

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E
PETROLOGIA DA PORÇÃO SUL DO
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO
DE CANA BRAVA, GOIÁS

Dissertação de Mestrado N° 118

Thiers Muniz Lima

Comissão Examinadora:

Orientador: Prof. Dr. Aripínio Antônio Nilson (UnB)
Prof. Dr. Vicente Antônio Vitorio Girardi (USP)
Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho (UnB)

BRASÍLIA
1997

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste estudo contou com a colaboração de várias pessoas e instituições, às quais agradeço imensamente.

Ao orientador Prof. Dr. Aripínio Antônio Nilson, pela orientação, apoio, amizade e estímulo constante.

À CAPES, pela bolsa de estudo.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pelo apoio durante as etapas de campo e por ter proporcionado a liberação das atividades de trabalho, a partir da qual foi possível realizar este estudo. Aos colegas de trabalho, pelo estímulo.

À S.A. Mineração de Amianto (SAMA) pela hospedagem e apoio durante às etapas de campo. Em especial ao geólogo Afonso Celso Ianhez pelo companheirismo e ajuda.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pelo constante apoio técnico-científico.

Ao Prof. Dr. José Carlos Gaspar e equipe (Murilo Gomes Torres, Nelson Fava e Onésio Rodrigues Nunes Filho) pela paciência e orientação durante a execução das análises por microsonda eletrônica.

Ao Prof. Dr. Paulo Roberto Menezes e Simome Sabatier, pela orientação na utilização do programa “Sistema de Informação Geográfica - INPE”.

Ao Prof. Dr. Luiz J.H. D’el Rey Silva, pelas discussões sobre a geologia estrutural.

Ao Prof. Dr. Cesar Fonseca Ferreira Filho, pelas discussões a respeito do tema estudado.

Ao Prof. Dr. Hardy Jost, por ter me iniciado no estudo dos elementos do grupo da platina (EGP) e sempre disponibilidade em ajudar.

Ao Prof. Dr. Geraldo R. Boaventura e equipe (José Osmar R. Mendes, Antônio Fortes P. Filho e Edinaldo Pereira da Silva) pela realização das análises químicas de rocha.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em especial à Maria Marta Leandro da Silva e Edna Alci Bezerra Torres, pela atenção e delicadeza.

À Francisca das Chagas Morais e Adalgisa Ferreira pela paciência na confecção das lâminas delgadas.

Aos colegas de pós-graduação, Maria das Graças Viana, Cláudia Lima de Queiroz , Marco Antônio Marquez Godoy, Carlos Humberto Tapia Calle, Marcelo Lawrence Bassay Blun, Reinaldo Santana Correia de Brito, Nina Paula Ferreira Laranjeira, Suzi Córdova Huff Teodoro, Jozeneuza Brillhante Rodrigues, Leonildes Soares de Melo Filho, Leonardo Rezende, Mônica Elizetti de Freitas, Luiz Fernando Magalhães, Oswaldo Ordóñez Carmona, Carlos Nogueira da Costa Junior, Heitor de Araújo Franco e Murilo Gomes Torres, pelo convívio alegre durante a minha permanência na Universidade de Brasília.

Ao colega Francisco Oliveira da Silva, pelas discussões e sugestões sobre o tema da dissertação de mestrado.

Aos amigos Cássio Thyone de Almeida Rosa e Adalene Moreira Silva, pelo constante apoio e confiança.

À Regina pela paciência, estímulo e afeto em todos os momentos.

Aos meus queridos pais e irmãos que tanto me apoiam e permanecem junto a mim, agradecerei sempre.

À Deus.

ÍNDICE

RESUMO	<i>i</i>
ABSTRACT	<i>ii</i>
AGRADECIMENTOS	<i>iii</i>
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES	4
2.1 - Introdução.....	4
2.2 - Unidades Geológicas Regionais.....	7
2.3 - Trabalhos Anteriores.....	14
3 - GEOLOGIA LOCAL E ESTRATIGRAFIA	22
3.1 - Introdução.....	22
3.2 - Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.....	24
3.2.1. - Zona Máfica Inferior.....	27
3.2.2. - Zona Ultramáfica.....	31
3.2.3. - Zona Máfica Superior.....	34
3.3 - Intrusões Noríticas.....	39
3.4 - Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.....	43
3.5 - Complexo Granito-Gnáissico.....	43
4 - PETROGRAFIA	44
4.1 - Metodologia.....	44
4.2 - Nomenclatura.....	44
4.3 - Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.....	46
4.3.1 - Zona Máfica Inferior.....	46
4.3.2 - Zona Ultramáfica.....	53
4.3.3 - Zona Máfica Superior.....	57
4.4 - Intrusões Noríticas.....	74
4.5 - Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.....	80
4.6 - Complexo Granito-Gnáissico.....	81
4.7 - Sumário das Observações Petrográficas.....	84
5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	87
5.1 - Análise de Elementos Texturais de Imagens de Sensores Remotos.....	87
5.2 - Domínios Estruturais.....	94
5.3 - Discussões dos Dados Estruturais.....	106
5.4 - Características Microestruturais da Deformação Dúctil.....	107

5.5 - Estrutura do Complexo de Cana Brava, na Área de Estudo.....	113
6 - PETROGRAFIA METAMÓRFICA.....	117
6.1 - Introdução.....	117
6.2 - Paragêneses Metamórficas.....	118
7 - QUÍMICA MINERAL.....	129
7.1 - Metodologia.....	129
7.2 - Piroxênios.....	129
7.2.1 - Clinopiroxênio.....	130
7.2.2. - Ortopiroxênio.....	146
7.3 - Plagioclásio.....	159
7.4 - Olivina.....	171
7.5 - Óxidos.....	173
7.6 - Sulfetos.....	179
7.7 - Anfibólio.....	181
7.8 - Mica.....	184
7.9 - Sumário das Características Composicionais das Fases Mineraias do Complexo de Cana Brava e Intrusões Noríticas.....	186
8 - LITOGEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS.....	188
8.1 - Metodologia.....	188
8.2 - Litogeoquímica dos Elementos Maiores e Menores.....	193
8.3 - Litogeoquímica dos Elementos Traços.....	204
8.4 - Litogeoquímica dos Elementos Terras Raras.....	210
9 - EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA.....	219
9.1 - Variação na Química dos Mineraias e Rochas da ZMI.....	220
9.2 - Variação na Química dos Mineraias e Rochas da ZU.....	222
9.3 - Variação na Química dos Mineraias e Rochas da ZMS.....	222
9.4 - Variação Composicional dos pares de piroxênios no Complexo de Cana Brava.....	224
9.5 - Ordem de Cristalização nas Rochas Cumuláticas da ZMI, ZU e ZMS.....	231
9.6 - Modelamento da Variação Química nos Líquidos da ZMI e ZMS do Complexo de Cana Brava.....	235
10 - FORMAÇÃO DAS UNIDADES CÍCLICAS E MECANISMOS DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA.....	251
10.1 - Formação de Unidades Rítmicas em Complexos Acamadados.....	251
10.2 - Modelo de Formação de Unidades Cíclicas na ZMS do Complexo de Cana Brava..	261
10.3 - Mecanismos de Segregação de Sulfetos Ricos em Elementos do Grupo da Platina (EGP).....	265
10.4 - Modelo de Segregação de Sulfetos na ZMS do Complexo de Cana Brava e Implicações na Prospecção de EGP.....	271
11 - CONCLUSÕES.....	276

ANEXO I - Mapa de Pontos e Localização de Amostras

ANEXO II - Mapa Geológico da Porção Sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava (1: 25.000)

ANEXO III - Mapa de Lineamentos e Medidas Estruturais

ANEXO IV - Tabelas de Análises Químicas de Minerais

Índice de figuras.

Figura 1.1 - Vias de acesso e localização da área de estudo

Figura 2.1 - Mapa geológico da porção leste da Província Tocantins e unidades geológicas adjacentes.

Figura 2.2. Mapa das principais unidades geológicas regionais, próximas ao Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

Figura 2.3 - Mapa geológico do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.1 - Mapa geológico da área de estudo -porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes.

Figura 3.2 - Correlação estratigráfica das transversais L00N a L6000N no Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.3 - Coluna estratigráfica ideal do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes, na área de estudo.

Figura 3.4.- Aspectos dos afloramentos da Zona Máfica Inferior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.5.- Aspectos dos afloramentos da Zona Ultramáfica do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.6.- Aspectos dos afloramentos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 3.7.- Aspectos dos afloramentos das Intrusões Noríticas.

Figura 3.8.- Aspectos dos afloramentos das Intrusões Noríticas e seus xenólitos

Figura 4.1 - Classificação das rochas máficas e ultramáficas.

Figura 4.2 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Inferior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.3 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Ultramáfica do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.4 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.5 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.6 - Fotomicrografia dos litotipos da Zona Máfica Superior do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Figura 4.7 - Fotomicrografia dos litotipos das Intrusões Noríticas

Figura 4.8 - Fotomicrografia dos litotipos das Intrusões Noríticas e seus xenólitos

Figura 4.9 - Fotomicrografia dos litotipos da Seq. Vul. Sed. de Palmeirópolis e do Compl. Gran. Gnáissico.

