GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO UVÁ, BLOCO ARQUEANO DE GOIÁS

HARDY JOST, REINHARDT A. FUCK, ELTON LUIS DANTAS,
CRISTIANO CARMELO RANCAN, DENIS DE BARROS REZENDE, EMILIANO SANTOS,
JEFFERSON FARRAPO PORTELA, LYS MATTOS, MARCUS FLAVIO NOGUEIRA CHIARINI,
RICARDO CARLOS DE OLIVEIRA & SÉRGIO EDUARDO E SILVA

Resumo O complexo Uvá é a associação de ortognaisses mais meridional dos terrenos arqueanos de Goiás. Limita-se a norte com o *greenstone belts* Serra de Santa Rita e Faina, a sul e sudeste com rochas metassedimentares proterozóicas e a oeste com depósitos terciário-quaternários representados por platôs lateríticos e depósitos fluviais. Mapeamento em escala 1:100.000 revelou que o complexo consiste de infraestrutura desdobrada no domínio Rio do Índio, de gnaisses dioríticos, tonalíticos e granodioríticos bandados, polideformados e de idade de ca. 2,93 Ga., e domínio Rio Vermelho, de corpos tabulares, com foliação de intensidade variável, de metatonalito, metamonzonito e metagranodiorito e idade de 2,75 Ga. O bandamento composicional dos gnaisses tonalíticos do domínio Rio do Índio tem orientação N25°-35°W, 20°-60°SW, enquanto as metaplutônicas adjacentes do domínio Rio Vermelho têm foliação que segue a orientação geral do contato com os gnaisses e variável de N25°W, 20°SW no sudeste a N70°W, 65°SW no oeste, o que reproduz, grosso modo, estrutura em meio domo. Os gnaisses granodioríticos do domínio Rio do Índio ocorrem em contato por falha em meio aos metamonzonitos e metatonalitos do domínio Rio Vermelho, o que sugere relação de imbricação tectônica de porte. Ambos domínios têm idade modelo Sm-Nd entre 3,0 e 3,2 Ga, indicativo de repetida anatexia crustal. A infraestrutura está coberta por supraestrutura de *klippen* de rochas metaultramáficas, subordinadamente metamáficas, cujos prováveis protólitos são komatiitos e basaltos, com raras intercalações de formações ferríferas. Um corpo de muscovita-granito (Granito Davinópolis), com várias fácies, inclusive subvulcânica, e outro de sienito (Sienito Serra das Araras) intrudem a infraestrutura e a supraestrutura máfico-ultramáfica, ambos provavelmente associados ao Ciclo Brasileiro.

Palavras-chave: Complexo Uvá, Arqueano, Goiás, estrutura, litotipos, geocronologia

Abstract *GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE UVÁ COMPLEX, ARCHEAN BLOCK OF GOIÁS, CENTRAL BRAZIL* The Uvá complex is the southernmost orthogneiss assemblage of the Archean terrain of Goiás. It is limited to the north by the Serra de Santa Rita and Faina greenstone belts, to south and southeast by Proterozoic metasedimentary rocks, to the east by Tertiary-Quaternary units represented by lateritic plateaus and fluvial deposits. One for one hundred thousand scale geologic mapping revealed that the complex consists of an infrastructure that contains two domains: the Rio do Índio domain comprises banded and polydeformed dioritic, tonalitic and granodioritic gneisses of 2.9 Ga, and the Rio Vermelho domain, made up of tabular, variably foliated metatonalite, metamonzonite and metagranodiorite bodies of ca. 2.75 Ga. The compositional banding of the largest tonalitic body of the Rio do Índio domain has an average orientation N25°-35°W, 20°-60°SW, whilst the foliation of the adjacent Rio Vermelho metaplutonic rocks follows the contact between both units, being N25°W, 20°SW in the southeast and N70°W, 65°SW in the west, which reproduces a dome-shaped structure. The granodioritic gneisses of the Rio do Índio domain probably occur as a large imbricated body within the metaplutonic rocks of the Rio Vermelho domain. Both domains have a Sm-Nd model age between 3.0 and 3.2 Ga, but their igneous protoliths differ in U-Pb zircon age of about 175 m.y., which indicated repeated crustal anatexis. The gneiss and metaplutonic infrastructure is extensively covered by klippen mostly composed of metaultramafic, subordinately metamafic rocks of probably komatiite and basalt protolith, with minor iron formation intercalations. A body of muscovite granite (Davinópolis Granite), with several facies including subvolcanic and xenolith-rich facies, and a syenite (Serra das Araras Syenite) intrude the infrastructure and suprastructure, and are probably related to the Neoproterozoic Brazilian Cycle.

