

2. GEOLOGIA DA ÁREA

2.1 Localização e acesso

A área de estudo tem aproximadamente 280 km de largura por 390 km de extensão, estando situada no centro-norte do Estado de Goiás, limite com o Estado de Tocantins (fig. 2.1). Na porção norte situa-se o complexo de Cana Brava, compreendendo os municípios de Minaçu e Palmeirópolis, ambas usadas como base para o levantamento gravimétrico. Na região mais central e abaixo deste complexo situa-se o Complexo de Niquelândia junto às cidades de Niquelândia e Indaianópolis, também usadas como base para o trabalho. Na porção sul da área localiza-se o Complexo Barro Alto, com as cidades de Barro Alto no seu braço norte, Goianésia ao sul, Ceres, Rialma, Rubiataba, e São Patrício no braço oeste.

O acesso à área se dá pela rodovia federal Belém-Brasília (BR-153), localizada estrategicamente no eixo principal dos três complexos. A partir dela ramificam-se diversas rodovias estaduais que dão acesso às diferentes cidades usadas como base para este estudo, desde a cidade mais ao norte, Palmeirópolis, até a cidade mais ao sul, São Patrício.

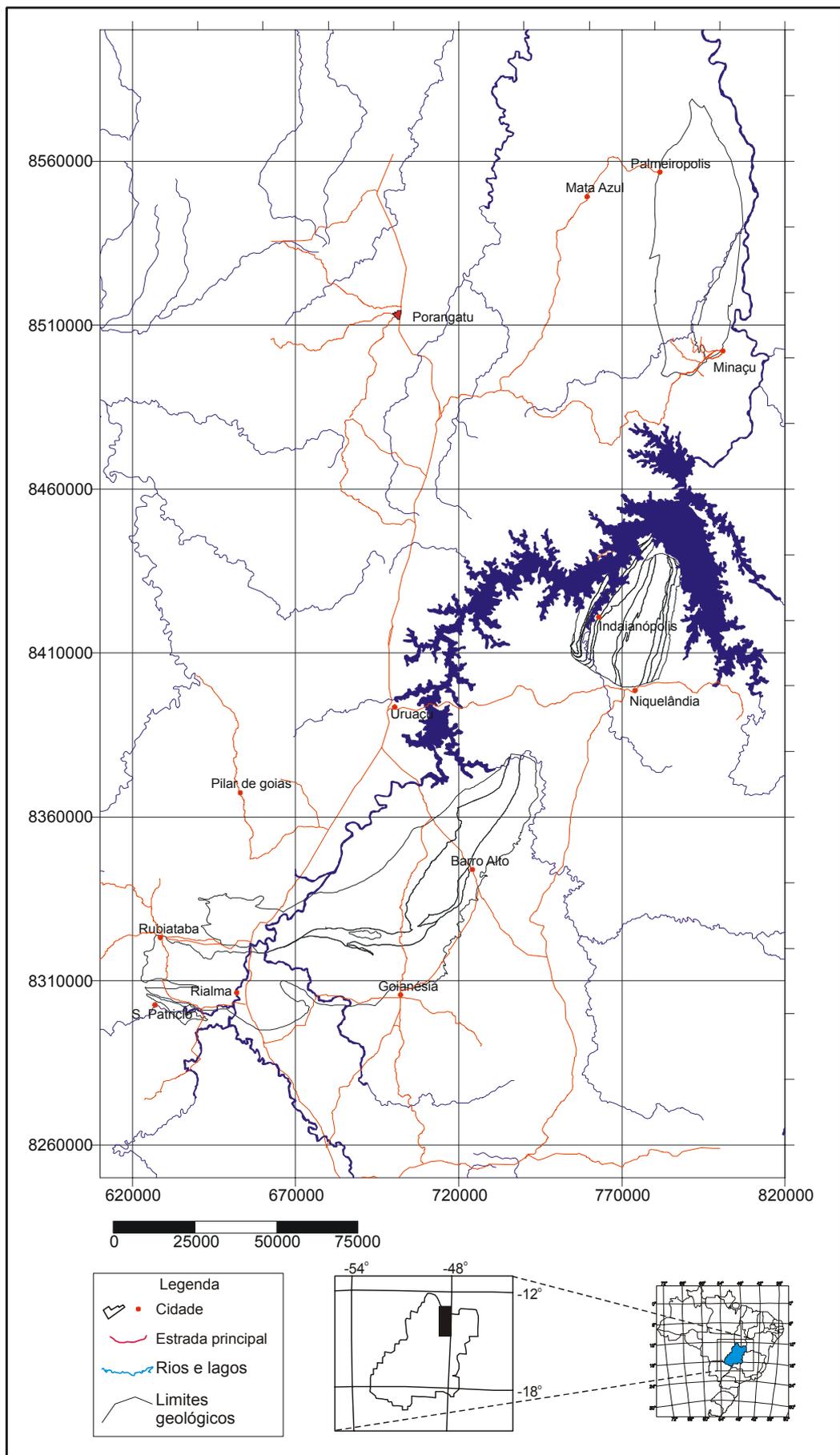


Figura 2.1 Mapa de localização e acesso da área de estudo.

2.2 Localização geológica

A área em estudo situa-se na porção centro norte da Província Tocantins (Almeida et al., 1977), entre os crátons Amazônico e do São Francisco, respectivamente a oeste e a leste, estando limitada a norte pela bacia do Parnaíba e a sul pela Bacia do Paraná (fig. 2.2). Esta região é composta principalmente por terrenos de idades arqueana e neoproterozóica, tendo estabilizado após o ciclo Brasileiro.

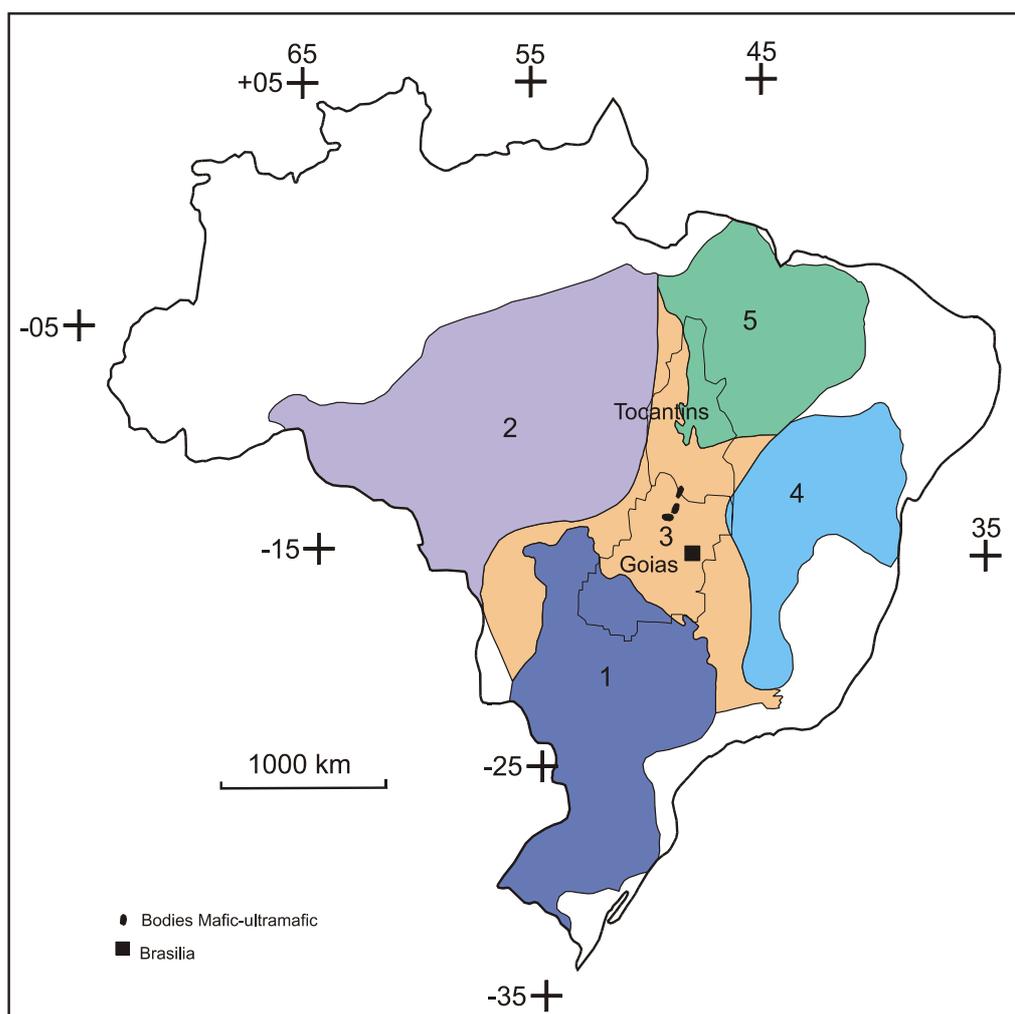


Figura 2.2 - Províncias estruturais do Brasil. Legenda: 1 = Paraná; 2 = Tapajós; 3 = Tocantins; 4 = São Francisco e 5 = Parnaíba, com a localização aproximada dos complexos. Modificado de Almeida et al. (1981).

