as rochas destas zonas possuem

filiação tholeiítica e resultam de múltiplas injeções de magmas (Oliveira, 1997; Suíta, 1996; Ferreira Filho, 1999). Dados isotópicos U-Pb em zircão obtidos por Suíta (1996) geraram a idade de 1.729 ± 2 Ma, com metamorfismo granulítico entre 771-790 Ma. (Suíta, 1996).

NP2 μ 1ba - Zona de Rochas Supracrustais - são representadas por leptinitos, hiperstênio leptinitos, sillimanita-hiperstênio-granada granulitos (**NP2 μ 1bag**), hiperstênio-quartzo granulitos, cianita-sillimanita-granada quartzitos, granada quartzitos, cordierita-sillimanita-granada gnaisses, diopsídio-hiperstênio granulitos finos (metabasaltos), níveis de *metachert* e de rochas calcissilicáticas (Baêta Jr. *et al.*, 1972; Fuck *et al.*, 1981; Danni *et al.*, 1984).

3.1.1.2.3 - Zona Externa

3.1.1.2.3.1 - Bacia de Margem Passiva

3.1.1.2.3.1.1 - MPc - Grupo Canastra

Barbosa (1955) descreve que a Serra da Canastra, próxima de Araxá (MG), é composta de quartzitos, filitos e xistos de baixo grau metamórfico e os reuniu na Formação Canastra. Barbosa *et al.* (1970b) a eleva à categoria de grupo e a posiciona sobre o Grupo Araxá. A unidade ocorre no setor meridional da Faixa Brasília (Dardenne, 1978b; Dardenne, 1981; Pereira, 1992) e, junto com outras unidades como os grupos Araxá e Ibiá, formam um cinturão orogênico que evoluiu na borda oeste do Cráton São Francisco durante o Neoproterozóico. Em Goiás, o grupo se estende por ampla área, segundo uma faixa SE-NW, desde a região de Cristalina, sudeste do estado, até Pirenópolis, passando pelo Distrito Federal e onde, em geral, sustenta relevo de serras.

A maioria dos trabalhos regionais posiciona a unidade sobre o Grupo Araxá, usando como critério o grau metamórfico mais baixo, da fácies xisto verde baixo (Barbosa, 1963; Barbosa *et al.*, 1970b; Ferrari, 1989; Freitas-Silva & Campos, 1998).

Freitas-Silva & Dardenne (1996) dividem o Grupo Canastra nas formações Serra do Landim, Paracatu (membros Morro do Ouro e Serra da Anta) e Chapada dos Pilões (membros Serra da Urucânia e Hidroelétrica Batalha), embora a sua posição estratigráfica relativa ainda não esteja esclarecida. Em Goiás, a coluna estratigráfica proposta por Lacerda Filho *et al.* (1999) não inclui as subdivisões dos membros das Formações Paracatu e Chapada dos Pilões, mas acrescenta à proposta original o termo Canastra Indiviso,

como aqui adotado.

A idade do Grupo Canastra é ainda discutível. Hasui & Almeida (1970) obtiveram idades K-Ar de 580 ± 18 Ma e 662 ± 20 Ma em xistos. Segundo Freitas-Silva & Dardenne (1996) dados Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb indicam que os xistos carbonosos da Formação Paracatu possuem idade em torno de 1.000 Ma a 1.300 Ma.

3.1.1.2.3.1.1.1 - MPci - Grupo Canastra Indiviso

O ermo reúne rochas do Grupo Canastra de áreas onde não foi possível enquadrá-las em uma formação definida. Sua ocorrência se estende do norte do Distrito Federal até a região leste-sudeste de Padre Bernardo, onde sustenta relevo acidentado e é limitado com rochas do Grupo Paranoá por falhas de empurrão. O litótipo dominante é de clorita-sericita-quartzito xisto (Fig. 3.12), com intercalações de sericita xisto, quartzito-muscovita xisto e lentes de xisto grafitoso, quartzito, ardósia, mármore (**MPcimm**), calcário (**MPcicc**) e clorita calcixisto.

3.1.1.2.3.1.1.2 - MPsl - Formação Serra do Landim

Ocorre a leste de Brasília e a sul do Distrito Federal, regiões de Luziânia e Cristalina. Segundo Freitas-Silva (1996), consiste de calcita-clorita-sericita xistos bandados de verde-escuro e verde-claro e milonitizados. No topo são freqüentes lentes métricas e eventuais níveis centimétricos de quartzito fino branco. O topo da formação é, por vezes, marcado por nível métrico de quartzito-sericita-clorita filito rico em material carbonoso. Seus contatos com as formações Paracatu e Chapada dos Pilões são por falha inversa.

3.1.1.2.3.1.1.3 - MPP - Formação Paracatu

Ocorre em estreitas faixas alongadas segundo NNW a noroeste de Sobradinho, na região de Luziânia-Cristalina, leste de Brasília, ao longo do rio Corumbá e aflora a sul e sudeste do domo de Cristalina, sobretudo ao longo dos afluentes do rio São Marcos. Consiste de quartzito-sericita-clorita xistos, por vezes, carbonosos, com lentes e níveis centimétricos a métricos de ortoquartzito branco e maciço e locais quartzito-sericita xistos carbonosos com níveis ricos em pirita e veios de quartzito, e intercalações centimétricas de quartzito, clorita-sericita xisto, xisto carbonoso e sericita-clorita xisto localmente calcítico e com lentes de mármore. Seu contato com as rochas do Grupo Paranoá é por falha inversa.

3.1.1.2.3.1.1.4 - MPcp - Formação Chapada dos Pilões

Ocorre em faixas alongadas de direção preferencial NW nas regiões de Anápolis, Pirenópolis, Cocalzinho de Goiás, Taguatinga, Cristalina e Ribeirão Arrojado e a oeste de Abadiânia até cerca de 3 km à leste de Campo Alegre de Goiás. Na região central do estado, quartzitos sustentam a Serra dos Pirineus alinhada E-W, desdobrada em nomes locais tais como Serra de Água Limpa, do Bicame, do Olho D'água, São João e do Pedro (Thomé Filho, 1994). A Formação Chapada dos Pilões subdivide-se em duas litofácies:

MPcp1 - Litofácies 1 - constituída de quartzito-sericita-clorita xistos com estreitas intercalações de quartzitos micáceos, laminados, brancos e finos a médios e lentes de mármore (**MPcp1mm**) e calcixisto (**MPcp1cxt**).

MPcp2 - Litofácies 2 - predominam ortoquartzitos (**MPcp2qt**) médios a grossos com intercalações de quartzito-sericita-clorita xistos e lentes de quartzito (**MPcpqt**). Em zonas menos deformadas, os quartzitos possuem laminação cruzada tabular de pequeno a médio porte, marcas onduladas, sigmóides, *hummockys*, *flaser*, estratificação cruzada e granocrescência ascendente.

3.1.1.2.3.1.2 - MPPa - Grupo Paranoá

O Grupo Paranoá é composto por uma espessa sucessão psamo-pelítica e importante contribuição de rochas carbonáticas. As primeiras informações sobre estas rochas devem-se a Andrade Ramos (1958), que as denominou de Formação Paranoá. Braun (1968) a definiu como formação inferior e lateral ao Grupo Bambuí. A partir



Figura 3.12 - Grupo Canastra indiviso. Clorita-quartzito xisto dobrado e crenulado. Rodovia Brasília- Padre Bernardo.

de Dardenne (1974) a Formação Paranoá foi separada do Grupo Bambuí e elevada à categoria de grupo. Dardenne (1978b) o desdobrou no Conglomerado São Miguel, basal, seguido das formações Jequitaiá ou Topázios.

Está exposto em extensas áreas de Goiás, principalmente ao longo de ampla faixa N-S e ocorre desde o Distrito Federal até o sul do Estado do Tocantins. Foi descrito em detalhe nas regiões de Alto Paraíso, local da seção-tipo, São João da Aliança, São Gabriel, Padre Bernardo e Distrito Federal.

A divisão do Grupo Paranoá aqui adotada é a proposta por Faria (1995), que a desdobrou em quatro megaciclos, definida no Distrito Federal e estendida para todo o Estado de Goiás por Lacerda Filho *et al.* (1999), e engloba as unidades de Fuck *et al.* (1988), Baêta Jr. *et al.* (1978) e Araújo & Alves (1979). A proposta se fundamenta na descrição de fácies sedimentares e interpretação de sistemas deposicionais. Da base para o topo, os megaciclos compreendem:

MPPa1 - Unidade 1 - Conglomerática Rítmica Quartzítica Inferior - exposta na região de Alto Paraíso, compreende o paraconglomerado São Miguel, metarritmitos, quartzitos finos a médios e quartzitos microconglomeráticos. O paraconglomerado São Miguel tem cerca de 50 m de espessura e repousa em discordância erosiva sobre o Grupo Araí. Trata-se de conglomerado polimítico sustentado por matriz arenosa grossa, carbonática, esverdeada. Os clastos possuem de 2 mm a 1 m de diâmetro, são subarredondados a angulosos e constituídos de quartzo, quartzito fino, metassiltito, filito, metamarga e calcixisto. Ocorre em espessas camadas maciças, por vezes com incipiente estratificação cruzada e convoluta, com intercalações de quartzito calcífero e filito carbonoso. O paraconglomerado está sobtoposto à Litofácies Metarritmitos.

Litofácies Metarritmito - consiste de uma seqüência de metamarga calcítica a dolomítica, maciça com gretas de ressecamento, cubos de sal e leitos centimétricos de carbonato e filito carbonoso rítmicos com intercalações de quartzito. Em direção ao topo passa para metassiltitos arenosos e metassiltitos argilosos com estruturas de carga e raras estruturas de contração. É dividida em uma sublitofácies inferior pelito-carbonatada e outra, superior, rítmica.

Sublitofácies Pelito-Carbonatada - é constituída de metamarga dolomítica creme a rosa, em camadas de 20 a 30 cm de espessura e metassiltitos calcíferos com até 10 m de espessura. Tem aspecto maciço a laminado e passa gradualmente a metassiltito argiloso com gretas de ressecamento, cubos de sal e intercalações

centimétricas a decimétricas de carbonato.

Sublitofácies Rítmica - é a porção principal da litofácies metarritmito e é composta de metassiltitos arenosos e metassiltitos argilosos esverdeados a cinza-claros, alternados com quartzitos finos a muito finos, localmente médios, feldspáticos, metargilitos cinza-esverdeados e laminados e metassiltitos argilosos laminados, sotopostos a camadas de metarritmito, pelito carbonático contendo fendas de ressecamento e moldes de cubos de sal, e camadas de evaporito substituídas por carbonato.

Litofácies Quartzito fino a médio - composta de camadas lenticulares de quartzito feldspático com marcas onduladas, diques de areia e estratificação cruzada tabular, com intercalações de lâminas de quartzo-filito rico em magnetita, síltico-argilosas, metassiltitos argilosos, camadas pelito-carbonáticas com freqüentes gretas de ressecamento e estruturas de contração e camadas de evaporitos substituídas por carbonato e com moldes de cubos de sal.

Litofácies Quartzítica - é composta por quartzitos finos a médios com estratificação tabular, acanalada e convoluta e intercalações de filitos carbonosos, quartzito microconglomerático a microconglomerado e de filito carbonoso.

MPPa2 - Unidade 2 - Síltico-Ardosiana - compreende metassiltitos argilosos, às vezes carbonosos com intercalações de quartzito fino, metassiltito, filito, ardósia e mármore dispostos em uma litofácies síltica e outra ardosiana.

A litofácies síltica é caracterizada por metassiltitos argilosos, por vezes carbonosos, exibindo em direção ao topo lentes de quartzito, filito e mármore em seqüência rítmica. Os quartzitos são ora puros ora arcoseanos, muito grossos a conglomeráticos na base e médios no topo, em geral mal selecionados, friáveis, com grãos angulosos e manchas ovaladas de óxido de ferro. Os mármore são calcíticos e dolomíticos, róseos a brancos e possuem estromatólitos (*Conophyton*) e estruturas de contração. Filitos, filitos carbonosos e calcifilitos são complementares.

A litofácies ardosiana é composta por ardósias vermelhas e roxas, com acamamento salientado por lâminas mais sílticas e concentrações de manganês em concreções e lâminas descontínuas. No topo contém intercalações de quartzito fino a metassiltito em lâminas até bancos lenticulares de 1,5 m de espessura e base erosiva. Ocorrem marcas onduladas e estruturas *hummocky* (Melo Filho, 1996).

MPPa3 - Unidade 3 - Rítmica Quartzítica Intermediária - Ocorre a oeste de Formosa, próximo a Planaltina e Sobradinho, nos domos de Brasília e Cristalina, onde é explorada como ma-

terial de construção (Fig. 3.13). A base da unidade é de quartzito fino (**MPpa3qt**) a muito fino, feldspático, friável, bem selecionado que evolui para alternância de filito carbonoso, argilitos amarelos ou vermelhos e metassiltitos. Inclui ardósias, quartzitos finos a médios e raros conglomerados intraformacionais e calcários com ocasionais lâminas de metassiltitos e metargilitos e intercalações de quartzitos finos a médios, localmente grossos. O pacote é arroxeadado com tons amarelo e vermelho e contém estruturas *hummocky*, em espinha de peixe, de contração, marcas onduladas e laminações cruzadas por ondas.

MPpa4 - Unidade 4- Rítmica Pelito-Carbonatada - Ocorre nas regiões de Planaltina de Goiás e Sobradinho, a norte de Taguatinga, sul de Niquelândia, norte de São Gabriel de Goiás e na região de Padre Bernardo. A unidade é composta de metargilitos, ardósias, metassiltitos vermelhos, brancos e amarelados, filitos carbonosos rítmicos, calcixistos e quartzitos feldspáticos finos a médios. Os quartzitos têm geometria ondulada, lenticular e estruturas *hummocky*. As estruturas sedimentares mais comuns são marcas onduladas, estruturas de carga e raras laminações cruzadas por ondas e estruturas de contrações. A estes litótipos se somam lentes de metacalcário cinza (**MPpa4cc**) e de mármore e dolomitos (**MPpa4mm**) com leitos de intraclastos, oólitos e estromatólitos com capanobactérias e colunas cônicas e convexas (Dardenne, 2000) do tipo *Conophyton metula kirichenko* (Dardenne *et al.*, 1976; Melo Filho, 1996). Também ocorrem cataclastos associados (**MPpa4ct**).

A unidade representa ambientes deposicionais que refletem significativas flutuações do nível do mar, com pelitos de águas profundas, ritmitos de maré e de tempestade.

A partir de estromatólitos, Cloud & Dardenne *et al.* (1973) e Dardenne (1978b, 1979) propuseram que o Grupo Paranoá depositou-se entre 1.350 a 950 Ma, semelhante ao proposto por Rocha *et al.* (1990) para a Formação Caboclo (BA), correlacionável ao Grupo Paranoá. A datação Pb-Pb de carbonatos da Formação Caboclo por Babinski (1993) gerou a idade de 1.140 ± 140 Ma.

3.1.1.2.3.1.3 - Grupo Ibiá

Barbosa *et al.* (1970b) reuniram sob a Formação Ibiá as rochas metassedimentares sobrepostas ao Grupo Canastra ao longo do rio Quebra-Anzol, próximo de Ibiá. Pereira *et al.* (1994) a elevaram à categoria de grupo. Seer *et al.* (2000) assinalam que os poucos trabalhos pos-

teriores colocaram em dúvida as relações de contato entre este grupo e o Grupo Canastra. Segundo Barbosa *et al.* (1970b), a base da unidade, no contato com o Grupo Canastra a norte de Coromandel, é marcada por metaconglomerado com matriz filítica e seixos de granito e quartzito, o que levou os autores a posicionar o Grupo Ibiá sobre o Grupo Canastra. Por outro lado, a ausência de metaconglomerados na base do Grupo Ibiá, na região de Araxá, é descrita por Simões & Navarro (1996), que sugeriram uma discordância angular, fato este que pode ser interpretado como contato tectônico, como demonstrado por Seer (1999) que constatou que o contato do Grupo Ibiá com os grupos Araxá e Canastra é por zonas de cisalhamento. Pereira (1992) divide o Grupo Ibiá, da base para o topo, nas formações Cubatão e Rio Verde, divisão esta também adotada por Dardenne (2000).

3.1.1.2.3.1.3.1 - NPcb - Formação Cubatão

A formação repousa sobre o Grupo Canas-

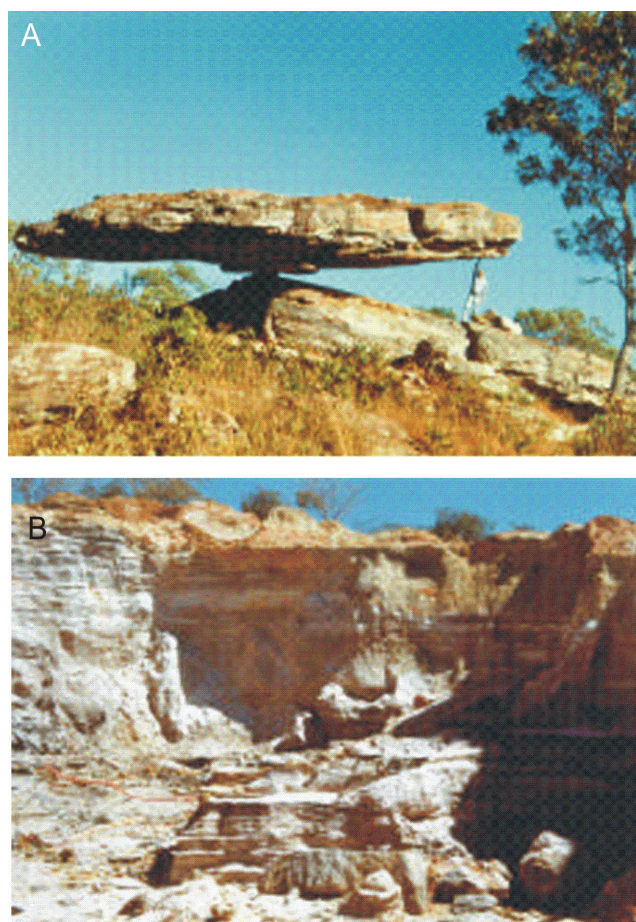


Figura 3.13 – Grupo Paranoá - (A) - Afloramento de quartzito. Cristalina, Goiás. (B) Desmonte hidráulico para extração de areia. Cristalina, Goiás.

tra por discordância erosional ou contato tectônico. É representada por diamictitos, interpretados como deposição glacio-marinha por fluxos de gravidade (Dardenne *et al.*, 1978a; Pereira, 1992; Pereira *et al.*, 1994). Os seixos são de quartzito, calcário, dolomito, xisto, gnaiss e granitóide. Esta formação têm sido com frequência correlacionada com a Formação Topázios.

3.1.1.2.3.1.3.2 - NPrv - Formação Rio Verde

Distribui-se na região sudeste do estado, divisa com Minas Gerais, até a nordeste de Orizona e oeste de Cristalina. É composta por filitos calcíferos ou calcixistos com laminações quartzosas e intercalações de quartzito fino e filito cinza localmente carbonoso. A presença da clorita lhe empresta uma cor verde maçã.

Ferrari (1989) interpreta as rochas do grupo como de origem vulcânica, a partir da abundância de plagioclásio e a presença clorita. Esta interpretação é também adotada por Seer (1999) a partir da idade-modelo Sm-Nd de 1, 1 Ga (Pimentel *et al.*, 1999). Para Seer *et al.* (1999) o Grupo Ibiá representa uma seqüência sedimentar detrítica proveniente de arco magmático mais jovem da evolução da Faixa Brasília, possivelmente depositados por correntes de turbidez. Considerando a existência de arcos magmáticos intra-oceânicos no oeste de Goiás e uma margem continental passiva (Grupo Canastra) a leste, o ambiente sedimentar pode ter sido parte de bacia de retro-arco do Proterozóico Superior, fechada em 630 Ma.

3.1.2 - Bacia de Antepaís

3.1.2.1 - Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí representa extensa cobertura plataformal do paleocontinente São Francisco. Compreende uma associação de litofácies pelito-siliciclásticas e carbonáticas de extenso mar epicontinental neoproterozóico. Distribui-se geograficamente ao longo de vasta faixa N-S da região nordeste de Goiás e se estende de forma contínua para os estados da Bahia, Minas Gerais, Tocantins, Piauí e Distrito Federal.

Os primeiros estudos desenvolvidos nesta unidade foram os de Derby (1880), Rimann (1917), seguidos por Branco & Costa (1961), Oliveira (1967), Almeida (1967), Braun (1968), Barbosa *et al.* (1969, 1970b), Schöll (1972, 1973), Beurlen (1974), Alvarenga & Dardenne (1978) e Dardenne (1978a,b; 1979).

A estratigrafia do Grupo Bambuí aqui adotada é a proposta por Dardenne (1978a) que a

divide, da base para o topo, nas formações Jequitáí, Topázios, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, reunidas no Subgrupo Paraopeba, e a Formação Três Marias, topo do grupo.

Segundo Dardenne (1978) a deposição do Grupo Bambuí ocorreu em regime de plataforma epicontinental estável a partir de megaciclos transgressivos-regressivos de águas pouco profundas. Iniciou-se por sedimentação glaciogênica seguida por sucessivos megaciclos regressivos, separados por períodos de subsidência e aumento da lâmina de água, com conseqüente deposição de sedimentos argilosos. O Megaciclo I é representado pela formação Sete Lagoas, o Mega-ciclo II pelas formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré e o Mega-ciclo III pelas formações Serra da Saudade e Três Marias.

3.1.2.1.1 - NP12jt - Formação Jequitáí

A formação ocorre sobre o Cráton São Francisco (Uhlein, 2004) e se estende em direção à Faixa Brasília, com ocorrências nas regiões de Formosa e Cristalina (Guimarães, 1997; Cukrov, 1999) e Monte Alegre de Goiás e Nova Roma (Dardenne, 1978a, b). A sua seção-tipo localiza-se na cidade homônima, Minas Gerais.

Em Goiás, as melhores exposições da formação ocorrem nas regiões de Monte Alegre de Goiás, Campos Belos e Nova Roma, onde atinge cerca de 40 m de espessura. A litofácies dominante é de diamictito com distribuição irregular e descontínua, sempre no contato entre o Grupo Bambuí e o embasamento paleoproterozóico (Alvarenga *et al.*, 2006). A sua descontinuidade lateral pode decorrer de falhas em alguns locais, mas em grande parte resulta de erosão e preservação parcial por reequilíbrio isostático da crosta no final da glaciação (Alvarenga *et al.*, 2006).

A formação tem até 100 m de espessura e é composta de diamictitos com raras intercalações de pelitos e arenitos. Sua origem glacial foi reconhecida por Branner (1919) e Moraes & Guimarães (1930). Os clastos dos diamictitos são centimétricos a métricos, angulosos, de baixa esfericidade e consistem de quartzitos, granitos, quartzo xistos e basaltos em matriz síltica com grãos esparsos de quartzo, feldspato, anfibólio, dentre outros (Alvarenga *et al.*, 2006).

3.1.2.1.2 - NPto - Formação Topázios

A ocorrência de conglomerados a sul de Cristalina foi identificada por Carvalho (1929, *apud* Braun, 1963) e estudada por Trindade (1943), Johnston (1944), Barbosa (1955), Leonardos

(1960) e Faria (1985). Esta unidade foi incluída na Formação Jequitaiá por Oliveira (1967), Dardenne *et al.* (1978b), Faria (1985) e Freitas-Silva & Campos (1998), mas considerada como Formação Topázios por Carvalho & Moutinho da Costa (1968), termo aqui adotado.

A maioria das ocorrências compreende cerca de 50 m de tilitos e 100 m de varvitos. Ocorre de forma irregular e descontínua no entorno do Domo de Cristalina e assenta em contato erosivo sobre os ritmitos do Grupo Paranoá e está sotoposta ao Grupo Canastra por falha de empurrão.

Os tilitos são cinza-esverdeados a amarelo-claros e com seixos, blocos e matações de quartzo, quartzo de veio, *chert*, gnaiss, granito, xisto, rochas vulcânicas, filito e raro calcário e dolomito, em matriz argilo-siltosa a arenosa (Freitas-Silva & Campos, 1998). Os clastos são alongados, subangulosos a arredondados, mal selecionados e alguns facetados e estriados. Segundo Faria (1985) os clastos podem estar ausentes. Os varvitos contêm seixos pingados e intercalações de quartzo e raros níveis conglomeráticos.

O ambiente glacial da formação é admitido por diversos autores, ocorreu em torno de 950 Ma e pode representar a separação estratigráfica entre os grupos Paranoá e Bambuí (Faria, 1985).

3.1.2.1.3 - NP2pb - Subgrupo Paraopeba

Engloba as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade. Em algumas áreas de Goiás, o reconhecimento destas formações é difícil devido às condições de afloramentos, o que levou Lacerda Filho, *et al.* (1999) a reuní-las sob o termo Subgrupo Paraopeba Indiviso, termo adotado neste relatório. Compreende siltitos e argilitos cinza-esverdeados a avermelhados, por vezes calcíferos, e calcários finos cinza e intercalações de lentes de quartzo (**NP2bpqt**).

3.1.2.1.4 - NP2sl - Formação Sete Lagoas

A formação é abundante em Goiás e, na região da Serra de São Domingos, tem espessura superior a 1.500 m (Alvarenga & Dardenne, 1978). Compreende siltitos e margas (**NP2slm**) com lentes de calcário (**NP2slcc**) e dolomito (**NP2sld**) estromatolíticos. A assinatura isotópica de C e O da unidade sugere ambiente *tardi* ou pós-glacial, com variações ao longo da coluna que indicam flutuações climáticas e/ou aportes de águas de mar aberto (Santos *et al.*, 1997). A formação representa a edificação de bioconstruções carbonáticas e depósitos de retrabalhamento em plataforma rasa, por vezes, de ambiente de planície

de maré (Lima & Uhlein, 2005).

3.1.2.1.5 - NP2sh - Formação Serra de Santa Helena

Consiste de folhelhos e siltitos cinza e cinza-esverdeados com lentes de arenito fino e calcário cinza-escuro, ritmitos finos e siltitos com estratificação cruzada *hummocky*. Marcas de ondas de pequeno porte são freqüentes (Schobbenhaus, 1984). Sua deposição ocorreu em regime de plataforma externa e sítios de águas mais profundas atingidas por tempestades.

3.1.2.1.6 - NP2lj - Formação Lagoa do Jacaré

Compõe-se de siltitos e margas com lentes e camadas de calcário preto, rico em matéria orgânica, fétido, microcristalino, oolítico, pisolítico e estratificação cruzada. A unidade registra importante evento regressivo na bacia, caracterizado pela erosão e retrabalhamento dos calcários por ondas normais e de tempestade e formação de espessas lentes de carbonato detrítico (Lima & Uhlein, 2005). Na região de Nova Roma, Alvarenga *et al.* (2006) a dividem em uma litofácies inferior (1) e outra superior (2).

NP2ljcc – Fácies Calcário – Compreende lentes decimétricas a métricas de carbonatos retrabalhados, recristalizados, com cristais 0,5 a 2,0 cm de calcita preta lamelar e calcarenito oolítico e pisolítico cinza-escuro (Alvarenga *et al.*, 2006). Suas ocorrências sustentam morrotes isolados ou contínuos de aspecto ruíniforme.