Keywords: Uvá Complex, Archean, Goiás, structure, lithotypes, geochronology

INTRODUÇÃO Terrenos arqueanos perfazem cerca de 20.000 km² do Maciço de Goiás, dos quais aproximadamente 80% são complexos granito-gnáissicos e 20% *greenstone belts* (Fig. 1a). Desde o final da década de 1970, o detalhamento das características geológicas recaiu sobre as rochas supracrustais, em virtude do seu significado geológico e do potencial mineral. Isto relegou

a um plano secundário o estudo das propriedades dos terrenos granito-gnáissicos adjacentes. Mesmo assim, parte de sua variedade composicional foi registrada em relatórios do Projeto Radambrasil (Drago *et al.* 1981), de convênios DNPM/CPRM (Lessa Sobrinho & Andrade 1971, Baêta Jr. *et al.* 1978, 1998, Souza *et al.* 1999), da Metais de Goiás S.A. - METAGO (Teixeira 1981), e

Figura 1 – A - Localização e subdivisão do bloco arqueano de Goiás. B – Distribuição das principais unidades geológicas no entorno do Complexo Uvã. Principais falhas e limite dos depósitos terciário-quaternários extraídos de imagens de Radar e satélite Landsat TM-5. Demais dados compilados de Mota-Araújo & Pimentel (2000) e Lacerda Filho et al. (2000).

em mapas temáticos da CPRM (Borges *et al.* 1998). Por outro lado, mapeamentos em escala 1:60.000 (Dardenne *et al.* 1972, Danni *et al.* 1973) e 1:25.000 (Danni *et al.* 1981, 1986, Tomazzoli 1985, Resende 1997, Profumo 1993, Jost *et al.* 1995) como parte de atividades de graduação e pós-graduação no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, também se concentraram nos *greenstone belts*.

Pimentel *et al.* (2000) agrupam os ortognaisses em 6 complexos, quatro dos quais se situam na porção norte do bloco arqueano e dois na do sul (Fig. 1a) e formalizam, assim, a nomenclatura em uso no âmbito do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília desde meados da década de 1980. No norte, os ortognaisses compreendem os complexos Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina, e, no sul, Caiçara e Uvã, cada qual com características litológicas, estruturais e geocronológicas próprias. Em ambas as regiões, os complexos estão separados por *greenstone belts*, exceto Anta e Caiamar, cujo limite meridional com o Complexo Caiçara é um lineamento N60°W de natureza incerta.

A primeira tentativa de considerar os complexos como entidades independentes deve-se a Jost *et al.* (1994a, b), como resultado de mapeamento dos complexos Caiamar e Moquém (Fig. 1a). O

detalhamento de ambos e a datação pelo método U-Pb SHRIMP (Queiroz 2000) dos principais corpos dos quatro complexos de norte estimularam estender os mesmos procedimentos aos de sul. Assim, o presente trabalho divulga os resultados de mapeamento em escala 1:100.000, complementados com estudos petrográficos, dados estruturais e geocronológicos do complexo Uvã, o mais meridional do bloco arqueano de Goiás (Fig. 1), com vistas ao incremento gradual da compreensão sobre a granitogênese arqueana da região.

LIMITES DO COMPLEXO UVÃ As rochas do complexo Uvã estão expostas em cerca 1.300 km². Morfologicamente, a área é uma depressão de contorno triangular irregular aberta para WNW, de cota máxima de 600 m e mínima de 200 m. A nordeste (Fig. 1b) se limita com serras em cristas de direção N50°-60°W, de cota entre 600 e 800 m de altitude, sustentadas pelo *greenstone belt* Serra de Santa Rita. O contato é por falha inversa N70°W de alto ângulo e vergência NE, com os gnaisses sobrepostos às rochas supracrustais. A sudeste e sul limita-se com a Serra Dourada, de cota entre 800 m e 1050 m, sustentada por quartzitos, quartzo xistos e metaconglomerados proterozóicos da sequência homônima, cujo con-

tato com o complexo é uma rampa lateral S70°W, com inflexão para NNE no extremo leste e S-SW no extremo oeste por influência da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil. O vértice sudeste da depressão situa-se no recorte tectônico do *greenstone belt* Serra de Santa Rita pela Serra Dourada, a poucos quilômetros a leste da cidade de Goiás. A oeste, o complexo está coberto por extensos platôs de crosta laterítica e bacia sedimentar norte-sul, de idade terciário-quadernária, e que o separa do bloco Fazenda Nova (Araújo & Pimentel 2002), composto de ortognaisses pelo proterozóicos alçados por falha subsidiária à Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil. A noroeste seu limite é indeterminado em virtude de extenso platô de crosta laterítica que se estende até o sopé das serras em crista de cotas entre 600 m e 800 m, sustentadas pelo *greenstone belt* de Faina. Ao longo da Falha de Faina (Fig. 1b), que desloca ambos *greenstone belts* com movimento dextral, o contato do complexo com o *greenstone belt* Serra de Santa Rita é por transcorrência.