Uma revisão da Província Tocantins pode ser encontrada em por Cordani et al. (2000). Sendo subdividida nos seguintes domínios tectônicos: cinturões Paraguai e Araguaia, Arco magmático de Goiás, terreno granítico greenstone, o

bloco Natividade-Cavalcanti e o Cinturão Brasília (fig. 2.3). O Maciço Central de Goiás é definido pelos autores pelo agrupamento dos complexos estratiformes máficos-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto com Greenstone belts e as rochas granulíticas-gnaisses-graníticas indiferenciadas do terreno Crixás.

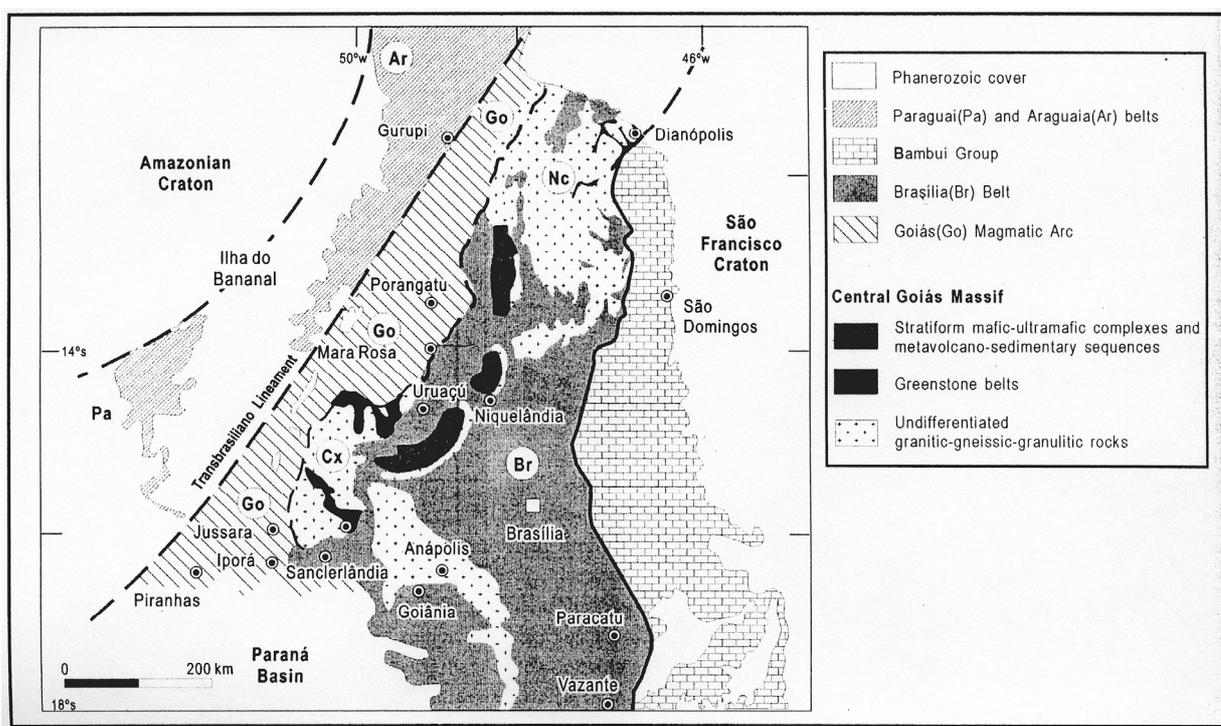


Figura 2.3 – Mapa da Província Tocantins com seus domínios tectônicos principais. AR = Cinturão Araguaia; PA = Cinturão Araguaia; GO = Arco Magmático de Goiás; CX = terreno Granítico-Gnaissico de Crixás; NC = Bloco Natividade Cavalcanti e BR = Faixa Brasília. Modificado de Cordani et al. (2000).

2.3 Contexto geológico regional

Danni et al. (1982) individualiza as unidades dentro do Maciço Mediano de Goiás, colocando os complexos de Cana Brava, Niquelândia, Barro Alto, Anápolis-Itauçu, Gameleira, Porto Nacional e Guaxupé como pertencentes a associações do tipo terrenos granulíticos dentro do Maciço Mediano de Goiás (sic.). Este cinturão granulítico, as associações do tipo granito-greenstone e terrenos granito-gnáissicos formariam, juntamente com o substrato das faixas dobradas, o Maciço Mediano de Goiás, representando um alto do embasamento arqueano. As seqüências metassedimentares (Formação Serra do Cantagalo e Formação Ticunzal) teriam sido acrescentadas durante o Paleoproterozóico, junto com as

seqüências vulcano-sedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis e Indianópolis) e os complexos diferenciados (Serra da Mantiqueira, Serra dos Borgues e do “tipo Americano do Brasil”). Para Danni et al. (1982), o desenvolvimento das faixas de dobramentos estaria ligado a pelo menos dois ciclos tectônicos (Uruaçuano e Brasileiro), um durante o Mesoproterozóico, com a formação da Faixa Uruaçu e o outro durante o Neoproterozóico, com a individualização das faixas Brasília e Paraguai-Araguaia. A Faixa Brasília seria composta pelos grupos Paranoá, Bambuí e Canastra, e a Faixa Uruaçu seria composta pelos grupos Araxá, Serra da Mesa, Araí, Natividade e Formação Canastra (Almeida et al., 1976 e 1977; e Danni et al., 1982).

Cordani & Brito Neves (1982) citam que o Maciço Central de Goiás poderia ser um mosaico de “fragmentos cratônicos” de diferentes origens, justapostos por ciclos orogênicos durante o Mesoproterozóico e o Paleoproterozóico. Os terrenos mais antigos do centro de Goiás teriam sido termalmente afetados pela orogênia Brasileira, mas não teriam mudado as estruturas originais das rochas. Segundo os autores estes terrenos podem ser classificados em quatro categorias: terrenos do tipo granito-greenstone de baixo e médio grau, como as regiões de Crixás-Rubiataba; terrenos básicos-ultrabásicos como os complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava; terrenos granulíticos de alto grau como a região de Goiânia; e os terrenos gnaisses-migmatíticos de médio grau que cobrem a maior porção da área.

Fuck et al. (1989) executam uma série de datações utilizando o método isocrônico Rb-Sr em rocha total no Complexo Barro Alto a fim de estabelecer a idade do metamorfismo deste complexo. Os resultados obtidos permitiram a construção de duas isócronas: a primeira resultante de rochas granulíticas félsicas de natureza variada exposta na Serra da Gameleira; e outra corresponde a amostras de biotita

horblenda gnaisses, de um afloramento próximo a Jardim Paulista. A idade obtida para a Serra da Gameleira foi de 1,27 Ga, sendo interpretada com um reflexo de evento metamórfico de alto grau ocorrido no Mesoproterozóico. A idade obtida para Jardim Paulista foi de 1,33 +/- 0,67Ga, estando situada dentro da faixa de erro da isócrona anterior. Esta idade é interpretada como resultante da homogeneização isotópica associada a evento metamórfico de fácies anfíbolito que teria afetado a Seqüência de Juscelândia. Fuck et al. (op. cit.), baseados nestas idades, sugerem que ocorreu um grande evento metamórfico a cerca de 1300 Ma, Mesoproterozóico, deformando e recristalizando as rochas vulcânicas e sedimentares da Seqüência Juscelândia e a seqüência acamadada gabro-anortosítica subjacente sob condições de fácies anfíbolito. Como estes processos estariam associados à colisão de blocos crustais, as datações indicariam que o choque continental e a deformação associada a estes eventos ocorreram no Mesoproterozóico e não no Arqueano. Em algumas amostras coletadas próximas à pedreira Ceres/Rialma a idade de 0,727 +/- 0,15Ga é encontrada, e seria indicativa de um rejuvenescimento isotópico das rochas do complexo, podendo indicar um possível evento metamórfico no Ciclo Brasileiro.

Brito Neves & Cordani (1991) mencionam que os cinturões pericratônicos (Sergipano, Riacho do Pontal, Rio Preto e Brasília) e “cinturões marginais” incluindo o cinturão Araçuaí-West Congolian poderiam ser atribuídos ao desenvolvimento de margens passivas por processos de extensão, estiramento e deriva de litosfera continental, estando assim relacionados à fragmentação de grandes placas seguido de deriva dos fragmentos resultantes e ocasional formação de litosfera oceânica no Meso-Neo-Proterozóico.