NP2ljdo – Fácies Dolomito – compreende dolomitos estromatolíticos, dololulitos, dolarenitos ricos em intraclastos, brechas dolomíticas e calcários dolomíticos que sustentam morros por vezes de altitude superior a 700 m, como o Morro da Larginha, localizado próximo ao distrito de Monte Alto (Alvarenga *et al.*, 2006).

3.1.2.1.7 - NP2ss - Formação Serra da Saudade

Inicialmente descrita por Branco & Costa (1961) e sobreposta à Formação Três Marias. É caracterizada por siltitos e argilitos verdes e avermelhados, folhelhos cinza, cinza-esverdeados e verde (glauconíticos) e restritas lentes de calcário, calciarenito e calcirrudito. Comumente exibem laminação cruzada por ondas e estratificação cruzadas *hummocky* (Lima, 2005). Localmente contém ocorrências reduzidas de fosfato.

3.1.2.1.8 - NP3tm - Formação Três Marias

Constitui o topo do Grupo Bambuí. Foi denominada de *Arenito Pirapora* por Eschwege (1832), e redenominada de Formação Três Marias por Branco & Costa (1961). É constituída por arcóseos, arenitos arcoseanos e siltitos, cinza-esverdeados com intercalações subordinadas de conglomerado. A deposição da unidade ocorreu em ambiente plataformal com tempestades e ambiente transicional para deltáico e fluvial. A sua espessura varia 250 m na barragem Três Marias, em Minas Gerais, a mais de 1.000 m na serra de São Domingos em Goiás.

A idade deposicional dos sedimentos do grupo é ainda indefinida, apesar dos estudos radiométricos e paleontológicos (Machado & Schrank, 1989; Babinski, 1993; Thomaz Filho & Bonhomme, 1976; Bonhomme, 1982; Bonhomme *et al.*, 1982; Parenti Couto *et al.*, 1981; Chang *et al.*, 1993; Marchese, 1974, dentre outros). A datação U-Pb de um dique intrusivo no Subgrupo Paraopeba forneceu a idade de 635 ± 2 Ma (Machado & Schrank, 1989). Babinski (1993), considerando dados geocronológicos anteriores e os resultados Pb-Pb nas formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré, admite que a deposição de rochas carbonáticas iniciou logo após 950 Ma, com reajuste isotópico por volta de 600 Ma.

Freitas-Silva (1998) reinterpretou os dados geocronológicos disponíveis e, por meio de duas isócronas, definiu idades de 762 ± 49 Ma e 547 ± 57 Ma, interpretadas, respectivamente, como a provável época de sedimentação e homogeneização parcial do Grupo Bambuí possivelmente por diagênese ou metamorfismo.

3.1.3 - Faixa Araguaia

3.1.3.1 - Zona Interna

3.1.3.1.1 - NPx - Grupo Baixo Araguaia - Formação Xambioá

Os primeiros estudos sobre as rochas do Grupo Baixo Araguaia devem-se a Moraes Rêgo (1933) que as denominou de Série Tocantins. Estudos por Barbosa (1966), Hasui *et al.* (1975; 1977), Abreu (1978), Costa (1980), Cunha *et al.* (1981), Montalvão (1985), Araújo & Olivatti (1990) resultaram em diversas subdivisões e denominações. Ao longo da rodovia Guaráí (TO)-Redenção (Pa), Hasui *et al.* (1977) o denominaram de Supergrupo Baixo Araguaia, subdividido nas Formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Na região de Xambioá, Souza & Moreton (1995) empregaram o termo Grupo Baixo Araguaia e o dividiram nas formações Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães, com

supressão dos grupos Estrondo e Tocantins por evolução no mesmo contexto geotectônico.

Em Goiás apenas a Formação Xambioá foi cartografada em faixa NE no noroeste do estado, parcialmente coberta por sedimentos quaternários da Formação Araguaia. Compreende granada-quartzo-biotita-muscovita xistos, sericita xistos, muscovita-biotita quartzitos e quartzitos granadíferos, intercalados com epidoto-quartzo-biotita xisto, sericita-clorita-talco xisto e quartzitos da fácies xisto verde a anfibólito. Contém forte foliação transposta e dobras e microdobras de cisalhamento dúctil progressivo (Souza & Moreton, 1995).

Devido à ausência de dados geocronológicos, as unidades estratigráficas do Grupo Baixo Araguaia foram consideradas mesoproterozóicas. Granitos sintectônicos, como o de Santa Luzia, possuem idade Pb-Pb em zircão de 655 ± 24 Ma (Moura & Gaudette, 1993, *apud* Alvarenga *et al.*, 2000) e o Granito Ramal do Lontra idade Rb-Sr de $496,7 \pm 46,4$ Ma (Macambira, 1983, *apud* Souza & Moreton, 1995), do que sugere que a última deformação é do Ciclo Brasileiro. Isto é em parte corroborado por dados K-Ar obtidos por Hasui *et al.* (1980) em rochas máficas e ultramáficas que forneceram idades entre 800 e 500 Ma.

Fragmentos de ortognaisses do embasamento das estruturas de Colméia, Grota Rica e Lontra geraram idades Pb-Pb em zircão de 2.855 Ma e 1.867 Ma (Moura & Gaudette, 1993, *apud* Alvarenga *et al.*, 2000). Basaltos da Sequência Metavulcano-sedimentar Serra do Tapa, alóctones e tectonicamente embutidos no Grupo Baixo Araguaia, geraram idades Pb-Pb em zircão de 2.083 Ma e 2.035 Ma (Gorayeb *et al.*, 2001).

Os recursos minerais são raros na unidade e não ocorrem no estado. Dois depósitos de calcário foram cadastrados, um no município de Xambioá (TO) com mais de 20 milhões de toneladas e outro no município de Couto Magalhães (TO) com 12 milhões de toneladas. Um depósito de ferro com 65.000 toneladas ocorre a sul de Marabá (PA). Cristal de rocha em veios com muscovita, feldspato, turmalina e ametista foi garimpado nas regiões de Pau D'Arco, Pequizeiro, Xambioá e Marabá. Opala e manganês são citados em São Geraldo do Araguaia e Conceição do Araguaia (PA).

3.1.4 - Faixa Paraguai

3.1.4.1 - Zona Interna

3.1.4.1.1 - NPcui - Grupo Cuiabá - Subunidade indivisa

O Grupo Cuiabá tem ocorrência restrita no

sudoeste de Goiás e os melhores afloramentos situam-se próximo a Bom Jardim de Goiás. Está em contato tectônico com gnaisses e granitos neoproterozóicos e rochas da seqüência Bom Jardim e coberto por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Costa & Fragomeni, 1976; Costa *et al.*, 1979; Seer, 1985; Sá & Marques, 1986).

Luz *et al.* (1980) subdividiram o Grupo Cuia-bá em nove subunidades, uma indivisa e oito informais, dentre as quais somente a indivisa foi reconhecida e mapeada em Goiás.

A subunidade indivisa é constituída por filitos cinza avermelhados e finamente bandados, quartzitos feldspáticos, biotita quartzito, biotita - quartzito xistos, muscovita - biotita xistos e diamictitos subordinados (Moreton, 1997).

Não há dados geocronológicos de rochas deste grupo. Alvarenga & Trompette (1989) sugerem que a provável época da deposição se situa entre 670 e 630 Ma.

Três jazidas de ouro e dezenas de pequenos depósitos em veios de quartzo foram identificados nas rochas desse grupo em Mato Grosso, o que demonstra o seu potencial para pesquisa mineral. Ademais, o grupo contém lentes de calcário para cimento, cal, britas e corretivo de solo.

3.2 - Coberturas Sedimentares Fanerozóicas

3.2.1 - Bacias Paleo-Mesozóicas

3.2.1.1 - Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma extensa estrutura intracratônica desenvolvida sobre crosta continental e tem cerca de 1.400.000 km² e abrange partes do Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai, com 1.900 Km de comprimento e 900 km de largura máxima em território brasileiro. No Brasil, ocorre nos estados de Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, totalizando 1.100.000 km².

Seu desenvolvimento é atribuído à fragmentação do Gondwana (Santos *et al.*, 1984) e contém mais de 5.000 m de rochas sedimentares e vulcânicas, com início da sedimentação no Ordoviciano e término no Cretáceo inferior (Schneider *et al.*, 1974) abrangendo cerca de 385 Ma de duração. O registro geológico da bacia em Goiás é representado pela Formação Piranhas e pelos grupos Rio Ivaí, Paraná, Itararé, São Bento e Bauru.

3.2.1.1.1 - Rift Central

3.2.1.1.1.1 - Op - Formação Piranhas

A Formação Piranhas é considerada parte das primeiras seqüências depositadas nos estágios iniciais da Bacia do Paraná e, em Goiás, ocorre apenas no sudoeste do estado, a sul da cidade homônima, em faixa norte-sul com cerca de 15 km de comprimento e 1,5 km de largura, balizada por falhas entre Bom Jardim de Goiás e Piranhas. Repousa sobre o embasamento granito-gnáissico e é sobreposta por discordância angular pelos arenitos da Formação Furnas.

É composta de conglomerado polimítico basal, que passa gradativamente, para o topo, a arenitos arcoseanos e argilitos. Os conglomerados são esverdeados e possuem clastos arredondados de até 80 cm de diâmetro de quartzitos, gnaisses, granitos do tipo Suíte Serra Negra e rochas básicas. Estas rochas possuem metamorfismo incipiente marcado por discreta xistossidade nos conglomerados e clivagem ardosiária nos argilitos. Rosito *et al.* (1971) constataram espessuras de 200 m na porção conglomerática e de até 600 m no pacote como um todo.

A sedimentação, de idade eo-ordoviciano e de característica molássica (Faria *et al.*, 1975), ocorreu na margem do paleocontinente por reativação de estruturas do embasamento e formação de um *graben*. As relações estratigráficas e a presença de clastos da Suíte Intrusiva Serra Negra, de idade em torno de 500 Ma, permitem inferir que a formação é do Ordoviciano.

3.2.1.1.1.2 - S1vm - Grupo Rio Ivaí - Formação Vila Maria

O grupo compreende as formações Alto Garça, Iapó e Vila Maria (Assine, 1996). Na área-tipo, Assine *et al.* (1994) descrevem que o grupo consiste, da base para o topo, de conglomerados basais e arenitos fluviais seguidos por arenitos litorâneos e marinhos rasos (Formação Alto Garças), sobrepostos por diamictitos (Formação Iapó) e folhelhos marinhos transgressivos e arenitos litorâneos (Formação Vila Maria).

Em Goiás ocorre apenas a Formação Vila Maria em estreita e sinuosa faixa E-W ao longo da escarpa da Serra de São João ao sul de Piranhas e sudoeste de Diorama e sul de Baliza. Repousa sobre o embasamento proterozóico, sua espessura é de até 40 m, controlada por falhas, e está sotoposta por discordância à Formação Furnas. De idade siluriana inferior (Faria, 1982; Gray *et al.*, 1985) é considerada como uma das mais antigas seqüências da Bacia do Paraná. Sua porção basal compreende diamictitos vermelho-arroxeados com seixos de diversas rochas, capeados por siltitos e folhelhos cinza-esverdeados a marron. Para o topo ocorrem arenitos finos

róseo-avermelhados, calcíferos, laminados, micáceos, às vezes feldspáticos, com microestratificação cruzada, e intercalações de siltito e folhelho com estrutura *flaser*. A associação com fósseis marinhos de *Orbiculidea* indicam ambiente litorâneo raso sob ação de marés (Faria, 1982). Associado aos diamictitos Lacerda *et al.* (1999) descrevem a ocorrência de diamantes.

3.2.1.1.2 - Bacia do Paraná I

Grupo Paraná

Em Goiás, o Grupo Paraná é representado pelas formações Furnas e Ponta Grossa. O trabalho de revisão e concepção mais recente desta unidade deve-se a Assine *et al.* (1994) que, a partir da análise regional e integração de dados de superfície e subsuperfície, demonstraram a natureza concordante das formações Furnas e Ponta Grossa e a presença de expressiva discordância na base da Formação Furnas, topo da Formação Vila Maria.

A deposição do grupo iniciou no final do Ordovício-Siluriano quando se instalou importante ciclo regressivo que desenvolveu a discordância do topo do Grupo Ivaí (Formação Vila Maria), seguida da deposição dos sedimentos devonianos das formações Furnas e Ponta Grossa (Milani *et al.*, 1994). O contato superior com a Formação Aquidauana também é por discordância erosiva.

3.2.1.1.2.1 - D1f - Grupo Paraná - Formação Furnas

A Formação Furnas ocorre na região sudoeste de Goiás, borda nordeste da Bacia do Paraná, em faixa contínua E-W. Repousa sobre rochas do Arco Magmático de Goiás e sedimentares da Formação Vila Maria. Geomorfologicamente se manifesta como *cuestas* que sustentam as serras de São João, Negra e Taboca. Também ocorre em áreas isoladas, assentada sobre o embasamento Pré-cambriano e intrusivas eopaleozóicas, como os morros-testemunhos próximos de Arenópolis, Diorama e Iporá.

Sua espessura é variável e condicionada à tectônica e eventos erosivos, mas com espessamento para oeste. Suas exposições mais espessas ocorrem no Morro da Mesa, ao sul de Piranhas (170 m) e a norte de Diorama (180 m). Em subsuperfície, sua espessura varia ao longo da bacia, com 191 m no poço 2-JA-1-GO (Jataí-GO), 254 m no poço 2-AG-1-MT (Alto Garças-MT) e 251 m no poço 2-RA-1-MT (Rio Aporé-MS).

A base da formação é composta de arenitos

esbranquiçados a róseos, feldspáticos ou caolínicos, imaturos, mal classificados, médios a grossos, micáceos, e delgados níveis conglomeráticos, sobretudo na porção basal. Para o topo decresce a quantidade de feldspato o que dá lugar a arenitos finos a médios com intercalações de siltitos e raros argilitos.

A porção inferior possui estratificação cruzada de vários tipos e tabular com *sets* de até 1,5 m de espessura, bem como acamamento gradacional. Na região entre Diorama e Amorinópolis, além destas estruturas, Alvarenga & Guimarães (1994) descrevem a ocorrência de estruturas de corte-e-preenchimento em rochas de granulação mais grossas e sugerem ambiente deposicional fluvial entrelaçado de alta energia.

A natureza do ambiente de sedimentação da Formação Furnas está sob discussão entre marinho (Lange & Petri, 1967; Bigarella, 1966) e fluvial (Pereira & Bergamaschi, 1989). Estudos recentes realizados em Goiás por Assine *et al.* (1994), Milani *et al.* (1994) e Alvarenga & Guimarães (1994) sugerem que a faciologia da formação não é homogênea e que as fácies continentais basais passam para depósitos transicionais e costeiros caracterizados por deltas de rios entrelaçados, retrabalhados por ondas e marés.

3.2.1.1.2.2 - Dpg - Grupo Paraná - Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa ocorre em Goiás em faixa com cerca de 30 km de largura máxima, paralela e acompanhando a Formação Furnas ou em porções isoladas como na região de Bom Jardim de Goiás, onde sustenta elevações com topo laterizado. Em superfície, sua espessura varia entre 70 e 150 m, fruto de erosão, com espessamento de leste para oeste. Em sondagens da Petrobrás em Jataí-GO (2-JA-1-GO) e Alto Garças - MT (2-AG-1-MT) a espessura varia de 269 m a 467 m, respectivamente (Lacerda Filho *et al.*, 1999). O contato inferior com a Formação Furnas é controverso e alguns autores o interpretam como gradual enquanto outros como discordância erosiva. O contato superior com a Formação Aquidauana é por discordância erosiva.

A formação é composta de folhelhos cinza a marrom-avermelhados intercalados de arenitos brancos a marrons ou esverdeados, finos a muito finos, micáceos, feldspáticos, finamente estratificados. Na base dos folhelhos é comum a ocorrência de estratos bioturbados e finos níveis de conglomerado, como na rodovia GO-174, entre Diorama e Amorinópolis. Em direção ao topo ocorrem intercalações centimétricas de arenito, siltito, folhelho e argilito cinza-escuros, ricos em

matéria orgânica, com fósseis de bivalvos. Alvarenga & Guimarães (1994) descrevem que a formação varia lateralmente de fácies para arenito médio a grosso e níveis de arenito conglomerático avermelhado com estratificação cruzada tabular e acanalada, e níveis de siltito e arenito fino com marcas onduladas, estruturas de carga e vulcões de areia. Estas características sugerem que a formação é transgressiva, com deposição sob a ação de ondas de mar raso, com fluxos de alta energia e elevada taxa de deposição. O topo é regressivo. Assine *et al.* (1994) interpretam estas rochas como resultado do afogamento dos depósitos litorâneos da Formação Furnas por transgressão no Devoniano Médio.

Assine *et al.* (1994) restringe a Formação Ponta Grossa à seqüência de pelitos e exclui os arenitos marinhos subjacentes com os quais tem contato gradacional. Já Andrade & Camargo (1980; 1982) e Zalan *et al.* (1987) consideram que a Formação Furnas compreende apenas os arenitos brancos continentais com estratificação cruzada e a Formação Ponta Grossa os arenitos e pelitos marinhos. Alvarenga & Guimarães (1994) descrevem a existência, entre Diorama e Amarinópolis, de uma superfície de descontinuidade entre os arenitos da Formação Furnas e os arenitos e folhelhos com fósseis marinhos da Formação Ponta Grossa.

Pena *et al.* (1975) descrevem quatro sítios da Formação Ponta Grossa com fósseis e destacam o localizado na fazenda Santa Marta, entre Amarinópolis e Ivolândia, onde ocorrem restos de braquiópodes com subordinados moluscos e equinodermos. Com base nos fósseis, os autores atribuem à formação idade devoniana inferior.

3.2.1.1.3 - Bacia do Paraná II

3.2.1.1.3.1- C2P1a - Grupo Itararé - Formação Aquidauana

O Grupo Itararé, de idade permo-carbonífera, representa uma complexa unidade deposicional-paleogeográfica e cronoestratigráfica. Schneider *et al.* (1974) dividiram o grupo nas formações Campo do Tenente, Mafra, Rio do Sul e Aquidauana. França & Potter (1988) modificaram esta proposta, mas mantiveram a Formação Aquidauana, a única que ocorre em Goiás.

A Formação Aquidauana ocorre na região sudoeste de Goiás, em faixa com mais de 300 km de comprimento segundo E-W e 65 km de largura, que se estende desde as proximidades de Paraúna até o limite oeste, onde adentra o Estado do Mato Grosso. O seu contato inferior é por

discordância angular sobre as formações Furnas e Ponta Grossa, e não-conformidade com Ortognaisses do Oeste de Goiás e o embasamento, como exposto próximo de Moiporá, Cachoeira de Goiás e Paraúna. Sills e diques máficos do Cretáceo intrudem a formação. A sua espessura é muito variável uma vez que seus sedimentos foram depositados sobre superfície irregular. Assim, por exemplo, em Paraúna sua espessura é de 80 m e, na Serra do Caiapó, 30 m. Dados de sondagem da Petrobrás em poços profundos em Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul mostram que sua espessura é de 1.108 m no poço 2-JA-GO (Jataí), 804 m no 2-AG-1MT (Alto Garças), 1.024 m no 2-TQ-1 MT (Taquari - MT) e 975 m no poço 2-RA-1-MS (Rio Aporé - MS).

Em Goiás a formação ocorre com grande variação faciológica vertical e lateral. Na base contém 5 a 10 m de espessura de conglomerado com seixos de quartzo e arenito, lateralmente para disposto a arenito branco grosso. A maioria das demais rochas são vermelho-arroxeadas e compreendem arenitos médios a grossos, friáveis, às vezes feldspáticos e com estratificação cruzada acanalada, níveis silicificados e locais arenitos brancos grossos a conglomeráticos (diamictitos), seguidos de siltitos e argilitos finamente estratificados e folhelhos vermelhos a cinza esverdeados. É comum a presença de ritmitos formados por finos níveis de argilito, siltito e arenito fino. Estruturas primárias comuns compreendem estratificação cruzada de pequeno e grande porte, marcas onduladas e estruturas de carga e, por exposição na superfície, os arenitos homogêneos exibem estrutura em casco de tartaruga por alteração.

Por erosão diferencial, níveis silicificados sustentam morros-testemunhos com perfis que, por vezes, lembram animais e objetos, como na Serra das Galés, município de Paraúna, com destaque para a Pedra do Cálice de grande apelo turístico.

As características litológicas da Formação Aquidauana indicam deposição em ambiente fluvial e lacustre e a presença de diamictitos sugere influência glacial próxima (Schneider *et al.*, 1974). Baseado em dados palinológicos, Daemon & Quadros (1969) estabelecem a idade carbonífera superior para estas rochas. A unidade contém ocorrências de fosfato, trona, eponita e anomalias de urânio e os siltitos e argilitos são utilizados em Mato Grosso na fabricação de cerâmica estrutural (telhas e tijolos).

Grupo Passa Dois

O Grupo Passa Dois em Goiás está repre-

sentado pelas formações Irati e Corumbataí, distribuídas em toda a porção setentrional da Bacia do Paraná. A sua estratigrafia é ainda alvo de divergências entre autores e, neste relatório, adota-se a proposta de Milani *et al.* (1994).

3.2.1.1.3.2 - P2i - Grupo Passa Dois - Formação Irati

Ocorre na região sudoeste de Goiás, em quase toda a porção superior da Serra do Caiapó onde está exposta em estreita e sinuosa faixa desde a região de Montividiu até a de Aragarças, no limite com o Mato Grosso. Aflora isoladamente nas regiões de Perolândia, Perdizes e Corrêgo Água Emendada.

A espessura aflorante da formação é praticamente constante, em torno de 40 m, com máximo de 70 m na região de Perolândia (Marques *et al.*, 1981). Em poços da Petrobrás, localizados na porção norte da bacia, sua espessura é de 153 m, 65 m, 96 m e 85 m, respectivamente nas sondagens 2-JA-1-GO (Jataí-GO); 2-AG-1-MT (Alto Garças-MT), 2-TQ-1-MT (Taquari-MT), 2-RA-1-MS (Rio Aporé-MS).

A formação inicia com conglomerado esverdeado a cinza rosado, avermelhado quando alterado, de 0,5 a 1,0 m de espessura e contendo grânulos e seixos angulosos de quartzo, arenito e silexito verde, dispostos aleatoriamente ou em níveis, em matriz arenosa silicificada. Para o topo ocorrem folhelhos negros, às vezes betuminosos, laminados e físeis, intercamadados com calcários dolomíticos cinza-claros a pardacentos, cristalinos a criptocristalinos, contendo intraclastos e oólitos, por vezes fossilíferos e com locais níveis piritosos. Também ocorrem lentes ou nódulos de silexito oolítico cinza escuro a preto, possivelmente fruto da diagênese dos calcários (Marques *et al.*, 1981).

A porção média da seção contém leitos fossilíferos com restos de répteis mesossaurídeos, artrópodes, bivalves e pequenos crustáceos do Kansaniano, ou Permiano Superior (Souza Júnior *et al.*, 1983). Em calcário da Pedreira Rio Verde, região de Montividiu, Marques *et al.* (1981) coletaram um exemplar completo de *Mesosaurus brasiliensis*, com cerca de 50 cm, e abundantes fragmentos de outros exemplares. Pena *et al.* (1975) descrevem importante sítio arqueológico na região de Perolândia, relacionado ao membro Taquaral da Formação Irati, bem como em outros locais do sudoeste de Goiás.

A deposição dos sedimentos desta formação ocorreu sob condições de plataforma estável, em ambiente restrito, marinho raso, de baías e golfos de baixa profundidade e salinidade vari-

ável. O contato superior com a Formação Corumbataí é transicional, o que se traduz em rápida passagem da seqüência clástico-química fina, de ambiente redutor, para sedimentos finos epicontinentais de elevada taxa de oxidação.

3.2.1.1.3.3 - P3T1c - Grupo Passa Dois - Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí compreende as rochas sedimentares da seção superior do Grupo Passa Dois. Em Goiás, ocorre no topo da Serra do Caiapó, nos vales dos rios Verde, Verdão, Claro, Bom Jardim e Itiquira e em áreas esparsas das proximidades de Mineiros e no Parque Nacional das Emas. No estado foi descrita pela primeira vez por Souza Jr. (1983) e correlacionada com a Formação Estrada Nova, Membro Teresina de Marques *et al.* (1981) e com a Formação Teresina de Gonçalves & Schneider (1970). Sua espessura na Serra do Caiapó varia entre 20 e 60 m e em Montividiu é da ordem de 100 m. Nas sondagens realizadas pela Petrobrás, onde está descrita como formações Serra Alta e Teresina, a espessura é de 191 m no poço 2-JA-1-GO (Jataí), 143 m no poço 2-AG-1-MT (Alto Garças-MT), 274 m no poço 2-TQ-1-MT (Taquari -MT) e de 334 m no poço 2-RA-1-MS (Rio Aporé-MS). O contato inferior com a Formação Irati é concordante e o superior com a Formação Botucatu, discordante.

A base da formação é composta de seqüência rítmica de siltitos, argilitos e folhelhos escuros. O topo compreende siltitos arroxeados e arenitos finos a muito finos, avermelhados a róseos, lilás, cinza-esverdeados e cinza escuros com intercalações de calcário finamente estratificado (Marques *et al.*, 1981), níveis coquinóides silicificados são freqüentes e, por vezes, oólitos silicificados e *chert*. Estruturas primárias comuns compreendem estratificação plano-paralela, microestratificações cruzadas, estrutura *flaser* e gretas de contração (Marques *et al.*, 1981).

A sua idade Neopermiana (Kazaniano ou Zecherstein) foi determinada a partir de restos de peixes, pelecípodes, palinómorfs, vegetais (*Psaronius brasiliensis*) e coquinas silicificadas com bivalves de *Jacquesia* e *Terraia* (Mendes, 1952; Bauner & Largher, 1958; Daemon & Quadros, 1969; Gonçalves & Schneider, 1970; Souza Júnior, 1983). Ianhez *et al.* (1983) citam a presença de três horizontes fossilíferos na formação que são guias na correlação desta formação com as formações Teresina e Estrada Nova, devido à presença de *Barbosaia angulata*, *Pinzonella illusa* e *Pinzonella neotropica*. O ambiente deposicional dos sedimentos da Formação Corumbataí é marinho

raso com freqüentes oscilações do nível do mar e períodos de estabilidade (Marques *et al.*, 1981).

A potencialidade mineral da unidade é restrita às centimétricas concreções manganesíferas em arenitos e argilitos (Ianhez *et al.*, 1983).

Domo de Araguainha

O Domo de Araguainha é considerado o maior astroblema conhecido na América do Sul. Tem forma circular e cerca de 1.300 km² com 40 km de diâmetro, cujo centro situa-se em 16° 47'S e 52°59'W, entre Araguainha e Ponte Branca, no Mato Grosso, e a metade leste situa-se em Goiás. O seu núcleo está soerguido e circundado por depressões anelares, arcos de colinas isoladas e terraços escarpados. A primeira interpretação de que a estrutura fosse produto de impacto meteorítico deve-se a Dietz & French (1973), confirmado por Crósta *et al.* (1981) e Crósta (1982) pela descrição das características geomorfológicas e estruturais, evidências de metamorfismo de choque em arenitos da Formação Furnas, ocorrência de *shatter cones* em arenitos, lamelas de choque em quartzo e mudanças do estado cristalino e *kink bands* em diversos minerais.