Em vista da cobertura terciário-quadernária de oeste, o mapeamento restringiu-se à porção oriental do complexo, exposta entre o *greenstone belt* Serra de Santa Rita e a Serra Dourada.

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS O relevo da área mapeada é ondulado, com interflúvios planos, vertentes suaves e drenagem encaixada em vales estreitos. O padrão de drenagem é denso e os cursos d'água perenes se caracterizam por sucessão de corredeiras. As suas nascentes são em geral íngremes e se situam na encosta norte da Serra Dourada, com fluxo de sul para norte. O principal curso d'água é o Rio Vermelho, de direção média ESE-WNW e no qual deságuam todos cursos principais da depressão. Na área mapeada seu curso é controlado pelo contato tectônico entre o Complexo Uvã e o *greenstone belt* Serra de Santa Rita, mas, ao ultrapassar a Falha de Faina, flui no interior da bacia terciário-quadernária.

Excluída a superfície de cimeira sustentada pela Serra Dourada e

pelo *greenstone belt* Serra de Santa Rita, de cota superior a 800 m, a depressão contém três superfícies de aplainamento que, das cotas mais altas para as mais baixas, são aqui designadas de SA₁, SA₂ e SA₃ (Fig. 2). Em perfil SW-NE (Fig. 2a), estas se dispõem, a partir da encosta da Serra Dourada, em patamares de cotas sucessivamente menores de sul para norte, até o Rio Vermelho, e cuja assimetria indica evolução da paisagem da depressão naquela direção.

A superfície SA₁ tem cota de 600 m e abrange interflúvios mantidos por litossolos de espessura reduzida, lajedos com afloramentos do substrato e, localmente, por 1 m a 2 m de crosta laterítica sobreposta a saprólito. A superfície é residual (Fig. 2a) e margina o sopé da Serra Dourada, mas parcialmente se sobressai na porção mediana da depressão, entre o Rio do Índio e o Córrego São Geraldo (Fig. 2b).

A superfície SA₂ tem cota de 500 m, é mais extensa do que SA₁ e sustentada por litossolo, saprólito e, localmente, crosta laterítica sobre saprólito. Em geral está atapetada por pavimento detrítico com abundância de fragmentos de quartzo leitoso resultantes do desmantelamento de venulações. A superfície SA₃ se situa em média nos 400 m e é mantida por estreitos platôs de saprólito às margens dos principais cursos d'água.

Em cotas inferiores em cerca de 20 a 50 m abaixo de SA₃, os tributários do Rio Vermelho possuem estreitas planícies de inundação nas imediações de confluências, exceto o Rio Uvã, no extremo oeste, cujo terço inferior contém ampla planície que se prolonga aos tributários maiores e ao Rio Vermelho. Em geral os cursos d'água no leste não possuem terraços ou planícies de inundação devido à sua natureza encaixada e, nas cotas próximas de 400 m, SA₃ é a superfície de encaixe.

No extremo oeste da área mapeada o relevo ondulado da depressão dá, a partir de falha subsidiária à de Faina, lugar à ampla superfície com suave declive para oeste, de cota entre 340 m e 380 m. A superfície é mantida, no leste, por franja de crosta laterítica de

Figura 2 – Perfis topográficos (a) EW e (b) NS na área do Complexo Uvã.

Figura 3 – Mapa geológico da região mapeada do Complexo Uvã.

até 2 m de espessura que margina, a oeste, conglomerados e arenitos parcialmente litificados de bacia sedimentar terciário-quaternária do vale do Rio Itapirapuã e, a norte, da porção inferior do Rio Vermelho. A partir daí coalesce com a bacia sedimentar do Rio Araguaia. Estes depósitos sustentam terraços suspensos, por vezes com *inliers* do embasamento de até 400 m, e são interpretados como prováveis depósitos correlativos das superfícies de aplainamento de leste. Os depósitos estão parcialmente dissecados pelos rios Itapirapuã e Vermelho e seus tributários, em arranjo dendrítico de baixa densidade e com eventuais e reduzidas planícies de inundação.