Figura 5.1 - Histograma de concentração de Cr^{+3} e Mn^{+2} em clinopiroxênio de gabronoritos e piroxenitos

Figura 5.2 - Variação composicional dos clinopiroxênios, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.3 - Classificação dos clinopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Inferior (ZMI) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.4 - Classificação dos clinopiroxênios de peridotito e piroxenitos da Zona Ultramáfica (ZU) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.5 - Classificação dos clinopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Superior (ZMS) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.6 - Principais variações dos elementos menores em clinopiroxênio de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.7. - Substituição de elementos menores nos sítios M1 e M2 dos clinopiroxênios de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.8 - Principais variações dos elementos menores em clinopiroxênio de piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.9 - Classificação dos magmas saturados e insaturados em SiO₂, a partir da composição de clinopiroxênio do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.10 - Variação composicional dos ortopiroxênios, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.11 - Classificação dos ortopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Inferior (ZMI) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.12 - Classificação dos ortopiroxênios de peridotito e piroxenito da Zona Ultramáfica (ZU) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.13 - Classificação dos ortopiroxênios de gabronoritos e piroxenitos da Zona Máfica Superior (ZMS) do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.14 - Principais variações no sítio octaédrico M1 em relação ao índice MMF em ortopiroxênios de gabronorito do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.15 - Principais variações no sítio octaédrico M1 em relação ao índice MMF em ortopiroxênios de piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.16 - Variação de Fe⁺² vs Mn⁺² em ortopiroxênio da Zona Norítica Central (ZNC) e Zona Norítica de Borda (ZNB) das Intrusões Noríticas.

Figura 5.17 - Variação composicional dos plagioclásios, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava.

Figura 5.18 - Substituições dos elementos maiores em plagioclásios de piroxenitos do Complexo de Cana Brava.

RESUMO

A área de estudo está localizada próxima à cidade de Minaçu-GO, compreendendo uma seção transversal à porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. Este Complexo representa uma intrusão acamadada situada no Maciço de Goiás da Província Tocantins e foi subdividido em Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior, reunidas sob a denominação de Série Cana Brava.

A Zona Máfica Inferior inicia-se por olivina-melagabronorito, superposto por metagabronorito e localizadas intercalações de metapiroxenitos, constituindo-se em um grupo de borda. Na Zona Ultramáfica predominam seqüências de metaperidotito-piroxenito, enquanto a Zona Máfica Superior é formada por sete subzonas, compostas de um membro piroxenítico na base, e um membro metagabronorítico (metanorítico), no topo.

As relações estratigráficas entre as unidades, análises petrográficas, de química mineral e de rocha, forneceram subsídios para a identificação da diferenciação magmática no complexo. Na Zona Máfica Inferior observa-se aparentemente um contínuo *trend* de diferenciação magmática da base até o topo da unidade. Na Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior foram identificados repetidos e similares *trends* de fracionamento magmático, indicando a presença de unidades cíclicas devido à entrada de vários pulsos de magma, constituindo-se portanto em um sistema aberto.

Os padrões de distribuição de elementos terras raras nos líquidos que deram origem aos cumulos da base da Zona Máfica Inferior e das unidades cíclicas da Zona Máfica Superior, apresentam-se similares.

As características magmáticas do complexo são semelhantes a de outras intrusões acamadadas de filiação toleítica, em especial às do Complexo de Niquelândia onde foram observados idênticos *trends* de fracionamento dos pares de piroxênio.

Na área de estudo estão impressas as características de uma extensiva deformação dúctil, com o aumento da intensidade da deformação em direção à base do complexo. Os contatos com o Complexo Granito-Gnáissico e a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis são tectônicos. No Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava desenvolveu-se paragênese metamórfica do fácies granulito, associada a este evento de deformação.

O principal alvo prospectivo para os elementos do grupo da platina (EGP), na Zona Máfica Superior, situa-se na base de cada unidade cíclica, formada pelo membro piroxenítico.

ABSTRACT

The research area is located near the city of Minaçu, and it comprises one transverse section in the southern part of the Cana Brava Mafic-Ultramafic Complex, in the state of Goiás. This complex is a layered intrusion located in Goiás Massif of the Tocantins Province. The complex is divided into three zones: Lower Mafic Zone, Ultramafic Zone and Upper Mafic Zone, that have been named as Cana Brava Series.

The Lower Mafic Zone starts with olivine melagabbronite, which is overlain by meta-gabbronite with minor meta-pyroxenite that forms the border group of the intrusion. The Ultramafic Zone is made up mainly of meta-peridotite-pyroxenite sequences, whereas the Upper Mafic Zone consists of seven subzones each one starting with a lowermost pyroxenite layer and ending up with an uppermost meta-gabbronite (meta-norite) layer.

Stratigraphic relationships between different units, petrography, mineral chemistry and rock geochemistry have given the scientific background for the interpretation on the magmatic differentiation of the complex. A remarkably steady differentiation trend is observed in the Lower Mafic Zone from its bottom throughout to its top. In the Ultramafic and Upper Mafic Zone repeated magmatic fractionation trends have been observed, indicating the presence of cyclic units generated by replenishment of the magma chamber by new incoming magma pulses, characterizing this reservoir as an open system.

Rare earth distribution patterns in the liquids that have given rise to the cumulates at the bottom of the Lower Mafic Zone and also in the cyclic units of the Upper Mafic Zone show similarities.

The complex exhibits similar characteristics to other tholeiitic affiliated layered intrusions and especially with the Niquelândia Complex, where striking similar fractionation trends of pyroxene pairs were established.

Extensive ductile deformation fingerprints have been observed in the study area with an increasing intensity of deformation towards the base of the complex. Both the contacts of the intrusion with the Palmeirópolis Volcano-Sedimentary Sequence and with Granitic-Gneissic Complex are tectonic. The deformation event is related with the development of metamorphic parageneses of the granulite facies.

The main PGE exploration target in the Upper Mafic Zone is suggested to be the base of each cyclic unit that starts with a pyroxenite layer.

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVO

A presente dissertação de mestrado foi desenvolvida no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sob a orientação do Prof. Aripínio Antônio Nilson, tendo como área de estudo a porção sul do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás.

O Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava representa juntamente com os complexos de Niquelândia e Barro Alto as maiores intrusões máfico-ultramáficas da região central do Brasil, onde o estudo de suas características geológicas constitui de grande interesse para o entendimento da evolução crustal da Província Tocantins. Do ponto de vista da geologia econômica constituem-se nas principais áreas para a prospecção dos elementos do grupo da platina (EGP), por apresentarem significativas dimensões e representarem o principal ambiente geológico para este tipo de mineralização.

Para o presente estudo foi escolhida uma seção representativa do complexo, localizada na sua porção sul, que objetivou investigar em escala de detalhe, a distribuição das unidades geológicas, bem como as principais variações estratigráficas, petrográficas, de química mineral e litogeoquímica que possibilitassem caracterizar a evolução magmática do complexo, além de sugerir sítios mais favoráveis para a prospecção de EGP. De forma complementar foram descritas as características deformacionais e metamórficas, superimpostas às feições ígneas.

Foram assim estabelecidas como principais objetivos:

- a) Definir a seqüência estratigráfica do complexo, em escala de detalhe;
- b) Definir as etapas de formação e diferenciação magmática do complexo, em escala de detalhe ;
- c) Investigar os possíveis mecanismos de diferenciação magmática e cristalização fracionada nas unidades do complexo;

De foma complementar foram ainda sugeridas as seguintes propostas de trabalho:

- d) Estabelecer as relações de contato com as unidades geológicas adjacentes;
- e) Definir as características da deformação e metamorfismo, atuantes no complexo e unidades geológicas adjacentes.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se a 2 Km ao norte da cidade de Minaçu-GO, entre os paralelos 48° 11' 36" e 48° 19' 05" e meridianos 13° 26' 22" e 13° 30' 26" ,com um formato retangular de aproximadamente 13,5 x 7,5 Km, totalizando 101 Km².

O acesso a mesma é feito através da BR-153 (Belém-Brasília) até a cidade de Santa Teresa , donde alcança-se a cidade de Minaçu-GO pela rodovia GO-241. O percurso a partir de Brasília compreende cerca de 500 Km (fig. 1.1)

1.3 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.

As feições geomorfológicas da região são representados pela serra da Cana Brava com altitude média de 750 m, acompanhada lateralmente a leste e a oeste por relevos de dissecação suave com cotas próximas a 350-400 m , situados respectivamente nos vales dos rios Maranhão e Cana Brava. Mamede *et. al.* (1981) associaram estas regiões aplainadas à unidade geomorfológica denominada de Depressão do Tocantins, enquanto as regiões serranas foram enquadradas no domínio do Planalto Residual do Tocantins.