As rochas afetadas por impacto incluem as do embasamento granítico e das formações Furnas e Aquidauana. O núcleo expõe granito com feições de metamorfismo de impacto de vários tipos (Crósta & Thomé Filho, 2000). Engelhardt *et al.* (1992) descrevem que o núcleo é circundado por brechas de impacto com matriz fundida e diques de dimensões variadas de material cataclástico, com ou sem feições de impacto. Lacerda Filho (2004) denomina de Unidade Araguainha ao conjunto de brechas do núcleo ao longo da rodovia MT-306. Datações Ar/Ar de amostras de materiais fundidos revelaram idades de 247±5 e 245±8 Ma. Deutsch *et al.* (1992) estimam o limite superior do impacto em 243±19 Ma. Dados Rb-Sr obtidos pelos autores a partir de duas amostras do domo e de uma do núcleo granítico geraram isócrona de 449±9 Ma, o que situa o impacto próximo ao limite permo-triássico.

3.2.1.1.4 - Bacia Serra Geral

Grupo São Bento

O Grupo São Bento (White, 1906) compreende os arenitos e basaltos juro-cretácicos do topo da Bacia do Paraná. Em Goiás, é representado pelas formações Botucatu e Serra Geral e por diques e soleiras de diabásio.

3.2.1.1.4.1 - J3K1bt - Grupo São Bento - Formação Botucatu

A termo Botucatu foi introduzido na literatura da Bacia do Paraná por Gonzaga Campos (1889) para designar arenitos da serra homônima no Estado de São Paulo. Em Goiás aflora no sudoeste do estado, ao longo de uma faixa NE que se estende de Serranópolis até Santa Rita do Araguaia e em restrita área a norte de Jataí.

Em Goiás situa-se estratigraficamente sobre as rochas sedimentares do Grupo Passa Dois e da Formação Aquidauana, em contato discordante, e está sotoposta aos derrames basálticos da Formação Serra Geral em contato discordante e termal, e a Formação Cachoeirinha por discordância erosiva. Sua espessura atinge 150 m na BR-364, entre Mineiros e Alto Araguaia (Souza Jr., 1983). Em subsuperfície a espessura registrada em sondagens da Petrobrás foi de 147 m no poço 2-JA-1-GO (Jataí). Na Serra Vermelha, proximidades de Taquari, Mato Grosso, a espessura é de 250 m e, em subsuperfície, de 433 m no poço 2-TQ-1-MT (Taquari-MT) e 571 m no poço 2-RA-1-MS (Rio Aporé-MS).

A formação é composta de arenitos vermelhos, finos a médios, por vezes silicificados, de grãos, bimodais e bem classificados. Localmente podem ocorrer, na base, arenitos argilosos, mal selecionados e camadas de arenito grosso e conglomerático. Estratificação plano-paralela, cruzada tangencial, plana e acanalada, de grande porte são comuns. Seu ambiente deposicional é eólico de deserto o que resultou na formação de extenso campo de dunas. Há evidências de que, em períodos efêmeros, em alguns locais coexistiram canais de drenagens e pequenos lagos, retratados em arenitos argilosos e conglomeráticos flúvio-lacustre.

A idade da Formação Botucatu é estimada como jurássica por estar sotoposta aos basaltos juro-cretácicos da Formação Serra Geral, na qual eventualmente se intercalam arenitos eólicos, e por dados Rb-Sr obtidos por Thomaz Filho *et al.* (1976) em rochas argilosas da unidade que geraram as idades de 197 ± 3 Ma. e 154 ± 22 Ma.

Esta unidade contém um dos maiores aquíferos do mundo, conhecido como Aquífero Guarani, o qual, em alguns pontos da Bacia do Paraná atinge mais de 800 m de espessura. Em Goiás, o aquífero é pouco conhecido, não havendo trabalhos que forneçam dados precisos de vazão, profundidade e níveis piezométricos. Apesar da inexistência de dados sobre poços perfurados neste aquífero em Goiás, em um poço no município de Santa Helena de Goiás obteve-se vazão

de até 200.000 l/h.

Arenitos da unidade em contato térmico com diques básicos da Formação Serra Geral são explorados como pedra ornamental sob a denominação de Vermelho Jacarandá ou Vermelho Paraúna.

3.2.1.1.4.2 - K1δsg - Grupo São Bento - Formação Serra Geral

Descrita por White (1908), a área-tipo da Formação Serra Geral localiza-se na serra homônima, ao longo da estrada Lauro Müller-São Joaquim, no Estado de Santa Catarina. Em Goiás a sua principal área de exposição é uma faixa com cerca de 200 km de comprimento e 100 km de largura que se estende de Itumbiara até próximo de Paraúna. De forma mais restrita, ocorre em faixas lineares nos leitos dos rios Claro, Corrente, Aporé e Verde, e em áreas reduzidas da bacia.

De acordo com Souza Jr. *et al.* (1983) esta formação sobrepõe-se em não-conformidade sobre rochas do Complexo Goiano, Grupo Araxá e em discordância sobre o Grupo Aquidauana e as formações Palermo, Irati e Corumbataí. Seu contato com a Formação Botucatu indica a coexistência de ambas na fase inicial do vulcanismo, evidenciada pela presença de intercalações de porções arenosas na base do pacote (*intertrap*). No topo está em contato com arenitos do Grupo Bauru por discordância erosiva. Espessuras superiores a 1.000 m são comuns no pacote de rochas vulcânicas, principalmente em São Paulo, onde supera 1.500 m. Em Goiás a espessura é da ordem de 100 m, mas pode ser maior, como a obtida em sondagem das proximidades de Santa Helena de Goiás. A Petrobrás estima que a espessura máxima da formação é de 400 m na região de Itajá, no sul do Estado.

A formação consiste de derrames de basaltos tholeiíticos, com vulcânicas riolíticas e riolíticas subordinadas. Os basaltos sustentam relevo plano, são maciços, cinza-escuros, finos, homogêneos, por vezes amigdalóides e com disjunções colunares.

Dados radiométricos indicam que a idade principal do vulcanismo situa-se em torno de 120 a 130 Ma, isto é, no Cretáceo Inferior. Segundo Milani & Tomaz Filho (2000), o pico do magmatismo deve ter ocorrido entre 137 e 126 Ma. Derrames precursores teriam ocorrido já no Jurássico Superior (Cordani & Vandomos, 1967).

A importância econômica destas rochas vulcânicas reside no seu uso como matéria-prima para a produção de brita, paralelepípedos e pedras de revestimento na construção civil.

Jdb - Diques e Soleiras de Diabásio - Diques e soleiras relacionados ao magmatismo da

Formação Serra Geral ocorrem em várias regiões do estado, intrudidos em diversas unidades litoestratigráficas. Os diques ocorrem preferencialmente em zonas de falha. São escuros, de granulção fina e por vezes fraturados e com esfoliação esferoidal. Escassas datações K-Ar de diques sugerem colocação em torno de 178 Ma (Cordani & Hasui, 1975; Tassinari *et al.*, 1988).

3.2.1.1.5 - Bacia Bauru

A Bacia Bauru se estende desde o sul de Goiás até o noroeste do Paraná e o planalto ocidental de São Paulo, passando pelo Triângulo Mineiro. Trata-se de bacia continental cretácica interior com cerca de 370.000 km² e mais de 300 m de espessura de sedimentos depositados sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

Fernandes & Coimbra (1992, 1994, 2000) e Fernandes (1998) propõem considerá-la como bacia independente da Bacia do Paraná. Para Fernandes & Coimbra (2000), a Bacia Bauru é uma cobertura suprabasáltica desenvolvida por subsidência da porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana. De acordo com a distribuição das fácies e suas relações, os autores propuseram reunir suas rochas nos grupos Caiuá e Bauru. Segundo os autores, a sedimentação teria ocorrido em duas fases, a inicial sob condições desérticas e a final com maior presença de água, mas em clima semi-árido. A primeira corresponde ao sepultamento do substrato basáltico por extenso e monótono manto de lençóis de areia. A intensificação da atividade tectônica na borda da bacia resultou no avanço de leques aluviais para o seu interior, simultaneamente com mudanças climáticas, aumento da umidade e desenvolvimento de importante sistema fluvial.

Grupo Bauru

O termo Bauru é atribuído a Gonzaga Campos (1905) que o empregou para designar uma seção cretácea do oeste de São Paulo, nos arredores da cidade homônima. A sedimentação é marcada por arenitos, cuja deposição, em particular na porção setentrional, foi controlada por falhas regionais, com soerguimento da porção norte da bacia e reativação das estruturas marginais, quase sempre acompanhada de magmatismo alcalino. A unidade tem expressiva ocorrência em Goiás, estendendo-se para Minas Gerais e Mato Grosso do Sul. Em Goiás a unidade está representada pelas formações Vale do Rio do Peixe e Marília.

3.2.1.1.5.1 - K2vp - Grupo Bauru - Formação

Vale do Rio do Peixe

Após a redefinição do Grupo Bauru, Fernandes (1998) propôs a Formação Vale do Rio do Peixe em substituição à Formação Adamantino como porção basal do Grupo Bauru. A unidade tem ampla distribuição em Goiás, ocupando significativas áreas nas regiões sul e sudoeste do estado, abrangendo o Parque Nacional das Emas e os municípios de Rio Verde, Itarumã, Cachoeira Alta, Serranópolis, Caçu e Quirinópolis.

Seu contato ao sul de Amorinópolis, no *Graben* do Caiapó, com a Formação Aquidauana é por discordância erosiva (Pena *et al.*, 1975) e com as rochas da Província Alcalina do sul de Goiás é por falha ou discordância. No topo o contato com a Formação Marília é gradacional e, na ausência dessa, está parcialmente coberta por depósitos terciários e quaternários. Sua espessura é variável e Souza Jr. *et al.* (1983) citam de até 230 m próximo ao Canal de São Simão e Pena *et al.* (1975) e Olivatti, (1980) estimam que em Goiás situa-se entre 150 e 200 m.

A formação é composta por estratos de arenitos cinza-claros, bege ou róseos, maciços, finos a muito finos, as vezes médios, em geral mal selecionados e com estratificação plano-paralela e cruzada subordinada. Os grãos de quartzo são subangulosos e subarredondados e podem estar cimentados por sílica e calcita. Os arenitos basais são em geral mais maciços do que os do topo, mais estratificados. Aos arenitos se intercalam lentes de arenito conglomerático e siltitos areno-argilosos creme arroxeados e rosados. Bolhas de argila ocorrem em toda seqüência, notadamente na porção superior, bem como orifícios tubiformes, nódulos e esfoliações esferoidais.

As características litológicas e sedimentares da formação permitem interpretá-la como de ambiente flúvio-lacustre. O seu conteúdo fóssilífero consiste em fragmentos de ossos de répteis, bem como restos de moluscos e artrópodes, moldes de raízes, oogônios de algas caráceas e, possivelmente, tubos de pequenos animais do Cretáceo Superior (Fernandes, 1998).

3.2.1.1.5.2 - K2m - Grupo Bauru - Formação Marília

A Formação Marília ocorre na região sudoeste de Goiás de forma esparsa sobre a Formação Vale do Rio do Peixe. Suas melhores exposições situam-se nas proximidades de Itajá, Aparecida do Rio Doce, Cachoeira Alta e Rio Verde, onde em geral sustenta o topo de interflúvios. O contato com a Formação Vale do Rio do Peixe é gradacional, com as formações Botucatu e Serra

Geral, por discordância erosiva e com outras unidades pode ocorrer contato por falha. Sua espessura em Goiás é estimada em um máximo de 100 m. Em outros locais da bacia sua espessura pode atingir dezenas e até centenas de metros. Na região de Marília-SP, onde foi inicialmente descrita, sua espessura máxima, segundo Fúlvaro *et al.* (1980) varia entre 150 e 200 m e na Serra do Aporé, sudeste de Mato Grosso, é da ordem de 170 m (Souza, Jr. *et al.*, 1983).

Consiste de arenitos vermelhos, finos a grossos, mal selecionados, cimentados por sílica amorfa, bem como de arenitos argilosos, siltitos e lamitos, em estratos com acamadamento incipiente e poucas estratificações cruzadas. Apresenta níveis conglomeráticos com cimentação e concreções carbonáticas e lentes de sílexito e brechas conglomeráticas de calcários.

O ambiente deposicional é fluvial e lacustre, com canais, deltas aluviais e planícies de inundação. Níveis calcários e a disseminada cimentação carbonática indicam clima árido.

3.2.1.1.6 - Intrusivas Alcalinas Cretáceas

3.2.1.1.6.1 - Província Alcalina do Alto Paranaíba

A Província Alcalina do Alto Paranaíba, localizada no sudeste de Goiás e sudoeste de Minas Gerais, é uma associação de rochas vulcânicas e intrusivas alcalinas do Cretáceo Superior dispostas em faixa de direção NW-SE, situada entre a borda sudoeste do Cráton São Francisco e a borda nordeste da Bacia do Paraná. Compreende corpos com variados tipos de rochas intrusivas em rochas metassedimentares proterozóicas do Grupo Araxá. Em Goiás está representada pelo Complexo de Catalão I e II.

3.2.1.1.6.1.1 - K2lc - Complexo Alcalino Catalão I e II

O complexo inclui as intrusões de Catalão-Ouvidor e Três Ranchos, compostas de dunitos, peridotitos, piroxenitos, kimberlitos, basanitos, andesito-basálticos, sienitos, traquitos, sienogabros e carbonatitos afetados por metassomatismo com geração de fosforitos e glimeritos (Carvalho, 1974; Baecker, 1983; Danni *et al.*, 1991).

As intrusões produziram auréolas de fenetização resultantes da reação entre as soluções ígneas, ricas em álcalis e alumina, e os xistos aluminosos do Grupo Araxá, o que resultou em feldspatização, nefelinização e aegerinização, brechação e pegmatização.

Este complexo contém reservas de fosfato,

nióbio, titânio, terras raras e vermiculita.

Determinações K/Ar em sienito da borda do Complexo de Catalão geraram a idade de $82,9 \pm 4,2$ Ma (Hasui & Cordani, 1968), interpretada como a do magmatismo. Essa idade foi recalculada com novas constantes de decaimento (Sonnokki & Garda, 1988) fornecendo $85 \pm 6,9$ Ma. Com o emprego do mesmo método, Imbernon (1993) datou flogopita da matriz de uma brecha magmática e obteve a idade de $91,8 \pm 3,3$ Ma.

3.2.1.1.6.2 - Província Alcalina do Sul de Goiás

Rochas da província foram inicialmente reunidas sob o termo Grupo Iporá por Guimarães *et al.* (1968) e redenominadas de Província Alcalina Rio Verde-Iporá por Danni *et al.* (1992) e de Província Alcalina do Sul de Goiás por Lacerda Filho *et al.* (1999), termo aqui empregado. A província abrange um conjunto de rochas alcalinas de natureza pluto-vulcânicas que ocorre ao longo de uma faixa NW de 250 km de comprimento e 70 km de largura, desde Santo Antônio da Barra no sul até a região do Morro do Engenho no norte, cuja direção coincide com a orientação de falhas do embasamento. Estas rochas ocorrem quer como complexos máfico-ultramáficos alcalinos, quer como *sills*, diques, *plugs* e chaminés e depósitos de lavas e piroclásticas.

Os complexos máfico-ultramáficos ocorrem no norte da faixa, ao passo que as rochas subvulcânicas predominam na porção central e as vulcânicas no sul. Afloram nas proximidades de Iporá, Montes Claros, Santa Fé, Arenópolis e Amarinópolis, enquanto que as rochas vulcânicas mais expressivas ocorrem nas proximidades de Santo Antônio da Barra. A província contém algumas das mais extensas exposições conhecidas de derrames de kamafugito, dentre as quais se destaca a região de Santo Antônio da Barra (Junqueira-Brod *et al.*, 2002a).

O magmatismo alcalino que originou estas rochas está associado ao tectonismo cretáceo e sua última fase é concomitante com a deposição da Formação Marília, porção superior do Grupo Bauru (Souza Jr., 1983). Lacerda Filho *et al.* (1999) subdividem estas rochas na Suíte Plutônica de Iporá e na Suíte Vulcânica de Santo Antônio da Barra, por representarem as manifestações magmáticas de maior volume da província.

3.2.1.1.6.2.1 - JKλ - Complexo Alcalino Iporá

Compreende pequenas intrusões na Formação Furnas e unidades mais antigas. É composto por dunitos, peridotitos, piroxenitos, serpentinitos, gabros, sienogabros, nefelina sienitos, sile-

xitos, carbonatitos, kimberlitos e lamprófiros. Os corpos localizam-se na região oeste de Goiás onde se destacam os seguintes maciços:

Morro do Engenho - núcleo de dunito circundado por peridotito e piroxenito que transicionam para gabro alcalino e nefelina sienito;

Morro dos Macacos (Iporá) - núcleo de dunito com bordas de olivina piroxenito, wehrlito e clinopiroxenito;

Maciço de Santa Fé - núcleo de dunito com bordas de peridotito alcalino, clinopiroxenito, gabro e sienito;

Maciço de Montes Claros de Goiás - constituído de dunito, peridotito, piroxenito, gabro, sienogabro e sienito;

Maciço do Rio dos Bois - núcleo de dunito circundado por wehrlito, olivina piroxenito e wehlerito;

Fazenda Buriti - situado a noroeste de Iporá e consiste de olivina clinopiroxenito, melanogabro, essexito, sienogabro e sienito;

Arenópolis - formado por três conjuntos distintos, um de olivina piroxenito circundado por gabro, outro de melteigito com faixas de ijolito e piroxenito e outro de nefelina sienito e diques de microssienito e microfoialito.

A partir de dados petrográficos e químicos, Danni *et al.* (1992) interpretam este conjunto como intrusões derivadas de magma picrítico alcalino com fracionamento mineral em câmaras subvulcânicas.

Segundo Pena & Figueiredo (1972), as relações de contato térmico indicam que o magmatismo ultrabásico é mais antigo do que o intermediário. Cerqueira & Danni (1994), por meios petroquímicos, concluíram que a cristalização fracionada foi dominante na formação das rochas da Fazenda Buriti e que os microssienitos e traquitos representam pulsos magmáticos tardios, nos quais os traquitos parecem derivar da contaminação de magmas mais saturados.

Datações K/Ar das rochas alcalinas da região de Santo Antônio da Barra (Hasui *et al.*, 1971) registraram idades próximas de 80 Ma. Idade por volta de 85 Ma foi obtida na região de Santa Fé (Barbour *et al.*, 1979).

3.2.1.1.6.2.2 - K2λsb - Formação Santo Antônio da Barra

Compreende lavas kamafugíticas e melaleucíticas com raras intercalações de piroclásticas. Em volume, compõem uma das maiores manifestações vulcânicas de kamafugitos conhecidas (Junqueira-Brod, 2002). Foram inicialmente descritas como analcimitos, olivina analcimitos, brechas analcímicas e piroclásticas carbonatíticas

(Gaspar, 1997). Moraes (1984, 1988) sugere a afinidade kamafugítica dessas rochas em base litogeoquímica, o que foi confirmado por Sgarbi (1998) e Sgarbi & Gaspar (2002). Junqueira-Brod (2002b) reúne as evidências do caráter kamafugítico da suíte, também registradas por Moraes (1984; 1988), Danni & Gaspar (1992), Sgarbi (1998), Junqueira-Brod (1998), Junqueira-Brod *et al.* (1999c, 2000) e Sgarbi *et al.* (2000).

Localizada a noroeste de Santo Antônio da Barra, a formação se estende por cerca de 270 km² em platôs. Compõe-se de kamafugitos, melaleucitos, olivina leucitos, melanefinitos, álcali basaltos, basanitos, tefrito, lamprófito, traquitos, nefelinitos, teralitos, autobrechas carbonáticas, condutos de fourchiquitos, melamonchiquitos e fonolitos (Junqueira-Brod *et al.*, 2002). Os kamafugitos são escuros, afaníticos ou microporfíricos, com fenocristais de kalsilita, olivina e piroxênio subordinado. Os melaleucitos são escuros e ricos em fenocristais de olivina, piroxênio e leucita transformada em analcima. Autobrechas ocorrem na parte intermediária. Rochas clásticas cobrem o conjunto vulcânico ou se intercalam em lavas e autobrechas.

Kamafugitos também ocorrem na região de Águas Emendadas, a norte de Montividiu, e Amorinópolis (Junqueira-Brod *et al.*, 2002a).

3.2.1.1.6.2.3 - K2v - Formação Verdinho

Sob a denominação de Fácies Ponte Alta do Grupo Bauru, Bez *et al.* (1971) descrevem, na região de Santo Antônio da Barra, a ocorrência de conglomerado com seixos e matações das rochas vulcânicas sotopostas. Gaspar (1977) propôs denominá-lo de Formação Verdinho e separá-lo da Província Alcalina de Rio Verde-Iporá, atribuindo-lhe origem sedimentar em contato erosivo com as rochas subjacentes e área deposicional restrita a das lavas.

A sua seção-tipo situa-se no sopé da Serra da Boa Vista, a noroeste de Santo Antônio da Barra, ao longo do vale do ribeirão Monte Alegre. Exposições também ocorrem na porção noroeste da Serra do Cargueiro e cabeceiras dos córregos Milho Queimado, Honório, Bebedouro e da Roça, no flanco sudeste da serra. A espessura não ultrapassa 20 m nos afloramentos estudados.

A unidade compreende conglomerado com intercalações de arenito. O conglomerado contém seixos e matações de rochas vulcânicas, mal classificados, arredondados a subarredondados. A matriz é quartzosa, fina a grossa, com fragmentos de prováveis rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Junqueira-Brod, 2002). Os arenitos são vermelhos, finos a grossos, com even-

tuais fragmentos de rocha e de cristais de titanó-augita e opacos. O cimento é de calcita.

Em razão da sua posição estratigráfica entre o Grupo Bauru e as rochas da Província Alcalina de Rio Verde-Iporá, atribui-se esta unidade ao Cretáceo Superior (Scislewski, 2000).

3.2.1.2 - Gráben Água Bonita

3.2.1.2.1 - SDab - Formação Água Bonita

A formação foi proposta por Baptista & Carter-Dyer (1966) para designar um pacote de arenitos com intercalações de siltito que ocorrem na porção central da Província Tocantins. Sua área-tipo situa-se no *graben* de Água Bonita, uma estrutura alongada segundo NE-SW, com pouco mais de 30 km de comprimento e 4,7 km de largura máxima, e que se estende desde as proximidades de São Miguel do Araguaia, limite norte de Goiás, rumo nordeste para o interior de Tocantins. O *gráben* formou-se no Siluriano-Devoniano por reativação de antigas falhas NW.

A formação tem poucas dezenas de metros de espessura e sua seção basal é um conglomerado com seixos de quartzito em matriz quartzosa, parcialmente caulínica, ao qual seguem arenitos micáceos, médios a grossos, brancos a vermelhos, imaturos, mal classificados, localmente conglomeráticos, com intercalações decimétricas de siltito cinza-claro. Estas rochas são subhorizontais, localmente basculadas por falhas.

Schobbenhaus *et al.* (1984), por correlação com as formações Gorotire, Furnas, Serra Grande, Coimbra e Rio das Barreiras, sugerem que a Formação Água Bonita é siluro-devoniana.

3.2.1.3 - Bacia Sanfranciscana

A Bacia Sanfranciscana é uma cobertura fanerozóica do Cráton São Francisco que ocorre em faixa alongada segundo a direção norte-sul com cerca de 150.000 km² que se estende desde o Triângulo Mineiro até o Estado do Maranhão (Campos & Dardenne, 1997). Ocorre na porção nordeste de Goiás, ao longo da divisa com a Bahia, onde forma o divisor de águas das bacias Tocantins e São Francisco. A sua formação resulta do soerguimento do Arco do Alto Paranaíba e da abertura do *rift* do Atlântico Sul durante o Eo-Cretáceo. O embasamento da bacia é a Formação Lagoa do Jacaré, unidade pelito-carbonática do Grupo Bambuí (Campos & Dardenne, 1993).

A estratigrafia da bacia é composta, da base para o topo, dos grupos Santa Fé, Areado, Uruçuia e Mata da Corda, mas apenas os três primeiros foram reconhecidos em Goiás.

3.2.1.3.1 - CPsf - Grupo Santa Fé

É a unidade mais antiga da bacia e composta de sedimentos flúvio-glaciais e glácio-lacustres correlacionáveis ao grupo Itararé da Bacia do Paraná (Campos & Dardenne, 1997) e suas áreas-tipo se localizam em Canabrava e Santa Fé de Minas, ambas em Minas Gerais. Em Goiás, as exposições da unidade se restringem à região de Posse, com raros afloramentos em paleodepressões do embasamento, prováveis paleovales glaciais (Campos & Dardenne, 1997).

Dardenne *et al.* (1990) subdividiram o Grupo Santa Fé nas formações Floresta e Tabuleiro. A primeira foi subdividida em três membros: (1) Membro Brocotó, composto por diamictitos vermelho tijolo, geralmente desorganizados, e raros tilitos; (2) Membro Brejo do Arroz, de folhelhos vermelhos, rosados ou ocres, bem laminados, turbiditos e (3) Membro Lavado, constituído por arenitos vermelhos, médios, calcíferos, conglomerados e subordinados diamictitos e conglomerados intraformacionais.

A Formação Tabuleiro cobre a Formação Floresta e transgride o Grupo Bambuí. É constituída por bancos horizontais de arenitos médios, vermelhos, rosados e brancos, calcíferos, maciços e intercalados por delgados níveis de folhelhos. Na base ocorrem camadas de argilito.

A análise paleoambiental do grupo sugere uma fase inicial de glaciação com deposição e retrabalhamento de tilitos, acompanhada da geração de paleolagos com varvitos e de rios entrelaçados. O encerramento do ciclo sedimentar teria ocorrido por instabilidade climática com a formação de depósitos eólicos de ambiente periglacial.

A presença de icnofósseis em folhelhos da Formação Floresta levou Seilacher (1953, *apud* Fernandes *et al.*, 1987) a atribuir ao Grupo Santa Fé idade permo-carbonífera.

3.2.1.3.2 - K1a - Grupo Areado

Rochas desta unidade foram consideradas como grupo por Ladeira & Brito (1968), Hasui & Penalva (1970), definido ao longo do Rio Areado na região do Alto Paranaíba, em Minas Gerais e como formação por Braun (1970b). É composto de rochas sedimentares atribuídas ao Eocretáceo, reunidas, da base para o topo, nas formações Abaeté, Quiricó e Três Barras. A Formação Abaeté é composta de conglomerados e arenitos depositados em leques aluviais e canais fluviais entrelaçados. A Formação Quiricó é composta de folhelhos de coloração variada e origem lacustre. A Formação Três Barras é representada

por arenitos médios a finos, brancos, esverdeados ou rosados (Campos & Dardenne, 1997).

O Grupo Areado tem ocorrência restrita no nordeste do estado, proximidades de Posse e é representado por testemunhos da Formação Abaeté. A espessura dos conglomerados em geral se situa entre 0,5 e 2 m, mas pode alcançar 30 m. Segundo Schobbenhaus (1976) em Posse (GO) a unidade contém diamante, garimpado na década de 1970 nos córregos Piracanjuba, Garrotinho, Riacho das Éguas e Água Quente.