Exceto no extremo leste, onde o relevo é mais acidentado devido à incisão da drenagem e conseqüente abundância de afloramentos, grande parte do complexo se caracteriza por profundos perfis de saprólito. Mesmo assim, estes permitem reconhecer os litotipos do substrato.

LITOTIPOS DO COMPLEXO UVÁ O mapeamento restringiu-se à área indicada na figura 1b e não abrange os gnaisses paleoproterozóicos, granitos intrusivos e a bacia terciário-quaternária, de oeste. Na área mapeada (Fig. 3), cerca de 65% do complexo compreende infra-estrutura de ortognaisses arqueanos e granitóides mais jovens e 35% de cobertura de rochas supracrustais metaultramáficas, subordinadamente metamáficas e raras formações ferríferas.

Infra-estrutura gnaíssica Os gnaisses da infra-estrutura foram agrupados em dois domínios que contrastam em associação litológica, orientação estrutural e idade. Estes são aqui informalmente designados de domínios Rio do Índio e Rio Vermelho.

DOMÍNIO RIO DO ÍNDIO O domínio Rio do Índio ocorre em dois segmentos composicionalmente distintos. O maior compreende gnaisses tonalíticos expostos em corpo com cerca de 800 km² alongado segundo EW (Fig. 3). Aflora ao longo dos vales dos principais cursos d'água, abaixo da cota de 450 m, situados entre a rodovia GO-070, a norte, e os contrafortes da Serra Dourada, a sul, e em estreita faixa a partir da cidade de Goiás para sudeste, entre o *greenstone belt* Serra de Santa Rita e granitos proterozóicos. Aos gnaisses tonalíticos se associa um corpo de metadiorito com menos de 500 m² exposto no km 22 da rodovia Goiás-Uvã. O segmento menor compreende gnaisses granodioríticos expostos em corpo irregular com cerca de 40 km² situado a norte do anterior.

Os *gnaisse tonalíticos* (Fig. 4a) possuem bandamento composicional polideformado dado pela alternância de níveis mesocráticos e leucocráticos. Os mesocráticos têm largura centimétrica a decimétrica, localmente métrica, são cinza-claro, de granulação média, compostas por quartzo, oligoclásio e proporções variadas de biotita e, por vezes, fenoblastos de K-feldspato de até 0,5 cm com inclusões poiquiloblásticas dos demais constituintes. Componentes menores compreendem zircão, apatita, epidoto, opacos, titanita e, por vezes, granada. Clorita e mica branca são secundárias. As bandas leucocráticas têm largura centimétrica, localmente métrica, são brancas, finas e compostas por quartzo e albita, subordinadamente biotita e mica branca. A composição das bandas mesocráticas é tonalítica e das leucocráticas trondhjemitica.

Veios pegmatóides são raros e ocorrem em corpos isolados de largura decimétrica a métrica e comprimento decamétrico, paralelos ou diagonais ao bandamento. Entretanto, septos com enxa-

mes pegmatóides são frequentes e compreendem bolsões irregulares, métricos a decamétricos, sem raízes e com fragmentos irregulares de gnaiss tonalítico, o que sugere tratar-se de fusões parciais locais. Tanto veios quanto bolsões são compostos por albita, quartzo e mica branca, provavelmente paragonita.

O *metadiorito* é cinza-escuro (Fig. 4b), fino a médio, foliado, com bandamento composicional fino, espaçado, irregular e mas-

Figura 4 – Infra-estrutura do complexo Uvã. Domínio Rio do Índio. A – Afloramento de gnaiss tonalítico com bandamento composicional polideformado. B – Gnaiss diorítico com bandamento irregular espaçado e massa rica em biotita. D – gnaiss granodiorítico bandado, polideformado (área demarcada) e cortado por venulação pegmatóide

sas milimétricas a centimétricas alinhadas, ricas em biotita, prováveis produtos de líquidos imiscíveis. Seus constituintes maiores compreendem andesina, hornblenda, quartzo e biotita, e, os menores, K-feldspato, allanita, zoizita, apatita, zircão e opacos.

Os *gnaisse granodioríticos* (Fig. 4c) também são bandados, polideformados e possuem bolsões, localmente veios pegmatóides. O bandamento  dado por níveis alternadamente rosados e brancos. Os rosados têm largura centimétrica a decimétrica, localmente métrica, granulação fina a média e são compostos por quartzo, oligoclásio e microclínio. Biotita  o acessório comum, acompanhada de traços de zircão, apatita, epidoto e opacos. Minerais secundários compreendem clorita e mica branca. As bandas brancas têm largura centimétrica, granulação fina e são compostas por quartzo e albita, com proporções subordinadas de biotita e mica branca, e, portanto, de composição trondhjmica.