A rede de drenagem da região pertence a Bacia do Rio Tocantins, tendo como principal tributário o Rio Maranhão e seu maior afluente o Rio Cana Brava. Os demais cursos d'água são pequenos e intermitentes, nascendo nas encostas da Serra da Cana Brava.

O clima da região é classificado segundo Köeppen como do tipo Aw-tropical úmido com uma estação chuvosa (novembro a março) e outra seca (abril a outubro). A temperatura média anual é de 23-24° C e mínima de 18° C.

Nas porções mais arrasadas a vegetação original, provavelmente do tipo cerrado aberto, sofreu intensa substituição por pastagens. Nas encostas da Serra da Cana Brava, pode-se localmente ainda observar o predomínio da floresta úmida, enquanto ao longo das drenagens secundárias encontram-se matas de galeria.

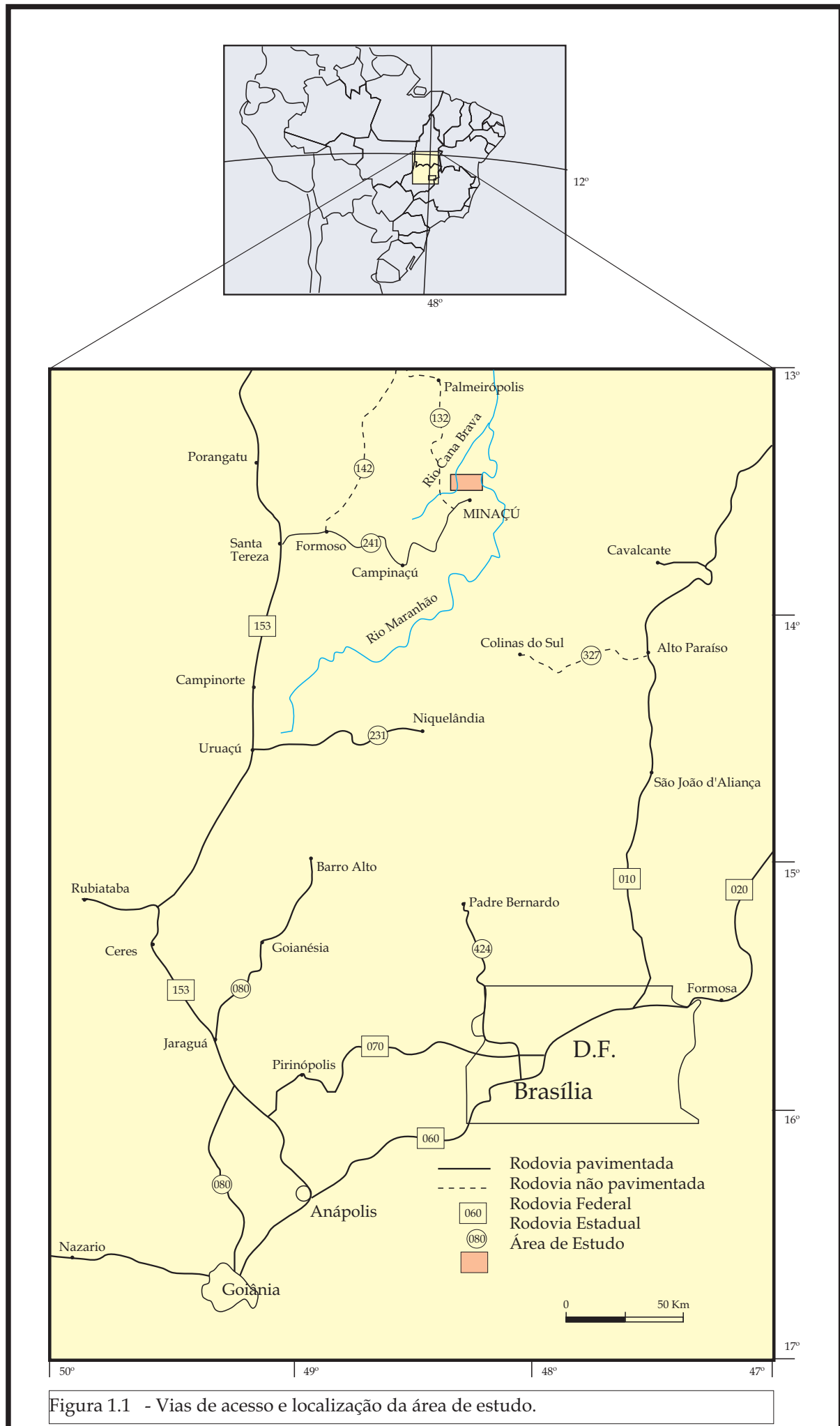


Figura 1.1 - Vias de acesso e localização da área de estudo.

GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

2.1 - INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se na porção centro-norte da Província Tocantins (Almeida *et. al.*, 1977), composta por terrenos de idades arqueana a neoproterozóica, estabilizados completamente após o Ciclo Brasileiro, com o envolvimento das crátons Amazônico, a oeste, e do São Francisco, a leste.

A compartimentação tectônica da Província Tocantins tem sido alvo de diversas propostas de sistematização, destacando-se os trabalhos Almeida *et. al.* (1976), Danni & Leonardos (1981), Danni *et. al.* (1982) e Marini *et. al.* (1984), que consideraram a presença de três unidades representadas pela Maciço Mediano de Goiás, uma faixa de dobramento mesoproterozóica (Faixa Uruaçu) e faixas de dobramentos neoproterozóicas (Faixa Brasília e Faixa Paraguai-Araguaia).

Danni *et. al.* (1982) e Marini *et. al.* (1984), em trabalhos de síntese regional, individualizaram estas unidades tectônicas, considerando o Maciço Mediano de Goiás como representante de um alto do embasamento arqueano, que juntamente com o substrato das faixas dobradas, seria formado por terrenos granito-gnáissicos, associações do tipo granito-greenstone e terrenos granulíticos (complexos de Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto e Guaxupé). Durante o Paleoproterozóico estes terrenos teriam sido acrescidos de seqüências metassedimentares (Formação Serra do Cantagalo e Formação Ticunzal), de seqüências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis) e de complexos diferenciados (Serra da Mantiqueira, Serra dos Borges e do “tipo Americano do Brasil”).

O desenvolvimento destas faixas de dobramentos estaria ligado a, pelo menos, dois ciclos tectônicos (Uruaçuano e Brasileiro) atuantes durante o Mesoproterozóico, com a formação da Faixa Uruaçu, e durante o Neoproterozóico, com a individualização das faixas Brasília e Paraguai-Araguaia, bordejando os crátons do São Francisco e Amazônico, respectivamente.

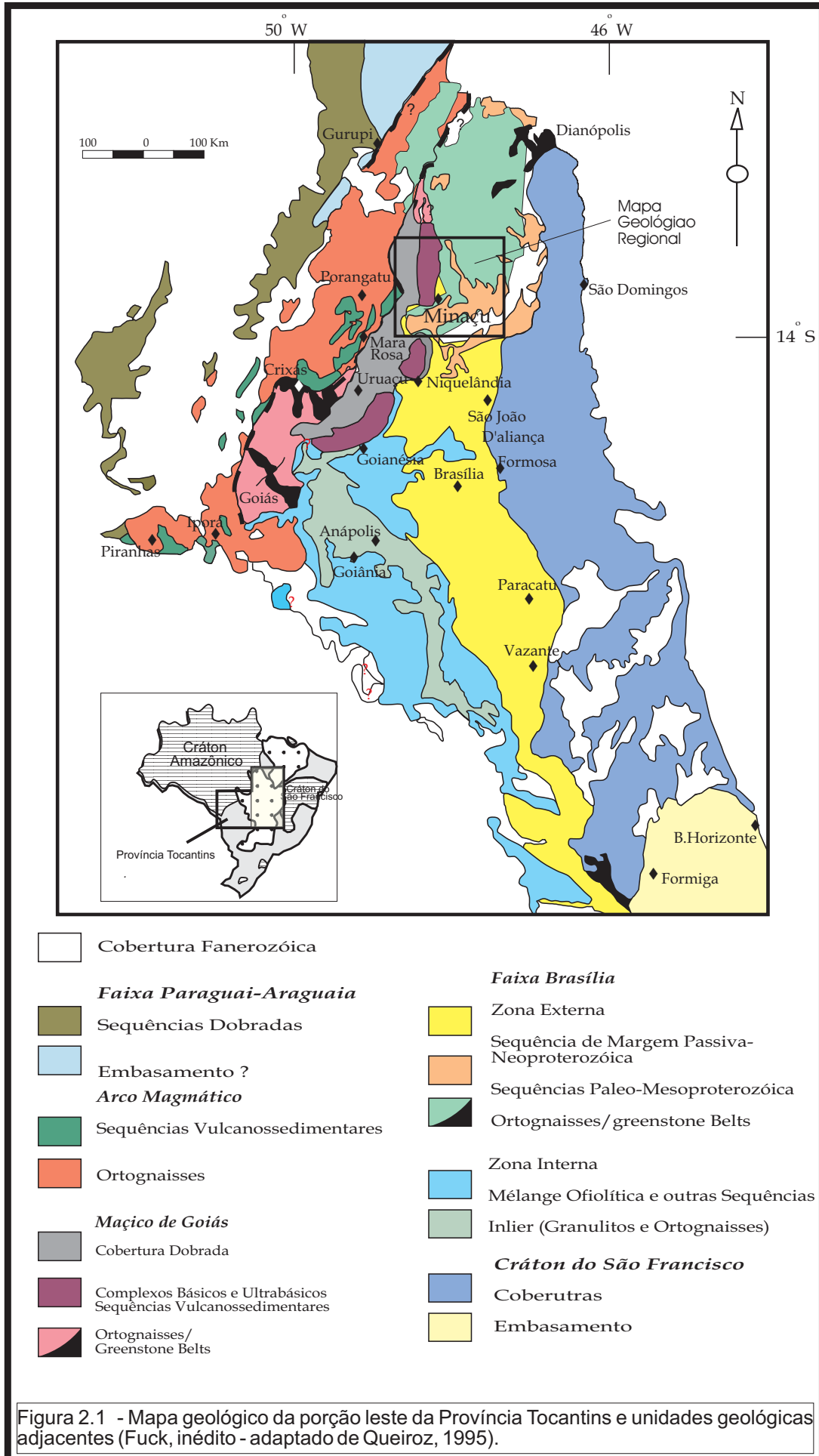
A Faixa Uruaçu seria representada pelos grupos Araxá, Serra da Mesa, Araí, Natividade e Formação Canastra, enquanto a Faixa Brasília seria composta pelos grupos Paranoá e Bambuí.