3.2.1.3.3 - K2u - Grupo Urucuia

O Grupo Urucuia é a unidade de maior área de exposição da Bacia Sanfranciscana em Goiás. Oliveira & Leonardos (1943) chamaram-na de Formação Urucuia, ao descrever um arenito com concreções silicosas e leitos de conglomerado na Chapada do Urucuia, noroeste de Minas Gerais. A unidade foi estudada, dentre outros, por Pflug (1961), Moore (1961), Guimarães (1964), Barbosa *et al.* (1969) e Costa *et al.* (1976) e Guimarães (1964) que a denominou de Série Urucuia. Rochas deste grupo ocorrem em extensa área, desde o paralelo 17°00' até o sudeste do Piauí, e se manifesta como chapadão que abrange parte dos estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia e Piauí. Aflora na porção nordeste de Goiás, em ampla faixa ao longo da divisa com a Bahia, onde sustenta o topo do chapadão da Serra Geral de Goiás. Sua espessura varia de sul para norte desde 25 m na região de São Gonçalo do Abaeté (MG) até 200 m no meio norte da bacia, região de São Domingos.

Campos & Dardenne (1997) dividem o grupo nas formações Posse e Serra das Araras. A Formação Posse foi desdobrada na Fácies 1, de arenitos muito finos, finos e médios, quartzosos, raramente feldspáticos, bem selecionados e maturados, e na Fácies 2, de arenitos finos, feldspáticos, brancos e ocres, argilosos ou não, bem selecionados e imaturos. A Formação Serra das Araras consiste de bancos de 0,5 a 2 m de espessura de arenitos, argilitos e conglomerados avermelhados. Os autores interpretam a Formação Posse como de origem eólica e a Formação Serra das Araras como fluvial de canais entrelaçados.

3.2.2 - Bacias Cenozóicas

3.2.2.1 - Bacia Bananal

A Bacia Bananal ocupa cerca de 68.000 km² e é preenchida pelos sedimentos da Formação Araguaia, depositados pelo Rio Araguaia e compostos de conglomerados, siltes e areias assen-

tados sobre rochas do embasamento cristalino, formações devonianas e intrusões alcalinas do Cretáceo. Dados sísmicos obtidos por Araújo & Carneiro (1977) na ilha do Bananal registram que o substrato da bacia se situa entre 170 e 320 m de profundidade. A investigação de uma anomalia magnetométrica por sondagem na Fazenda Canadá, a norte de Montes Claros de Goiás, destinada à pesquisa mineral realizada pela CPRM, alcançou o embasamento da bacia, composto de intrusão alcalina cretácea, após 50 m de sedimentos. Esta sedimentação resultou de reativações do Sistema de Falhas Transbrasilianas com mudanças de nível de base (Valente, 2007).

3.2.2.1.1 - Qag - Formação Araguaia

Definida por Barbosa *et al.* (1966), a unidade compreende sedimentos mal selecionados do sistema da bacia fluvial do Rio Araguaia. A formação sustenta ampla superfície denominada Superfície do Araguaia. Sua sucessão, parcialmente laterizada, inicia por conglomerado basal com seixos poligênicos em matriz areno-argilosa, seguido de arenitos vermelhos pouco compactos capeados por siltes e areias siltosas de granulometria e colorações variadas (branca, rósea, amarela e vermelha), capeados por solos lateritizados. Lacerda Filho *et al.* (1999) subdividem a unidade em duas fácies:

Qag1 - Fácies terraços aluvionares - é constituída de sedimentos siltico-arenosos e arenosos com níveis conglomeráticos, parcialmente laterizados.

Qag2 - Fácies depósitos aluvionares - é composta por sedimentos argilo-siltosos e arenosos flúvio-lacustres que preenchem depressões resultantes de reativações neotectônicas ao longo do vale do Rio Araguaia. Estudos detalhados destes sedimentos por Valente (2007) revelaram a existência de várias unidades morfoestruturais do Pleistoceno Médio a Superior.

3.2.2.2 - Formações Superficiais

3.2.2.2.1 - ENch - Formação Cachoeirinha

A Formação Cachoeirinha foi proposta por Gonçalves & Schneider (1970) para reunir sedimentos que ocorrem no Distrito de Cachoeirinha, próximo a Poxoréu (MT), e red denominação da Unidade C descrita por Oliveira & Muhlmann (1965) para sedimentos que ocorrem a leste de São Vicente (MT). Contudo, a red denominação não foi plenamente aceita como unidade estratigráfica por autores que incluíam os seus litótipos nas coberturas lateríticas (Olivatti & Ribeiro Filho,

1976; Marques *et al.*, 1981).

Penna *et al.* (1975) descrevem a Formação Cachoeirinha como composta de lentes argilo-arenosas lateríticas intercaladas com níveis de conglomerados. Contudo, a unidade compreende lentes centimétricas a decimétricas de conglomerados com clastos subarredondados a arredondados de quartzo, arenito e silexito em matriz argilosa, bem como sedimentos areno-argilosos vermelhos, lamitos com grânulos angulosos, argilitos cinza com estratificação incipiente e arenitos mal classificados (Fig. 3.14).

Estratigraficamente se assenta sobre superfície de aplainamento desenvolvida em rochas do Carbonífero, Permiano, Jurássico e Cretáceo em Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul.

Sua gênese está relacionada à deposição de fluxos de massa gravitacionais e retrabalhamento de antigos depósitos fluviais, evidenciado pela presença de seixos arredondados. Em alguns locais, como na região de Rio Verde (GO), afloram próximo de zonas de falha normal, o que sugere que o evento tectônico do final do Cretáceo teria reativado antigas falhas regionais NW e NE com conseqüente formação de pequenos *hemi-grabens* que acolheriam estes sedimentos (Scislewiski *et al.*, 2000).

Segundo Pena & Figueiredo (1972) a espessura é da ordem de 20 a 30 m, podendo alcançar até 70 m. Apesar da ausência de fósseis, estudos geomorfológicos sugerem que a unidade é do Terciário. Por capear uma superfície de aplainamento pliocênica, Schobbenhaus *et al.* (1984) a consideram de idade pliocênica. Braun (1971) admite que a unidade é do Terciário pela relação genética com o Ciclo Sul-Americano.

3.2.2.2.2 - ENdl - Coberturas detrito-lateríticas



Figura 3.14 - Conglomerado da Formação Cachoeirinha.

A unidade, supostamente do Terciário-Quaternário, corresponde a uma superfície de aplainamento e laterização de vasta região que engloba o centro-oeste brasileiro e tem expressão sobre as rochas dos complexos granulíticos. É caracterizada por latossolos vermelhos a castanhos estruturados, areno-argilosos com predomínio de goethita e subordinada caolinita e gibsitita. Os perfis lateríticos são maduros e imaturos, possuem linhas de pedras (*stone lines*) compostas de fragmentos angulosos de quartzo distribuídos na porção superior dos mesmos.

Em Goiás, estas coberturas possuem perfis imaturos, localmente maduros, de espessura variada. Quando maduros, a partir da rocha original passam a saprólito, horizontes mosqueados, ferruginosos com pisólitos e culminam em crosta ferruginosa, como na região de Fazenda Nova. O processo de pedogênese por laterização é responsável pela formação de depósitos supergênicos de níquel, fosfato e manganês.

3.2.2.2.3 - NQc - Depósitos colúvio-eluviais

Compreendem areias vermelhas e cascalhos resultantes do retrabalhamento de arenitos do Grupo Uruçuia. Ocorre ao longo da borda ocidental da Serra Geral de Goiás, na região nordeste do estado, fronteira com a Bahia, nas margens ao longo do Rio São Rafael e nas proximidades da cidade de Posse e os níveis mais grossos possuem concentrações de diamante e ouro.

3.2.2.2.4 - N1dl - Coberturas detrito-lateríticas ferruginosas

Esta unidade tem ampla distribuição no estado e atapeta superfícies de aplainamento desenvolvidas sobre rochas de todas as unidades litoestratigráficas e, atualmente, está sob efeito de dissecação marginal por erosão. Estes sedimentos são formações superficiais que se desenvolveram em zonas de interflúvios. Compreendem sedimentos aluviais ou colúviais constituídos por conglomerados oligomíticos com seixos de quartzito e lateritos autóctones com carapaças ferruginosas. As crostas, quando possuem perfis completos, podem alcançar mais de 30 m de espessura, embora, nem sempre apresentam

nítida diferenciação em horizontes. Perfis mais desenvolvidos possuem os seguintes horizontes:

Horizonte superficial: apresenta espessura inferior a 1 m e é constituído por material areno-argiloso, amarelado, desestruturado e suprimido em declives mais acentuados.

Horizonte concrecional: tem de 2 a 4 m de espessura e consiste de crosta com concreções ferruginosas cimentadas hematita terrosa, goetita e gibsitita.

Horizonte argiloso: pode alcançar 15 m de espessura e é de saprólito avermelhado.

Horizonte pálido: tem de 2 a 3 m de espessura, de cores claras e situa-se na interface rocha/saprólito.

A heterogeneidade de forma e composição desses depósitos indicam ser colúvio-aluviais de pedimentação (Iañez *et al.*, 1983).

A sua relevância econômica reside na associação com depósitos supergênicos de manganês, níquel, bauxita, fosfato e ouro detrítico, conhecidos nos municípios de São João D'aliança, Niquelândia, Barro Alto, Catalão e Fazenda Nova, respectivamente.

3.2.2.2.5 - Qdi - Coberturas Arenosas Indiferenciadas

A unidade reúne todas as coberturas residuais ou transportadas que sustentam terraços, resultam do retrabalhamento de sedimentos arenosos durante o Pleistoceno e relacionadas a superfície de aplainamento Velhas. Ocorrem no sudoeste de Goiás e na região do entorno de Brasília. Sua espessura máxima é inferior a 3 m e consistem de areias, siltes, argilas e eventuais cascalheiros cimentados por óxi-hidróxidos de ferro, mas sem desenvolver lateritos.

3.2.2.2.6 - Q2a - Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares se associam à rede de drenagem que flui sobre o embasamento cristalino e as bacias sedimentares, notadamente a tributária dos rios Araguaia e Tocantins. Os depósitos são pouco extensos e somente foram cartografados os de maior extensão, compatíveis com a escala do mapa. Estes compreendem as acumulações de sedimentos de calha e de planície de inundação, compostos por areias finas a grossas, cascalhos e lentes de material silto-argiloso e turfa. As frações mais grossas podem conter concentrações de rutilo, ouro, zircão e diamante, as quais podem constituir depósitos de interesse econômico.

4 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Joffre Valmório de Lacerda Filho

Luiz Carlos Moreton

Maria Luiza Osório Moreira

Este produto é resultado da união de esforços entre o Governo Federal e o Governo do Estado de Goiás e representa importante avanço no conhecimento sobre a geologia e a potencialidade para substâncias minerais no Estado de Goiás e Distrito Federal. Reúne todas as informações disponíveis relativas ao setor mineral e contém como principais produtos os mapas geológico e de empreendimentos mineiros na escala 1:500.000 estruturados em Sistema de Informações Geográficas - SIG com texto explicativo em meio digital e analógico.

É apresentada uma nova proposta de ordenação litoestratigráfica além de uma compartimentação geotectônica com identificação de importantes ambientes metalogenéticos. Foram identificadas 356 unidades geológicas, catalogadas 686 datações geocronológicas, 32.573 descrições de afloramentos, 1.795 de análises petrográficas, 27.342 resultados analíticos de sedimentos de corrente, 1.692 ocorrências minerais e 1.454 empreendimentos mineiros.

Este acervo representa o atual estado da arte do conhecimento geológico sobre a região. Para a sua execução foi feita a compilação e a reavaliação de todas as informações disponíveis, referentes à cartografia geológica (em diferentes escalas), levantamentos geofísicos e geoquímicos, dados geocronológicos e de cadastramento de recursos minerais, atualizados a partir das informações constantes no mapa geológico e de empreendimentos mineiros do estado publicado em 1999.

Também fazem parte deste acervo dados extraídos de teses de doutorado e dissertações de mestrado executados na área.

Todas as informações foram estruturadas em ambiente SIG, o que permitirá a atualização periódica de acordo com o avanço do conhecimento geológico e de pesquisa mineral, advindos dos futuros trabalhos.

Os mapas de Índice Bibliográfico facilitam o acesso aos trabalhos técnicos já realizados.

As informações obtidas neste trabalho permitem a identificação de áreas potencialmente

favoráveis para ocorrência de substâncias minerais de valor econômico, que poderão vir a ser alvos de investimentos em exploração e pesquisa mineral; além disto as diversas informações do meio físico disponibilizadas podem ser utilizadas por pesquisadores de outras áreas.

O formato deste produto possibilita a democratização e a difusão do conhecimento geológico via internet.

Sugere-se a confecção do Mapa Metalogenético do Estado de Goiás e Distrito Federal visando obter mais dados sobre a potencialidade para recursos minerais e a seleção de áreas com carência de informações geológicas para que sejam implementados novos levantamentos geológicos em escala de maior detalhe (1:100.000 ou maior). Sugere-se também a execução de projetos para resolver problemas geológicos específicos.

Constatou-se que a infra-estrutura do Estado contém uma rede viária de boas condições e uma elétrica que atende as necessidades para a implantação de projetos de beneficiamento mineral e de escoamento da produção desses bens produzidos na região.

O Estado de Goiás ocupa posição de destaque na produção mineral brasileira, sendo detentor de importantes reservas de cobre, ouro, nióbio, níquel, cobalto, titânio (anatásio), amianto, bauxita, rochas ornamentais e gemas e, deverá dar continuidade a sua política de fomento estabelecendo novos programas e diretrizes que continuem a atrair investimentos para a implantação de projetos no setor mineral proporcionando a verticalização da produção de bens minerais e agregando valor às *commodities* minerais para consubstanciar o desenvolvimento sócio-econômico.

O programa de levantamento aerogeofísico do estado deverá ser complementado com recobrimento das áreas de Pré-cambriano e da borda de Bacia do Paraná ainda não levantadas.

Sugere-se também a realização do Mapa de Geodiversidade do Estado na escala 1:500.000 com base nas informações aqui geradas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDALLAH, S. Estudos das mineralizações auríferas hospedadas nos granitos da cabeceira do Rio dos Bois, Mara Rosa (Go). 2001. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2001.
- ABREU, F.A.M. Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da faixa de dobramentos Paraguai - Araguaia. 1978.90p. Dissertação (Mestrado) - NCGG, Universidade Federal do Pará, 1978.
- ALMEIDA, F. F. M. Origem evolução da plataforma brasileira. Boletim Divisão Geol. Mineral. DNPM, Rio de Janeiro, n. 241, 1967. 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no proterozóico superior. Anais Acad. Bras. Ciências, n. 40, p. 285-295, 1968.
- ALMEIDA, F.F.M. *et al.* Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande, Atas... Campina Grande: SBG, 1977. p.363-391.
- ALVARENGA, C.J.S. de; DARDENNE, M.A. Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais ... Recife: SBG, 1978. v.2, p. 546-556.
- ALVARENGA, C.J.S. de; GUIMARÃES, E.M. Siluro-Devoniano na Margem Noroeste da Bacia do Paraná, Região entre Diorama e Amorinópolis, GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília, Anais ... Brasília: SBG, 1994. p. 53-54.
- ALVARENGA, C.J.S. de; TROMPETTE, R. Glacial and turbidite sedimentation of upper Proterozoic in Paraguay Belt, Mato Grosso, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28, 1989. Washington, Abstracts... Washington: [s.n.], 1989. v.1, p.374.
- ALVARENGA, C.J.S. de; TROMPETTE, R. Glacial influenced turbidite sedimentation in the uppermost Proterozoic and Lower Cambrian of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Munique, v.92, n.1-2, p.85-105, Mar.1992.
- ALVARENGA, C.J.S. de *et al.* Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANNI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D.A. Tectonic Evolution of South América. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, 2000. p.183-193.
- ALVARENGA, C.J.S. de *et al.* Eventos rifte e pós rifte do final do Paleoproterozóico no embazamento da Faixa Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBG - Núcleo Nordeste, 2002. v.1, p.289-290.
- ALVARENGA C.J.S. de *et al.* Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Cartas Geológicas. Relatório Final da Folha SD.23-V-C-VI Nova Roma, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.
- ALVES, C. Mobilização Geoquímica, formação de jazidas desenvolvimento exploratório. ADIMB, 1997. (Curso realizado Mineração Santa Elina, Depósito de Fazenda Nova. Workshop sobre Lateritas).
- AMARO, V. Geologia e Petrologia da Seqüência Metavulcânica de Jaupaci - GO e Lineamentos Associados. 1989. 237p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1989.
- ANDRADE, G.F.; DANNI, J.C.M. As mineralizações de estanho, berílio e cobre do Granito Serra Branca, Cavalcante-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais ... Recife: SBG, 1978. v.6, p.2579-2593.
- ANDRADE RAMOS, J.R. Folha Geológica da nova capital. Rio de Janeiro: DNPM/DGM. p.44-46, 1958. (Relatório Anual do Diretor, ano de 1957)
- ANDRADE, S.M.; CAMARGO, P.E.N. Estratigrafia dos Sedimentos Devonianos do Flanco Nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31,1980, Camboriú. Anais ... Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.2828-2836.
- ANDRADE, S. M.; CAMARGO, P. E. N. Sequências Sedimentares Pré-Carboníferas dos Flancos Nordeste da Bacia do Paraná e Sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1982.
- ARANTES, D.; OSBORNE, G. A.; BUCK, P. S. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. IN: LADEIRA, E. A. Brazil Gold' 91. Belo Horizonte, 1991a. p.221-229.
- ARANTES, D. *et al.* A seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações associadas. Boletim Informativo - SBG-Núcleo Centro-Oeste, n.14, p.27-40, 1991b.
- ARAÚJO FILHO, J.O. Structural characteristics and tectonic evolution of Pirineus sintaxs, central Brazil. 1999. 418p. PhD Thesis, Univ. of Illinois. (Unpublished).
- ARAÚJO, J. B.; CARNEIRO, R. G. Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico. Belém: Petrobrás/RENOR, 1977. 11p. (Relatório Técnico Interno, 348).
- ARAÚJO, S. M. Petrologia e Mineralizações Sulfetadas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis-GO. 1986. 196 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1986.
- ARAÚJO, S. M.; NILSON, A. A. Caracterização petroquímica e petrotectônica dos anfíbolitos da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis - Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1, 1987, Porto Alegre. Anais ... Porto Alegre: SBGq/SBG, 1987.
- ARAÚJO, S.M.; FAWCETT, J.J.; SCOTT, S.D. (1995). Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a vulcanogenic massive sulfide deposit: The Palmeirópolis, Brazil, example. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.25, n.3, p.173-184, 1995.
- ARAÚJO, V.A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B-I. Nerópolis. Goiânia: CPRM, 1994. 98p.
- ARAÚJO, V.A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-A-III - Itabe-

- raí. Brasília: CPRM, 1997. 83p.
- ARAÚJO, V.A.; ALVES, A.C. Projeto Canabrava-Porto Real. Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM, 1979. 191p. Inédito.
- ARAÚJO, V.A.; CAMPOS, J.E.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SD.22-Z-A. Itapaci. Goiânia: CPRM, 1995. (Convênio CPRM/DNPM). 17p. Inédito.
- ARAÚJO, V.A.; OLIVATTI, O. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Programa Grande Carajás. Folha SB.22-Z-D - Araguaína. Brasília: DNPM/CPRM, 1993. 13p.
- ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M. Bizarre Geochemistry of Komatites from the Crixás Greenstones Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n.101, p.187-197, 1989.
- ASSINE, M.L. Aspectos da Estratigrafia das Seqüências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. 1996. 207p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Sequência Tectono-Sedimentares Mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24, n.2, p.71-89, 1994.
- ASSUMPCÃO, M. *et al.* Levantamento Gravimétrico do Complexo de Barro Alto, GO: resultados preliminares. *Revista Brasileira de Geofísica*, n.3, p.1-7, 1985.
- BABINSKI, M. Idades Isocrônicas Pb-Pb e Geoquímica Isotópica de Pb das Rochas Carbonáticas do Grupo Bambuí, na Porção sul da Bacia do São Francisco. 1993. 133p. Tese (Doutorado) - IPEN, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- BAECKER, M.L.A mineralização de Nióbio do solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáficas do domo de Catalão I, Goiás. 1983. 113p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1983.
- BAÊTA JR., J.D.A. As Jazidas de níquel laterítico de Barro Alto, Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C. E. S. (Coord). Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília: DNPM, 1986. v.2, p.315-323.
- BAÊTA JR, J.D.A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-A-V- Nazário. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 1994. 108p.
- BAÊTA JR, J.D.A. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B - Goiânia. Escala 1:250 000. Goiânia: CPRM, 1999. 72p.
- BAÊTA JR, J.D.A.; SOUZA, J.O.; MORETON, L.C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SD.22-Z-C-II - Morro Agudo de Goiás; Folha SD.22-Z-C-V, Goiás; Folha SE.22-X-A-II - Sancerlândia. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 1998. Inédito.
- BAÊTA JR, J.D.A. *et al.* Projeto Goianésia-Barro Alto. Goiânia: DNPM/CPRM, 1972. 2v. Inédito.
- BAÊTA JR, J.D.A. *et al.* Projeto Manganês no Centro-Sul de Goiás. Relatório Final - Etapa II. Goiânia: DNPM/CPRM, 1978. 7v.
- BAÊTA JR, J.D.A. *et al.* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B-IV - Goiânia. Brasília: CPRM, 1997. Inédito.
- BAPTISTA, M.B. Grupo Araxá. In: BARBOSA, O. *et al.* Projeto Brasília- Goiás: geologia e inventário dos recursos minerais. Rio de Janeiro: DNPM/PROSPEC, 1969. p.27-45.
- BAPTISTA, M.B.; CARTNER-DYER, R. Ocorrência Singular de Sedimentos Mediopaleozóicos no Centro-Oeste de Goiás. *Notas Preliminares - DGM*, n.133, 1966. 11p.
- BARBOSA, O. Guia das Excursões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 9, 1955, São Paulo. Not ... São Paulo: SBG, 1955. Not. 3.
- BARBOSA, O. Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro. Goiânia: DNPM/PROSPEC, 1963. 70p.
- BARBOSA, O. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. *Bol.Div.Fom.Prod.Min.* DNPM, Rio de Janeiro, n.136, 1970.140p.
- BARBOSA, O. *et al.* Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro n.19, p.1-94, 1966.
- BARBOSA, O. *et al.* Geologia e Inventário dos Recursos Minerais do Triângulo Mineiro. Relatório do Projeto Chaminés. 1967. Inédito.
- BARBOSA, O. *et al.* Projeto Brasília - Goiás: geologia e inventário dos recursos minerais. Goiânia: DNPM, 1969. 225p Inédito.
- BARBOSA, O. *et al.* Projeto Goiânia - Relatório Preliminar. Goiânia: DNPM/PROSPEC, 1970a, 75p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511).
- BARBOSA, O. *et al.* Geologia do Triângulo Mineiro. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, Rio de Janeiro, n.136, p.1-140, 1970b.
- BARBOSA, P.A.R. Geologia e caracterização das mineralizações de chumbo e zinco da região de Castelão (Niquelândia-GO). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1,1981, Goiânia. Atas ... Goiânia: SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.644-663
- BARBOSA, P.A.R. Geologia e Recursos Minerais das Seqüências Supracrustais à Leste de Mossâmedes-GO. 1987. 226p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1987.
- BARBOSA, P.A.R.; SILVA, A. da. Modelo Deformacional para o Sudeste de Goiás e suas Implicações Metalogênicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Anais ... São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p. 315-317.
- BARBOSA, R.A. Charnockitos de Rialma, Ceres e Jaraquá, Estado de Goiás. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1959. 43p. (Boletim, n.201)
- BARBOUR, A.P.; KAWASHITA, K.; GIRARDI, V.A.V.; SOUZA, A.M.C. Geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, Goiás. *Boletim IG-USP*, São Paulo, n.10, p.11-18,1979.
- BARRETO FILHO, J.A. O maciço básico-ultrabásico de Água Branca: continuidade física dos maciços de Niquelândia e Goianésia-Barro Alto. *Boletim SBG-NCO*, n.15, p.23-29, 1992.
- BARROS NETO, L.S. Evolução Estrutural do Distrito Esmeraldífero de Campos Verdes, Goiás. 2000. 111p. M.Sc. Dissertation 149 - Universidade de Brasília,

- Enclosure with a 1:25000 scale map and cross section. Brasília, 2000.
- BAUNER, E.J.; LARGHER, G.M. A preliminary report of the east-central part of the state of Mato Grosso and a portion of the western part of the state of Goiás, Brazil. Ponta Grossa: Petrobras / DEBSP, 1958. 26p. (Relatório Técnico Interno, 114).
- BENTES, M.; METELO, M.J.; OHOFUJI, W. Projeto Serra da Mesa II. Relatório Final. Goiânia: MME/CPRM-GO, 1977. v.1, 62p.
- BERBERT, C.O. Notícia sobre o Projeto Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG, 1968. p.19-22.
- BERBERT, C.O. Geologia dos complexos máficos-ultramáficos de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. Anais ... Brasília: SBG, 1970. p.41-50.
- BEURLEN, H. Sobre a origem singenético-sinsedimentar de alguns corpos mineralizados em chumbo, zinco e fluorita no Grupo Bambuí e dispersão geoquímica primária dos elementos mineralizantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Anais ... Porto Alegre: SBG, 1974. v.6, p.49-60.
- BEZ, L.; GUIMARÃES, J.; GUIMARÃES, D. Distrito Vulcânico de Rio Verde. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. Anais ... São Paulo: SBG, 1971. p.121-128.
- BIGARELLA, J.J. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. Bol. Un. Fed. Paraná. Geol., Curitiba n.18, 1966. 114p.
- BILAL, E. *et al.* Geochemistry of two Proterozoic A-type granites of Goiás State, Brazil: possible links with rapakivi series. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.69, n.3, p. 349-365, 1997.
- BLUM, M.L.B.; JOST, H.; MORAES, R.A. V.; PIRES, A.C.B. Caracterização dos complexos ortognáissicos arqueanos de Goiás por gamaespectrometria aérea. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 33, n. 2 (Suplemento), p.147-152, 2003.
- BONHOMME, M.G. The use of Rb-Sr and K-Ar dating methods as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals. Precambrian Research, n.18, p.5-25, 1982.
- BONHOMME, M.G. *et al.* Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. Precambrian Research, n.18, p.103-118, 1982.
- BOTELHO, N.F. A anomalia do Índio (In) relacionada aos granitos estaníferos de Goiás e aos Metarriolitos do Grupo Espinhaço na Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992a, São Paulo. Anais ... São Paulo: SBG, 1992a. p.217-218.
- BOTELHO, N.F. Les ensembles granitique subalcalins a peralumineux mineralisés en Sn et In de la Sous - province Paraná, Etat de Goiás, Brésil (paragenèses hydrothermales associées: micas lithinifères, helvite, cassitérite, minéraux d'indium). 1992b. 343p. Dr. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris. Paris, 1992b. (Unpublished)
- BOTELHO, N.F.; MARINI, O.J. Petrografia, Petroquímica e Transformações Tardi/pós-magmáticas do Granito Estanífero da Pedra Branca (Goiás). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais ... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.6, p.2935-2949.
- BOTELHO, N.F.; MOURA, M.A. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. Journal of South America Earth Science, v.11, n.5, p.427-438, 1998.
- BOTELHO, N.F.; PIMENTEL, M.M. Geocronologia Rb-Sr das Fases Intrusivas do Maciço Granítico da Pedra Branca, Província Estanífera de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4, 1993, Brasília. Resumos... Brasília: SBG, 1993. p.253-254.
- BOTELHO, N.F.; ROSSI, G.O. Depósito de Estanho do Granito Pedra Branca (Goiás). In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E. (Org.). Principais Depósitos Mineiros do Brasil. Brasília: DNPM-CPRM, 1988. v.3, p.268-285.
- BOTELHO, N.F. *et al.* Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. In: Workshop Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, p. 5-8, 1993.
- BOTELHO, N.F. *et al.* Geologia da Região de Teresina de Goiás. 1998. (Em preparação).
- BOTELHO, N.F. *et al.* Suíte Aurumina: uma suíte de granitos Paleoproterozoicos, Peraluminosos e Sintectônicos na Faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7 E SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. Resumos... Brasília: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999. p.17.
- BOTELHO, N.F. *et al.* Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.23-V-C-V Cavalcante, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.
- BRANCO, J.J.R.; COSTA, M.T. Roteiro de Excursão Belo Horizonte-Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 14, 1961, Belo Horizonte. Anais ... Belo Horizonte: SBG, 1961. 258p.
- BRANNER, J.C. Resumo da Geologia do Brasil para acompanhar o Mapa Geológico do Brasil. Geo. Soc. of Am. Bul., v.30, n.2, apêndice, p.1-152. Jun., 1919. Anexo, Mapa Geológico do Brasil. Escala: 1:500.000.
- BRAUN, O.P.G. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. Anais ... Belo Horizonte: SBG, 1968. p.155-166.
- BRAUN, O.P.G. A tectônica do Grupo Bambuí (Borda Ocidental). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. Res. das Conf. e das Com... Brasília: SBG-Núcleo Centro-Oeste, 1970a. p.159-161.
- BRAUN, O.P.G. A formação Areado e a formação Serra Negra. Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, v.28, n.3, p.100-106, 1970b.
- BRAUN, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. Rev. Bras. de Geogr., Rio de Janeiro, n.3, 1971. (Fundação IBGE).
- BRAUN, O.P.G. Uma Discussão Sobre Alguns Aspectos Geotectônicos e Estratigráficos das Sequências Pré-cambrianas do Centro-Leste de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 1, 1981, Goiânia. Anais ... Goiânia: SBG, 1981. p.9-29.