Fuck et al. (1993) reformulam a interpretação da Faixa Brasília e do Maciço Mediano de Goiás da província Tocantins. O maciço 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 e complexos granulíticos. As rochas do grupo Araxá, antes integrantes da Faixa Uruaçu, são incluídas na Faixa Brasília, que é então dividida em duas zonas, a interna e a externa. A porção mais externa é considerada um típico *foreland fold and thrust belt*, resultante de uma inversão de uma margem passiva Neoproterozóica sendo constituída pelos grupos Paranoá, Canastra e Bambuí; formações Vazante, Ibiá e e porções de seu embasamento. A zona mais interna parece ser uma *mélange* ofiolítica representativa da calha de subducção, transportada contra o cratón por sobre os antigos depósitos da sua margem formada pelo Grupo Araxá e parte de seu embasamento.

Fuck (1994) completa a estruturação anterior, dividindo a Faixa Brasília em 5 regiões distintas: a zona cratônica, a zona externa, a zona interna, o arco magmático do oeste de Goiás e o microcontinente do centro de Goiás. A zona cratônica consiste em restritas exposições do embasamento (São Domingos a oeste e Formiga a sul) e extensas coberturas fanerozóicas e precambrianas, representados pelos grupos Paranoá e Bambuí. O Grupo Paranoá possui sedimentos típicos de margem passiva, expostos ao longo de (ou entre) falhas inversas. As rochas do Grupo Bambuí marcam a passagem de ambiente glacial sucedido por um ambiente de mar epicontinental. A zona externa se compõe de unidades metassedimentares (grupos Paranoá e Canastra, formações Vazante e Ibiá) e porções do seu embasamento, estruturadas em um cinturão de dobras e empurrões de antepaís. A zona interna corresponde às unidades alóctones de micaxistos e rochas associadas, atribuídas ao Grupo Araxá, incluindo áreas de embasamento expostas entre as faixas de xistos. A maioria destas rochas possui sua gênese relacionada a porções distais da bacia oceânica, com presença de

turbíditos intercalados com sedimentos químicos e material vulcânico. O arco magmático do oeste de Goiás corresponde aos terrenos ortognáissicos e as seqüências vulcano-sedimentares neoproterozóica expostas entre Sanclerlândia e Bom Jardim de Goiás, se estendendo até Mara Rosa e Porangatu. Estas rochas caracterizam uma crosta juvenil com assinatura geoquímica e isotópica própria de arcos magmáticos intracratônicos. O micro continente do centro de Goiás engloba os terrenos granito-greenstone de Goiás – Crixás – Guarinos – Pilar de Goiás – Hidrolina, formados no Arqueano. Foram acrescentados a ao microcontinente as unidades de terrenos ortognáissicos paleoproterozóicos, justapostos pelas seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Coitezeiro e Palmeirópolis adjacentes aos complexos máficos-ultramáficas Barro Alto, Niquelândia, e Cana Brava.

Fonseca et al. (1995) reestruturam a faixa Brasília dividindo-a em três setores: antepaís externo, antepaís interno e núcleo metamórfico externo, baseado nos diferentes estilos estruturais que estão presentes. Sugerindo um modelo de evolução monocíclica evidenciado pela passagem gradual morfológica, geométrica e de estilo presente nas estruturas-chaves da faixa. A porção do antepaís externo consiste principalmente pelas coberturas do Grupo Bambuí, e de forma subsidiária, rochas atribuídas ao Grupo Paranoá e do embasamento. Os limites propostos são: a oeste, o Sistema Paraná e o *front* do Araí e a leste o antepaís externo é em parte coberto por rochas sedimentares do Cretáceo. O antepaís interno é composto pelo embasamento, quartizitos e metacomglomerados do Grupo Araí, granitóides da sub-província Paraná e pelos metapelitos, metamargas e metarenitos do grupo Paranoá. O núcleo metamórfico externo contém rochas do embasamento, os complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, as seqüências vulcano-sedimentares de Indaianópolis, Juscelândia e Palmeirópolis, granitóides da

sub-província Tocantins, terrenos de arco e na maior parte, rochas do Grupo Serra da Mesa. A sugestão dada pelos autores para explicar a cinemática da região é de um sistema transpressional com falhas normais tardias onde durante a extensão frações da crosta inferior tenderiam a um movimento ascendente, decorrente dos movimentos de inversão iniciais, tornando-se assim um quadro mecanicamente mais viável pela combinação da inversão e da extensão.

Correia et al. (1997) estabelecem a geocronologia da intrusão máfica-ultramáfica de Cana Brava e as considerações a respeito da sua evolução tectônica baseados em dados obtidos por datações radiométricas de Rb-Sr e Sm-Nd. Os dados de Rb-Sr e Sm-Nd indicariam que a idade de derivação do magma original do complexo Cana Brava a partir do manto foi entre 2,65 a 2,25 Ga, com sua intrusão e cristalização ígnea por volta de 2,0 Ga. Em torno de 1,35 Ga ocorre um evento metamórfico principal acompanhado de deformação dúctil-rúptil, havendo ainda um posterior reequilíbrio isotópico em 0,77 Ga. Estas idades estariam de acordo com aquelas determinadas por Fuck et al. (1989) para o Complexo de Barro Alto, onde teria ocorrido um evento metamórfico principal a 1300 Ma e um rejuvenescimento posterior a 727 +/- 15 Ma.

Pimentel et al. (1997) identifica o Arco de Mara Rosa dentro da Província Tocantins, sendo formado por uma seqüência vulcano-sedimentar constituída por vários cinturões de direção NNE de rochas metavulcânicas (metabasaltos e metarriolitos) e metassedimentares (micaxistos, quartzitos, cherts) expostos em uma grande área desta província. O arco corresponde a uma região orogênica Neoproterozóica (Brasiliano) na parte central do Brasil. Os cinturões supracrustais são separados por terrenos dominados por metatonalitos e metadioritos e intrudidos por vários corpos graníticos e dioríticos pós-orogênicos. O autor realiza datações isotópicas desta seqüência de rochas, que combinados com resultados preliminares

de elementos traços, sugerem que o ambiente de formação para os protolitos das metavulcânicas e metaplutônicas seria de um sistema de arcos de ilhas separado do continente São Francisco-Congo há cerca de 860 Ma. Idades de recristalização e deformação de aproximadamente 0,63 Ga podem representar a época do primeiro fechamento oceânico e conseqüente colisão continental. As associações de rochas, padrões estruturais e características isotópicas da região de Mara Rosa são parecidas com os arcos Neoproterozóicos expostos cerca de 300km a sudoeste, na área de Arenópolis, fornecendo uma importância regional do evento de acreção crustal Neoproterozóico na região central do Brasil.

Correia et al. (1999) utilizam métodos de radiométricos U-Pb (Shrimp II) para datar as seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia e Indaianópolis (associadas a Barro Alto e Niquelândia) e o Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto. A idade encontrada para Juscelândia foi de 0,794 +/-0,14Ga, para Indaianópolis foi de 1,299 +/-0,329Ga, para Barro Alto foi de 1,286 +/-0,13Ga em granulitos ácidos do contato entre Barro Alto e a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Juscelândia, e de 1,302 +/-0,32Ga em meta granitóites intrusivos dentro do complexo. Estas idades foram separadas em dois grupos: as idades de Indaianópolis e Barro Alto que oscilam em volta de 1300 Ma, que devem estar associadas aos eventos metamórficos e colisionais Meso-Proterozóicos e, a idade de Juscelândia, que foi interpretada como sendo um rejuvenescimento do sistema U-Pb durante processos cisalhantes presentes no local associados ao tectonismo do Neo-Proterozóico.

Striedier et al. (1999) realizam uma compilação de dados geocronológicos, estruturais e geológicos chegando a um modelo de desenvolvimento tectônico para o Ciclo Orogênico Brasileiro dentro da Província Estrutural Tocantins. A proposta é a de existirem quatro estágios: a) abertura oceânica começando por volta de 1,27 Ga; b) formação de sistema de arco de ilhas

em 1,0 Ga com posterior colagem por volta de 0,8 Ga; c) a colisão continental começa por volta de 0,8 Ga com a acreção dos arcos de ilhas na parte superior da placa Amazônica, fechando o Oceano de Goiás e desenvolvendo uma bacia do tipo *foreland* sobre a placa São Francisco e por último; d) um estágio pós-colisional por volta de 0,65-0,5 Ga com o desenvolvimento de falhas transcorrentes, falhas reversas do tipo *back-thrust* e as intrusões de granitos alcalinos. Os complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava são descritos como indicadores de regimes divergentes tectônicos associados com estiramento litosférico que podem culminar com formação de crosta oceânica durante o Mesoproterozóico inferior. O Maciço Mediano de Goiás é explicado como uma zona triangular desenvolvida pela justaposição de diferentes unidade geológicas através de falhas de cisalhamento e empurrão com direção ESSE e por retro-empurrão com direção oeste. Os autores concluem que o Maciço Mediano de Goiás não seria um microcontinente mas a colagem de *greenstone belt* Arqueos e granito/gnaisses, unidades vulcano-sedimentares Meso e Neoproterozóica, assim como de granitos-gnaisses e os complexos máfico-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto.