Os diversos trabalhos subseqüentes (Pimentel & Fuck, 1987; Ferreira Filho, 1992b; Fuck *et. al.*, 1993; Fuck, 1994), promoveram uma significativa modificação no quadro geotectônico da Província Tocantins, reavaliando os conceitos de Maciço Mediano de Goiás, e de faixas Brasília e Uruaçu.

Fuck *et. al.* (1993) e Fuck (1994) sugeriram uma revisão na compartimentação desta província, caracterizada pela inclusão da Faixa Uruaçu na Faixa de Dobramento Brasília, pela individualização de um arco magmático Neoproterozóico na porção oeste de Goiás e por uma grande diminuição na distribuição dos terrenos tidos anteriormente como pertencentes ao Maciço Mediano de Goiás (fig.2.1). Este último, foi redefinido sob a denominação de “Maciço de Goiás”, sendo considerado como um fragmento crustal de um microcontinente constituído por terrenos granito-greenstone de idade arqueana, acrescidos de ortognaisses paleoproterozóicos, seqüências vulcano-sedimentares (Mesoproterozóico?) e complexos granulíticos.

A Faixa Brasília, representante de um sistema de dobramentos neoproterozóicos presentes na borda oeste do Cráton de São Francisco, foi dividida em Zona Externa e Zona Interna. A Zona Externa seria composta pelos grupos Paranoá, Canastra e Bambuí; formações Vazante, Ibiá e porções de seu embasamento (Terrenos Granito-Gnáissico; seqüências vulcano-sedimentares, formação Ticunzal, grupos Araí e Serra da Mesa e granitos estaníferos). A Zona Interna corresponderia ao Grupo Araxá, incluindo parte de seu embasamento, anteriormente considerado como pertencente à Faixa Uruaçu.

Nesta nova interpretação (Fuck *et. al.* 1993; Fuck, 1994; Strieder & Nilson, 1991) a Zona Externa representaria um típico *foreland fold and thrust belt* resultante da inversão de uma margem passiva neoproterozóica. A Zona Interna parece ser parte de uma melange ofiolítica transportada contra o Cráton do São Francisco.



2.2 - UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS

As principais unidades geológicas próximas à área de estudo compreendem de parte do Cinturão Granulítico de Goiás, o Complexo Granito-Gnáissico, a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis, os Granitos da Subprovincia Tocantins, os metassedimentos dos grupos Serra da Mesa, Arai, Paranoá e Formação Ticunzal (fig. 2.2)

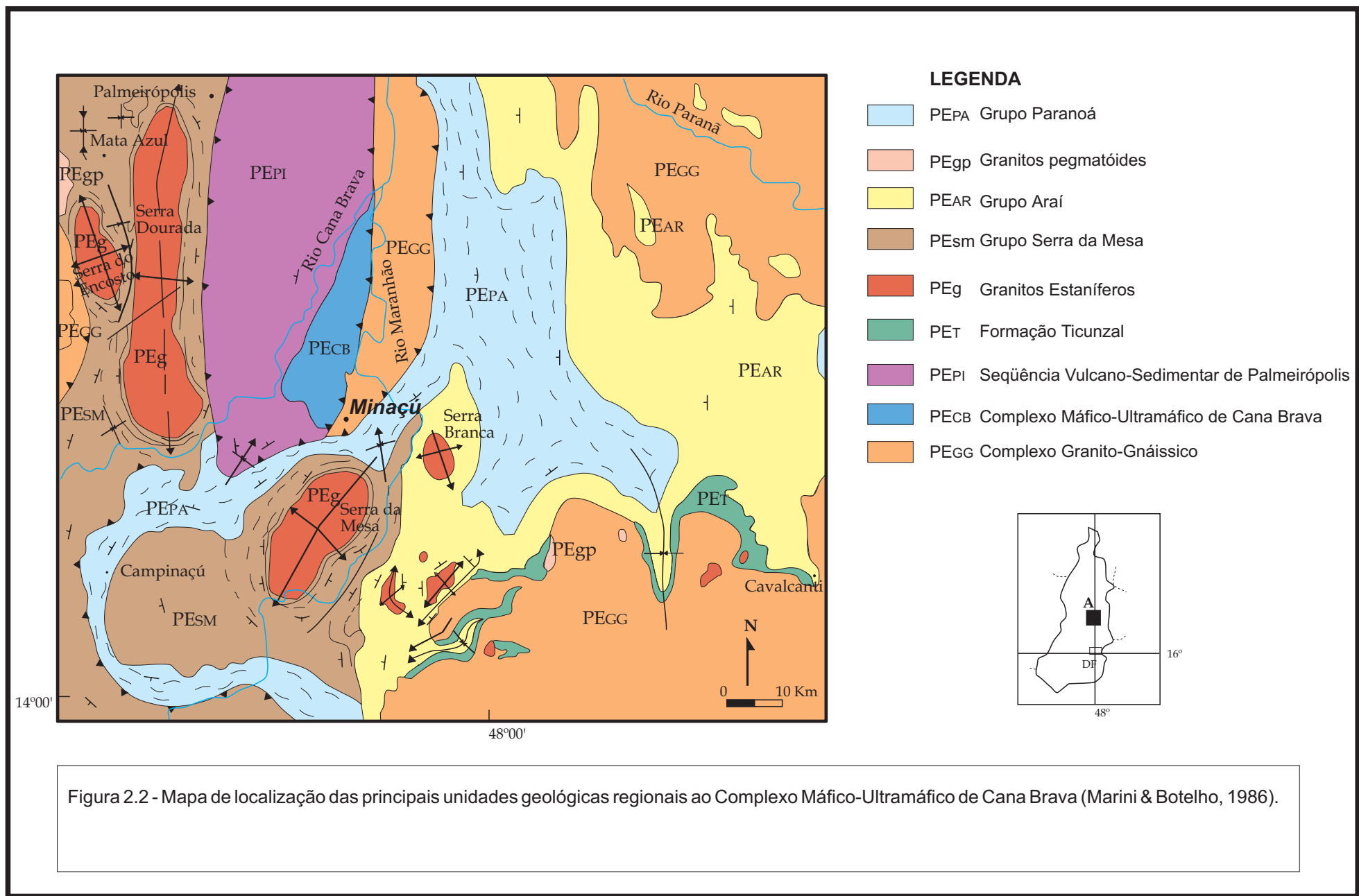
2.2.1 - CINTURÃO GRANULÍTICO DE GOIÁS

O Cinturão Granulítico do Goiás (Wernick & Almeida, 1979 e Wernick, 1981) compreende uma extensa faixa de corpos granulíticos que se estende desde o sul do estado de Minas Gerais, onde está localizado o Maciço de Guaxupé, prolongando-se a norte nos estados de Goiás e Tocantins com os complexos de Anápolis-Itauçu, Barro Alto, Niquelândia, Cana Brava, Gameleira e Porto Nacional.

Os complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto apresentam-se alinhados com direção aproximadamente NS pôr cerca de 350 km, apresentando-se bordejados a oeste respectivamente pelas seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis (Coitezeiro) e Juscelândia.