- BRAUN, O.P.G. Novas contribuições à Estratigrafia e aos Limites do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1982. v.1, p.260-268.
- BRAUN, O.P.G.; BAPTISTA, M.B. Considerações sobre a Geologia Pré-Cambriana da Região Sudeste e parte da Região Centro-Oeste do Brasil. Salvador: SBG-Núcleo Bahia, 1978. Publ. Espec., n.13, p.225-368.
- BROD, J.A.; JOST, H. Características Estruturais, Litológicas e Magmáticas da Zona de Cisalhamento Dúctil do Rio Traíras, Bloco do Complexo de Niquelândia, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.21, n.3, p.205-217, 1991.
- BROD, J.A. *et al.* Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991, Cuiabá. Anais ... Cuiabá: SBG-Núcleo Centro-Oeste, 1991. p.155-168.
- BROD, J.A. *et al.* Geoquímica da Sequência Vulcano-sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro - MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 6, 1992, Ouro Preto. Anais ... Ouro Preto: SBG, 1992. v.45, p.164-166.
- CAMPOS NETO, M.C.; CABY, R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, southeast Brazil. Precambrian Research, n.97, p.3-26, 1999.
- CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Contribuição à Estratigrafia da Bacia do São Francisco na Região de Posse-GO. Boletim Informativo da SBG - Núcleo Centro-Oeste, n.16, p.51-66, 1993.
- CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. A carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. Resumos ... Camboriú: SBG, 1994. p.50-51.
- CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Origem e evolução da Bacia Sanfranciscana. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.27, n.3, p.283-294, 1997.
- CÂNDIA, M.A.F. Petrologia dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sanclerlândia, Goiás. 1983. 400p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.
- CÂNDIA, M.A.F.; PFRIMER, A.A.; TEIXEIRA, N.A. Geologia e mineralizações de níquel-cobre-cobalto dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Ata... Goiânia: SBG - Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.495-518.
- CARVALHO, R.T. & MOUTINHO DA COSTA, L.A. Índícios de Glaciação em Cristalina, Goiás. Mineração e Metalurgia, v.43, n.284, p.73-75, 1968.
- CARVALHO, W.T. Trabalho de pesquisa mineral desenvolvido no complexo Ultramáfico-Alcalino de Catalão I, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, 1974. v.5, p.251-272.
- CERQUEIRA, M.R.S.; DANNI, J.C.M. Zonas Composicionais dos Clinopiroxênios do Complexo Alcalino da Fazenda Buriti, Iporá-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. Bol. Res. Expandidos ... Camboriú: SBG, 1994. v.3, p. 119.
- CHANG, H.K.; KAWASHITA, K.; ALKIMIM, F.F.; MOREIRA, M.Z. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 1993, Salvador. Anais ... Salvador: SBG/SGM, 1993. p.195-196.
- CLOUD, P.E.; DARDENNE, M.A. Proterozoic age of Bambuí Group in Brazil. Geol. Soc. Am. Bul., v.84, p.1673-1676, 1973.
- COELHO, C.E.S. *et al.* O conglomerado diamantífero da Serra Dourada-Go. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1985, Goiânia. Atas... Goiânia: SBG - Núcleo Centro-Oeste, 1985. p.39-64.
- CORDANI, U.G.; HASUI, Y. Comentários sobre os dados geocronológicos da Folha Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. Carta Geológica Brasil Milionésimo - SD - 22. Brasília: DNPM, 1975.
- CORDANI, U.G.; VANDOROS, P. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. J. *et al.* (Ed.). Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba: CNPq, 1967. p.207-231.
- CORREIA FILHO, F.C.L.; SÁ, A.M. Projeto Natividade. Goiânia: DNPM/CPRM, 1980. 6v.
- CORREIA, C.T. Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. 1994. 1551p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.A.V. Inferred composition of parental magma of mafic ultramafic complex of Cana Brava, Goiás, Brazil. In: INTER. SYMP. PHYS. CHEM. UPPER MANTLE, 1994, São Paulo. Proceedings... São Paulo, 1994. p.163-165.
- CORREIA, C.T. *et al.* 2 Ga U-Pb (SHRIMP II) and Re-Os ages for the Niquelândia basic-ultrabasic layered intrusion, Central Goiás, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais ... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.187-189.
- CORREIA, C.T. *et al.* Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 27: 163-168, 1997a.
- CORREIA, C.T. *et al.* 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: SOUTH-AMERICAN SYMP. ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997b, Campos do Jordão (SP). Ext. Abst., Campos do Jordão (SP), 1997. p.88-89.
- CÔRTEZ, I.M.A.; SIQUEIRA, D.P.L.; SÁ, J.A.G. Mapa Geológico do Estado de Goiás. Escala 1:1.000.000. Brasília: DNPM/SME, 1987.
- COSTA L.A.M. *et al.* Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco, Relatório Final. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1976. Inédito.
- COSTA, I.G.; ROCHA, E.R. Geologia da área XI. Projeto Bom Jardim/Moiporá. s.l.:s.e, 1974. 79p. (Convênio UnB-Projeto Rondon - Relatório Inédito)
- COSTA, J.B.S. Estratigrafia da Região de Colméia- GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1980, Camboriú. Anais .. Camboriú: SBG, 1980. v.2, p.720-728.
- COSTA, J.B.S. Aspectos Litoestruturais e Evolução Crustal

- da Região Centro-Norte de Goiás. 1985. 209p. Tese (Doutorado) – Núcleo de Geociências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém. Belém, 1985.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G. Zonas Tectônicas do Geossinclinal Pré-Cambriano do Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. Res. Conf.... Brasília: SBG-Núcleo Centro-Oeste, 1970. p.164-166.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G. Geosynclinal Evolution in the Epi - Baikalian Plateform of Central Brasil. Geol. Rundschau, v.60, n.2, p.1024-1050, 1971.
- COSTA, S.A.G.; FRAGOMENI, P.R.P. Complexo Vulcano-sedimentar de Bom Jardim de Goiás-Base do Grupo Cuiabá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. Resumos... Belo Horizonte: SBG, 1976. p.11.
- COSTA, S.A.G. *et al.* Projeto Bom Jardim de Goiás. Relatório Final de Pesquisa para Cu-Pb-Zn no Município de Bom Jardim de Goiás. Goiânia: CPRM-SUREG, 1979. 3 v. (Relatório Inédito).
- CRÓSTA, A.P. Mapeamento Geológico do Domo de Araguinha utilizando técnicas de Sensoriamento Remoto. 1982. 108p. Dissertação (Mestrado) – INPE-CNPq, São José dos Campos, São Paulo, 1982.
- CRÓSTA, A.P.; THOMÉ FILHO, J. Geology and impact features of the domo de Araguinha Astroblema, states Mato Grosso and Goiás. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, POST-CONGRESS FIELD TRIP – AFT 47
- CRÓSTA, A.P., GASPAS, J.C.; CANDIA, M.A.F. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.11, n.3, p.139-146, 1981.
- CRUZ, E.L.C.C. da. Geologia e Mineralizações Auríferas do Terreno Granitóide – Greenstone de Almas – Dianópolis, Tocantins. 1993. 152p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 1993.
- CRUZ, E.L.C.C. da; KUYUMJIAN, R.M. Chemical Characterization of Metabasalts and Granitoids from the Almas-Dianópolis Granite-Greenstone Terrane, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN PLATFORM, 1996, Brasília. Extended Abstracts... Brasília: SBG, 1996. p.53-54.
- CRUZ, E.L.C.C. da; KUYUMJIAN, R.M. Geologia e Evolução Tectônica dos Terrenos Granito-Greenstone Belt de Tocantins: região de Almas-Dianópolis, Estado do Tocantins, Brasil Central. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.28, n.2, p.173-182, 1998.
- CUADROS JUSTO, L.E. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SD.22-Z-D-IV. Jaraguá, GO. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 1994. 91 p.
- CUBA, E. Projeto Fronteira do Norte - Relatório Preliminar de Pesquisa - Áreas de Pesquisa 1 -2. Goiânia: METAGO, 1977. 24p.
- CUKROV, N.A.A. Glaciação neoproterózoica da porção sul do Craton do São Francisco e suas litofácies nas regiões de Jequitaiá MG e Cristalina GO. 1999. 104p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.
- CUNHA, B.C.C. *et al.* Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 - Tocantins. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1981. p.21-196. (Levantamento de Recursos Minerais, v. 22).
- D'EL REY SILVA, L.J.H.; BARROS NETO, L.S. The Santa Terezinha-Campos Verdes emerald district, central Brazil: structural and Sm-Nd data to constrain the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. Journal of South American Earth Sciences n.15, p.693-708, 2002.
- D'EL REY SILVA, L.J.H. *et al.* The Niquelândia Layered Intrusion and Underthrusting in The Brasília Fold Belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador, Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.87-91.
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Brasília. Anais... Brasília: SBG, 1969. p.355-412.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A. Unidades Tectono-Estratigráficas do Embasamento das Faixas Dobradas da Margem Ocidental do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, 1981, Salvador, Anais ... Salvador: SBG, 1981. p.130-139.
- DANNI, J.C.M.; KUYUMJIAN, R.M. A origem dos anfibólitos da seqüência vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro, Anais ... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.9, p.4126-4136.
- DANNI, J.C.M. Os Greenstones Belts da Província Tocantins no Estado de Goiás, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.18, n.4, p.381-390, 1988.
- DANNI, J.C.M.; CAMPOS, J.E.G. Geologia e Petrologia do Complexo Cachoeira do Lajeado, Iporá, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília, Anais ... Brasília: SBG, 1994.
- DANNI, J.M.C.; GASPAS, J.C. Mineralogia e Química do Katungito de Amarinópolis, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Resumos Expandidos - Sessões Técnicas... São Paulo: SBG, 1992. v.2, p.85-86.
- DANNI, J.C.M.; JOST.H. Geologia da Região de Hidrolina - Crixás; 1 etapa: Grupo Pilar de Goiás na área-tipo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Roteiro das Excursões Técnico-Científicas... Goiânia: SBG, 1986. p.67-72.
- DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H. As seqüências granulítica, anortosítica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelândia-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Resumos... Recife: SBG, 1978. Bol. n.1, p.45.
- DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H. The Niquelândia mafic-ultramafic granulites and gabbro-anorthosites metavolcanic associations. Brasília: IG/UnB, 1980. (Inédito - Submetido a Precambrian Research).
- DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H. Granulite meta-morphism and deformation in ancient composite layered intrusions: the Niquelândia Complex Brasil. In: CONGRESSO INTERNACIONAL, 26, 1982, Paris. Anais ... Paris, 1982. v.1, p.35.
- DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H. Granulite metamorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: the Niquelândia Complex Brasil. In.: CON-

- GRESSO INTERNATIONAL, 26, ano, Pa-ris. Anais ... Paris, 1991. V.1, p.35.
- DANNI, J.C.M.; RIBEIRO, C.C. Caracterização Estratigráfica da Seqüência Vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e Guarinos, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife, Resumos... Recife: SBG, 1978. Bol. n.2, p.582-596.
- DANNI, J.C.M.; TEIXEIRA, N.E. Características e sistematização das associações de rochas máficas e ultramáficas pré-cambrianas do Estado de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 1, 1981, Goiânia, Anais ... Goiânia: SBG, 1981. p.376.
- DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A. Geologia da região de Goiás, GO. O Greenstone Belt Serra de Santa Rita e a Seqüência Serra do Cantagalo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.265-280.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. Archean and lower Proterozoic units in Central Brazil. Geol. Rundschau, v.71, n.1, p.291-317, 1982.
- DANNI, J.C.M.; GASPAR, J.C. Química do katungito de Amornópolis - Goiás: Contribuição ao estudo do magmatismo kamafugítico. Geoch. Brasiliensis, n.8, p.119-134, 1994
- DANNI, J.C.M., GASPAR, J.C. ; GONZAGA, G.M. The Fazenda Alagoinha intrusion. In: LEONARDOS, O. H. et al. INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5, 1991, Araxá. CPRM Special, v.3, p.31-35, 1991.
- DANNI, J. M. C. et al. Geologia da Extremidade Sudoeste da Serra Dourada (Goiás, Brasil). Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.3, n.3, p.160-180,1973.
- DANNI, J.C.M. et al.. O Complexo de Barro Alto na Região de Ceres-Rubiataba, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.14, n.2, p.128-136, 1984.
- DANNI, J.C.M. et al. Aspecto da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34,1986, Goiânia, Anais ... Goiânia: SBG, 1986. p.570-584.
- DANNI, J.C.M. et al. Picritos Alcalinos do Sul de Goiás: Características Mineralógicas e Geoquímicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Res. Expandidos ... São Paulo: SBG, 1992. v. 2.
- DANTAS, E.L. et al. Proveniência e idade deposicional de seqüências meta vulcanossedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocrystal de zircão. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.31, n.3, p.329, 2001.
- DANTAS, E.L. et al. Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.22-X-D-I Porangatu, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.
- DARDENNE, M.A. Geologia da Região de Vazante - MG, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Boletim Especial... Porto Alegre: SBG, 1974. p.182-195.
- DARDENNE, M.A. Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais ... Recife: SBG, 1978a. v.1, p. 299-308.
- DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais ... Recife: SBG, 1978b. v.2, p.597-610.
- DARDENNE, M.A. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS,1, 1979, Salvador. Anais... Salvador: SBG - Núcleo Bahia; CBPM, 1981. p.140-157.
- DARDENNE M.A. The Brasilia fold belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. (Eds) Tectonic Evolution of South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2000. p.231.
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. Épocas Metalogénicas no Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos... Belém: SBG - Núcleo Norte, 2001. CD ROM.
- DARDENNE, M.A.; FARIA, A. de; ANDRADE, G.F. Occurrence de Stromatolites Columnaires dans le Group Bambuí (Goiás, Brasil). An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, v.48, n.3, p.555-566, 1976.
- DARDENNE, M.A.; MAGALHÃES, L.F.; SOARES, L.A. Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30,1978b, Recife. Anais... Recife: SBG 1978b. v.2, p.611-621.
- DARDENNE, M.A. et al. Geologia da região de Goiás-GO, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém. Resumos... Belém: SBG, 1972. p.97-98.
- DARDENNE, M.A. et al. O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco. Boletim Informativo, SBG-CO, Goiânia, n.7/8, p.85-97, 1978a.
- DARDENNE, M.A. et al. Revisão Estratigráfica do Grupo Araxá na região da Serra Dourada- GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia, Ata... Goiânia: SBG, 1981. p.664-681.
- DARDENNE, M.A. et al. Mapa Geológico - Projeto Rio Veríssimo. 1994.Trabalho de Graduação - Instituto de Geociências , Universidade de Brasília, Brasília, 1994.
- DARDENNE, M.A.; GONZAGA, G.M.; CAMPOS, J.E.G. Descoberta de Pavimentos Estriados de Origem Glacial Sobre os Arcóseos da Formação Três Marias na Região de Santa Fé de Minas, MG. Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, v.4, n.4, p.65 - 66,1990.
- DÁVILA, C.A.R. Ambiente Geotectônico e Mineralizações de ouro nas janelas erosivas de São Domingos-GO e Correntina-BA. 2002. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2002
- DELGADO, I.M. et al. Província Tocantins. In: BIZZLI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Rio de Janeiro: CPRM, 2003. p.281-292.
- DERBY, O.A. Reconhecimento Geológico do Valle do Rio São Francisco. In: BRASIL. Comissão Hydrographica do Rio São Francisco. Rio de Janeiro,1880. 24 p. (Re-

- latório Inédito, Anexo 1).
- DEUTSCH *et al.* On the significances of crater ages: newages for Dellen sweden and ataguinha Brazil. *Tecnophysics*, n.216, p.205-218, 1992.
- DIETZ, R.S.; FRENCH, B.M.; OLIVEIRA, M.A.M. de. Araguinha Dome (M. Grosso) and Serra da Cangalha (Goiás) Probable Astroblemes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. Res. Das Com.; Sessões Técnicas. Aracaju: SBG - Núcleo Bahia, 1973. p102.
- DRAGO, V.A. *et al.* Geologia. In: Projeto RADAM-BRASIL. Folha Goiás-SD.22. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. v.25, p.27-300. (Levantamento de Recursos Minerais, v. 25).
- DRAKE JR., A.A. The Serra de Caldas Novas Window, Goiás. U.S.G.S. Prof. Paper, Denver, n.1119/A-B, p.1-11, 1980.
- DYER, R.C. Grupo Aráí - Um Grupo de Metamorfitos do Centro-Leste de Goiás. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, v.28, n.2, p.55-63, 1978.
- ENGELHARDT, W.V.; MATTHÄI, S.K.; WALZEBUCK, J. Araguinha impact crater, Brazil. The interior part of uplift. *Meteoritics*, n.27, p.442-457, 1992
- FARIA, A. de Formação Vila Maria Nova Unidade Litoestratigráfica Siluriana da Bacia do Paraná. *Ciências da Terra*, n.3, p.12-15, 1982.
- FARIA, A. de Geologia do Domo de Cristalina-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.15, n.3, p.231-240, 1985.
- FARIA, A. de Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Paranoá nas Áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João d'Aliança - Alto Paraíso de Goiás. 1995. 199p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1995.
- FARIA, A. de *et al.* Projeto Piranhas, Relatório Final. Brasília: DNPM/FUB, 1975. 143 p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2462).
- FARIA, A. de *et al.* Geologia da Região de São Domingos-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Anais ... Goiânia: SBG, 1986. v.2, p.861-875.
- FERNANDES, L.A.A. Cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. 1992. 129p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.
- FERNANDES, L.A.A. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). 1998. 216 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.O Cobertura cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Resumos Expandidos... São Paulo: SBG, 1992. v.2, p.506-508.
- FERNANDES, L.A.A.; COIMBRA, A.M.O grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.24, n.3, p.164-176, 1994.
- FERNANDES, L.A.A.; COIMBRA, A.M.O. Revisão estratigráfica da parte oriental da bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.30, n.4, p.717-728, 2000.
- FERNANDES, P.E.C.A. *et al.* Geologia. In.: Projeto RADAMBRASIL - Folha SD.23 - Brasília. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1982. p.27-204. (Levantamento de Recursos Naturais, 29).
- FERRARI, P.G.A formação Ibiá e sua Pertinência ao Grupo Araxá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. Anais ... Belo Horizonte: SBG, 1989. p.257-261.
- FERRARI, P.G.; BRANDALISE, L.A. Projeto Folha do Rio de Janeiro; geologia da região do médio rio Grande, Minas Gerais - na escala 1:100.000. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 1971. v.2. Inédito.
- FERRARIO, A; GARUTI, G. Planitunum Group minerals in Chromite-rich horizons of Niquelândia Complex (Central Goiás, Brasil). In: PRICHARD, H. M.; POTTS, T.J.; BOWLES, J.F.W.; CRIBB, S.J. *Geo. Planitunum 1987*. United Kingdom, 1987. p.261-272.
- FERREIRA FILHO, C.F. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Layered Complex, north-Goiás, Brazil: petrology, age and potential for PGE ore deposits. 1995. 270p. Doctor of Philosophy Thesis - Department of Geology, Universit of Toronto, Toronto, 1995.
- FERREIRA FILHO, C.F. Geology and Petrology of large layered intrusions of Central Brazil, implications for PGE mineralization. In: PLATINUM SYMPOSIUM, 8, 1998, Rustenburg South Afric. Extended Abstracts... Rustenburg South Afric, 1998. p.107-110.
- FERREIRA FILHO, C.F. Geologia do Segmento NS do Complexo de Barro Alto, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7 E SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. Anais... Brasília: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999. p.7.
- FERREIRA FILHO, C.F.; PIMENTEL, M.M. Sm-Nd isot. syst. and REE data for leucotroct. and their amphibolitized equiv. of the Niquelândia Cx Up. Lay. Ser. cent. BR: Further constrains for the timing of magm. and high-grade. *Metam. Jour. South Am. Earth Sci.*, n.13, p.647-665, 2000.
- FERREIRA FILHO, C.F.; NALDRETT, A.J.; ASIF, M. Distribution of Platinum Group Elements in the Niquelândia Layered Ultramafic and Intrusion. *Canadian Mineralogist*, Ottawa, v.33, n.1, p.165-184, 1995.
- FERREIRA FILHO, C.F.; FAWCETT, J.J.; NALDRETT, A.J. The hercynite and quartz equilibria assemblages from the Niquelândia layered mafic-ultramafic complex, Brazil: Petrology and tectonic implications. *Geol. Soc. America, Ann. Metg, Abstracts*, v.24, p.265, 1992a.
- FERREIRA FILHO, C.F.; NALDRETT, A.J.; FAWCETT, J.J. Prograde metamorphism in the Niquelândia layered complex, Brazil: Evidence for na oblique cross-section through the continental crust. *Geol. Soc America, Ann. Metg, Abstracts*, v.24, p.179, 1992b.
- FERREIRA FILHO, C.F. *et al.* Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constrains for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Research*, n.68, p.241-255, 1994.
- FERREIRA, A.L. *et al.* Folha SB.21-Tapajós. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.;

- ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; VIDOTTI, R.M.; RAMOS, M.A.B.; JESUS, J.D.A. de (Ed.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2005. CD-Rom.
- FIGUEIREDO, A.N. Geologia e mineralizações do extremo-norte do Complexo de Barro Alto, Goiás. 1978. 104p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1978.
- FIGUEIREDO, J.A.; LEÃO NETO, R.; VALENTE, C.R. Depósitos de sulfetos maciços de Zn,Cu e Pb da região de Palmeirópolis, Go.In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1,1981,Goiânia. Ata...Goiânia:SBG, 1981. p.422.
- FISCHEL, D.P.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis - Itauçu, Goiás, determinada pelo método Sm-Nd. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, n.28, v.4, p.543-544, 1998.
- FONSECA, M.A. Estilos estruturais e o arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília. 1996. 172p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.
- FONSECA, M.A.; DARDENNE, M.A. Compartimentação estrutural da parte da zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília ao norte da Inflexão dos Pirineus. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. Ata ... Brasília: SBG, 1994. p.181-183.
- FONSECA, M.A.; DARDENNE, M.A.; UHLEIN, A.A. Faixa Brasília, Setor Setentrional: Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.25, n.4, p.267-278, 1995.
- FORTES, P.T.F.O. Geologia do Depósito Aurífero Mina III, Crixás, GO. 1991. 194p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1991.
- FORTES, P.T.F.O. Metalogenia dos Depósitos Auríferos Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. 1996. 177p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.
- FORTES, P.T.F.O.; NILSON, A.A. Geologia do Depósito Aurífero Mina III, Crixás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3, 1991, Cuiabá, Anais ... Cuiabá: SBG, 1991. p.1-14.
- FORTES, P.T.F.O. *et al.* New Sm-Nd data for metasedimentary and komatiitic of the Crixás greenstone belts, central Brazil: implication for the age of the upper sedimentary unit. Journal of South American Earth Sciences, 2002.
- FORTES, P.T.F.O. *et al.* Geoprocessamento aplicado ao Planejamento e Gestão Ambiental na região do Núcleo Rural Lago Oeste, Sobradinho, Distrito Federal: resultados preliminares. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11, 2003, Belo Horizonte. Belo Horizonte: INPE, 2003. p.1795-1802.
- FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do grupo Itararé (permocarbonífero), Bacia do Paraná. B. Geocien. Petrobrás, Rio de Janeiro, v.2, n.2/4, p.147-191, 1988.
- FRANCO, H.A.; CAMPOS, J.E. G.; DANNI, J.C.M. A Sequência Vulcano-sedimentar Iporá/Amorinópolis: Uma Contribuição. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. Res. Expandidos... Camboriú: SBG, 1994. v.3, p.108-110.
- FRASCA, A.A.S.; ARAÚJO, V.A. Projeto Hidrogeologia no Tocantins - Folha Palmas -SD.22-Z-B. Goiânia: CPRM/Serviço Geológico do Brasil, 2001. 52p.
- FRASCA, A.A.S. *et al.* Projeto Sudeste do Tocantins. Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi (SC.22-Z-D). Estado de Tocantins. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM, s.d. 1 CD-ROM. Inédito.
- FREITAS-SILVA, F.H. Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu-MG. 1996. 338p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.
- FREITAS-SILVA, F.H. Geology of the Area of the Hydroelectric Power Station of São Domingos II (UHE - SD II). Charlotte, N.C. Duke Engineering; Services. 1997. 56p. (Relatório Técnico - Inédito).
- FREITAS-SILVA, F.H.; CAMPOS, S.E.G. Geologia do Distrito Federal. In: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do D. F. Brasília: IEMA/UnB, 1998. 86p. (Relatório Inédito)
- FREITAS-SILVA, F.H.; DARDENNE, M.A. O Grupo Canastra no Oeste Mineiro e Sudeste de Goiás: Estratigrafia, Geocronologia e Correlações Regionais. In: FREITAS SILVA, F. H. Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu-MG. 1996. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996. Anexo 2. 16p.
- FREITAS-SILVA, F.H.; OLIVEIRA, C.G. O Arco Magmático Paleoproterozóico de São Domingos - GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7 E SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. Anais... Brasília: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999. p.4.
- FREITAS, M.E.; KUYUMJIAN, R.M. Variação química das micas durante o hidrotermalismo peraluminoso de Vianópolis, GO. Boletim de Geociências do Centro-Oeste, v.18, n.1/2, 1995.
- FUCK, R.A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. Atas ... Brasília: SBG, 1994. p.184-187.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. Granitos Estaníferos no Centro-Leste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Resumos ... Recife: SBG, 1978. p.311-312.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. Projeto São Félix: Geologia da Folha Córrego São Bento. Brasília: FUB/Eletronorte, 1979. 49 p. (Convênio FUB/ELETRONORTE). Relatório Inédito.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMPOSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1,1981, Salvador, Anais ... Salvador: SBG, 1981. p.118-130.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M. Geocronologia de rochas gnáissicas da área de Mossamedes-Sanclerlândia, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Resumos ... Natal: SBG, 1990. p.333.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOTELHO, N.F. Granitoid rocks in west-central Brazil: a review. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS - ISGAM, 1987, Salvador. Extend Abstracts ... Salvador: SGM, 1987. p.53-59.