Exceto o metadiorito, as demais rochas deste domínio não possuem coposio mineral adequada para definir condições de metamorfismo. No metadiorito, o equilíbrio de andesina e hornblenda indicam metamorfismo na fácies anfibolito médio.

DOMÍNIO RIO VERMELHO Em contraste com os gnaisse do domínio Rio dondio, os litotipos do domínio Rio Vermelho não possuem bandamento, mas foliação discreta a proeminente, dada pela orientação de micas ou de micas, quartzo e feldspatos. Assim, são mais propriamente rochas metaplutônicas do que

gnaisse e, em ordem decrescente de abundância, compreendem metatonalitos, metamonzogranitos e metagranodioritos.

Metatonalitos ocorrem em dois corpos separados por gnaisse granodioríticos do domínio Rio dondio (Fig. 3). Um aflora a sul de Buenolndia, tem forma tabular e cerca de 3-4 km de largura por 18 de comprimento segundo N60W. Está limitado por falhas, a norte com o *greenstone belt* Serra de Santa Rita, a sudeste com muscovita granitos proterozóicos e a noroeste e sul com gnaisse granodioríticos do domínio Rio dondio. Outro aflora a sul e aproximadamente paralelo  rodovia Goiás-Uv, tem cerca de 4 km de largura e 25 km segundo EW, mas se adelgaça para SE. Seu contato com o corpo de metamonzogranito a sul está obliterado por manto de intemperismo e, com gnaisse granodioríticos do domínio Rio dondio a norte, o contato  por falha. A continuidade dos metatonalitos para oeste está interrompida por espessa crosta laterítica.

Mesoscopicamente, ambos os corpos de metatonalito são mesocráticos, cinza-claro, finos a médios e de aspecto maciço a discretamente foliados (Fig. 5a). Seus constituintes essenciais compreendem quartzo, plagioclásio e proporções variadas de biotita. Os acessórios são zircão, apatita, titanita e minerais opacos. Minerais secundários compreendem clinozoisita, clorita e mica branca.

Metamonzogranitos, ou Granito Uv (Pimentel *et al.* 1996), ocorrem em faixa com no máximo 2 km de largura e formato

Figura 5 - Litotipos do domínio Rio Vermelho. A - Afloramento de metatonalito com foliação muito discreta e venulações de quartzo. Ponte sobre o Rio Vermelho a sul de Buenolndia. B - Corte da rodovia Goiás-Uv, km 18, que mostra xenólito de metadiorito (demarcado no centro da fotografia) pertencente ao domínio Rio dondio, em metamonzogranito, nas proximidades do contato entre ambos litotipos. UTM: 0574033E, 8242737N. C - Amostra de mão que registra a cor e textura tpicas de metamonzogranito. D - Amostra de mão que mostra a estrutura e textura tpicas de metagranodiorito.

aparentemente tabular. Estende-se ao longo do limite norte do domínio Rio do Índio, acompanhando a rodovia Goiás-Uvã, interrompido em curto trecho por granito provavelmente proterozóico a oeste da cidade de Goiás, e ressurge a sul e se estende até os contrafortes da Serra Dourada. A natureza do seu contato com o metatonalito situado a norte e os gnaisses tonalíticos do domínio Rio do Índio, a sul, não foi observado, em virtude do manto de intemperismo. Contudo, corte da rodovia Goiás-Uvã na área de exposição do gnaiss Diorítico do domínio Rio do Índio mostra que o metamonzogranito contém xenólitos do gnaiss (Fig. 5b) em relação de intrusão. Efeitos de metamorfismo e metassomatismo de contato sobre o gnaiss compreendem estaurolita, cianita e paragonita. Com os corpos de muscovita granito proterozóico das imediações da cidade de Goiás, o contato é por falhas e venulações de quartzo.

Em afloramento este corpo é branco (Fig. 5c), hololeucocrático, grosso a médio, com eventuais bolsões pegmatóides de K-feldspato, quartzo e muscovita. Sua textura é blastoporfirítica dada por fenoclastos de K-feldspato em matriz granoblástica. Seus constituintes maiores compreendem plagioclásio e microclínio, subordinadamente, quartzo, com pouca biotita e raro epidoto, apatita e zircão. Muscovita é produto de alteração. O litotipo dominante tem composição monzogranítica, com variações para quartzo monzonito e sienogranito.