Pimentel et al. (2000) realizam uma compilação dos dados existentes e estabelecem uma evolução geológica para o cinturão dobrado Brasília. Entre 1.77 e 1.6 Ga podendo haver um estágio de *rift* formando um arco magmático, com intrusões peraluminosas sin-colisionais que muda para um evento bimodal pós-orogênico, registrado por suites granitóides, sendo importante regionalmente. Muito do magmatismo Neoproterozoico nesta faixa estaria relacionado à convergência e fechamento da bacia oceânica ou por soerguimento pós-colisional. Por volta de 1.3Ga houve a formação de outro *rift* com magmatismo e formação de crosta oceânica. Neste evento teriam se formado os basaltos das seqüências vulcano-

sedimentares de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, que possuem fortes características oceânicas, sendo interpretadas como contrapartes vulcânicas dos gabros das séries superiores de Barro Alto e Niquelândia. Também podem representar grandes fragmentos de crosta oceânica Mesoproterozóica dentro do Cinturão Brasília Mesoproterozóico. A natureza bimodal do evento magmático pode indicar que estas seqüências correspondem a estágios iniciais do *rift* que começa em uma ambiente continental que evolui para uma bacia oceânica. Entre 900 a 850 Ma ouve a convergência entre as placas Amazônica e São Francisco, com formação de arcos magmáticos. Os arcos magmáticos que existiram entre 900 e 630 Ma sugerem que a margem oeste do Continente São Francisco era ladeada por uma bacia oceânica com formação de arco de ilhas intraoceânicas que posteriormente foram incorporadas a margem continental. Durante este processo o bloco arqueano de Crixás-Goiás teria sido acrescido a margem do cinturão. Em 790 Ma ocorreria a colisão da parte sul do cinturão, marcado pelo magmatismo colisional associado com a cunha acessionária do Cinturão Brasília, sendo este evento interpretado como sendo o choque da parte sul com o Bloco Paranoá. Em 630 Ma ocorreria um grande evento metamórfico de abrangência regional sendo interpretado como resultante do evento colisional representativo do término do fechamento do oceano.

Dardene (2000) realiza a mesma compilação e determina uma evolução mais completa para o Cinturão Brasília. O começo é marcado por um *rift* intracontinental paleoproterozóico que começa com um estiramento por volta de 2.0 Ga, evidenciado pela intrusão dos complexos acamadados de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto. Estes complexos mostram associações com dunitos, peridotitos, piroxênitos e gabros característicos deste tipo de ambiente. Seguindo o evento haveria a abertura do *Rift* Araí por volta de 1.77 Ga, marcado pelas intrusões graníticas pré-*rift*, depósitos sedimentares sin-*rift* e por último depósitos marinhos

característicos de transgressão marinha pós-*rift*. Entre 1.3 a 1.25 Ga haveria a formação de uma margem passiva no segmento norte, onde teriam se formado os depósitos sedimentares do Grupo Paranoá no segmento norte. Para oeste dos complexos acamadados houve a formação das seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia, com intenso vulcanismo basáltico de fundo oceânico datados por volta de 1.3, sugerindo uma abertura oceânica no Mesoproterozóico. No segmento sul ocorria a deposição do Grupo Canastra, interpretado como sendo formado no mesmo tipo de ambiente de margem passiva. No período Neoproterozóico começa o desenvolvimento de um arco magmático, entre 950 a 600 Ma, no segmento norte, que se estende para sul, se prolongando sob os sedimentos da Bacia do Paraná. No segmento sul existiria evidências de um evento de expansão de fundo oceânico, marcado pela formação de sedimentos com fortes características oceânicas dentro do Grupo Araxá. Em 790 Ma ocorria um grande evento compressional de abrangência regional que teria imprimido às rochas um rejuvenescimento marcado pelo grande conjunto de datações por volta desta idade. O último grande evento tectônico teria ocorrido por volta de 630 Ma marcado por outro evento compressivo, evidenciado por dados estruturais, geoquímicos e isotópicos e sugestionado pela sobreposição dos metassedimentos dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra em falhas de baixo ângulo sobre o grupo Bambuí.

Moraes et al. (2003) utilizando dados geoquímicos e isotópicos de Sm-Nd de rochas bimodais vulcânicas de Juscelândia encontram evidências que apontam uma transição de um regime continental para uma bacia oceânica no Mesoproterozóico. A Seqüência Vulcano-Sedimentar Juscelândia consiste de uma associação vulcânica bimodal, com sedimentos pelíticos e químicos. As rochas metavulcânicas félsicas e subvulcânicas têm características geoquímicas típicas de granitos formados em crosta continental, formado por mistura de magmas derivados

principalmente de material de crosta continental com muito pouca contaminação de crosta oceânica. Isto vai de encontro com modelos anteriores que indicam uma possível origem da seqüência em ambientes de cadeia meso-oceânica. O modelo dado pelos autores indica que esta seqüência possa ter sido originada em um *rift* continental. Durante a abertura do sistema de *rift* o manto aquecido fundiria devido a descompressão e o magma máfico intrudiria dentro da crosta continental. Sua cristalização formaria o protólito do anfibolito Cafelândia e rochas correlatas (anortositos, gabros coronítico, leuco gabros, etc.). O magma fundido que alcançaria a superfície e extrudiriam como os basaltos Juscelândia. O calor vindo do magma máfico induziria uma fusão da crosta continental inferior ao seu redor, resultando em intrusões graníticas e vulcanismo félsico. O resultado seria a associação vulcânica bimodal encontrada. O sistema de *rift* continental se manteria até a abertura de uma bacia oceânica, quando os magmas do tipo N_MORB seriam extrudidos.

Pimentel et al. (2004) baseados nas idades e conhecimento geológico estabelecem uma nova evolução para a área: Entre 1,3 e 1,25 Ga haveria a formação de um *rift* continental com pequena parte oceânica e formação das seqüências vulcano-sedimentares e seus equivalentes nas séries superiores de Niquelândia e Barro Alto. Em 800 Ma ocorreria o estabelecimento de outro *rift* continental com a colocação dos magmas que formam a série inferior do Complexo Niquelândia e seus análogos em Cana Brava e Barro Alto. Por volta de 760 Ma ocorreria o metamorfismo de alto grau que afeta os complexo e as seqüências vulcano-sedimentares. Em 630 Ma ocorreria um último evento colisional com metamorfismo regional que afeta toda a faixa Brasília, causado possivelmente pela colisão dos cratons São Francisco e Amazônico. A ascensão dos complexos ao longo da zona de falha Rio Maranhão pode estar atribuída a este estágio. Correia et al. (2005) obtêm datações U-Pb (Shrimp I) em zircões de anortositos das seqüências

superiores dos complexos Niquelândia e Barro Alto, encontrando idades de 833 ± 21 Ma e 733 ± 25 Ma, respectivamente. A idade de 833 ± 21 Ma foi interpretada como sendo a possível idade de cristalização das rochas da seqüência superior do Complexo Niquelândia, devido às características morfológicas, estrutura interna, homogeneidade e as altas razões de Th/U encontradas nos zircões das amostras utilizadas. Os autores levantam a hipótese que as idades mais antigas encontradas anteriormente podem ter se originados pela utilização de zircões de rochas encaixantes assimiladas pelo complexo. As idades encontradas para as rochas encaixantes oscilam na faixa de 1.2 Ga, a mesma encontrada nos trabalhos anteriores para rochas do complexo. Esta hipótese é sustentável pela grande quantidade de xenólitos das rochas encaixantes que contaminam o topo da zona inferior.

2.4 Geologia dos corpos investigados

Dentro da área do trabalho os corpos de interesse para o estudo são os complexos máficos-ultramáficos de: Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto com suas seqüências vulcano-sedimentares associadas: Palmeirópolis, Indaianópolis e Juscelândia. Todos os complexos possuem vários trabalhos analisando-os do ponto de vista geoquímico, tectônico, mineralógico e estrutural. A seguir são apresentados os modelos mais aceitos e mais recentes a respeito das unidades internas que compõem cada um dos complexos. A subdivisão apresentada para cada corpo será utilizada nos modelos geofísicos.

2.4.1 Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava

Seqüência Vulcano-Sedimentar Palmeirópolis

Figueiredo et al. (1981) dividem estratigraficamente a **SVSP** em três subunidades:

Subunidade anfibolítica, corresponde à maior parte do corpo, composto por anfibolitos com estruturas e texturas primárias (*pillow*-lavas, texturas subofíticas, esferulíticas, variolíticas ou porfíricas, presença de bombas vulcânicas, estruturas de fluxo e zoneamento em cristais de plagioclásio).

Subunidade xistosa, composta por plagioclásio-biotita-quartzo-xistos, metatufos com plagioclásio e metatufos ricos em feldspatos com intercalações métricas lenticulares de anfibolitos e quartzitos puros (metacherts) e ferruginosos. São encontrados também horizontes enriquecidos em granada, estauroлита, silimanitia e cianita, possivelmente correspondentes a produtos de sedimentação pelíticas intercaladas aos pulsos vulcânicos. As rochas tufáceas possuem núcleos submilimétricos de quartzo azulado de origem supostamente vulcânica.