- FUCK, R.A. *et al.* Mapa Geológico do Complexo de Barro Alto na região de Goianésia, Goiás. Esc.: 1:50.000. 1980. Projeto Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, 1980. Inédito.
- FUCK, R.A. *et al.* Geologia da Região de Goianésia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Ata... Goiânia: SBG, 1981. p.447-467.
- FUCK, R.A. *et al.* Coberturas Metassedimentares do Proterozóico Médio: os Grupos Arai e Paranoá na Região de Niquelândia - Colinas, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.18, n.1, p.54-62, 1988.
- FUCK, R.A. *et al.* Geocronologia Rb-Sr no Complexo Barro Alto, Goiás: evidências de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1 300 Ma no Brasil Central. Geoch. Bras., v.3, n.2, p.125-140, 1989.
- FUCK, R.A. *et al.* As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (Ed.). O Cráton do São Francisco. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p.161-185.
- FUCK, R.A. *et al.* Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, 2001, Pucón, Chile. Proceedings... Chile, 2001. p.311-313.
- FUCK R.A. *et al.* Nd Isotopes, U-Pb Single Grain and SHRIMP Zircon Ages From Basement Rocks of the Tocantins Province. In: SSAGI, 4, 2002, Pucón, Chile. Chile, 2002. CD.81
- FUCK, R.A. *et al.* Compartimentação da Faixa Brasília. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9, 2005, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 2005. p.26-27.
- FUCK R.A. *et al.* Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica. Relatório Final da Folha SD.22-Z-A-III Santa Terezinha, Estado de Goiás. Escala 1:100.000. Brasília: UnB/CPRM, 2006.
- FUJI, M. REE geochemistry and Sm/Nd geochronology of the Cana Brava Complex-Brazil. 1989. 55p. Master Thesis - University of Kobe, Kobe, 1989.
- FÚLFARO, V.J.; GAMA JR.; SOARES, P.C. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. Paulipetro, 1980. (Relatório Interno).
- GASPAR, J.C. Contribuição ao Estudo do Magmatismo Alcalino de Santo Antônio da Barra-GO. 1977. 142p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1977.
- GIRARDI, V.A.V.; KURAT, G. Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil - mineral compositions and evolution. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.12, n.1-3, p.313-323, 1982.
- GIRARDI, V.A.V.; RIVALENTI, G.; SINIGOI, S. The petrogenesis of the Niquelândia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil. Journal of Petrology, v.27, n.3, p.715-744, 1986.
- GIRARDI, V.A.V. *et al.* Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais ... Recife: SBG, 1978. p.337-348.
- GIRARDI, V.A.V. *et al.* Precambrian Barro Alto Complex of Goiás Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria. N. Jb. Miner. Abh., v.142, n.3, p.270-291, 1981.
- GODOY, A.C. Mapa das Ocorrências Minerais do Estado de Goiás, com localização dos principais maciços básicos e/ou ultrabásicos. Esc. 1:1.000.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. Anais ... Belo Horizonte: SBG, 1968. p.223-224.
- GONÇALVES, A.; SCHNEIDER, A.C. Geologia do Centro-Leste do Mato Grosso. Ponta Grossa: PETROBRÁS-DESUL, 1970. 43p. (Relatório n. 394)
- GONZAGA DE CAMPOS, L.F. Seção Geológica. In: São Paulo Comissão Geographica e Geológica. São Paulo: Typ. J. Skeller, 1889. p. 21-34
- GONZAGA DE CAMPOS, L.F. Reconhecimento da Zona compreendida entre Bauru e Itapira. São Paulo: Typ. Ideal, 1905. 40p.
- GORAYEB, P.S.S. A Faixa Granulítica de Porangatu - TO: Caracterização Lito-Estrutural e Tectono-Metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. p.303-305.
- GORAYEB, P.S.S.; LAFON, J.M. Resultados Geocronológicos Rb-Sr como Indicadores do Metamorfismo Granulítico de Porto Nacional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais ... Salvador: SBG, 1996. p.300-302.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M. Idades Paleoproterozóicas em Zircão dos Pillows Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia) - Município de Sapucaia - PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos ... Belém: SBG - Núcleo Norte, 2001. CD Rom
- GRAY, J. *et al.* Silurian-Age Fossils from the Paleozoic Paraná Basin Southern Brazil. Geology, n.13, p.521-525, 1985.
- GROSSI SAAD, J.H. Formações cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.1, n.1, p.2-13, 1971.
- GUIMARÃES, D. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1964. 674p. (Boletim 1)
- GUIMARÃES, E.M. Estudos de Proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí na região de Bezerra - Cabeceiras, GO. 1997. 269p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1997.
- GUIMARÃES, G.; GLASER, I., MARQUES, V.J. Sobre a Ocorrência de Rochas Alcalinas na Região de Iporá-Goiás. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, v.48, n.283, p.11-15, 1968.
- HAGEMANN, S.G. The structure, petrology and geochemistry of the gold bearing Canastra phyllites near Luziânia-Goiás, Brasil. Brasília: Departamento de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, 1988.
- HASUI, Y. Cretáceo do oeste mineiro. Boletim da Soc. Bras. de Geologia, v.18, n.1, p.39-55, 1969.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. Boletim da Soc. Bras. Geol. v.19, n.1, p.5-26, 1970
- HASUI, Y.; CORDANI, U.G. Idades K/Ar de Rochas Erup-

- tivas Mesozóicas do Oeste Mineiro e Sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. Anais ... Belo Horizonte: SBG, 1968. p.63-85.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.O problema do diamante do Alto Paranaíba, Estado de Minas Gerais. Boletim SBG - Núcleo São Paulo, v.19, n.1, p.71-78, 1970.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. Idades potássio-argônio do precambriano da Região Centro - Norte do Brasil. In: Boletim IG / USP, v.6, p.77-83, 1975.
- HASUI, Y. *et al.* Geocronologia das Rochas Alcalinas de Santo Antonio da Barra, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. Anais ... São Paulo: SBG, 1971. p.253-258.
- HASUI, Y. *et al.* Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro-Norte do Brasil. Boletim IG, S.Paulo, IG/USP, n.8, p.107-108, 1977.
- HASUI, Y. *et al.* Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. Anais... Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.2659-2676.
- IANHEZ, A.C. *et al.* Geologia. In: Projeto RADAMBRA-SIL... Folha SE.22 - Goiânia. Rio de Janeiro, 1983. 164p. (Levantamento de Recursos Naturais, 31).
- IMBERNON, R.A.L. Evolução Geoquímica e Mineralógica dos Produtos de Alteração Intempérica Sobre as Rochas do Complexo Alcalino-carbonatítico de Catalão I, Goiás. 1993. 132p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São paulo, São Paulo, 1993.
- JOHNSTON JR., W.D. Cristal de rocha em Cristalina, Estado de Goyaz. Rio de Janeiro: DNPM, 1944. 28p. (Avulso n.57).
- JOST, H.; OLIVEIRA, A.M. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. Journal of South America Earth Science, v.4, p.201-214, 1991.
- JOST, H.; FORTES, P.T.F.O. Gold deposits an occurrences of the Crixás Goldfield, Central Brazil. Mineralium Deposita, v.36, p.358-376, 2001.
- JOST, H.; OLIVEIRA, A.M.; VARGAS, M. C. Petrography, geochemistry and structural control of trondhjemitic intrusions in greenstone belts of the Crixás region, central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. Anais... São Paulo: SBG, v. 1, pp. 155-156, 1992.
- JOST, H. *et al.* Seqüência Morro Escuro: uma nova unidade estratigráfica do Arqueano/Proterozóico Inferior na região de Crixás, Estado de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.19, n.3, p.284-289, 1989.
- JOST, H. *et al.* Idade U-Pb do Diorito Posselândia, Hidrolina, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.23, n.4, p.352-355, 1993.
- JOST, H. *et al.* Litologias, Relação de Contato e Estrutura do Bloco Caiamar, Crixás- Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994a, Brasília, Anais ... Brasília: SBG, 1994a. p.18-20.
- JOST, H. *et al.* Relações de Contato, Litologias, Geologia, Estutural e Geofísica do Bloco Arqueano do Muquém, Crixás, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994b, Brasília, Anais ... Brasília: SBG, 1994b. p.21-23.
- JOST, H. *et al.* Geologia da Porção Norte de Greenstone Belt de Guarinos, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.25, n.1, p.51-60, 1995.
- JOST H. *et al.* Geologia de terrenos arqueanos e proterozóicos da região de Crixás-Cedrolina, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.31, n.3, p.315-328, 2001
- JOST, H. *et al.* Geologia e Geocronologia do Complexo Uvã, Bloco Arqueano de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.35, n.4, p.559-572, 2005.
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; MORAES, R. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. Precambrian Research, v.117, n.1-2, p.101-108, 2002b.
- JUNGES, S.L. *et al.* Idades U-Pb de granitos sin a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBG-Núcleo Nordeste, 2002a. p.312.
- JUNQUEIRA-BROD, T.C. Cretaceous Alkaline Igneous Rocks from the Águas Emendadas Region, Goiás, Central Brazil. 1998. 161p. (M. Sc.) Thesis - University of Durham, U. K., 1998.
- JUNQUEIRA-BROD, T.C. *et al.* Volcanic and Pyroclastic Processes at the Águas Emendadas Diatreme, Goiás. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, 1999, Gramado. Boletim de Resumos. Gramado, 1999. p.58.
- JUNQUEIRA-BROD, T.C. *et al.* Mineral Chemistry of komafugites and related rocks from the Águas Emendadas region, Goiás state. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.30, n.3, p.399-403, 2000.
- JUNQUEIRA-BROD T.C. *et al.* A província Alcalina de Goiás e a extensão do seu Vulcanismo Kamafugítico. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.32, n.4, p.559-566, 2002a.
- JUNQUEIRA-BROD, T.C. *et al.* Geoquímica dos Kamafugitos da região de águas Emendadas, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBG, 2002b. p.537.
- KITAJIMA, L.F.W. Mineralogia e petrologia do Complexo Alcalino de Peixe, Tocantins. 2002. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2002.
- KUYUMJIAN, R.M. Geologia e Mineralizações Auríferas do "Greenstone Belt" da Faixa Crixás-GO. 1981. 67p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1981.
- KUYUMJIAN, R.M. Geoquímica e Significado do Posicionamento Geotectônico de Rochas Plutônicas da Região de Chapada, Goiás, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, 1989, Rio de Janeiro. Anais ... Rio de Janeiro: SBGq, 1989. p.195-201.
- KUYUMJIAN, R.M. A suggested hydrothermal exhalative origin for the Chapada copper - gold deposit, Brazil. In: LADEIRA, E.A. (ed.). Brazil Gold'91. Belo Horizonte, 1991. p.231-234.
- KUYUMJIAN, R.M. Enxames de Diques Máficos no Maciço de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLO-

- GIA, 37, 1992, São Paulo. Res. Expandidos... São Paulo: SBG, 1992. p.488-489.
- KUYUMJIAN, R.M. A Seqüência Mara Rosa na Região de Chapada Goiás. Boletim de Geociências do Centro-Oeste, v.17, n.1/2, p.34-38, 1994.
- KUYUMJIAN, R.M. Diversity of fluids in the region of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.25, n.3, p.203-205, 1995.
- KUYUMJIAN, R.M. Geochemical Aspects and Genetic Relations in Komatiites from Goiás State, Central Brazil. In: SYMPOSIUM ARCHAEOAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM, 1996, Brasília. Extended Abstracts... Brasília, 1996. v.1, p.47-48.
- KUYUMJIAN, R.M.; CRUZ, E.L.C.C. Paleoproterozoic U-Pb ages of low- and high-Al low-k calc-alkaline granitoids in the Brasília Fold Belt basement. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. Proceedings Abstracts... CD Rom.
- KUYUMJIAN, R.M.; DARDENNE, M.A. Geochemical Characteristics of the Crixás Greenstone Belt, Goiás, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.12, n.1-3, p.324-330, 1982.
- KUYUMJIAN, R.M. *et al.* Geologia do limite entre os Terranos Arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada - Campinorte, Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.34, n.3, p.329, 2004.
- LACERDA FILHO, J.V. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B-VI - Caraiíba. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994. 149p. Relatório Inédito.
- LACERDA FILHO, J.V. Geologia e Esboço Tectônico da Folha Goiânia-SE.22-X. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 1995. p.160-165.
- LACERDA FILHO, J.V.; OLIVEIRA, C. C. Geologia da Região Centro-Sul de Goiás. Boletim de Geociências do Centro-Oeste, v.18, n.1/2, p.3-19, 1995.
- LACERDA FILHO, J.V.; CAMARGO, M.A.; WILDNER, W. Granitóide Sintectônico de Maratá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995, Anais... Goiânia: SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1995. p.66-67.
- LACERDA FILHO J.V. *et al.* Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal - Relatório do Mapa Geológico do Estado de Goiás - Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/METAGO/UnB, 1999.
- LACERDA FILHO, J.V. *et al.* (Orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso: texto dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso. Esc.: 1:1.000.000. Cuiabá: CPRM/SICME-MT, 2004. 235p.
- LACERDA FILHO, J.V. *et al.* Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Campo Grande: CPRM, 2006. 121p. (Conv. CPRM/SEPROTUR)
- LACERDA, H. Mapa Geológico do Distrito Mineiro do "Greenstone Belt" de Crixás-Guarinos-Pilar de Goiás (GO). Esc.:1:100.000. In: SIMPÓSIO de GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. Anais ... Cuiabá: SBG, 1997. p.65-67.
- LACERDA, H.; LIMA JÚNIOR, E.A.M. Mapa Geológico - esc. 1:50.000 da Região de Pilar de Goiás e Guarinos, GO. Goiânia: DNPM, 1996.
- LACERDA, H.; PEREIRA, A.A. Contribuição à tipologia das mineralizações auríferas da Região de Uruaçu - Niquelândia, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. Anais ... Belém: SBG, 1988. v.1, p.107-111.
- LADEIRA, E.A.; BRITO, O.E.A. Contribuição à Geologia do Planalto da Mata da Corda. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG, 1968. p.181-199.
- LADEIRA, E.A. *et al.* O Cretáceo em Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. Anais ... São Paulo: SBG, 1971. v.1, p.15-31.
- LANGE, F.W.; PETRI, S. The devonian of the Paraná basin. Boletim Paranaense de Geociências e Geoquímico do Centro-Oeste de Mato Grosso, Curitiba, n.21/22, p.5-55, 1967.
- LAUX J.H. Evolução do Arco magmático de Goiás com base em dados Geocronológicos U-Pb e Sm-Nd. 2004. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2004.
- LAUX, J.H. *et al.* Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, Central Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v.18, n.2, p.183-198, 2005.
- LEÃO NETO, R.; OLLIVATTI, O. Projeto Palmeirópolis. Relatório Preliminar. Goiânia: DNPM/ CPRM, 1983.
- LEONARDOS, O.H. Os Depósitos Niquelíferos de Goiás. Min. Met., v.44, n.19, p.37-44, 1939.
- LEONARDOS, O.H. Observações Geológicas em Cristalina, Goiás. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, v.31, n.185, p.217-224, 1960.
- LEONARDOS, O.H. *et al.* Geologia da região aurífera de Santa Cruz de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Resumos... Natal: SBG, 1990. p.338.
- LIMA, O.N.B. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade - MG. 2005. 142p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2005.
- LIMA O.N.B.; UHLEIN, A. Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Bambuí no Alto Rio São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3, 2005, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 2005.
- LIMA, T.M. Geologia, Estratigrafia e Petrologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Canabrava, Goiás. Brasília, 1997. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1997.
- LIMA, T.M.; NILSON, A.A. Geologia da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Canabrava. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais ... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.238-242.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; DOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. Projeto Coxipó. Relatório Final. Goiânia: CPRM, 1980. v.1, 136p. (Convênio DNPM/CPRM).
- MACAMBIRA, M.J.B.; VILLAS, R.N.A. Geologia da extre-

- midade meridional da Serra Dourada, Goiás: variedades litológicas, metamorfismo e mineralizações associadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1984. p.123-124.
- MACHADO, E.C. Novas Considerações e Integração Geológica na Região de Pilar/Crixás/Mara Rosa/Parangatu. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Anais ... Goiânia: SBG, 1981. p.300-309.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A. Geocronologia U-Pb no Maciço de Piumhi: Resultados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG - Núcleo Minas Gerais, 1989. v.10, p.45-49.
- MACHADO, E.C. *et al.* Projeto Parangatu - Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM, 1981.
- MAGALHÃES, L.F. Cinturão de Cisalhamento de Empurrão Córrego Geral - Meia Pataca: Geologia, Deformação, Alteração Hidrotermal e Mineralizações Auríferas Associadas (Crixás, Goiás). 1991. 233p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1991.
- MAGALHÃES, L.F. Entendimento do Modelo de Mineralização Aurífera no Greenstone Belt de Crixás-Faixa Crixás (F.C) Relatório Técnico Final. Goiânia: MME/DNPM/CNPq, 1993. 70p.
- MAGALHÃES, L.F.; NILSON, A.A. Características Litogeoquímicas da metagrauvaca de Greenstone Belt de Crixás - Faixa Crixás, Goiás e suas implicações Geológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4, 1993, Brasília. Anais ... Brasília: SBGq, 1993. p.106-108.
- MARCHESE, H.G. Estromatolitos Gymnosolenidos en el lado oriental de Minas Gerais, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.4, n.4, p.257-271, 1974.
- MARINI, O.J. A formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Ata ... Goiânia: SBG, 1981. p.716-745.
- MARINI, O.J. BOTELHO, N.F. A Província de Granitos Estaníferos de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.16, n.1, p.119-131, 1986.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; FIGUEIREDO, A.N. Projeto São Félix: Relatório Final. Brasília: FUB/ELETRONORTE, 1976. 125p. (Convênio FU B/ELETRONORTE). Inédito.
- MARINI, O..J. *et al.* Projeto Serra Dourada. Relatório Final. Brasília: DNPM, 1974. 188 p. Inédito.
- MARINI, O..J. *et al.* Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.7, n.4, p.304-324, 1977.
- MARINI, O.J. *et al.* Dobramentos da borda oeste do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 1978, Salvador. Pub. Especial ... Salvador: SBG, 1978. v.3, p.155-204.
- MARINI, O.J. *et al.* Geotectônica da Faixa Móvel Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, 1979, Salvador, Resumos ... Salvador: SBG, 1979. p.52-54.
- MARINI, O.J. *et al.* A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu Embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, 1981, Salvador. Anais ... Salvador: SME-CPRM/SBG/NBASE, 1981. p.100-115.
- MARINI, O.J. *et al.* As Faixas do Dobramento Brasília, Uruaçu, a Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. *et al.* Geologia do Brasil. Brasília: DNPM, 1984a. p.251-303.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. Província Tocantins: setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.), O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgar Blücher, 1984b. p.205-264.
- MARQUES, V.J. *et al.* Projeto Prospecção de Carvão Energético nas bordas Norte e Oeste da Bacia do Paraná. Áreas I, II e III. Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM, 1981. v.1
- MARQUES, W.J.; OHOFUGI, W.; CARVALHO, L.M.; ARMINDO, J. Nota Sobre os Depósitos Estaníferos de Serra Branca, Cavalcante-Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Recife. Anais ... Recife: SBG, 1973. v.1, p.161-166.
- MEDEIROS, E.S.A. Mineralização de Platina e Paládio da Zona Máfica Superior do Complexo de Niquelândia, Goiás. 2000. 65p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2000.
- MEDEIROS, E.S.A.; FERREIRA FILHO, C.F. Caracterização Geológica e Estratigráfica das Mineralizações de Platina e Paládio Associadas a Zona Máfica Superior do Complexo de Niquelândia. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.31, n.1, p.29-36, 2001.
- MELLO, J.C.R.; BERBERT, C.O. Investigação geológico-econômica da área do Morro Feio, Hidrolândia, Goiás. Rio de Janeiro: DNPM/ DFPM, 1969. 73p. (Boletim 132).
- MELO FILHO, L.S. Estromatolitos do Grupo Paranoá na região de São Gabriel e Mato Seco/Mimoso, Goiás. 1996. 77p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.
- MELO, L. V. Compartimentação Geocronológica dos Depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arco Magmático de Goiás, Brasil Central. 2006. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2006.
- MENDES, J.C. Formação Corumbataí na Região do Rio Corumbataí (estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios). Bol. da Fac. de Fil., Ciência e Letras, Geologia de São Paulo, São Paulo, v.145, n.8, p.1-19, 1952.
- MILANI, E.J. Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica da gondwana sul-ocidental. 1997. 254p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South of America. In: CORDANI, U.G. *et al.* Tectonic Evolution of South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, 2000. p.389-452.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do

- Paraná. Boletim Geociências, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.69-82, 1994.
- MILEWSKI, J.P.; PAMPLONA, R.; OSTRONOFF, C.; SARMENTO, C.E.M. Excursão nº 7: Região de Cana Brava. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. Boletim Especial... Brasília: SBG, 1970. p.115-130.
- MILLIOTTI, C.A. Distribuição e Controles da Mineralização de Platina no Morro Feio - GO. 1978. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1978.
- MILLIOTTI, C.A.; STUMPFL, E.F. Inclusões, Texturas e Distribuição de Minerais do Grupo da Platina em Cromititos do Complexo de Niquelândia, Brasil. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, 1, 1993, Brasília. Resumos Expandidos. Brasília: SBG-Núcleo Brasília/Programa Internacional de Correlação Geológica - PNCG- Projeto 336, 1993. p.33-35.
- MONTALVÃO, R.M.G. Evolução Geotectônica dos Terrenos Granitoides - Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina (Goiás). 1985. 372p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- MONTALVÃO, R.M.G. Evolução Geotectônica dos Terrenos Granitoides-Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Anais ... Goiânia: SBG, 1986. v.2, p.570-584.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L. Características geoquímicas do granito (mineralizado) da Serra Branca. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Atas...Goiânia: SBG, 1981. p.581-605.
- MOORE, B. South Central Maranhão 1960. Field Project. Belém: Petrobras/SRAZ, 1961. 73p. Inédito.
- MORAES *et al.* The evolution of melt-bearing UHT metamorphic mineral assemblages and constructoin of P-T paths: an example from Central Brazil .University of Maryland, 2001. Inédito.
- MORAES REGO, L.F. Notas Geographicas e Geológicas sobre o Rio Tocantins. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, n.9, p.271-288, 1933.
- MORAES, L.C. Petrologia, estratigrafia e potencial diamantífero da suite vulcânica alcalina da região de Santo Antônio da Barra, Goiás. 1984. 133p. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geociências, Universidade de Brasilia - UnB, Brasília,1984.
- MORAES, L.C. Aspectos Petrológicos do Magmatismo Alcalino-Cretáceo de Santo Antônio. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.18, n.1, p.33-42, 1988.
- MORAES, L.J., GUIMARÃES, D. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. An. Acad. Brasil. Ciênc., v.2, p.153-186, 1930.
- MORAES, L.J. Níquel no Brasil. Boletim SFPM, n.9, p.1-168, 1935.
- MORAES, R. Metamorfismo e Deformação da Seqüência Vulcano-sedimentar de Juscelândia, Goiás, e Geoquímica de seus Anfibolitos. 1992. 171 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1992.
- MORAES, R. Condições e evolução do metamorfismo no Complexo Barro Alto e litogeoquímica do vulcanismo bimodal da seqüência Juscelândia, Goianésia, Goiás. 1997. 382p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1997.
- MORAES, R. *et al.* Geochemistry and Sm-Nd Isotopic Characteristics of bimodal Volcanic rocks of Juscelândia, Goiás, Brazil: Mesoproterozoic transition from continental rift to ocean basin.. Precambrian Research, v. 125, n. 3-4, p. 317-336, 2003.
- MORAES, R. *et al.* The bimodal rift-related Juscelândia volcano-sedimentary Sequence in Central Brazil: Mesoproterozoic extension and Neoproterozoic metamorphism. Journal of South American Earth Sciences, v. 20, p. 287-301, 2006.
- MORANGONI, Y.R.; GAGO, M.D.; LOBIANCO, M.C. Mapas Gravimétricos de Goiás e Distrito Federal. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 5, 1997, São Paulo. Resumos Expandidos... São Paulo, 1997. v.2.
- MORETON, L.C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B-IV - Goiânia. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994.
- MORETON, L.C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-V-B-VI - Iporá. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1997.
- MOTTA, J. *et al.* Projeto Niquelândia. Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM,1972. v.1, 224p. (Conv. DNPM/CPRM) Inédito.
- MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E. Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, North-Central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4, 1993, Brasília. Resumos Expandidos...Brasília: SBGq, 1993. p.232-235.
- MOURA, C.A.V *et al.* Sedimentary provenance and paleoenvironment of the Baixo-Araguaia Supergroup: constraints on the paleogeographic evolution of the Araguaia belt and assembly of West Gondwana. Gondwana 12, 2005, Mendoza (Argentina). Abstracts... Mendoza, 2005. p.260.
- MOURA, M.A.A Zona Greisenizada Principal do Maciço Estanífero Mangabeira (GO): Geologia, Petrologia e ocorrência de índio. 1993. 215p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1993.
- NAGAO, M. Mapa geológico do Complexo de Cana Brava-GO (1:50.000). Mnaçu:Mineração de Amianto S.A - SAMA, 1974. Inédito.
- NASCIMENTO, F.S. Projeto Rochas Vulcano-Sedimentares. Frente Rio do Peixe. Relatório Preliminar de Pesquisa. Goiânia: METAGO, 1985. Inédito.
- NASCIMENTO, F.S.; VELOSO, F.D.L.M.; SABOIA L.A. Caracterização e discussão sobre a Seqüência Vulcano-Sedimentar da Borda Oeste do Maciço de Niquelândia (W do Rio Trairas). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS - SNET, 1, 1981, Goiânia. Atas ... Goiânia: SBG, 1981.
- NILSON, A.A. Geologia e Petrologia dos cumulatos dos Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Resumos... Goiânia: SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.18-19.