Metagranodioritos afloram no limite sudoeste da área, emergem sob a inflexão da porção sudoeste da Serra Dourada, em contato por falha com gnaisses tonalíticos do domínio Rio do Índio. São leucocráticos rosados, foliados (Fig. 5d), localmente bandados, finos a médios e com locais veios pegmatóides. Sua textura é granoblástica, por vezes protomilonítica, e seus constituintes são oligoclásio, microclínio e quartzo, com proporções menores de biotita, subordinadamente apatita, zircão e epidoto. Muscovita e clorita são produtos de alteração.

Nenhuma das rochas deste domínio tem composição mineral adequada para estimar as condições de metamorfismo. Entretanto, a generalizada inversão de biotita em clorita, a saussuritização de plagioclásio e a parcial alteração de K-feldspato em muscovita sugerem que as condições podem corresponder às da fácies xisto

verde.

Cobertura Supracrustal Rochas de cobertura da infra-estrutura de gnaisses e de rochas metaplutônicas do Complexo Uvã são metaultramáficas, subordinadamente metamáficas, com raras intercalações de formações ferríferas. O primeiro registro sobre a abundância de rochas metaultramáficas no domínio dos gnaisses entre a Serra Dourada e os meridianos 50° e 50° 33' W e o paralelo 16° S deve-se a Danni *et al.* (1973). Os autores descrevem que estas consistem em talco xistos que sustentam interflúvios, repousam horizontalmente sobre gnaisses e que estes afloram nos talvegues.

A distribuição destas rochas está fisiograficamente controlada pela cota mínima aproximada de 450 m e, por conseguinte, pelas superfícies de aplainamento SA₁ e SA₂. Isto determina o incremento da espessura, em particular das ultramáficas, de norte para sul, em direção à Serra Dourada (Fig. 6), onde pode alcançar até 200 m.

No contato das rochas supracrustais com os gnaisses, estas adquirem intensa foliação de baixo mergulho para sul-sudoeste,

Figura 6 – Vista panorâmica para oeste nas proximidades dos contrafortes da Serra Dourada que mostra, em primeiro plano, talude de gnaisses tonalíticos do domínio Rio do Índio e, ao fundo, crista sustentada por rochas ultramáficas.

Figura 7 – A – Vista para norte do contato entre klippe de metabasalto sobre metamonzogranito do domínio Rio Vermelho. B – Detalhe da área demarcada em A para destacar dobras de arrasto e foliação S-C na rocha supracrustal. Rodovia Goiás-Uvã (UTM 566325, 8242531).

não raro do tipo S-C (Fig. 7) que indica vergência para NNE e invadida por venulações de quartzo.

Cerca de 90% da cobertura compõem-se de rochas ultramáficas transformadas em talco-xistos, subordinadamente xistos com proporções variadas de talco, clorita, actinolita, tremolita e magnetita, e, nas porções mais espessas, ainda persistem serpentinitos. As rochas metamáficas ocorrem apenas na poro noroeste da área, perfazem cerca de 10% da cobertura e são actinolita-xistos com proporções variadas de albta, epidoto, quartzo e clorita. As formaes ferríferas são raras, ocorrem como intercalaes métricas nas rochas ultramáficas e máficas, são bandadas e compostas de magnetita e/ou hematita com quartzo em bandas ou intersticial. Os protolitos dos xistos ultramáficos e máficos são possivelmente komatiitos e basaltos, com possíveis diques e *sills* contemporâneos, e as formaes ferríferas representam sedimentos químicos de intervalos de quiescência do vulcanismo.

INTRUSES MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS Intruses máficas, subordinadamente ultramáficas, são raras na área e ocorrem preferencialmente como diques de largura métrica e comprimento de centenas de metros, eventualmente corpos circunscritos a poucas centenas de m², prováveis chaminés. Estas intrudiram as rochas da infraestrutura de gnaisses e metaplutônicas e a cobertura supracrustal. Composicionalmente são metadiabásios, gabros e piroxenitos, com variado grau de deformao e metamorfismo.

Os metadiabásios são verde-escuros, finos, de textura nematoblástica e compostos de Fe-actinolita e albta, subordinadamente clinzoisita, epidoto, clorita, magnetita e/ou ilmenita. Gabros são raros, maciços, verde-escuros, de granulao média e compostos por piroxênio e plagioclásio, subordinadamente epidoto, clorita, carbonato e opacos. Piroxenitos são muito raros, pretos a verde-escuro, ora maciços, ora foliados. Quando maciços são grossos e compostos por enstatita e opacos intersticiais e, portanto, websteritos. Quando foliados são médios a finos, de textura nematoblástica a lepidoblástica e compostos por restos de enstatita em matriz orientada de tremolita, clorita, talco, carbonato e minerais opacos. Sua composio mineral sugere que os protolitos dos exemplares foliados tmbm eram websteritos.