Granito Morro Solto, sendo formado por plagioclásio, K-feldspato e quartzo, e acessórios (horblenda sódica, biotita, epidoto e muscovita), possuindo foliação nas suas bordas, indicando uma origem pré-tectônica.

Segundo Correia (1994) a SVSP compreende rochas pelíticas e anfibolitos, onde os anfibolitos encontram-se principalmente nas unidades internas PIP1 e PIP3 (divisão definida por Leão Neto & Olivatti, 1983). No resto do corpo estão restritos a intercalações menores correspondendo a prováveis *sills* e diques, intercalados na seqüência original. Os anfibolitos são rochas foliadas e, raramente, nas amostras de granulação mais finas, isotrópicas. As principais diferenças entre as unidades PIP1 e PIP3 está na granulometria: onde na unidade PIP1 a granulação é média a grossa e na unidade PIP3 a granulação é fina a muito fina, chegando a

afanítica (sem grãos à vista desarmada). Esta diferença pode corresponder a formação das rochas, vulcânica a subvulcânica para as mais finas e subvulcânico a plutônico para as mais grossas. A mineralogia presente nestas rochas são: plagioclásio, anfibólio, minerais do grupo do epidoto, com presença ou não de clinopiroxênio, granada e escapolita, os acessórios são titanita, rutilo, apatita, calcita, minerais opacos, biotita, quartzo e cloritas. A textura presente nestas rochas é granoblástica e as amostras de granulação mais finas possuem textura nematoblástica. Nos anfibolitos mais grossos há presença de texturas tipicamente ígneas como arranjos subipidiomórficos, feldspatos zonado com núcleos ricos em anortita e núcleo de piroxênio em anfibólios. As relações de contato desta litologia com as rochas encaixantes a noroeste é do tipo falha de empurrão, onde a SVSP cavalga o Grupo Serra da Mesa.

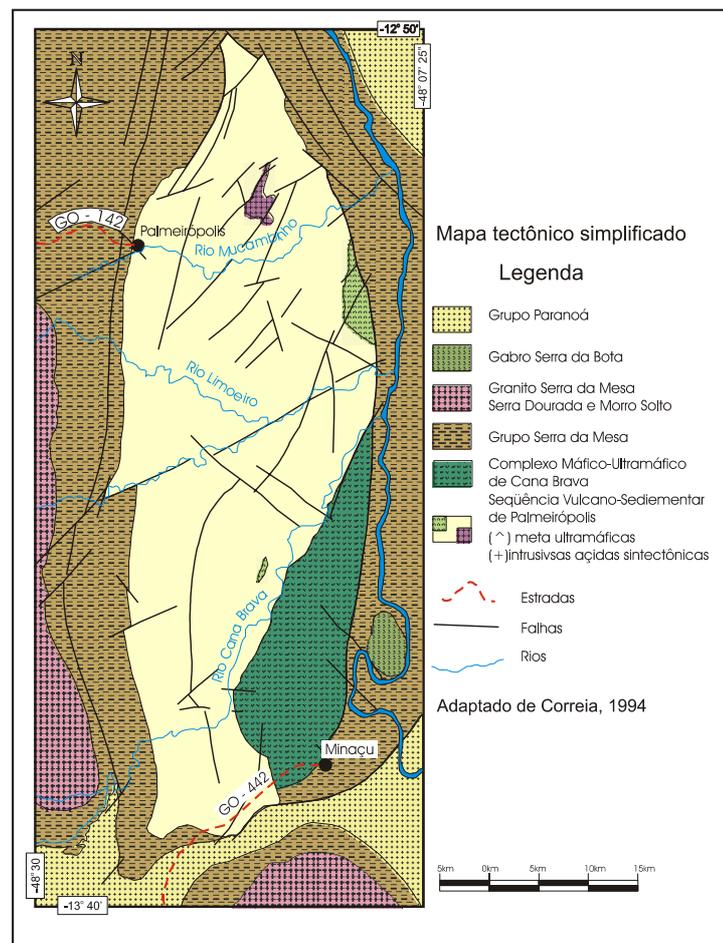


Figura 2.4 Esboço tectônico do complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava. Modificado de Correia (1994).

Complexo Máfico-Ultramáfico Cana Brava

Foram feitos dois estudos para as rochas máficas acamadadas deste complexo: Correia (1994) e Lima (1997). Lima divide o **CCB** em três zonas e atribui a ele uma geometria do tipo flor positiva. Como demonstrado em Carminatti (2000) o modelo de Lima (op. cit) não se ajustou a modelagem gravimétrica, sendo mais aplicável o modelo de Correia (op. cit). Deste modo para a realização deste trabalho optou-se por continuar com as informações obtidas por Correia (op. cit).

Correia (1994) subdivide o **CCB** em 5 unidades chamadas **PICB1** a **PICB5** considerando o corpo como uma intrusão estratiforme originada de um único magma basáltico de composição olivina-toleítica que sofreu cristalização fracionada (fig. 2.5).

A unidade **PICB1** é composta principalmente por anfibolitos finos, blastomilonitos e por intercalações locais de rocha fina de composição gabróica, que atinge desde espessuras métricas a dezenas de metros, raramente chegando a centenas de metros.

A unidade **PICB2** é principalmente composta por serpentinitos, produtos da transformação de meta-peridotitos e/ou meta-dunitos, com presença de corpos mineralizados de amianto crizotila. Nesta unidade as estruturas e texturas ígneas estratiformes estão melhor preservadas.

A unidade **PICB3** é a de menor expressão dentro do CCB, sendo constituída principalmente de websteritos, onde a concentração de clinopiroxênio (75 a 100%) é sempre superior à do ortopiroxênio (25 a 15%) por volume de amostra. Sua granulometria é fina a média com grãos de diâmetro entre 0,1 a 3mm, com predominância da estrutura maciça com eventuais presenças de foliação milonítica.

A unidade **PICB4** é composta por ortopiroxênio gabros e gabros, melano-gabros, leuco-gabros, noritos, clinopiroxênio noritos, rochas de composição diorítica

e intercalações de rochas anfíbolíticas. As estruturas presentes variam desde do tipo maciça e aspecto ígneo a estruturas foliadas principalmente do tipo milonítica.

A unidade **PICB5** é muito parecida com a unidade **PICB4**, sendo composta por gabronoritos, noritos, leuco-clinopiroxênio noritos, ortopiroxênio gabros, leuco-ortopiroxênio gabros, leuco-gabros, dioritos, quartzo gabros, quartzo diorito e localmente tonalitos. O que a distingue da unidade **PICB4** é o seu maior grau de diferenciação, havendo um progressivo aumento de biotita, quartzo e anfibólio e redução relativas nos teores de ortopiroxênio e clinopiroxênio, causando assim um aumento do volume das rochas gabróicas leucocráticas, com presença de quartzo e biotita.

Os contatos entre o **CCB** e a **SVSP** seriam, na sua grande maioria, do tipo magmático, evidenciado pela ausência de sinais de cataclase tanto nas rochas do complexo como nos xistos da **SVSP** e presença de xenólitos. Os xenólitos são de xistos, quartzitos e anfibolitos, correlacionáveis aos de Palmeirópolis, alguns mostrando bordas de reação com a encaixante e intensa blastese de minerais metamórficos sobre os minerais preexistentes recristalizados. A estrutura geral do complexo seria de camadas paralelas a subparalelas do complexo acamadado do **CCB** mergulhando para oeste, em contato com a **SVSP** que mergulha na mesma direção (fig. 2.6).