- NILSON, A.A. Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás. Geoquímica de Rochas e Implicações Petrogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais ... Rio de Janeiro: SBG, 1984.
- NILSON, A.A. Geologia e Aspectos Petrológicos do Complexo Máfico-Ultramáfico de Águas Claras, Araçu, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Anais ... São Paulo: SBG, 1992. p.457-459.
- NILSON, A.A.; MOTTA, J. Geologia da área Goianira - Trindade. Goiás. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1969. 108p. (Boletim, 133).
- NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F.; FERREIRA FILHO, C.F. Riftingamento Crustal Meso-proterozóico no Centro-Norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Camboriú. Resumos Expandidos...Camboriú: SBG, 1994. v.1, p.258-259.
- NILSON, A.A.; GIOIA, S.; PIMENTEL, M.M. Idade Sm/Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Americano do Brasil, Goiás, e Características Isotópicas das Rochas Gnáissicas Encaixantes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, 1997, Salvador. Anais ... Salvador: SBGq, 1997. p.643-645.
- NILSON, A.A.; SANTOS, M.M.; CUBA, E. The Nickel copper Sulfide Deposit in the Americano do Brasil Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.12, n.1/3, p.487-498, 1982.
- NILSON, A.A. *et al.* Mapa do Projeto Barro Alto-Quebra Linha. 1996. Relatório de Graduação- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.
- NUNES, N.S. Geologia e Potencial Mineral da Região de Anicuns, Goiás. 1990. 195p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1990.
- OLIVATTI, O. Projeto Paulipetro - Relatório Final. Goiânia: Consórcio CESP/IPT/CPRM, 1980.
- OLIVATTI, O.; RIBEIRO FILHO, W. Revisão da geologia do Centro - Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé. S.l.: DNPM/CPRM, 1976. 51p. Inédito
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. Geologia do Brasil. 2 ed. Rio de Janeiro: Min. Agric., 1943. (Série Didática, 2).
- OLIVEIRA, A.M. Petrologia, estratigrafia, petroquímica e potencialidade para elementos do Grupo Platina (EGP) no Complexo de Barro Alto na região de Goianésia, Goiás. Brasília, 1993. 86p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1993.
- OLIVEIRA, C.G. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Mineraiis. Folha SD.22-Z -A-IV - Mozarlândia. Escala 1:250.000. Goiânia: DNPM/CPRM, 1982.
- OLIVEIRA, C.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B-V - Leopoldo de Bulhões. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994. 151p.
- OLIVEIRA, C.G. *et al.* Programa Nacional de Prospecção de Ouro. Área GO-05 - Luziânia - Goiás. [Rio de Janeiro]:CPRM, 1996.
- OLIVEIRA, C.G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SD.22-Z-C-VI - Itaguaru. Brasília: MME/CPRM, 1997. 107p.
- OLIVEIRA C.G. *et al.* Programa Geologia do Brasil (PGB/LGB) - Carta Geológica-escala 1:100.000 Relatório Final da Folha SD.22-Z-B-I - Campinorte. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2006.
- OLIVEIRA, C.G.; SINTIA, A.V.; BARBOSA, I.O. Influência da deformação transcorrente - NS na mineralização aurífera na seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. Ata ... Cuiabá: SBG, 1997. p.59-61.
- OLIVEIRA, M.A. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. Coletânea de Rel. de Exploração. Petrobrás/DEPIN, CENPES, Rio de Janeiro, n.1, p.71-105, 1967.
- OLIVEIRA, M.A.M.; MUHLMANN, H. Geologia de Semi-Detalhe da Região de Mutum, Jaciara, São Vicente e Chapada dos Guimarães. Ponta Grossa: PETROBRAS/DEBSP, 1965. 628 p. (Relatório Técnico Interno, 300).
- OLIVO, G.R. Controle Litoestratigráfico e Gênese das Ocorrências Auríferas da Seqüência Psamo-Pelito-Carbonática do Grupo Paranoá - GO. 1989. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1989.
- PADILHA, J.L.; LAGUNA, A.M.G. Geologia dos granitos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes-Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Atas ... Goiânia: SBG, 1981. p.622-643.
- PALERMO, N. Identificação de três séries magmáticas na região de Mara Rosa - GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais... Salvador: SBG - Núcleo Bahia-Sergipe, 1996. v.2, p.219-222.
- PALERMO, N. A Mineralização Aurífera de Posse na região de Mara Rosa, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7 E SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. Anais... Brasília: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Minas Gerais, 1999. p.33.
- PAMPLONA, R.I. ; NAGAO, M. Jazimentos de amianto crisotila da Mina de Cana Brava, Goiás. In: SCHMALTZ, W. H. (Coord.). Os principais depósitos minerais da região Centro-Oeste. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. p.77-137.
- PARENTI COUTO, J.G. *et al.* Considerações sobre a Idade do Grupo Bambuí com Base em Análises Isotópicas de Sr e Pb. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.11, n.1, p.5-16, 1981.
- PECORA, W.T. Nickel-Silicate Associated Nickel-Cobalt-Manganese-Oxide Deposits near São José do Tocantins, Goiás, Brasil. United States, Geological Survey Bulletin, Washington, n.935-E, p.247-305, 1944.
- PECORA, W.T.; BARBOSA, A.L.M. Jazidas de Níquel e Cobalto de São José do Tocantins, Estado de Goiás. Div. Fom. Prod. Min., B., Rio de Janeiro, n.64, 1944. 70p.
- PEDROSO, A.C.; SCHMALTZ, W.H. Jazimentos de Níquel Laterítico de Niquelândia, Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. (Coord.). Principais Depósitos Mineraiis do Brasil. Brasília: DNPM, 1986. v.2, p.307-314.

- PENA, G.S.; FIGUEIREDO, A.J. Projeto Alcalinas – Relatório Final. Goiânia: DNPM/ CPRM, 1972. 143 p. (Conv. DNPM/CPRM).
- PENA, G.S. *et al.* Projeto Goiânia II - Relatório Final. Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 5V.
- PEREIRA A.B. Caracterização dos granitos e pegmatitos peraluminosos, mineralizados em Sn-Ta de Monte Alegre de Goiás. 2001. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 2001.
- PEREIRA, E.L.; BERGAMASCHI, S. Estudo faciológico dos sedimentos da Formação Furnas nas regiões de Ponta Grossa (PR), Castro (PR) e Tibagi (PR) - Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, 1989, Rio de Janeiro. Resumos... Rio de Janeiro: SBG- Núcleos Rio de Janeiro e São Paulo, 1989. p.1-2.
- PEREIRA, E.L. *et al.* Prospecção e Caracterização Genética das Mineralizações Estaníferas na Porção Sudeste do Estado de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia, Ata ... Goiânia: SBG, 1981. p.74.
- PEREIRA, L.F. Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Brasília, 1992. 75p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 1992.
- PEREIRA, L.F. *et al.* Evolução Geológica dos Grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guardamora, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo, Resumos Expandidos ... São Paulo: SBG, 1992. p.310.
- PEREIRA, L.F. *et al.* Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guardamora, MG. Revista Geonomos – IG/UFMG, Belo Horizonte, v.2, p.22-32, 1994.
- PFLUG, R. Deslizamento sinsedimentário em arenitos com estratificação cruzada na série Uruçuia, em Canoieiros, Minas Gerais. Eng. Min. Metal., Rio de Janeiro, v.33, n.197, p. 242, 1961.
- PFRIMER, A.A.; CÂNDIA, M.A.; TEIXEIRA, N.A. Geologia e Mineralizações de Níquel-Cobre-Cobalto dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Mangabal I e II. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Atas ... Goiânia: SBG, 1981. p.495-516.
- PIMENTEL, M.M. A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis-GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares. Brasília, 1985. 188p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 1985.
- PIMENTEL, M.M. Idade U-Pb do Diorito Posselândia, Hidrolina, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Res. das Comun.... Natal: SBG, 1990. p.39.
- PIMENTEL, M.M. Late Proterozoic Crustal Evolution of the Tocantins Province in central Brazil: an Isotopic and Geochemical Study. 1991. 248 p. (PhD Thesis), University of Oxford, 1991.
- PIMENTEL, M.M. Reajuste do Sistema Isotópico Sm-Nd Durante o Neoproterozóico em Gnaisses do Oeste de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.22, n.3, p.262-268, 1992.
- PIMENTEL, M.M. Magmatismo Ácido peraluminoso associado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipameri, Goiás: características geoquímicas e implicações geotectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995, Goiânia, Anais...Goiânia: SBG, 1995. p.6.
- PIMENTEL, M.M. Nd isotopes and the provenance of sediments from the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: Geodynamic implications. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1999. (In press).
- PIMENTEL, M.M.; BOTELHO, N.E. Sr and Nd Isotopic Characteristics of 1.77-1.58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás Province, Central Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.73, n.2, p.263-276, 2001.
- PIMENTEL, M.M.; CHARNLEY, N. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late-stage granitic rocks: An example from central Brazil. Chemical Geology, n.86, p.123-138, 1991. (Isotope Geoscience Section).
- PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F. Nd Isotopic Evidence for two Magmatic Systems in the Niquelândia Complex, Central Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. Geochronology and Isotope Geology, Regional Geochronology: Case Histories. Rio de Janeiro, Brazil, 2000.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Geologia da Seqüência Vulcano-sedimentar de Arenópolis (GO). Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.16, n.2, p.217-223, 1986.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Origem e evolução das Rochas Metavulcânicas e Metaplutônicas da Região de Arenópolis-GO. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.17, n.1, p.2-14, 1987a.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Late Proterozoic Granitic Magmatism in Southwestern Goiás, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.17, n.4, p.415-425, 1987b.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. Geochim. Brasil. n.5, p.133-152, 1991.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Geology, v.20, n.4, p.375-379, 1992a.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás. Boletim da Soc. Bras. Geol. – Núcleo Centro-Oeste, n.15, p.1-22, 1992b.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Geocronologia Rb-Sr da Porção Sudoeste do Maciço Mediano de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.24, n.2, p.104-111, 1994.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; ALVARENGA, C.J.S. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension. Precambrian Research, n.80, p.217-238, 1996a.
- PIMENTEL M.M.; FUCK R.A.; BOTELHO N.F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. Lithos, n.46, p.463-

- 483, 1999.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; DEL'REY L.J.H. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da Região de Jussara - Goiás-Mossâmedes(GO), e o Limite entre Terrenos Antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.26, n.2, p.61-70,1996b.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; GIOIA, S.M.C.L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.30, n.1, p.35-39, 2000c.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.4, n.94, p.295-305, 1991b
- PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L.; FUCK, R.A. Idade do metarriolito da Seqüência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em Zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais Acad. Bras. Ciên.*, v.64, n.1, p.19-28, 1992.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.15, n.1, p.3-8, 1985.
- PIMENTEL, M.M., *et al.* U-Pb zircon chronology of Precambrian tin bearing continental type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, n.52, p.321-335, 1991a.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica Neoproterozóica no Centro Oeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4, 1993, Brasília. Resumos ... Brasília: SBGq, 1993. p.255-258.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* Dados Rb-Sr e Sm-Nd de Rochas Graníticas da Região entre Jussara e a Cidade de Goiás: Implicações para a Natureza do Limite entre Terrenos Arqueanos e Neoproterozóicos em Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995, Goiânia. Ata ... Goiânia: SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, 1995. p.137-140.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* Características Isotópicas (Sr e Nd) e Geoquímicas do Magmatismo Granítico Associado ao Grupo Araxá na Região de Ipameri, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997a, Cuiabá, Atas ... Cuiabá: SBG, 1997a, p.11-14.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, n.81, p.299-310, 1997b.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* RE appraisal of the Santa Rita greenstone belt stratigraphy, Central Brazil, based on new U-Pb SHRIMP age and Sm-Nd data of felsic metavolcanic rocks. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.30, n.1, p.157-160, 2000a.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In.: CORDANNI, U. G. *et al.* Tectonic Evolution of South América. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000b, Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro, 2000b. p.195-229.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, n.14, p.571-585, 2001.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás-Crixás block, Central Brazil: evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo, v.3, p.1-12, 2003.
- PIMENTEL, M.M. *et al.* Idade dos Complexos Máfico-Ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9, 2005, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 2005. p.108-109.
- PINTO-COELHO, C.V. Evolution Magmatique et Hydrothermale du Massif Granitique de Serra Branca - Etat de Goiás - Bresil: definitions des processus D'Alteration Tardi/pos-Magmatiques em Liaison avec les Mineralisationsen Sn, Be et F. 1996. 228p. Thesis (Dr.) - Institute National Polytechnique de Lorraine, Lorraine1996.
- PINTO-COELHO, C.V.; CHAROY, B. Cronologia das alterações pós-magmáticas associada ao Maciço Granítico da Serra Branca - GO. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.31, n.1, p.1-6, 2001.
- PIUZANA, D. Geologia Isotópica U-Pb e Sm-Nd da Seqüência Silvânia, Complexo Anápolis-Itaçu e Grupo Araxá na Região de Leopoldo de Bulhões, Goiás: Contribuições ao Estudo da Evolução da Faixa Brasília. 2002. 141p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2002.
- POTREL, A.; RESENDE, M.G.; JOST, H. Transition in Acid Magmatism During Archean: example of granite-gneissic basement of the Goiás Massif. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, 1998. p.69
- PULZ, G.M. Geologia do depósito aurífero tipo Maria Lázara (Guarinos - Goiás). 1990. 139p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1990.
- QUEIROZ, C.L. Evolução tectono-estrutural dos terrenos granite-greenstone belt de Crixás, Brasil Central. 2000. 209p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2000.
- QUEIROZ, C.L.; MENEZES, P.R.; JOST, H. Lineamentos em imagens de sensores remotos e seu significado estrutural nos Terrenos Greenstones Belt de Crixás-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.30, n.4, p.655, 2000.
- QUEIROZ C.L. *et al.* Formation of a dome-and-keel province: 150 Ma. of granitoid magmatism in the Crixás Granite Greenstone Belt Terrain. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 7 E SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. Resumos... Brasília: SBG, 1999. p.71.
- RADAELLI, V.A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B-II - Anápolis. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 1994. 113p.
- RAJA GABAGLIA, G.P.; FIGUEIREDO, A.M.F. Evolução dos conceitos acerca das classificações de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Ed.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p.31-45.
- REIS NETO, J.M. Evolução geotectônica da bacia do alto

- Tocantins, Goiás. São Paulo, 1983. 98p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.
- RESENDE, L. Estratigrafia, Petrografia Geoquímica da Sequência Sedimentar do Greenstone Belt de Pilar de Goiás - GO. 1995. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1995.
- RESENDE, M.G. Fundamentos para o Estudo da Evolução das Supracrustais Metassedimentares da Região de Goiás-Faina, GO. Brasília, 1997. 71 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1997.
- RESENDE, M.G.; JOST, H. Redefinição da Formação Aimbé, Greenstone Belt de Guarinos, Goiás e sua interpretação paleogeográfica e paleotectônica. Bol. Geoc. Centro-Oeste, v.17, n.1/2, p.49-57, 1994.
- RESENDE, M.G.; JOST, H. Seqüência metassedimentar Serra do Cantagalo: Um problema estratigráfico das supracrustais de Goiás, Goiás. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995, Goiânia. Resumos...Goiânia: SBG, 1995. p.141-143.
- RESENDE, M.G.; JOST, H. Aspectos Sobre a Evolução Tectônica das Rochas Metassedimentares Arqueanas da Região de Goiás, Goiás. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS - SNET, 6, 1997, Pirenópolis. Atas ... Pirenópolis: SBG, 1997. p.162-164.
- RESENDE, M.G. *et al.* Stratigraphy of the Goiás and Faina greenstone belts, Central Brazil: a new proposal. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.28, n.1, p.77-94, 1998.
- RIBEIRO FILHO, W. Projeto geologia da região de Pilar - Mara Rosa. Goiânia: DNPM/ CPRM, 1978. 9v.
- RIBEIRO FILHO, W. Reavaliação da Geologia de Pilar-Mara Rosa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Atas ... Goiânia: SBG, 1981. p.123-126.
- RIBEIRO FILHO, W.; LACERDA FILHO, J.V. Geologia da Região de Santa Terezinha de Goiás-GO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1985, Goiânia, Ata ...Goiânia: SBG, 1985. p.174-184.
- RIBEIRO FILHO, W.; TEIXEIRA, N.A. Seqüência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. Boletim Soc. Bras. Geol. - Núcleo Centro-Oeste, n.10, p.157-177, 1981.
- RIBEIRO FILHO, W. *et al.* Projeto de Geologia da Região Pilar-Mara Rosa. Goiânia: DNPM/CPRM, 1978. 150 p.
- RIBEIRO, A.C.; SÁ, W.L. Garimpos de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás-GO, In: SCHMALTZ, W.H.; GUIMARÃES, G. Garimpos do Brasil. Brasília: DNPM, 1983. p.269-283. (avulso 5).
- RIBEIRO, M.J.; PFRIMER, A.A.; SÁ, C.M.G. Geologia e Geoquímica de Semi-Detalhe do Maciço Máfico-Ultramáfico de Mangabal I e Mangabal II, Sanclerlândia, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Anais ... Porto Alegre: SBG, 1974. p.239-249.
- RICHARDSON, S.V.; JONES, L.M.; KESLER, S.E. Strontium Isotopic Geochemistry of Pan-African/Brazilian Rocks, Chapada Copper Deposit, Goiás, Brazil. Geologische Rundschau, Stuttgart, v.77, n.3, p.763-770, 1988.
- RICHARDSON, S.V. *et al.* Origin and Geochemistry of the Chapada Cu-Au Deposit, Goiás, Brazil: a metamorphosed Wall-Rock Porphyry Copper Deposit. Economic Geology, Lancaster, v.81, n.8, p.1884-1898, 1986.
- RIMANN, E.T. A. Kimberlita no Brasil. Ann. Esc. Minas, Ouro Preto, n.15, p.27-32, 1917.
- RIPPEL, C.; MARQUES, V.J. Granito Rapakivi da Serra do Impertinente, Município de Jussara-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, 1970, Brasília. Boletim Especial ... Brasília: SBG, 1970. v.1, p.138.
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; SINIGOI, S.; ROSSI, A.; SIENA, F. The Niquelândia mafic-ultramafic complex of Central Brazil: petrological considerations. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.12, n.1/2/3, p.380-391, 1982.
- ROCHA, A.J.D.; PEREIRA, C.P.; SRIVASTAVA, N.K. Seqüências carbonáticas da Formação Caboclo na Folha Morro do Chapéu (Bahia). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Anais ... Natal: SBG, 1990. p.49-65.
- RODRIGUES, J.B. Geocronologia e geoquímica da Seqüência Vulcano-sedimentar de Iporá e Rochas Graníticas Associadas. 1996. 101p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1996.
- RODRIGUES, J.B.; GIOIA, S.M. C.L.; PIMENTEL, M.M. Geocronologia e Geoquímica de ortognaisses de Região entre Iporá e Firminópolis: Implicações para a Evolução do Arco Magmático de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.29, n.2, p.207-216, 1999.
- ROSSI, P.; ANDRADE, G.F.; COCHERIE, A. The 1,58 G.A. type granite of Serra da Mesa (GO): na example of "NYF" fertile granite pegmatite. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Res. Exp.... São Paulo: SBG, 1992. v.1, p.389-390.
- RUIZ, A.S.; SIMÕES, L.S.A.; NEVES, B.B.B. Maciço Rio Apa: extremo meridional do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS - SNET, 10, 2005, Curitiba. Anais ... Curitiba: SBG, 2005. p.301-304.
- SÁ, A.M.; MARQUES, V.J. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SE.22.V-B - Iporá. Escala 1:250.000. Brasília: MME/DNPM/CPRM, 1986. 16p.
- SABÓIA, L. Os "Greenstones Belts" de Crixás e Goiás-GO. Boletim Informativo - SBG, Goiânia, v.9, p.43-72, 1979.
- SANTOS, E.L. dos *et al.* Os Escudos Sul-Rio-Grandense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: SCHOBBE-NHAUS, C. *et al.* Geologia do Brasil. Brasília: DNPM, 1984. p.331-355.
- SANTOS, R.V. *et al.* Carbon isotope stratigraphic marker in the Bambuí Group, Brazil. In: SOUTH AMERICA SYMPOSIUM on ISOTOPE GEOLOGY, 1997, Campos do Jordão. Anais... Campos do Jordão, 1997. p.283-284.
- SCHISLEWSKI, G.; ARAÚJO, V.A.; CUNHA, M.A.C. Projeto Sudoeste de Goiás - Área Piloto de Rio Verde. Goiânia: CPRM, 2000. (Informações para Gestão Territorial - GATE - Uso e Ocupação do Solo).
- SCHNEIDER, R.L. *et al.* Revisão estratigráfica da bacia

- do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Anais ... Porto Alegre: SBG, 1974. p.41-65.
- SCHOBENHAUS, C. *et al.* Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Brasília - SD.23. Brasília: DNPM, 1976
- SCHOBENHAUS, C. *et al.* Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984.
- SCHOBENHAUS, C. O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase a região centro-leste: Uma revisão. Geowissenschaftlichen Fakultät des Albert - Ludwigs - Universität Freiburg i. Br. 1993. 166p.
- SCHÖLL, W.U. Der suwesliche Randbereich der Espinhaço, zone Minas Gerais. Geologische Rundschau, Stuttgart, v.16, n.61, 1972.
- SCHÖLL, W.U. Sedimentologie und Geochemie der Bambuí-Gruppe am SE Ran des São Francisco-Beckens, Minas Gerais. 1973. 301p. Tese (Doutorado) - Univ. Heidelberg, 1973.
- SEER, H.J. Geologia, Deformação e Mineralização de Cobre no Complexo Vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás. Brasília, 1985. 181 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1985.
- SEER, H.J. *et al.* Roteiro Geológico para a Região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmo do Paranaíba-MG. Belo Horizonte: SBG, 1989. 58 p. (Boletim, 9).
- SEER, H.J. Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma Araxá, Minas Gerais. Brasília, 1999. 267p. (Doctorate Thesis) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999. (Unpublished).
- SEER, J.H.; NILSON, A.A. Contribuição à geologia das unidades pré-cambrianas da região de Bom Jardim de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1985, Goiânia-GO, Atas ... Goiânia: SBG, 1985. p.267-281.
- SEER, H.J.; DARDENNE M.A.; FONSECA, M.A. O Grupo Ibiá na sinforma de Araxá: um terreno tectonoestratigráfico ligado à evolução de arcos magmáticos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7, 1999, Brasília. Atas ... Brasília: SBG, 1999. (in press).
- SEER, H.J. *et al.* O Grupo Ibiá na sinforme de Araxá: um terreno estratigráfico ligado a Evolução do Arcos Mágmatícos. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.30, n.4, p.737, 2000
- SEILACHER, A. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Stuttgart, v.98, n.1, p.87-124, 1953.
- SGARBI, G.N.C. Geologia da Formação Areado: Cretáceo Inferior a Médio da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais. 1989. 324 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1989.
- SGARBI, G.N.C. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 21, p.342-354, 1991.
- SGARBI, P.B.A. Mineralogia e Petrologia dos kamafugitos da região de Santo Antonio da Barra, sudoeste de Goiás. 1998. 226p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.
- SGARBI, P.B.A.; GASPAR, J.C. Geochemistry of Santo Antonio da Barra kamafugite. Goiás Brazil. J. Sou. Am. Ear Sci., n.14, p.889-901, 2002.
- SGARBI, P.B.A.; GASPAR, J.C.; VALENÇA, J.G. Brazilian kamafugites. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.30, n.3, p.413-416, 2000.
- SGHINOLFI, G.P. *et al.* Au and Ag distribution in the precambrian Niquelândia complex, central Goiás, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.13, n.1, p.52-55, 1983.
- SILVA, F.O.; NILSON, A.A. Caracterização do Complexo Gabro-anortosítico Acamadado de Santa Bárbara, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. Anais ... Natal: SBG, 1990. v.4, p.1898-1911.
- SIMÕES, L.S. A Geologia do Grupo Araxá na região de Mossâmedes, Goiás e as ocorrências minerais associadas. 1984. 219 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1984.
- SIMÕES, L.S.A.; NAVARRO, G. Estruturação da Faixa Brasília na região de Araxá, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. p.92-95.
- SOUZA JÚNIOR, J.J. *et al.* Geologia da Bacia Sedimentar do Paraná. In: Projeto RADAMBRASIL - Folha SE.22 - Goiânia. Rio de Janeiro, 1983. p.23-348 (Levantamento de Recursos Naturais, 31)
- SOUZA, A. Aspectos Geológicos e Geocronológicos do Complexo de Barro Alto, Goiás. 1973. 105p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro, 1973.
- SOUZA, E.C. *et al.* Lithogeochemical panorama of the Goiás State Central Brazil. Acad. Bras. Cienc., 1993. p.82. (Magmatismo Granítico Mineralizações Associadas, Workshop).
- SOUZA, J.O.; LEÃO NETO, R. Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros - Mapeamento Geológico na Área do Garimpo de Esmeralda de Santa Terezinha de Goiás-GO. Relatório Preliminar. Goiânia: DNPM/CPRM, 1984.
- SOUZA, J.O.; LEÃO NETO, R. Projeto Borda Oeste dos Maciços Básico-ultrabásicos de Niquelândia e Barro Alto - Relatório Final. Goiânia: CPRM, 1998. 26p.
- SOUZA, J.O.; MORETON, L.C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SB.22-Z-B - Xambioá. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM, 1995. 57p.
- SPARREMBERGER, I; TASSINARI, C.C.G. Subprovincia do Rio Paraná-GO : Um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.29, n.3, p.405-414, 1999.
- STACHE, G.A. Untersuchungen zur Geologie, Petrographie, Metamorphose und Genese des Basich-Ultrabasischen Massivs von Barro Alto - Goiás (Brasilien). Clausther Geol. Abh., Verlag Elen Pilger (Berlin), v.24, n.149, 1976.
- STRIEDER, A.J. Análise estrutural da região de Abadiânia-GO. Revista Brasileira de Geociências, São Pau-