As paragneses minerais das intruses deformadas indicam metaorfismo na fácies xisto verde baixo.

GRANITOS E SIENITOS As rochas plutnicas mais jovens do Complexo Uv compreendem o Granito Paus de Choro e o Sienito Serra das Araras.

Granito Paus de Choro Denominao aqui proposta para muscovita granitos que ocorrem em corpo tabular irregular, com cerca de 23 km de comprimento segundo SE-NW e largura entre 2 e 6 km, exposto desde o extremo sudeste da área mapeada até cerca de 13 km a NW da cidade de Goiás (Fig. 3). Seus limites com os gnaisses do domínio Rio do ndio, com as rochas metaplutônicas do domínio Rio Vermelho e com o *greenstone belt* Serra de Santa Rita são por falha. No extremo sudeste, sua continuidade está obliterada pelas rochas metassedimentares da Sequência Serra Dourada.

O Granito Paus de Choro conm 4 fácies de distribuio geográfica distinta, aqui denominadas de sudeste, noroeste, de cpula e subvulcânica.

A fácies sudeste  a mais extensa e aflora desde os contrafortes da Serra Dourada até as proximidades da cidade de Goiás e  de

muscovita granito rosa-claro de granulao grossa. A textura varia de granular a protomilonítica, a qual lhe confere aspecto fitado a incipientemente bandado em afloramento (Fig. 8a). Seus minerais essenciais compreendem quartzo, microclínio e oligoclásio, e os minerais varietais são muscovita e biotita, com traços de zircão e epidoto e, localmente, calcita de alterao.

A fácies noroeste ocorre a partir de cerca de 6 km a noroeste de Goiás até o contato com metatonalito e  de granito cinza, médio a fino, isotropo, com esparsos fenocristais de K-feldspato de até 1 cm (Fig. 8b). Seus constituintes principais compreendem oligoclásio, microclínio e quartzo, com muscovita e biotita varietais e traços de zircão, epidoto, titanita e minerais opacos.

A fácies de cpula aflora a sudoeste da cidade de Goiás e está bem exposta em vários cortes da rodovia Goiás-Uv, por cerca de 7 km. A fácies  rosa-claro, fina e contm abundantes xenólitos (Fig. 8c) de rochas supracrustais xistificadas de cobertura do complexo Uv, o que indica que o granito, como um todo, intrudiu a infra-estrutura de gnaisses e a sua supraestrutura. A textura  granular fina, localmente protomilonítica, e seus minerais essenciais compreendem K-feldspato e oligoclásio, subordinadamente quartzo, o que lhe confere composio quartzo-monzontica, com muscovita varietal. Biotita, zircão, epidoto e opacos, bem como clorita de alterao ocorrem em traços.

Os xenólitos desta fácies variam de decimétricos a decamtricos, são de rochas ultramáficas, mais raramente máficas. Os primeiros são de xistos com propores variadas de talco, clorita e actinolita, e os últimos são albta-clorita-actinolita xistos. Efeitos de contato sobre os xenólitos são representados por bandas centimétricas periféricas de silicificao ou de transformao de talco ou clorita em flogopita, subseqüentemente alterada para vermiculita, bem como apófises centimétricas e venulaes de quartzo.

A fácies subvulcânica tem extensão reduzida e seus limites ainda são indefinidos. Está bem exposta no leito do Córrego Bagagem, a partir da ponte na rodovia Goiás-Uv para norte, no rumo da sua confluência com o Rio Vermelho. Mesoscopicamente tem conspícua laminao de fluxo magmático,  porfirítica (Fig. 8D), com fenocristais milimétricos a centimétricos de microclínio, imersos em matriz cinza muito fina. A laminao  dada pela alternância de níveis com propores distintas de fenocristais. Localmente ocorrem xenólitos milimétricos a centimétricos de clorita-talco xisto com bordas de flogopita, e massas pegmatóides com plagioclásio e quartzo, e traços de microclínio, mica branca e epidoto.

A matriz da fácies  granular fina e composta de oligoclásio, microclínio, subordinadamente quartzo, muscovita, biotita, e traços de zircão e sericita como produto de alterao. As propores de microclínio e plagioclásio são semelhantes, com quartzo inferior a 10%, o que classifica esta fácies como feldspato-pórfiro monzonítico.