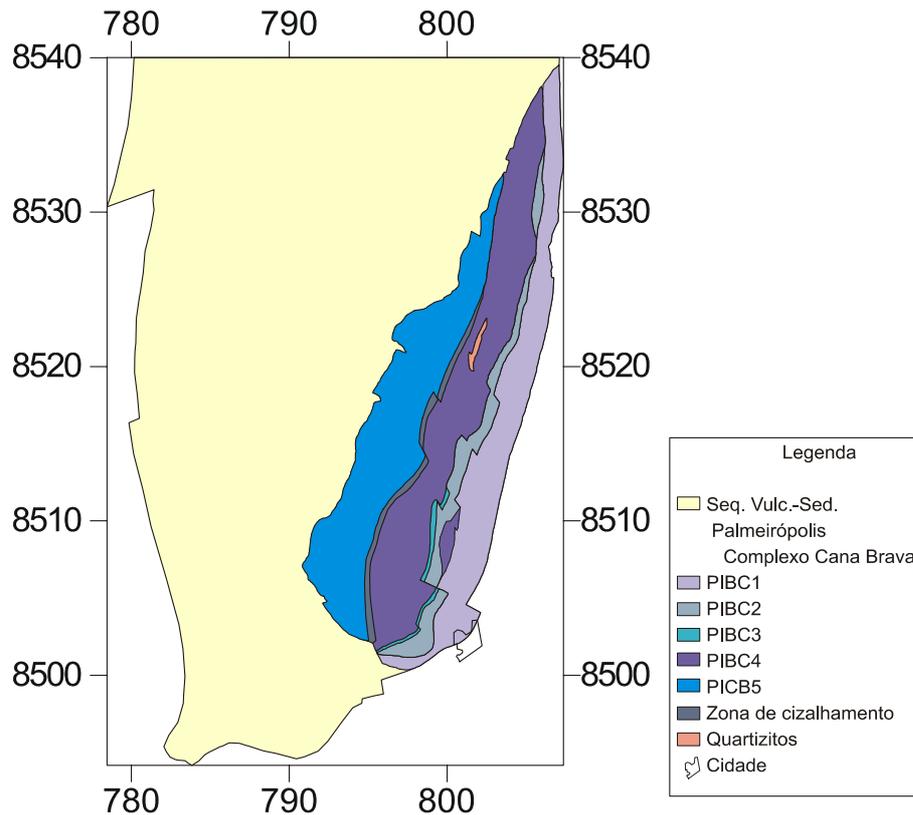


Figura 2.5 - Mapa geológico simplificado da porção sul do conjunto **SVSP** e **CCB** segundo Correia (1994), com as divisões internas do **CCB**; as coordenadas são em UTM (em km). Modificado de Correia (1994).

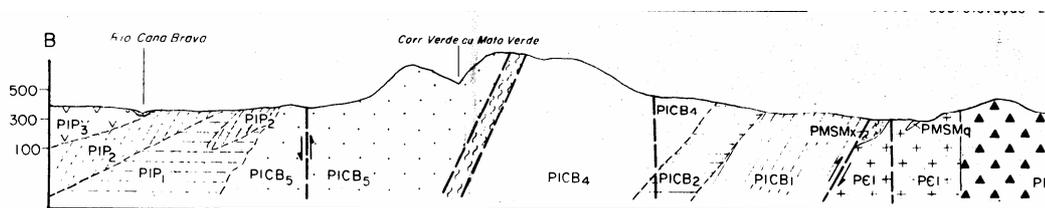


Fig. 2.6 – Perfil esquemático do **CCB** e parte da **SVSP** segundo o modelo de Correia (1994).

2.4.2 Complexo Máfico-Ultramáfico Niquelândia

Para a elaboração do mapa geológico deste complexo foi necessário realizar uma compilação de dados publicados por diversos autores, uma vez que falta de um mapa único que apresente a descrição das litologias envolvendo tanto a seqüência vulcano-sedimentar como a parte máfico-ultramáfica. A melhor descrição da seqüência vulcano-sedimentar é encontrada no trabalho de Sousa & Leão Neto (1998). Para os corpos máficos-ultramáficos, o mapa mais completo é de Girardi et al. (1986). De posse dos dois mapas foi feita a compilação deles obtendo-se o mapa da figura 2.7. As unidades **Plii1** de Sousa & Leão Neto (op. cit.) e a unidade dos

anfíbolitos superiores (**UA**) de Girardi et al. (1986) são equivalentes espacialmente falando. Para efeito deste trabalho ambas descrições não acarretam prejuízo na determinação da geometria, sendo então utilizado a descrição de Sousa & Leão Neto (op. cit.) por ser a mais recente.

Seqüência Vulcano-Sedimentar de Indaianópolis

A seqüência foi individualizada em duas subunidades menores: inferior e superior, sendo cada uma destas subdividida em três unidades. A inferior possui uma composição mais básica onde predominam os anfíbolitos e a superior possui uma composição mais ácida com presença de riolitos (fig. 2.7).

Seqüência inferior (Plii1 a 3)

Subunidade 1. Predominam anfíbolitos finos com raras intercalações de biotita-muscovita quartzos xistos, biotita-muscovita gnaisses e metacherts. Os anfíbolitos compõem-se essencialmente de hornblenda, plagioclásio (andesina) e epidoto com titanita e zircão como minerais acessórios mais comuns. Ocorrem níveis de piroxênio anfíbolitos de granulação média, os xistos são de modo geral bastante deformados e recristalizados com planos de xistosidade bem definidos, a mineralogia predominante é: muscovita, biotita, quartzo, plagioclásio, granada e cianita na forma de porfiroblastos bem cristalizados. Os gnaisses são formados por bandas irregulares quartzo-feldspáticas intercaladas por faixas anfíbolíticas. Os metacherts são restritos e aparecerem como finos níveis bem laminados e de granulação fina intercalados nos anfíbolitos.

Subunidade 2. É formada por uma seqüência de anfíbolitos finos com intercalações de biotita-muscovita-quartzo xistos, gnaisses calcissilicáticos, metacherts e formações ferríferas bandadas. Os gnaisses possuem foliação

marcante, granulação fina, textura granoblástica, os minerais essenciais são: epídoto, plagioclásio (andesina), horblenda e quartzo, como acessório: a titanita. As demais rochas são semelhantes às descritas na subunidade anterior.

Subunidade 3. Na parte norte predomina granada-quartzo-biotita xistos com intercalações subordinadas de anfibolitos finos. Na parte sul prevalecem rochas gnaissícas e xistosas muito cataclásticas, possivelmente oriundas de rochas intermediárias a ácidas que já tinham as intercalações básicas e os xistos.

Seqüência superior (Plis1 a 3)

Subunidade 1. Na parte sul predominam riolitos e tufos riolíticos com faixas de muscovita xistos, quartzitos, clorita-magnetita xistos feldspáticos e anfibolitos finos. Na parte norte as rochas ácidas ocorrem mais restritivamente predominando magnetita-quartzo-clorita xistos, moscovita-quartzo xistos, quartzitos, muscovita xistos, anfibolitos e metacherts.

Subunidade 2. É composta por quartzo-muscovita xistos, clorita-quartzo xistos e muscovita-quartzo xistos, com intercalações de riolitos, anfibolitos, muscovita-carbonatos xistos, grafita xistos e metacherts. Apresenta variação faciológica lateral e vertical e um predomínio de metassedimentos.

Subunidade 3. É descrita como formada basicamente por leptinitos (sic) de granulação fina com aspecto gnaissico, bastante deformado e sem xistosidade pronunciada, sendo provável que seja oriunda de rochas vulcânicas ácidas.

Existe ainda um pequeno conjunto de granitos sin-tectônicos (**Plg₁**) que afloram entre as unidades acima descritas. São corpos alongados de direção NE-SW concordantes com a estruturação regional, sendo mais comuns na unidade inferior da seqüência vulcano-sedimentar. O maior afloramento destas rochas se situa entre as rochas da unidade inferior e superior, com cerca de 20km de

comprimento e pouco mais de 500m de largura. São intensamente cataclados, bem orientados com bandas claras quartzo-feldspáticas intercaladas com bandas escuras de minerais ferromagnesianos sódicos.