O Complexo de Barro Alto (Baeta Jr. *et. al.*, 1972; Stache, 1976; Figueiredo, 1978; Girardi *et. al.*, 1981; Fuck *et. al.*, 1981; Danni *et. al.*, 1984 e Oliveira, 1993) é formado na base pela Seqüência Granulítica da Serra de Santa Bárbara (Fuck *et. al.*, 1981) onde predominam granulitos de gabronoritos e noritos, intercaladas por delgadas camadas de piroxenitos. Oliveira (1993) agrupou estes litotipos, denominado-os de Série Goianésia. Ainda nesta unidade encontram-se corpos intrusivos diferenciados de composições norítica a quartzo-diorítica e lentes de rochas supracrustais e ultramáficas granulitizadas. Sobreposta a esta unidade, ocorre a Seqüência Serra de Malacacheta constituída por gabros, anortosito, troctolito, olivina-gabro e representantes metamórficos caracterizados por anfíbolitos (Fuck *et. al.*, 1981).

Os contatos da base e do topo são tectônicos, definidos através de falhas de empurrão que colocam a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Juscelândia por sobre o complexo; e este por sobre os terrenos granito-gnáissicos.



As principais interpretações geotectônicas acerca do complexo podem ser enquadradas em dois grupos. A primeira delas postulada por Fuck *et. al.* (1981) e Danni *et. al.* (1984) sugeriram que o complexo seria composto pelas seqüências Serra de Santa Bárbara, Serra da Malacacheta e Juscelândia, representando uma completa seção ofiolítica. Em contraposição Girardi *et. al.* (1981) sugeriram que as seqüências plutônicas apresentariam um *trend* contínuo de diferenciação, representando uma intrusão acamadada formada em uma área cratogênica. Oliveira (1993) sugeriu que a Seqüência Serra de Santa Bárbara corresponderia a uma intrusão acamadada formada pela entrada de diversos pulsos de magma toleítico.

No Complexo de Niquelândia os primeiros trabalhos de detalhe foram efetuados por Motta *et. al.* (1972) que consideraram uma divisão interna do complexo representada pela Zona Gabróica de Leste, Zona Ultramáfica, Zona Gabróica Central e Zona Gabro-anortosítica. Danni & Leonardos (1978, 1982) consideram o complexo como formado por um corpo basal máfico-ultramáfico granulitizado e um corpo de natureza gabro-anortosítica de idade mais jovem, metamorfisado no fácies anfíbolito, que juntamente com a Seqüência Vulcano Sedimentar de Indaianópolis (Coitezeiro) representariam uma secção ofiolítica. Rivalenti *et. al.* (1982) e Girardi *et. al.* (1986) interpretaram o complexo como uma única intrusão estratiforme sem deformação e metamorfismo, alojada em uma área cratogênica.

Ferreira Filho *et. al.* (1992b) consideraram o Complexo de Niquelândia formado da base para o topo pelas unidades Máfica de Leste, Ultramáfica, Máfica Central-Faixa Leste, Máfica Central-Faixa Oeste, João Caetano e Serra dos Borges. As unidades máficas seriam compostas por gabronorito a norito enquanto na unidade ultramáfica predominariam peridotito e piroxenito. A Unidade João Caetano seria formada predominantemente por rochas intrusivas de composição diorítica, enquanto a Unidade Serra dos Borges corresponderia a rochas gabróicas e anortosíticas. Estes autores observaram também uma zonação metamórfica, da base (leste) para o topo (oeste), indicada pela presença do fácies hiperstênio-granulito, hornblenda-granulito e anfíbolito.

Ferreira Filho *et. al.* (1992a, 1992b, 1993, 1994) e Ferreira Filho (1995) consideraram o complexo como uma intrusão acamadada alojada em uma crosta siálica durante um evento extensional do mesoproterozóico (1560-1600 Ma), tendo sofrido a ação da deformação e metamorfismo, associada a uma colisão neoproterozóica (770-795 Ma). A partir de dados geocronológicos em zircão (U-Pb - SHRIMP-II), Correia *et. al.* (1996) consideraram que o complexo de Niquelândia se cristalizou no Paleoproterozóico (± 2000 M.a), tendo sofrido a ação de múltiplos eventos metamórficos, com o último destes atuando no Neoproterozóico (± 800 Ma).

2.2.2 FORMAÇÃO TICUNZAL

A Formação Ticunzal é considerada de idade paleoproterozóica, sendo constituída na base, por gnaisses que gradam para xistos grafitosos no topo (Marini *et. al.*,1978). Apresenta uma espessura de até 300 metros e destaca-se pela presença de mineralizações de urânio *tipo veio*.

Esta formação encontra-se sobre os Terrenos Granito-Gnáissicos e é coberta discordantemente por metassedimentos do Grupo Araí. Mostra-se ainda cortada por intrusões graníticas da Subprovíncia Estanífera Tocantins.

2.2.3 - GRUPO ARAÍ

O Grupo Araí é composto por metassedimentos de fácies proximais, depositados em um ambiente de borda de plataforma. Distribui-se longitudinalmente por cerca de 50 km a partir da cidade de Arraias (Tocantins), a leste, até próximo ao Rio Maranhão, a oeste. Apresenta-se subdividida nas formações Arraias, na base, e Traíras no topo (Barbosa *et. al.*,1969).

A Formação Arraias, na porção oeste da bacia, é constituída por um espesso pacote quartzítico tendo na base intercalações de conglomerados e rochas metavulcânicas intermediárias ácidas. A Formação Traíras presente na porção mais a oeste, é formada por metassilitos, filitos, calcifilitos com intercalações de calcareos e quartzitos subordinados, representando termos mais distais de uma bacia de sedimentação.

Araújo & Alves (1979) subdividiram o Grupo Araí em seis unidades informais correlacionando-as com a Formação Arraias e desconsiderando a existência da Formação Traíras. Na figura 2.2 o Grupo Araí está representado principalmente por suas unidades superiores.

Os dados geocronológicos de U-Pb em zircões das rochas metavulcânicas ácidas da base da Formação Arraias, indicaram uma idade de cristalização de 1771 ± 2 Ma, estabelecendo um limite superior para o início da sedimentação do Grupo Araí (Pimentel *et. al.*, 1991; Pimentel & Fuck, 1991). Os granitos da Subprovíncia do Rio Paranã, sugeridos como contemporâneos ou cogenéticos às rochas metavulcânicas ácidas do Grupo Araí (Marini & Botelho, 1986), apresentaram idades U-Pb em zircões de 1769 ± 2 Ma (Granito Soledade) e 1767 ± 10 Ma (Granito Sucuri) atestando a ocorrência de um evento plutônico e vulcânico ácido, durante a evolução da “Bacia do Araí” (Pimentel & Fuck, 1991).

2.2.4 - GRUPO PARANOÁ

O Grupo Paranoá foi inicialmente considerado como formação, integrante do Grupo Bambuí, (Barbosa *et. al.*, 1969) e redefinido como grupo por Dardenne (1978), Dardenne & Faria (1985) e Faria & Dardenne (1995). Possui como secção tipo a região de Alto Paraíso apresentando uma espessura da ordem de 1250 m sendo dividido em nove unidades. É formado na base por uma seqüência psamo-pelítica e no topo por uma seqüência psamo-pelítica-carbonatada.

A seqüência psamo-pelítica inicia-se pelo Conglomerado São Miguel que repousa discordantemente sobre os metassedimentos do Grupo Araí, sendo seguido de unidades de quartzitos e siltitos.

A seqüência psamo-pelítica-carbonatada, formada por quatro unidades, é composta por quartzitos, siltitos e argilitos com intercalações de lentes carbonáticas.

A sedimentação do Grupo Paranoá se deu em um ambiente de margem passiva, caracterizada pela presença de fácies sublitorâneos, litorâneos e continentais, traduzindo uma sedimentação deltáica costeira de uma bacia epicontinental (Dardenne, 1981). Os únicos dados geocronológicos para o grupo referem-se à presença de estromatólitos colunares do tipo *Conophyton Medula Kirichenko* que indicaram uma idade entre 1350 a 950 Ma (Dardenne *et. al.*, 1973).

No limite oeste do Grupo Paranoá, bordejando o Complexo de Niquelândia, Fuck *et. al.* (1988), observaram uma similaridade da seqüência psamo-pelítica-carbonatada com a Formação Minaçu (definida anteriormente por Marini & Fuck, 1981), promovendo o abandono desta denominação, em reconhecimento da continuidade do grupo para o extremo norte do estado de Goiás. Esta mesma seqüência foi considerada por Barbosa *et. al.* (1969) como pertencente à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí, posição também aceita por Araújo & Alves (1979).

2.2.5 - GRUPO SERRA DA MESA

Os metassedimentos do Grupo Serra da Mesa foram inicialmente incluídos no Grupo Araxá por Barbosa *et. al.* (1969). Para a região entre a Serra Dourada e Serra da Mesa, Marini *et. al.* (1977) propuseram uma redefinição para os metassedimentos ali presentes, agrupando-os sob a denominação de Grupo Serra da Mesa, o qual se estenderia para sul até as proximidades da Megainflexão dos Pirineus (Fuck & Marini, 1981).

A seção-tipo, na encosta da Serra da Mesa, é constituída por quartzitos na base, seguido de micaxistos com granada, estaurolita e cianita, com intercalações de quartzitos e lentes de calcixistos e mármores, perfazendo um pacote com cerca de 1500 m de espessura. Fuck & Marini (1981) propuseram a ocorrência de uma única bacia sedimentar, onde o fácies proximal seria representado pelos grupos Araí e Natividade, enquanto o Grupo Serra da Mesa corresponderia ao fácies distal, formada nas partes mais profundas da bacia. Esta relação de fácies ainda é motivo de controvérsias.

2.2.6 - SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS

O primeiro trabalho sistemático na região entre a Serra Dourada e Serra da Canastra foi realizado durante o Projeto Brasília (Barbosa *et. al.*, 1969) que considerou os metassedimentos ali presentes como pertencentes ao Grupo Araxá, recobrando anfibolitos atribuídos até então ao Complexo de Cana Brava.

Posteriormente, durante o Projeto Serra Dourada, Marini *et. al.* (1974), incluíram com reservas estes metassedimentos (micaxistos a granada, localmente a estaurolita e intercalações de quartzito) no Grupo Araxá, mais tarde redefinido como Grupo Serra da Mesa (Marini *et. al.*, 1977). Estes consideraram as rochas anfibolíticas ali presentes, representantes metamórficos de intrusões máficas-ultramáficas cogenéticas ao Complexo de Cana Brava.

No Projeto Cana Brava - Porto Real, Araújo & Alves. (1979) agruparam as rochas dispostas a oeste do rios Maranhão e Cana Brava, no Complexo Basal. Sugeriram ainda que esta unidade representaria parte de uma seqüência vulcano-sedimentar.

Ribeiro Filho & Teixeira (1981) propuseram a ocorrência de uma única seqüência vulcano-sedimentar, disposta nas porções oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava, denominando-a de Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis (SVSP). Posteriormente esta denominação se restringiu as rochas a oeste Complexo de Cana Brava, em função de Danni & Leonardos (1978, 1981) já terem denominado a seqüência adjacente ao Complexo de Niquelândia, de Seqüência Vulcano-Sedimentar de Indaianópolis.

Ribeiro Filho & Teixeira (1981) propuseram a divisão estratigráfica desta seqüência em Unidade Inferior e Unidade Superior. Na Unidade Inferior observaram o predomínio de anfibolitos finos, parcialmente grossos, com intercalações de gnaisses e quartzitos. A Unidade Superior seria composta predominantemente por xistos com intercalações de quartzitos e raros níveis de anfibolitos finos.

Figueiredo *et. al.* (1981) sugeriram para a porção norte desta seqüência uma organização estratigráfica representada, na base, pela Unidade Central, seguida da Unidade de Leste e no topo a

Unidade de Oeste. A Unidade Central seria composta predominantemente por anfibólitos finos na base e sobreposta por xistos, metatufos e metapiroclásticas. A Unidade de Leste, formada por anfibólitos grossos, metaconglomerados, metagrauvas e metapiroclásticas intermediárias, seria sobreposta pela Unidade de Oeste onde predominam estaurolita-granada-mica-quartzo-xisto, com restritos xistos grafitosos, além de intercalações de formações ferríferas, rochas calciossilicatadas e anfibólitos. Relataram ainda a ocorrência de corpos de sulfetos maciços associados a Unidade Central.

Leão Neto & Olivatti (1983) sintetizaram as informações obtidas durante o Projeto Palmeirópolis (DNPM) sugerindo a presença de uma Unidade Basal iniciando com anfibólitos grossos bandados na base, seguidos de rochas metapiroclásticas e metatufos intermediários a ácidos, associados a metagrauvas e dando passagem a anfibólitos finos, granada-biotita-muscovita-quartzo-xisto e quartzitos, além de diques básicos e ultrabásicos. Na Unidade Intermediária predominariam rochas metavulcânicas ácidas, com metapelitos e metassedimentos químicos subordinados, passando para a Unidade de Topo com o predomínio de metassedimentos pelíticos aluminosos acompanhados de metachertes e formações ferríferas bandadas.

Araújo (1986) observou que a presença dos corpos de sulfeto maciço estavam associados a zonas de alteração hidrotermal sobre anfibólitos finos, típicos de depósitos vulcanogênicos singenéticos. Araújo & Nilson (1987) caracterizaram os anfibólitos finos como derivados de basaltos toleíticos meso-oceânicos.

Corrêa (1994) atribuiu para os anfibólitos médios a grossos, presentes na unidade basal (Leão Neto & Olivatti, 1983) um aspecto gabrótico e um comportamento geoquímico típico de corpos intrusivos ou subvulcânicos. Considerou ainda que o Complexo de Cana Brava seria intrusivo na Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis, interpretando grande parte do contato como de natureza magmática, marcado pela presença de xenólitos de quartzito, xistos e anfibólitos. As evidências de metamorfismo de contato nos metassedimentos da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis seriam a presença de silimanita em xistos e paragêneses de alto grau (clinopiroxênio+granada+escapolita) em rochas calciossilicatadas.

2.2.7 - GRANITOS DA SUBPROVÍNCIA TOCANTINS

Próximo ao Complexo de Cana Brava são encontrados granitos pertencentes a Subprovíncia do Rio Tocantins (Marini & Botelho, 1986), também denominados de “*tipo Serra da Mesa*”, destacando os granitos de Serra do Encontro, Serra Dourada, Serra da Mesa e Pedra Branca.

Caracterizam-se por serem biotita-granito, exibindo textura gnáissica acentuada, com fácies de borda foliada, podendo conter mineralizações estaníferas em albitos, greissen e pegmatitos.

Estes granitos são envolvidos por metassedimentos dos Grupos Serra da Mesa (granitos da Serra do Encontro, Serra Dourada e Serra da Mesa) ou Araí (Granito Pedra Branca). Os granitos do domínio do Grupo Araí apresentam-se intrusivos no embasamento granito-gnáissico ou na Formação Ticunzal, enquanto aqueles presentes no domínio do Grupo Serra da Mesa tem posicionamento duvidoso em relação a estes metassedimentos.

Os dados geocronológicos para os granitos desta subpróvincia se basearam principalmente em determinações Rb-Sr mostrando uma grande dispersão dos dados, atribuídos por Reis Neto & Cordani (1984) a um remanejo isotópico durante o evento de idade brasileira (600 Ma). Pimentel *et. al.* (1991) e Pimentel & Fuck (1991) dataram por U-Pb em zircões o Granito Serra da Mesa, obtendo uma idade de cristalização próxima a 1,6 Ba.

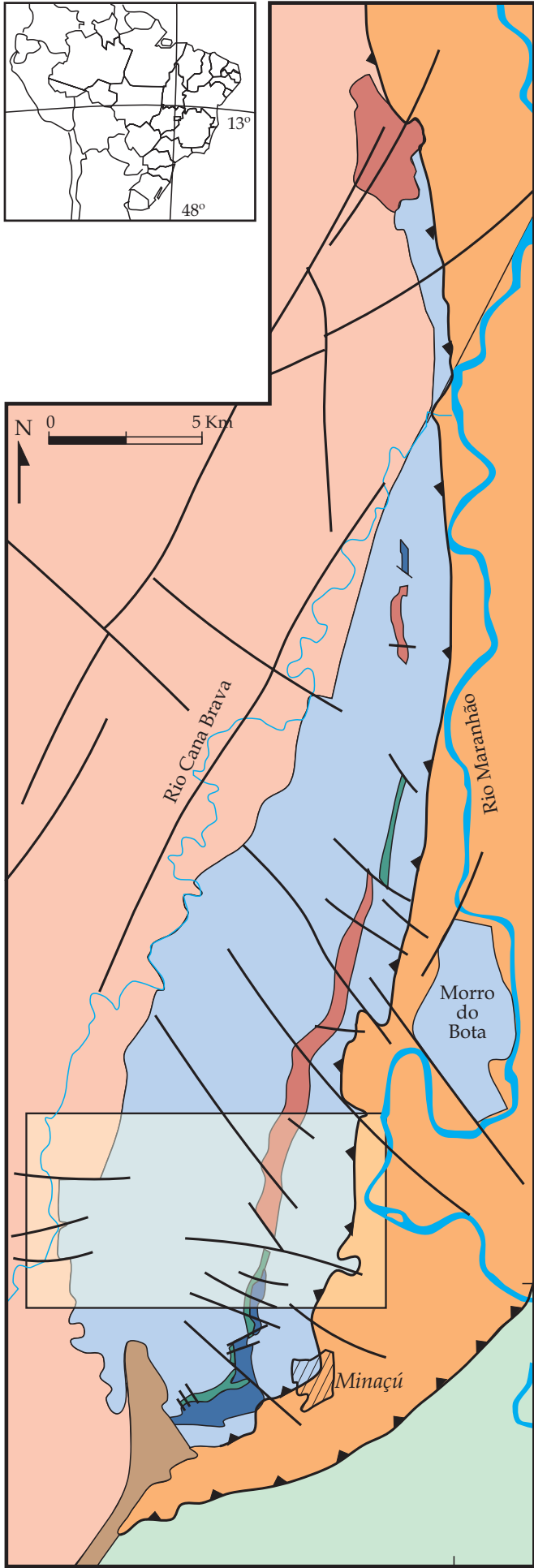
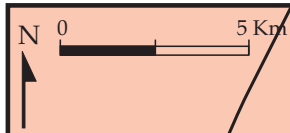
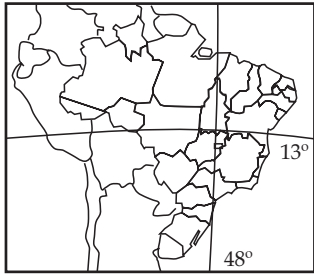
2.3 - TRABALHOS ANTERIORES

2.3.1 - COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA

O Complexo de Cana Brava (fig. 2.3) foi pela primeira vez citado no relatório de pesquisa, encaminhado ao DNPM por Miranda *et. al.* (1966) (In : Pamplona & Nagao, 1981) devido à descoberta do depósito de amianto na sua porção sul, por Milewski, J.P. (Sociedade Anônima Mineração de Amianto -SAMA) em 1962.