- lo, v.20, p.239-257, 1990.
- STRIDER, A.J. Deformação metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás: correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional. 1993. 258p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1993.
- STRIEDER, A.J.; NILSON, A.A. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): I - O protólito dos corpos de serpentinito. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, n.3, p.338-362, 1992a.
- STRIEDER, A.J.; NILSON, A.A. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia-GO e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, n.2, p.204-215, 1992b.
- SUITA, M.T.F. Elementos do Grupo da Platina (EGP): avaliação e perspectivas econômicas, geoquímica e metalogenia endógenas, com ênfase na associação com cromititos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo. Resumos Expandidos... São Paulo: SBG, 1992.
- SUITA, M.T.F. Geoquímica e Metalogenia de Elementos do Grupo da Platina (EGP + Au) em Complexos Máficos-Ultramáficos do Brasil: Critérios e Guias com Ênfase no Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado de Barro Alto (CBA-Goiás). 1996. 482p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRS, Porto Alegre, 1996.
- SUITA, M.T.F.; KAMO, S.L.; KROGH, T.E.; FYFE, W.S.; HARTMANN, L.A. U-Pb ages from the high-grade Barro Alto mafic ultramafic complex (Goiás, central Brazil): middle Proterozoic continental mafic magmatism and Upper Proterozoic continental collision. 1994.
- TASSINARI, C.C.G. *et al.* Comentários sobre a geocronologia das folhas 1:100.000 do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto Sudeste de Goiás. Goiânia: CPRM/DNPM, 1988. (Relatório Interno - manuscrito).
- TASSINARI, C.C.G. *et al.* Pb and Nd isotope signatures and Shrimp U-Pb geochronological evidence of paleoproterozoic age for Mina III gold mineralizations, Crixas district, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5, 2006, Punta del Leste. V SSAGI Short Papers. Punta del Leste, 2006. v.1, p.527-529.
- TEIXEIRA, A.S. Geologia da região de Goiás-Faina. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 1981. p.344-362.
- TEIXEIRA, A.S. *et al.* Geologia e Sistemática de Prospeção para Ouro no Grupo Goiás Velho (Greenstone Belt de Goiás). In: ENCONTRO REGIONAL DO OURO EM GOIÁS, 1, 1984, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG - Núcleo Centro-Oeste, 1984. p.60-77.
- TEIXEIRA, J.B.G.; MISI, A.; VASCONCELOS, P.M. The Wilson Cycle, Megaplume Activity, and Paleoproterozoic Metallogenesis. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos. Belém: SBG - Núcleo Norte, 2001. CD ROM.
- TEIXEIRA, L.B. Evidência geofísica de Rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: MELLO, J. H. G.; TERRA, G. J. S. (Ed). Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas. Rio de Janeiro: Petróbrás, 2001. (Ciência - Técnica Petróleo. Seção Exploração de Petróleo, 20). CD-Rom
- TEIXEIRA, L.M. Caracterização de Minerais Portadores de Terras Raras e sua Aplicação. 2002. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 2002.
- TEIXEIRA, N.A.; POLI, A.J.C.; FERREIRA, M.C.B. Contribuição à Geologia e Petrologia da Região de São Domingos-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.12, n.4, p.562-571, 1982.
- THEODORO, S.C. Ambiente de Sedimentação da Formação Ribeirão das Antas, Grupo Crixás, Goiás. 1995. 88p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1995.
- THOMAZ FILHO, A.; BONHOMME, M.G. Datations isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le Groupe Bambuí, à São Francisco (MG), ao Brésil. Phase métamorphique brésilienne synchrone de la première phase panafricaine. *C.R. Acad. Sci. Ser. D.*, n.298, p.1221, 1976.
- THOMAZ FILHO, A. *et al.* Aplicação do Método Rb/Sr na Datação de Rochas Sedimentares Argilosas da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. Anais ... São Paulo: SBG, 1976. v.4, p.289-302.
- THOMÉ FILHO, J.J. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SD.22-Z-D - Pirenópolis. Escala 1:100.000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994. 96p.
- TOMAZZOLI, E.R. Geologia, Petrologia, Deformação e Potencial Aurífero do Greenstone Belt de Goiás-GO. Brasília. 1985. 206p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1985.
- TOMAZZOLI, E.R. A Faixa Cidade de Goiás (GO). Geocronologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992a, São Paulo. Anais ... São Paulo: SBG, 1992a. v.2, p.178-180.
- TOMAZZOLI, E.R. O Greenstone Belt de Goiás Estudos Geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.22, n.1, p.56-60, 1992b.
- TOMAZZOLI, E.R. Aspectos geológicos e petrológicos do enxame de diques de Morro Agudo de Goiás. Brasília. Brasília, 1997. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1997. Inédito.
- TOMAZZOLI, E.R.; NILSON, A.A. Contribuição à geologia, metamorfismo e deformação do Greenstone Belt de Goiás-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Resumos... Goiânia: SBG, 1986. v.2, p.615-629.
- TOMAZZOLI, E.R.; NILSON, A.A. - Petrologia e Geocronologia do Enxame de diques de Morro Agudo de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 7 e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. Resumos... Brasília: SBG, 1999. p.93.
- TOMAZZOLI, E.R.; NILSON, A.A.; SANTOS, M.M. O Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Rot. das Excursões... Goiânia: SBG, 1986. p.103-104.
- TRINDADE, C. O Quartzo em Cristalina, Estado de Goiás. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, v.6, n.36,

- p.267-272, 1943.
- UHLERIN, A. Paleogeografia e inversão tectônica da Faixa Araçuai e do Corredor do Paramirim, Minas Gerais e Bahia. 2004 Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- ULBRICH, H.H.G.J.; GOMES, C.B. Alkaline Rocks From Continental Brazil. *Earth Science Reviews*, n.17, p.135-154, 1981.
- VALENTE, C.R. Aspectos geotectônicos da junção triplíce proterozóica, na porção centro-sul do Estado de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, 1986, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 1986. v.1, p.17-27.
- VALENTE, C.R. Utilização de Produtos de Sensores Remotos com Ênfase na Tectônica e Prospecção Mineral. 1992.189 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, São Paulo,1992.
- VALENTE, C.R. Controles físicos na evolução das unidades geoambientais da Bacia do Rio Araguaia, Brasil Central. 2007. 156p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Goiás-UFG, Goiânia, 2007.
- VALENTE, C.R. ; KUYUMJIAM, R.M. . Análise da cinemática de diques máficos mais antigos de Goiás : um estudo a partir de imagens de satélite. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 7, 1993, Curitiba. Anais. . ., Curitiba,1993. v.3, p.358-367.
- VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E.M. Geology and regional geomorphology of the Araguaia River Basin, Central Brazil: Part I – Geology. *Journal of South American Earth Sciences*, 2007a. (in press).
- VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E.M. 2007b. Paleohydrological characteristics and river channel avulsions during Middle and Upper Pleniglacial in Bananal Basin, Brazil. *Quaternary Science Reviews*, 2007b. (in press).
- VARGAS, M.C. Geologia das Rochas Granito-Gnáissicas da Região de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina, Goiás. Brasília, 1992. 172p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília, 1992.
- VIANA, M.G. Geocronologia e Geoquímica das Rochas Ortognáissicas e Metavulcânicas da Região de Mara Rosa, Norte de Goiás. 1995. 118p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, 1995.
- VIANA, M.G. *et al.* O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados Geoquímicos e Geocronológicos e suas Implicações Regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.25, n.2, p.111-123,1995
- WHITE, L.C. Geologia do sul do Brasil. Trad. Manuel J.; Ornelas, B. In: Direct. Agric. Viação Ind. Obras Públ., Salvador, v.8, n.6, p.582-586, 1906.
- WHITE, L.C. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro: Imp. Nacional. 1908. p.1-300.
- WHITE, R.; MOTTA, J.; ARAÚJO, V.A. Platiniferous chromitites in the Tocantins Complex, Niquelândia, Goiás, Brasil. U. S. Geological Survey Prof. Paper, 750D: 26-33, 1971.
- WINGE, M. Idade da Supersuíte Americano do Brasil. Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995a, Goiânia. Anais ... Goiânia: SBG, 1995a. p.99-101.
- WINGE, M. Evolução dos Terrenos Granulíticos da Província Estrutural Tocantins, Brasil Centra. 1995b. 140p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1995b.
- ZALAN, P.V. *et al.* A Divisão Tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.17, n.3, p.242-252, 1987.

ANEXOS

ANEXO 1: Base Cartográfica

Shapefile: drenagem

Cursos: nome do curso d'água.

Exten_km: extensão do trecho.

Dominio: domínio do rio (estadual ou federal).

Shapefile: localidade

Nome: nome da localidade.

Município: município onde situa-se a localidade.

Nomemeso: nome da mesorregião do IBGE onde situa-se a localidade.

Nomemicro: nome da microrregião do IBGE onde situa-se a localidade.

Estado: unidade da federação onde situa-se a localidade.

Sede: S – se a localidade for a sede do município.

Classe: população residente na localidade.

Nome_acent: nome da localidade acentuado com letras maiúsculas e minúsculas.

Shapefile: limite_go_df

UF: unidade da federação.

Area_km²: área em quilômetros quadrados.

Nome: nome da unidade da federação.

Shapefile: folha100

C100: corte cartográfico 1:100.000.

Nom_folha: nome da folha.

MI: mapa índice.

Org_execut: órgão responsável pela cartografia da folha (analógica).

Shapefile: malha_viaria

Tipo: se rodovia, ferrovia ou poliduto.

Estado: unidade da federação onde situa-se o trecho em questão

Nome: identificação da malha

Situacao: situação da malha viária (se planejada, pavimentada, via simples ou dupla, leito natural...)

Jurisdicao: indica se a jurisdição é federal, estadual ou distrital.

Leg_nome: label para constar em layout.

Exten_km: extensão do trecho em quilômetros com 3 casas decimais (metros).

Dist_km: extensão do trecho em quilômetros.

Shapefile: mascara

Area_km²: área vazada em quilômetros quadrados.

Shapefile: perimetro_urbano

Nome: nome da localidade.

Area_km²: área do perímetro urbano em quilômetros quadrados.

Shapefile: município

Nome: nome do município.

Nomemicro: nome da microrregião do IBGE da qual o município faz parte.

Nomemeso: nome da mesorregião do IBGE da qual o município faz parte.

UF: unidade da federação.

Shapefile: parque

Nome_UC: nome da unidade de conservação.

Categoria: parque estadual ou nacional.

Municipios: municípios abrangidos pelo parque.

Ato_Legal: ato legal de criação do parque.

Tipo: tipo de unidade de conservação.

Shapefile: uss (unidade de uso sustentável)

Nome_UC: nome da unidade de conservação.

Categoria: parque estadual ou nacional.

Municipios: municípios abrangidos pelo parque.

Ato_Legal: ato legal de criação do parque.

Tipo: tipo de unidade de conservação.

Responsabi: instituição responsável pela unidade de conservação.

Area_km²: área da unidade de conservação em quilômetros quadrados (km²).

Area_ha: área da unidade de conservação em hectares (ha).

Shapefile: rppn (reserva particular do patrimônio natural)

Nome: nome da RPPN.

Longitude: longitude em graus decimais.

Latitude: latitude em graus decimais.

Area_ha: área da unidade de conservação em hectares (ha).

Município: município onde situa-se a RPPN.

Observação: problemas na precisão do dados.

Portaria: portaria de criação da unidade.

Propriet: proprietário da RPPN.

Shapefile: terra_indigena

Responsabi: órgão responsável.

Terra_indi: nome da terra indígena.

Area_km²: área da reserva em quilômetros quadrados.

Area_ha: área da reserva em hectares (ha).

Shapefile: comunidade_Kalungas

Superintend: superintendência.

Nome_comun: nome da comunidade.

Município: município onde situa-se a comunidade.

Uf: unidade da federação onde situa-se a comunidade.

Area_ha: área da comunidade em hectares (ha).

Obs: observação.

Shapefile: hipsometria (relevo)

Altitude: intervalo de altitude em metros.

ANEXO 2: Geologia e Compartimentação Geotectônica

shapefile geologia

Sigla_unid (sigla_unidade): identidade única da unidade litoestratigráfica. É o campo de chave primária, que liga a tabela aos polígonos do mapa.

Nome_unid (Nome_unidade): denominação formal ou informal da unidade litoestratigráfica.

Hierarquia: enquadramento hierárquico da unidade litoestratigráfica.

Hierar_sup: enquadramento hierárquico superior da unidade litoestratigráfica.

Idade-max (idade_máxima): idade cronológica máxima da unidade litoestratigráfica, em milhões de anos.

Erro_max (Erro_idade_maxima): erro associado à obtenção da idade máxima, em milhões de anos.

Eon_id_max (Eon_idade_maxima): éon da idade máxima.

Era_maxima (Era_idade_maxima): era da idade máxima.

Period_max (Periodo_idade_maxima): período da idade máxima (campo não obrigatório).

Epoca_max (Epoca_idade_maxima): época da idade máxima (campo não obrigatório).

Met_id_max: indica se o método utilizado na determinação da idade máxima da unidade litoestratigráfica é isotópico radiogênico, paleontológico, ou derivado de interpretação estratigráfica-estrutural.

Met_dat_max (Metodo de determinação da idade máxima da unidade): Método de datação utilizado na determinação da idade máxima da unidade litoestratigráfica.

Qld_id_max (Qualidade_inf_idade_maxima): Indica se a inferência da idade é direta ou indireta.

Idade_min (Idade_minima): idade cronoestratigráfica mínima da Unidade Estratigráfica, em milhões de anos.

Erro_min (Erro_idade_minima): erro associado à obtenção da idade mínima, em milhões de anos.

Eon_id_min (Eon_idade_minima): éon da idade mínima.

Era_minima (Era_idade_minima): era da idade mínima.

Period_min (Periodo_idade_minima): período da idade mínima (campo não obrigatório).

Epoca_min (Epoca_idade_minima): época da idade mínima (campo não obrigatório).

Met_id_min (Metodo de determinação geocronológica da idade mínima de unidade): indica se o método utilizado na determinação da idade mínima da unidade litoestratigráfica é isotópico radiogênico, paleontológico, ou derivado de interpretação estratigráfica-estrutural.

Met_dat_min (Metodo determ geoc_id_minima): método de datação utilizado na determinação da idade mínima da unidade litoestratigráfica.

Qdl_id_min (Qualidade_inf_idade_minima): indica se a inferência da idade é direta ou indireta.

Sis_id_min: sistema utilizado para determinação da idade mínima.

Sis_id_max: sistema utilizado para determinação da idade máxima.

Amb_sed (ambiente de sedimentação): define o ambiente de sedimentação da unidade litoestratigráfica

de origem sedimentar.

Sist_sed (Sistema de sedimentação): define o sistema de sedimentação da unidade litoestratigráfica de origem sedimentar.

Tipo_depos: define os tipos de depósitos sedimentares da unidade litoestratigráfica.

Assoc_mag (Associação magmática): define os tipos de associações magmáticas da unidade litoestratigráfica de origem plutônica ou vulcânica.

Textura_ig: descreve as texturas ígneas observadas na unidade litoestratigráfica.

Fonte_magm: define o tipo da fonte de onde foi extraído o magma que gerou a unidade litoestratigráfica.

Morfologia – descreve a forma do corpo ígneo.

Amb_tect (Ambiente tectônico): define o ambiente tectônico a que se relaciona a unidade litoestratigráfica.

Metamorfis: define as fácies metamórficas descritas na unidade litoestratigráfica.

Trajectoria: trajetória de P e T do metamorfismo.

Litotipo1: litótipos que representam mais de 10% da unidade litoestratigráfica, ou com representatividade não determinada.

Litotipo2: litótipos que representam menos que 10% da unidade litoestratigráfica.

Clas_roc1: classe dos litótipos que representam mais de 10% da unidade litoestratigráfica, ou com representatividade não determinada.

Clas_roc2 – classe dos litótipos que representam menos que 10% da unidade litoestratigráfica.

Subclas1: subclasse dos litótipos que representam mais de 10% da unidade litoestratigráfica, ou com representatividade não determinada.

Subclas2: subclasse dos litótipos que representam menos que 10% da unidade litoestratigráfica.

Geotec1: compartimentação geotectônica Nível 1.

Geotec2: compartimentação geotectônica Nível 2.

Geotec3: compartimentação geotectônica Nível 3.

Geotec4: compartimentação geotectônica Nível 4 (idade).

Geotec5: compartimentação geotectônica Nível 5.

Geotec6: compartimentação geotectônica Nível 6.

Geotec7: compartimentação geotectônica Nível 7.

Geotec8: compartimentação geotectônica Nível 8.

Legenda: legenda do mapa geológico.

Geotec: legenda da compartimentação geotectônica

Tipo_baric: condições de pressão e temperatura durante o metamorfismo.

Rotulo: permite a colocação da sigla da unidade no ArcGis utilizando letras gregas quando necessário.

Legenda_2: permite a colocação da legenda no ArcGis utilizando letras gregas quando necessário.

Sigl_hist: sigla utilizada anteriormente para mesma unidade.

Pressao_pic: pressão de pico (kbar).

Temp_pico: temperatura de pico (°C).

Metodo_geo: método de avaliação geotermobarométrico.

Nivel_crus: nível crustal.

ANEXO 3: Falhas Geológicas

Shapefile: falha

Grupo: descreve os tipos de estruturas.

Tipo: tipo da estrutura, de acordo com a biblioteca padronizada (falha extensional, zona de cisalhamento transcorrente sinistral, etc.).

Extens_km – extensão em quilômetros da estrutura.

ANEXO 4: Lineamento

Shapefile: lineamento

Classes: classe de agrupamento dos lineamentos em função da extensão.

Exten_m: extensão em metros.

ANEXO 5: Estruturas Geológicas (acamamento, foliação, xistosidade, diques...)

Shapefile: estrutura_pto

Grupo – agrupamento das estruturas segundo seu tipo (acamamento, falha, lineação...).

Tipo: descreve os tipos de estruturas.

Azimuth – azimuth da estrutura (direção).

Mergulho – valor do mergulho quando medido em campo.

Sentido – sentido do mergulho.

Angulo_av – ângulo de rotação do símbolo no ArcView.

Angulo_ag – ângulo de rotação do símbolo no ArcGis.

ANEXO 6: Recurso Mineral

Shapefile: recurso_mineral

Codigo_obj: identificador único do recurso mineral no banco de dados GEOBANK.

Toponímia: nome identificador do local onde o recurso mineral se encontra

Latitude: latitude do ponto, em graus decimais.

Longitude: longitude do ponto, em graus decimais.

Subst_prin: bem mineral principal.

Subst_sec: bem mineral de importância secundária.

Abrev: mesmas substâncias, do campo anterior, listadas de forma abreviada.

Status_eco: status legal do recurso mineral (mina, garimpo, etc).

Grau_de_im: grau de importância do recurso mineral (indício, ocorrência ou depósito).

Metodo_geo: método utilizado para a extração de coordenadas que definem o geoposicionamento do ponto.

Erro_metod: erro admitido na localização do ponto, em metros.

Dat_cad: data de cadastro do recurso mineral no Geobank.

Classe_uti: classificação da substância principal do recurso mineral, de acordo com sua afinidade química (metálicos) e classificação utilitária (não-metálicos).

Tipologia: tipologia da rocha hospedeira da mineralização.

Classe_gen: natureza do processo genético da mineralização.

Modelo_dep: modelo metalogenético definido para a mineralização.

Assoc_geoq: associação geoquímica principal do recurso mineral.

Rocha_enca: principal rocha e material encaixante das mineralizações.

Roch_hosp: principal rocha hospedeira da mineralização.

Textura_mi: textura do minério.

Tipos_alt: alteração hidrotermal associada à mineralização.

Estmin_x: estrutura ou morfologia do minério.

Assoc_mine: principais associações mineralógicas do minério.

Origem: identificação da província litoestrutural ou região onde ocorre o recurso mineral.

Município: município onde ocorre o recurso mineral (extraído da base municipal do IBGE-2001).

Uf: sigla da Unidade da Federação onde ocorre o recurso mineral.

ANEXO 7: Empreendimento Mineiro

Shapefile: empreendimento_mineiro.
Município: município onde situa-se o empreendimento.
Fone: telefone para contato.
Titular: titular do direito minerário.
Razao_soc: razão social.
Nome_fan: nome fantasia.
Dnpm: número do processo.
Ano_dnpm: ano do processo.
Reqlav: requisição de lavra.
Lic: Licenciamento (sim=X).
Mina: nome da mina.
Minerio: minério extraído.
Produto: produto oriundo da atividade mineral.
Lavra: tipo de lavra: céu aberto, desmonte.
Producao: produção da mina
Mercado: local, regional, nacional, internacional.
Proc_ind: processo industrial.
Funcd: número de empregos diretos.
Funci: número de empregos indiretos.
Sit_atual: situação atual: em atividade, inativa, paralisada.
Obs: forma de obtenção do ponto: GPS ou centróide e se mina ou usina de calcário.
Endereco: endereço da empresa/mina
Portlav: número da portaria de lavra.
Ano: ano da portaria de lavra.
Mina_min: sigla do minério explotado.
Legenda: sigla + nome do minério ou tipo de empreendimento.

ANEXO 8: Geoquímica

Shapefile: geoquímica (geoquímica de sedimentos ativos de corrente)
Amostra: número da amostra.
Utml: UTM leste.
Utmn: UTM norte.
Cu: absorção atômica (ppm).
Pb: absorção atômica (ppm).
Zn: absorção atômica (ppm).
Ni: absorção atômica (ppm).
Co: absorção atômica (ppm).
Cr: absorção atômica (ppm).
Fe: absorção atômica (%).
Mn: absorção atômica (ppm).
B: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Bi: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Be: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Ti: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Mo: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Sn: espectrografia de emissão ótica (ppm).
V: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Ag: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Zr: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Y: espectrografia de emissão ótica (ppm).
La: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Sc: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Sr: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Nb: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Ba: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Ga: espectrografia de emissão ótica (ppm).
As: via úmida (ppm).
Au: contagem de pintas.
Ca: espectrografia de emissão ótica (ppm).
Mg: espectrografia de emissão ótica (ppm).
PH: potencial Hidrogeniônico (pH).
Fonte: empresa responsável pelo projeto.
Capt_km2: área de captação da drenagem a montante no ponto de coleta.

ANEXO 9: Geocronologia

Shapefile: geocronologia

Amostra: código da amostra datada.

Longitude: longitude do ponto de extração da amostra, em grau decimal.

Latitude: latitude do ponto de extração da amostra, em grau decimal.

Método: método de análise geocronológica.

Idade_ma: idade em milhões de anos.

Erro: margem de erro da idade obtida.

R_inicial: razão inicial.

Tdm_ga: time depletion mantle em bilhões de anos.

E_Nd: Epsilon Nd.

Material: material analisado.

Id_modelo: idade modelo.

Nd143_144: razão Nd143/Nd144.

Sm_nd144: razão Sm147/Nd144.

Nd_ppm: Nd (ppm).

Sm_ppm: Sm (ppm).

Idade_zr: idade determinada em zircões.

Idade_ti: idade determinada em titanitas.

Litologia: nome da rocha ou material recolhido para a realização da datação.

Unidade: nome da unidade geológica à qual pertence a amostra datada.

Obs: observações.

Referencia: fonte da informação.

ANEXO 10: Descrição de Afloramento

Shapefile: afloramento

Docsiga: número do afloramento no banco de dados da CPRM (Geobank).

UF: unidade da federação onde situa-se o afloramento.

Atualiza: data de alimentação do banco aaaamddd.

Pref: sigla de quem descreveu o afloramento.

C_c: centro de custo do projeto da CPRM.

Projeto: nome do projeto.

Aflono: número do afloramento.

Sureg: superintendência regional da CPRM responsável pelo projeto.

Mapa: corte cartográfico 1:100.000 onde situa-se o afloramento.

Alt_m: altitude do ponto em metros.

Caderneta: número da caderneta de campo.

Data: data da descrição do afloramento.

Imagem: foto índice.

Toponímia: descrição da localização do afloramento.

Relevo: descrição do relevo.

Vegetacao: descrição da tipologia da vegetação.

Solo: tipo de solo.

Geologia: descrição da geologia.

Estrutural: codificação da estrutura, direção e mergulho.

Geofisica: informações relativas a geofísica.

Ocorrencia: ocorrência mineral de interesse econômico.

Classe: classe da litologia descrita.

Unestrat: unidade estratigráfica onde situa-se o afloramento.

Ungeocro: posicionamento geocronológico da unidade descrita.

Litologia: rochas que ocorrem no afloramento.

Amostra: se foi coletada amostra.

Analises: tipo de análise e número de laboratório correspondente.

Docsigapet: número de controle da amostra.

Erroloc: erro locacional: 1 e 0.

No_amostra: número da amostra coletada.

ANEXO 11: Descrição Petrográfica

Shapefile: petrografia

Docsiga: número da descrição petrográfica no banco de dados da CPRM (Geobank).

Docsiga_af: número do afloramento no banco de dados da CPRM (Geobank).

C_c: centro de custo do projeto da CPRM.

Projeto: nome do projeto.

Coletor: sigla do responsável pela coleta da amostra.

No_aflor: número do afloramento.

Sureg: superintendência regional da CPRM responsável pelo projeto.
Folha: folha do corte cartográfico 1:100.000 onde foi coletada a amostra.
Petrografo: petrógrafo que realizou a análise petrográfica.
Camno: número da amostra.
Classe: classe da rocha analisada.
Facies: fácies metamórfica (no caso de rochas metamórficas).
Rocha: Classificação petrográfica da amostra analisada.
Mesoscopia: descrição mesoscópica da amostra.
Mineralogi: mineralogia descrita (os números referem-se a análise modal ex. 080=80%).
Microscopi: descrição microscópica.
Observacao: continuação da descrição microscópica ou indicação para que se procure esta continuação em uma tabela EXCELL, através do campo docsiga.
X_coord: longitude em graus decimais.
Y_coord: latitude em graus decimais.

ANEXO 12 - Principais Fontes Utilizadas

Shapefile: levantamento_geoquimico.
Projeto: corresponde aos nomes dos projetos.
Ano: corresponde ao ano de conclusão do projeto.
Escala: escala de realização do levantamento.
Exec: órgão responsável pela execução do projeto.
Observacao: observações.
Legenda: legenda utilizada no layout e para avl.
Inc: número identificador do projeto.

Shapefile: levantamento_aerogeofisico
Projeto: corresponde aos nomes dos projetos.
Ano: corresponde ao ano de conclusão do projeto.
Escala: escala de realização do levantamento.
Executor: órgão responsável pela execução do levantamento.
Observacao: órgão contratante do levantamento.
Legenda: legenda utilizada no layout e para avl.
Projeto: corresponde aos nomes dos projetos.
Ano: corresponde ao ano de conclusão do projeto.
Escala: escala de realização do levantamento.
Inc: número identificador do projeto.

Shapefile: levantamento_geologico_100000
Shapefile: levantamento_geologico_250000
Shapefile: levantamento_geologico_maior_100000
Shapefile: levantamento_geologico_menor_250000
Shapefile: levantamentos geológicos consultados, trabalhos de graduação.
Projeto: corresponde aos nomes dos projetos.
Ano: corresponde ao ano de conclusão do projeto.
Escala: escala de realização do levantamento.
Executor: órgão responsável pela execução do levantamento.
Observacao: programa responsável/contratante do levantamento.
Legenda: legenda utilizada no layout e para avl.

Shapefile: levantamento_geologico_tese_dissertacao.
Autor: autor da tese ou dissertação
Ano: ano de publicação.
Executor: instituição onde foi realizada a pós-graduação.
Observacao: tipo de pós-graduação.
Legenda: legenda utilizada no layout e para avl.



A elaboração do Mapa Geológico do Estado de Goiás e do Distrito Federal, na escala 1.500.000, resultou da parceria entre o Serviço Geológico do Brasil – CPRM, vinculado à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia e a Superintendência de Geologia e Mineração da Secretaria de Indústria e Comércio do Estado de Goiás e teve, como objetivo, dotar Goiás e o Distrito Federal com uma cartografia geológica em que estejam expressas as mais recentes e avançadas informações e conceitos sobre a geologia do território, de forma a contribuir para a avaliação do potencial mineral, gestão ambiental e desenvolvimento sustentável.

Serviço de Atendimento ao Usuário - SEUS: Av. Pasteur, 404 - Urca - Rio de Janeiro - RJ - CEP: 22290-240
Tel.: 21 2295-5997 - Fax: 21 2295-5897 - E-mail: seus@rj.cprm.gov.br - www.cprm.gov.br

Secretaria de Indústria e Comércio - Superintendência de Geologia e Mineração: Av. Laurício Pedro Rasmussen, 2535 - Vila Yate - Goiânia - GO - CEP: 74620-030
Tel. 62 32014001 - Fax: 62 32014032 - E-mail: geoinformacao@sic.goias.gov.br - www.sic.goias.gov.br



SIC
SECRETARIA DE INDÚSTRIA E COMÉRCIO
SUPERINTENDÊNCIA DE GEOLOGIA E MINERAÇÃO



Secretaria de
Geologia, Mineração e
Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia