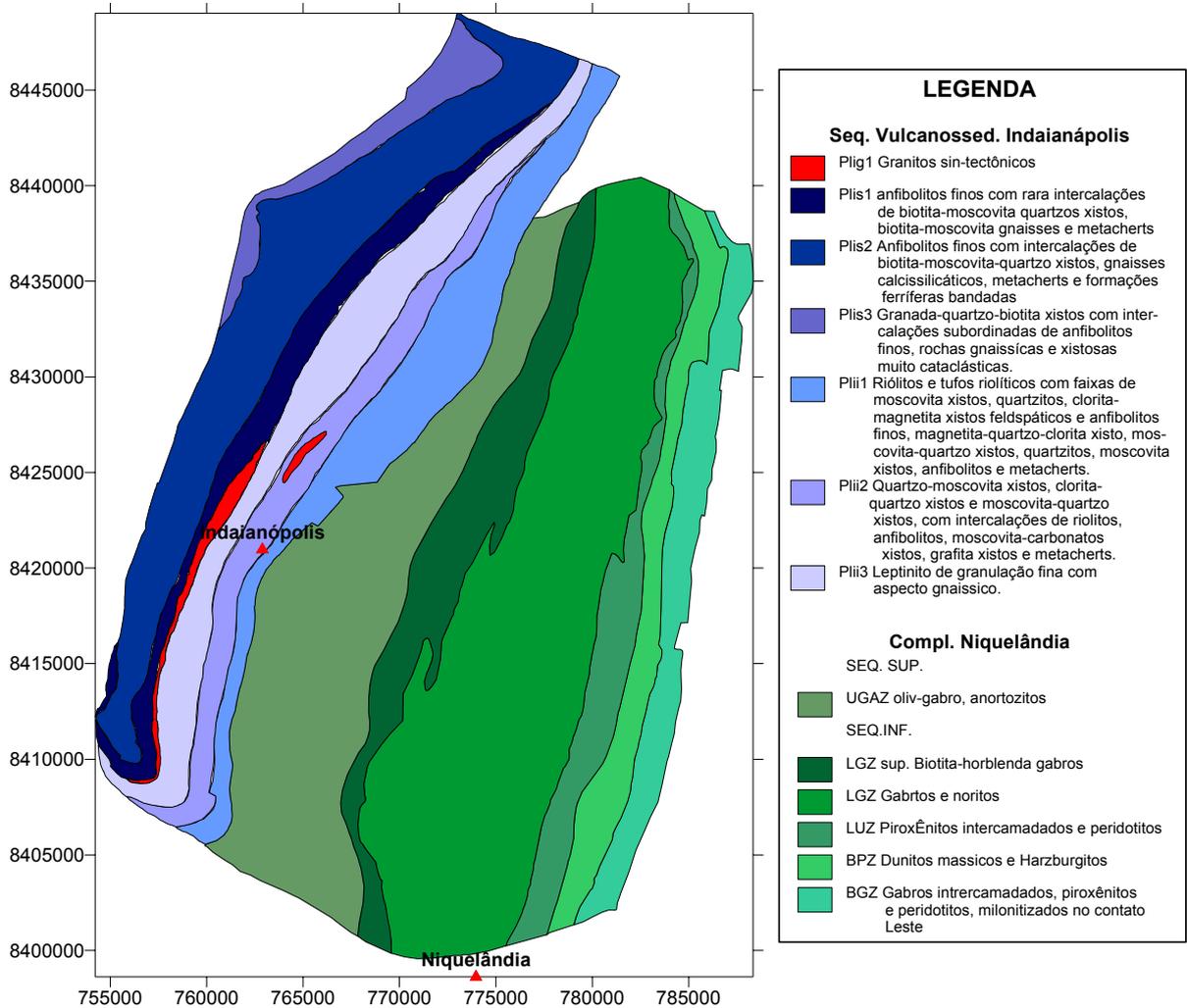


Figura 2.7 – Mapa geológico simplificado do complexo máfico-ultramáfico de Niquelândia, compilado a partir dos mapas de Girardi et al. (1986) e de Sousa & Leão Neto (1998)

Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia

Girardi et al. (1986) realizaram um estudo neste complexo e elaboraram um mapa geológico detalhado, conseguindo individualizar 6 zonas diferentes agrupadas em duas seqüências: uma inferior com 4 unidades e outra superior, com 2 unidades. Aqui para manter a coerência com os outros complexos; os anfibolitos superiores (**UA**) foram posicionados na seq. vulcano-sedimentar, restando portanto apenas 5 unidades para o complexo máfico-ultramáfico (fig. 2.7).

A seqüência inferior é formada por quatro unidades: três são ultramáficas (**BGZ**, **BPZ** e **LUZ**) e uma é uma zona gabróica acamadada (**LGZ**).

Unidades **BGZ**, **BPZ** e **LUZ**. O componente inferior principal é um metagabro milonítico de grão fino próximo a falha basal. Afastando-se da falha o gabro passa a apresentar camadas alternantes de gabro rico em Cr-espínélio (opx, cpx, pl, +/-sp), websterito (cpx, opx, sp) e peridotito (ol, cpx, opx, sp) em uma faixa de 100m. O **BGZ** passa gradualmente para harzburgitos e dunitos da **BPZ**. Na parte central da **BPZ** os piroxênitos são raros ou ausentes, quando então eles passam a apresentar como veios ou camadas. A passagem desta unidade para a seguinte, a **LUZ**, é marcada pela presença de horizontes dessimétrico de cromita. Logo acima da cromita existem dois horizontes de gabro com 5 e 10 metros respectivamente, que são seguidos por alternância de websteritos e peridotitos (dunitos e harzburgitos ricos em cpx). Outro horizonte de cromita aparece cerca de 200m da primeira ocorrência dos dunitos, acima deste horizonte o espínélio desaparece dos piroxênitos. O topo da **LUZ** é marcada por camadas de bronzitito pegmatóide em contato com os gabros da **LGZ**.

Zona gabróica acamadada (**LGZ**). é composta principalmente por gabros melanocráticos para leucocráticos, exceto por dois finos horizontes de websteritos e peridotitos que ocorrem na sua base. A textura mais comum é granoblástica heterogranular, podendo ser encontrada ocasionalmente textura cumulática com a fase cúmulos formada por clino e ortopiroxênio. Os gabros são formados por plagioclásio, augita, hiperstênio e pequenas quantidades de ilmenita e magnetita. Muitos dos piroxênios possuem lamelas de exsolução, com exceção de alguns casos onde há presença neoblastos de piroxênios sem lamelas. O anfibólio começa a aparecer nas porções superiores desta unidade, primeiramente como uma fase subordinada intersticial, para tornar-se a fase

principal nos níveis mais altos, onde é comumente pseudomórfico após o clinopiroxênio. Precedendo a fronteira com a unidade seguinte (**UGAZ**) começa o aparecimento de biotita junto com quartzo, horblenda e ortopiroxênio em uma zona com algumas dezenas de metros de expressão (o topo hidratado **LGZ**).

A seqüência superior é representada somente pela zona superior do gabro-anortozito (**UGAZ**). Esta zona é composta principalmente de gabros e anortozitos inter-acamadados com presença de pequenas camadas de clinopiroxênio na parte superior. Os gabros possuem texturas cumuláticas, com as fases cúmulos marcadas pelos plagioclásios e olivinas e ortopiroxênio como intercúmulos, e localmente ofítica. O mineral máfico predominante nos anortozitos é a horblendda, junto com alguns plagioclásios e magnetita.

2.4.3 Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto

Seqüência Vulcano-Sedimentar de Juscelândia (Plj)

Este nome foi originalmente estabelecido por Fuck et al. (1981). Uma boa descrição litológica é encontrada em Sousa & Leão Neto (1998), que realizaram uma compilação de dados geológicos para este conjunto litológico (fig. 2.8). Para esta seqüência foi adotada a divisão elaborada pelos geólogos da UNIGEO. A seqüência foi dividida em seis unidades menores numeradas de 1 a 6 da base para o topo.

Unidade 1. É constituída de anfibolitos finos com intercalações de biotita gnaisses e biotita quartzo xistos feldspáticos, comumente cataclasados. Há presença de metacherts maciços ou com estruturas rítmicas, além de quartzo sacaróide e/ou deformado, estas rochas mostram filmes com horblenda, granada e magnetita.

Unidade 2. É representada por biotita gnaisses e biotita-quartzo xistos feldspáticos, menos cataclasados que na unidade anterior, com feições originais de vulcanismo ácido preservados e intercalações de anfibolitos finos.

Unidade 3. É formada por granada-biotita-xistos, estaurolita xistos cianita xistos e granada-muscovita quartzitos. Esta unidade é uma faixa estreita de orientação ENE que ocorre somente próximo à cidade de Juscelândia, onde ocorre a maior espessura.

Unidade 4. É composta principalmente por riolitos finos e leptinitos com intercalações de metacherts grafitosos.

Unidade 5. É composta predominantemente por anfibolitos finos com intercalações de metacherts grafitosos. Está intimamente associada às rochas vulcânicas ácidas da unidade anterior. Ocorre de forma restrita como um estreita faixa.

Unidade 6. É a maior unidade, formada principalmente por rochas metavulcano-sedimentares com os principais litotipos: muscovita-quartzo xistos, cianita-muscovita xistos, quartzo-muscovita xistos, estaurolita-granada-muscovita xistos, sericita-clorita xistos grafitosos, hematita-magnetita quartzitos, muscovita quartzitos granatíferos e metacherts.