Referências ao complexo foram feitas em nota sobre o Projeto Goiás por Berbert (1968) e Godoy (1968) considerando este como pertencente à Faixa de Serpentinóis de Goiás. Os primeiros estudos de enquadramento regional do complexo foram efetuados durante o Projeto Brasília (Barbosa *et. al.*, 1969) que o consideraram localizado entre as Serra Dourada e Traíras, composto predominantemente por anfibolitos e localizadas rochas noríticas/ultramáficas, disposto em uma estrutura do tipo *horst*, elevado por falhas inversas laterais.

Milewski *et. al.* (1970) denominaram as rochas encontradas entre o Rio Maranhão e a localidade do “Filó” como pertencentes ao Complexo Ígneo de Cana Brava, considerando em conjunto rochas vulcânicas básicas e um corpo intrusivo básico-ultrabásico com fácies de diferenciação magmática por cristalização fracionada. A intrusão apresentaria um formato de lopólito alojada em rochas vulcânicas básicas, já metamorfisadas, ajustando-se a esta em uma estrutura sinclinal. O contato basal seria marcado por quartzitos miloníticos dispostos entre rochas ultramáficas e vulcânicas básicas a leste da Serra Cana Brava.



LEGENDA

Grupo Paranoá

Metassiltitos, Metargilitos, Rochas Carbonatadas, Metaquartzitos

Grupo Serra da Mesa

Mica-Xistos, Granada - Mica Xistos, lentes de Quartzitos

Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Gabronoritos, Norritos

Piroxenitos

Serpentinitos

Rochas Ultramáficas Indiferenciadas

Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis

Anfibolitos, Metagrauvascas, Metaconglomerados, Mica-Xistos

Complexo Granito-Gnáissico

Gnaisses de Composição Granodiorítica ou Granítica

Simbologia

Contato Geológico

Falha

Falha de empurção

Cidade

Área de Estudo

790000

48°10'

810000

849500

855500

13°30'

Figura 2.3 - Mapa geológico do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava (adaptado de Nagao, 1974; In: Leão Neto & Olivatti, 1983).

Berbert (1970) enquadrou os maciços de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto em um alinhamento na porção central do estado do Goiás, representando uma associação gabro-piroxenítica-peridotítica com características petrográficas semelhantes, dadas pela ocorrência de um gabro basal fino a grosso, foliações mergulhando para oeste, intensa deformação e constante presença das zonas peridotítica, gabróica e anortosítica.

A delimitação da porção oeste do complexo foi efetuada por Marini *et. al.* (1974, 1977) no Projeto Serra Dourada, considerando o seu limite ocidental a leste do Rio Cana Brava. Identificaram o predomínio de rochas noríticas e gabróicas, com uma estreita faixa de rochas ultramáficas na porção sul e leste, afetadas dentre outras por um metamorfismo granulítico.

Segundo estes autores, o complexo representaria um maciço do tipo alpino limitado a leste por uma falha inversa inclinada 40° para oeste. Não foram observados contatos diretos com os metassedimentos, até então atribuídos ao Grupo Araxá, tendo sido sugerido a ocorrência de um contato tectônico. Ao longo do Rio Cana Brava foi identificado uma lente de rocha calciossilicatada, de 3 metros de espessura, intercalada em micaxistos do Grupo Araxá.

Também observaram a presença de duas lentes de paragneisses em contato direto com o complexo, constituídas predominantemente por granada-biotita-gnaïsse com intercalações de granada-silimanita-biotita-gnaïsse, as quais apresentaram um posicionamento estratigráfico incerto, porém atestando condições de metamorfismo superiores a aquelas observadas nos xistos a oeste.

Nagao (1974) (In. Leão Neto & Olivatti, 1983 e Correia, 1994) (fig. 2.3) apresentou o primeiro mapa geológico de semidetalhe do Complexo de Cana Brava (1:50.000), como parte de uma intensa campanha de prospecção de metais básicos promovida pela SAMA durante o período de 1975 a 1977, e a qual não obteve resultados positivos (Pamplona & Nagao, 1981).

Girardi *et. al.* (1978) consideraram o complexo limitado por falhas e composto predominantemente por metagabros e metanoritos, com faixas descontínuas de rochas ultramáficas, além da presença de anfíbolitos na borda leste e sudoeste. Sugeriram a ação de um evento granulítico de idade transamazônica com retrometamorfismo local do fácies anfíbolito. Para o Corpo da Serra do Bota descreveram a presença de gabros e noritos com texturas ígneas preservadas, porém parcialmente afetadas pela deformação e metamorfismo.

No contato oeste do complexo foram observados gnaïsses bandados com uma associação mineralógica de quartzo-cianita-granada-biotita-muscovita e localmente com silimanita ou feldspato potássico, além de xisto com quartzo-muscovita-biotita-plagioclásio-granada e rochas calciossilicatadas com uma paragênese de quartzo, plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, escapolita, titanita e epidoto. Considerou este conjunto metamorfisado no fácies anfíbolito.

Ao longo do Rio Cana Brava e a oeste deste foram descritos anfíbolitos e localmente gnaisses anfíbolíticos provavelmente associados ao complexo. Na unidade adjacente a leste foram observados gnaisses quartzo-feldspáticos blastomiloníticos, localmente com texturas migmatíticas.

Araujo & Alves (1979) consideraram o complexo limitado tectonicamente a leste pelo “Conjunto Cataclástico do Rio Maranhão” e oeste pelo “Conjunto Gnáissico-Anfíbolítico do Rio Cana Brava”.

O complexo seria formado predominantemente por metagabros e metanoritos, e subordinadamente por uma descontínua e estreita faixa de piroxenitos, muitas vezes metamorfisados gerando serpentinitos e xistos magnesianos. Na sua porção leste foi descrito uma faixa de direção N10E composta de metabasitos, correspondendo aos anfíbolitos descritos por Girardi *et. al.* (1978). Sugeriram um primeiro evento metamórfico de fácies granulítico atuante em todo o conjunto, seguido de eventos retrometamórficos dando origem aos anfíbolitos, metabasitos e serpentinitos, entre outros.

A leste do complexo descreveram a presença de diques de anfíbolitos e o corpo gabronorítico da Serra do Bota, encaixados no “Conjunto Cataclástico do Rio Maranhão”. Observaram que frequentemente estes litotipos mostram texturas orientadas, apesar do Corpo da Serra do Bota ainda preservar feições ígneas.

Pamplona & Nagao (1981) descreveram as características da jazida de amianto no complexo, bem como os aspectos da geologia regional e do Maciço de Cana Brava. Consideraram o maciço como pertencente ao Complexo Basal Goiano, limitado a leste pelo Rio Maranhão e oeste com o contato próximo ao Granito da Serra Dourada. Foram reconhecidas as unidades de metabasitos, de rochas ultramáficas e gabróicas.

A unidade de metabasitos situada a oeste do Rio Maranhão constituiria a porção basal do complexo, em contato tectônico com gnaisses do Complexo Basal Goiano e com metassedimentos do Grupo Araxá. Os metabasitos, caracterizados como anfíbolitos, epidoto-anfíbolitos e “rochas verdes”, seriam derivados de retrometamorfismo sobre rochas básicas do maciço, já metamorfisadas no fácies anfíbolito. Na unidade de rochas ultramáficas predominariam serpentinitos em relação a piroxenitos. A unidade de rochas gabróicas, caracterizada como a de maior expressão, seria composta por termos gabróicos a noríticos e localmente metamorfisados, nas zonas de cisalhamento ou falhas, produzindo metagabro, metanoritos ou até anfíbolitos.

Ao longo do Rio Cana Brava os metagabros do maciço apresentariam um contato tectônico com uma estreita faixa de gnaisses do Complexo Basal Goiano. Esta faixa faria parte do “Conjunto Granulítico” ou do “Conjunto Anfíbolítico-Gnáissico do Rio Cana Brava”.

O Conjunto Granulítico seria formado por rochas calcissilicatadas granulitizadas com uma associação mineralógica de alto grau, representada por granada, escapolita, clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, titanita e epidoto, intercaladas em anfibolitos e gnaisses. Ainda nesta região foi observada uma rocha isotrópica, com textura granoblástica e distinta associação mineral (plagioclásio+ortopiroxênio+hornblenda, apatita, clorita, epidoto e talco) de fácies granulito.

O Conjunto Anfibolito-Gnáissico do Rio Cana Brava seria formado por gnaisses quartzo-feldspáticos, compostos por quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, feldspatos potássicos, granada, cianita, titanita, apatita e opacos. Ainda se observaram anfibolitos e restritos gnaisses anfibolíticos com intercalações de quartzo-cianita-granada-biotita-xistos.

O primeiro trabalho com enfoque petrológico foi desenvolvido por Girardi & Kurat (1982) que consideram o Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava como uma intrusão diferenciada, a partir de magma basáltico rico em olivina e com baixos valores em álcalis, marcada pelas variações na composição dos minerais.

Estes autores sugeriram que após a cristalização magmática, a temperaturas de 1100° C, teria ocorrido a formação de uma matriz granoblástica e exsoluções nos piroxênios a temperaturas de 900° C e pressões de 6-7 Kb. Atribuíram estas modificações texturais e mineralógicas como decorrentes de reequilíbrios subsólidos durante um evento metamórfico no fácies granulítico ou provavelmente ao lento resfriamento do complexo, em condições de P e T similares ao metamorfismo de alto grau. Após este evento, os litotipos foram submetidos a uma recristalização parcial com a conversão de alguns destes, quando em interação com água, em associações do fácies anfibolito.

A presença de rodingitos na mina de amianto da SAMA foi descrita inicialmente por Girardi (1976) e posteriormente estudada em detalhe por Dreher *et. al.* (1989), que consideraram estes formados por processos metassomáticos atuantes em leucogabros intercalados na zona ultramáfica. Sugeriram uma correlação genética com o evento principal de serpentinização o qual liberou fluidos ricos em Ca, substituindo as rochas máficas por uma assembléia calciossilicatada, à temperaturas de 400-500° C e baixa pressão.

O estudo de detalhe da deformação e gênese da jazida de amianto no Complexo de Cana Brava foi efetuado por Hasui & Magalhães (1990) que observaram a presença de uma foliação S1 associada a uma regime dúctil, seguido do desenvolvimento de grandes ondulações sinformais e antiformais, e por último transcorrências dúcteis e rúpteis que na área da mina apresentaram direção NE-SW e caráter dextral.

Correia (1994) e Correia & Girardi (1994) a partir de dados litogeoquímicos, considerou o Complexo de Cana Brava como uma intrusão estratiforme originada a partir da cristalização fracionada de um único magma basáltico de composição olivina-toleítica, sem evidências da entrada de vários pulsos de magmas.

Correia (1994) subdividiu o complexo em cinco subunidades, interpretando a disposição destas como o empilhamento estratigráfico original. Considerou a subunidade PICB1, localizada na porção basal (leste) do complexo, composta essencialmente por epitodo-anfibolitos finos blastomiloníticos, com intercalações locais (métricas a decamétricas) de rocha fina de composição gabróica.

A Subunidade PICB2 seria composta principalmente por serpentinitos derivados de peridotitos, localmente com intercalações centimétricas a métricas de gabros e piroxenitos. A Subunidade PICB3 seria constituída principalmente por websteritos, enquanto a Subunidade PICB4 seria composta por opx-gabro, gabro, melagabro, norito, cpx-norito, rochas de composição diorítica e intercalações de anfibolito, separadas da Subunidade PICB5 por uma contínua zona de deformação dúctil de direção N-NE.

A Subunidade PICB5, representando o topo do complexo, seria composta por gabronorito, norito, leuco-gabronorito, cpx-norito, leuco-cpx-norito, opx-gabro, leuco-opx-gabro, leucogabro, diorito, quartzo-gabro, quartzo-diorito e localizado tonalito. Nesta unidade observou a presença de corpos anfibolíticos, considerados como enclaves da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.

Correia (1994) e Correia & Girardi (1994) interpretaram o contato superior como predominantemente magmático, onde a presença de xenólitos de anfibolito, xisto e quartzito, além de evidências de metamorfismo térmico próximo ao contato, associados à presença de silimanita em xistos, e paragêneses de alto grau (cpx+granada+escapolita) em rochas calciossilicatadas, indicariam que o complexo se alojou nas rochas pré-existentes, já deformadas e metamorfisadas, da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis .

2.3.2 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Um dos primeiros estudos geocronológicos no Centro-Oeste foi efetuado por Almeida & Hasui (1969), que obtiveram idades K-Ar em rochas dos corpos básicos-ultrabásicos de Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto e Pontalina, com intervalo de 750-1100 Ma.

Datações K-Ar em minerais e rochas realizados no Complexo de Cana Brava por Matsui *et. al.* (1976) resultaram em uma grande dispersão de idades (500-4000 Ma) e concentrações coincidentes com os eventos tectônicos Brasileiro (500 Ma), Uruaçuano (900 Ma), Transamazônico (2000 Ma) e Jequié (2600 Ma).

Estes autores admitiram uma idade transamazônica para o Complexo de Cana Brava com influência de outros ciclos mais recentes, à partir de diagrama isocrônico com idades de 1925 ± 110 Ma e 475 ± 15 Ma.

Girardi *et. al.* (1978) reanalisaram, pelo método K-Ar, as amostras utilizadas no trabalho de Matsui *et. al.* (1976), acrescentando a estas mais duas amostras do complexo e três amostras de gnaisses encaixantes. Obtiveram resultados similares ao trabalho anterior, apesar da grande dispersão de idades (450-4000 Ma), com concentrações atribuídas aos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro. Sugeriram que o metamorfismo granulítico do complexo estaria associado a um evento Pré-Transamazônico.

Neste trabalho também foram obtidas idades Rb-Sr para as unidades adjacentes ao complexo, sendo observado em um diagrama isocrônico para xistos, gnaisses e rochas calciossilicatadas a oeste do complexo, uma grande dispersão de dados e uma isócrona de idade 1157 ± 50 Ma e $R_0 = 0,7040 \pm 0,002$, associada a uma evento de fácies anfíbolítico. As rochas adjacentes, situadas à leste e constituídas por gnaisses blastomiloníticos, apresentaram um bom alinhamento dos dados, produzindo uma isócrona com idade 644 ± 27 Ma e $R_0 = 0,7359 \pm 0,0026$, relacionada a uma rehomogeneização isotópica durante o ciclo Brasileiro.

Fugi (1989, in; Correia, 1994) obteve pelo método Sm-Nd em rochas do Complexo de Cana Brava uma idade de cristalização magmática de 1970 ± 69 Ma ($Nd_{143}/Nd_{144} = 0,510015 \pm 0,000073$ e ξNd (CHUR) = -4,83). A intrusão do Morro do Bota, pelo mesmo método, forneceu uma idade de cristalização ígnea de 1088 ± 18 Ma ($Nd_{143}/Nd_{144} = 0,510986 \pm 0,000017$ e ξNd (CHUR) = -4,83).

Os dados geocronológicos obtidos por Correa (1994) referem-se a quatro análises de gabros e quartzo dioritos do Complexo de Cana Brava, pelo método Rb-Sr em rocha total. Obteve-se uma idade de 1350 ± 35 e $R_0 = 0,7168$ (MSWD=2,69), associada a rehomogeneização isotópica durante um evento compressivo principal, atuante durante o Ciclo Uruaçuano e produzindo um metamorfismo de fácies anfíbolito. Realizou uma determinação pelo método Sm-Nd em rocha total, em uma amostra de composição gabróica do complexo, a qual adicionou ao diagrama isocrônico de Fugi (1989), obtendo uma idade de 2086 ± 119 Ma (MSWD=4,47) com semelhante resultado e interpretação considerado por Fugi (1989).

A partir da analogia com os resultados geocronológicos obtidos por Fuck *et. al.* (1981, 1989), para o Complexo de Barro Alto e dados de Girardi *et. al.* (1981), com as idades obtidas para o Complexo de Cana Brava, Correia (1994) sugeriu uma sequência de eventos magmáticos e tectono-metamórficos para o Complexo de Cana Brava, representados por:

- a) Separação do manto e residência sublitosférica ou subcrustal do magma progenitor entre 2,25 e 2,62 Ba.
- b) Intrusão na SVSP e subsequente cristalização em regime distensivo próximo a 2,0 Ba.
- c) Principal evento metamórfico e deformacional dúctil-rúptil em regime compressivo ao redor de 1,3 Ba.
- d) Reequilíbrio metamórfico no fácies xisto-verde , aproximadamente de idade brasileira, com limite superior a 480 Ma.