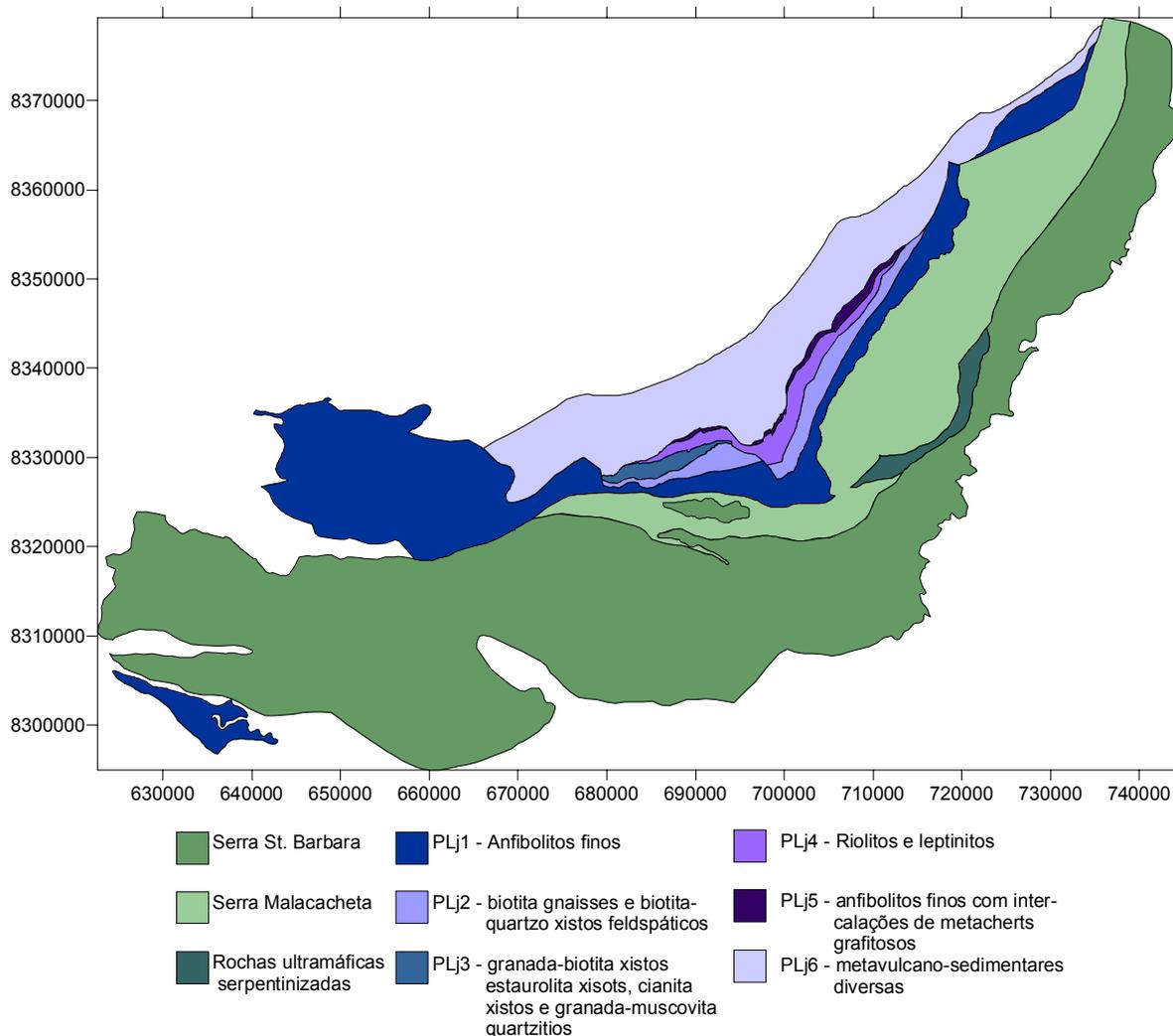


Figura 2.8 – Mapa geológico detalhado da Seqüência Vulcano-Sedimentar Juscelândia mostrando as unidades internas segundo Sousa & Leão Neto (1998), e simplificado do complexo máfico-ultramáfico acamado de Barro Alto. Modificado de Sousa & Leão Neto (1998) e de Fuck (1989)

Complexo Máfico-Ultramáfico Barro Alto

Girardi et al (1981) revisam os trabalhos de Baeta et al. (1972), Stache (1974) e Figueiredo et al. (1975), realizando um estudo de petrografia, geoquímica e as fases de equilíbrio das rochas que compõem o Complexo Barro Alto. A divisão proposta pelos autores é de quatro conjuntos litológicos: 1) Zona Basal (**BZ**) formado por metagabros e anfibolitos; 2) Zona Ultramáfica (**UZ**) formada por metaperidotitos serpentinizados; 3) Zona Anortozítica (**AnZ**) formada por metagabros e pirigarnitos, e 4) Zona Superior (**UZ**) predominantemente gabros ofíticos e blastofíticos.

A descrição litológica mais completa deste complexo é feita por Fuck et al (1989). O complexo pode ser dividido longitudinalmente em duas unidades distintas: uma com rochas de fácies granulito que formam a porção sul-leste; e rochas de fácies anfibolito que formam a porção noroeste do complexo (fig. 2.9).

As rochas na faixa granulítica por sua vez podem ser divididas em duas associações. A primeira associação, mais antiga, seria formada por granulitos máficos, hiperstênio granulitos ricos em quartzo e feldspatos, leptinitos, silimanita-granada quartzitios, rochas calcio-silicatadas e formações ferríferas ricas em magnetita. Este conjunto representa uma sucessão supracrustal antiga formada por rochas vulcânicas máficas, intercaladas com sedimentos químicos e prováveis rochas vulcânicas félsicas, sedimentos vulcanoclásticos e pelíticos. Sua composição possui tendência toleítica típica de crosta continental. A segunda associação é formada por rochas máficas de granulometria média, as vezes grossa com textura granoblástica e freqüentemente milonítica, com relíquias de origem ígnea (ortopiroxênio curvados ricos em lamelas de exsolução e cristais zonados de plagioclásio com geminação complexa). Também podem ser vistos minerais que indicam um metamorfismo de mais baixo grau superposto a este fácies.

As rochas da fácies anfibolito são descritas como formadas principalmente por anfibolitos, gabros e anortositos, acamadados e uma seqüência vulcano-sedimentar (fig. 2.9) e separados dos granulitos por uma extensa zona de falha. Estas rochas foram deformadas e metamorizadas sob condições de fácies anfibolito, onde as rochas máficas formam estruturas dômicas com troctolitos, olivina gabros e anortositos envolvidos por rochas gabróicas, usualmente convertidas em anfibolitos bandados de granulação grossa.

Os autores interpretam que a estrutura interna do complexo com os anfibolitos e os granulitos lado a lado, possa ser resultado de uma pronunciada

imbricação tectônica, causando omissões e repetições das camadas. Esta estrutura imbricada pode ser vista também pelo desmembramento e inversão da faixa granulítica e pela presença da fatia de gnaisses granodioríticos introduzidos entre os granulitos e os anfibolitos e rochas associadas a leste de Rubiataba (fig. 2.9).

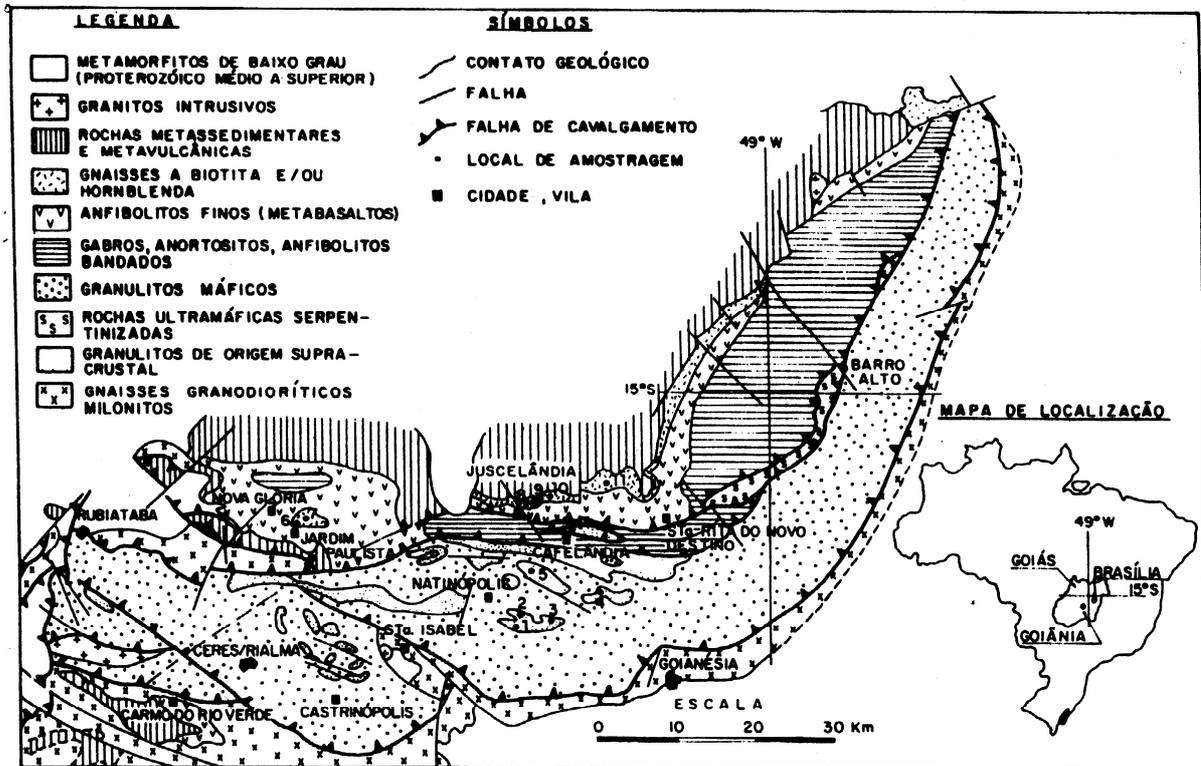


Figura 2.9 – Mapa geológico simplificado do Complexo Barro Alto. Modificado de Fuck et al. (1989)