A presença de fácies composicionalmente distintas sugere que este corpo  uma intruso múltipla, e os xenólitos da fácies de cpula indica intruso por *magmatic stoping*, o que justifica a aparente ausência de deformao no *greenstone belt* Serra de Santa Rita adjacente por efeito da instalao do corpo granítico.

Sienito Serra das Araras Denominao aqui proposta para corpo de sienito com cerca de 1 km² que sustenta parte de espigão da Serra das Araras, situado na poro noroeste da rea (Fig. 3). Lacerda Filho *et al.* (2000) correlacionam este corpo com granitos neoproterozóicos, a duas micas, peraluminosos,

Figura 8 - Afloramentos do Granito Paus de Choro: A – fácies sudeste. B – fácies noroeste. C – fácies de cúpula com xenólitos de rochas ultramáficas. D – fácies subvulcânica com a característica textura porfirítica, dada por fenocristais euédricos centimétricos de K-feldspato em matriz microcristalina com estrutura de fluxo do balneário no Rio Vermelho, UTM:0588725E, 8239304N.

sintetônicos ao Grupo Araxá e denominados do tipo Aragoiânia. O corpo é lenticular, alongado segundo NS, estruturalmente controlado por zona de cisalhamento sinistral subsidiária à Falha de Faina e flanqueado por metaultramáficas no sul, metamáficas no leste e gnaiss granodiorítico do domínio Rio do Índio nos demais quadrantes.

O sienito é rosa, de granulação média, e possui foliação incipiente a pronunciada, sugestiva de intrusão sin-cinemática ao lineamento hospedeiro. Ortoclásio e quartzo em intercrescimento gráfico são os minerais essenciais, e plagioclásio, aegirina, granada, opacos e zircão os acessórios.

BACIA SEDIMENTAR TERCIÁRIO-QUATERNÁRIA A bacia sedimentar terciário-quadernária, até então não registrada, ocorre no limite oeste da área estudada. Seus limites estimados constam apenas da figura 1b. Aparentemente, a sedimentação se alojou em estreito vale de afundamento controlado por falhas subsidiárias à Zona de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil e à Falha de Faina. Não houve maior detalhamento do conteúdo da bacia, mas é oportuno registrar sua ocorrência e descrever, de forma genérica, seus litotipos e estimar seu significado.

A bacia tem cerca de 10 km de largura média e se estende por mais de 50 km de comprimento. No sul, ao longo do curso inferior do Rio Itapirapuã, possui direção NS e, a partir da sua confluência com o rio Vermelho, adquire direção NNW, quando coalesce com a bacia sedimentar do Rio Araguaia. A espessura do pacote sedimentar é, ainda, desconhecida. Seus litotipos estão bem expostos ao longo da rodovia Itapirapuã-Matrinchã, situada fora da área

estudada, e sustentam terraços em média 20 m a 40 m acima do leito atual dos rios Itapirapuã e Vermelho, os quais estão encaixados nos depósitos da bacia.

Seus depósitos consistem em uma franja externa de crosta laterítica e interna de conglomerados e arenitos parcialmente consolidados. Os sedimentos repousam ora sobre latossolo vermelho, ora sobre saprólito, em geral de milonitos de gnaisses, e ora sobre crosta laterítica (Fig. 9). A parcial consolidação destes litotipos resulta, na superfície do terreno, em extensos lençóis de cascalho ou areia.

Os conglomerados são, em geral, clasto-suportados e seu arcabouço (Fig. 9b) comporta calibres que variam de bloco a seixo miúdo, em matriz de areia grossa a fina. Os clastos são bem arredondados, de baixa esfericidade e compostos de quartzo de veio, eventualmente gnaisses e, por vezes, também de crosta laterítica, o que sugere que a deposição ocorreu por influência de significativa mudança climática, de úmido para semi-árido. Já os arenitos são finos a médios e apenas localmente apresentam estruturas primárias de acamamento em lençóis, em geral ausentes por translocação por intemperismo. O contato entre arenitos e conglomerados é comumente brusco.

ASPECTOS ESTRUTURAIS A longa história magmática e a superposição de eventos diacrônicos de deformação dúctil resultou em quadro estrutural complexo da área mapeada. Muitos aspectos são ainda mal compreendidos e, neste estágio, é possível apenas alinhar generalidades estruturais. Os estereogramas da figura 10 resumem a orientação preferencial de ambos domínios da

Figura 9 – Conglomerados da bacia terciário-quaternária do limite oeste do Complexo Uvã. **A** - Conglomerado sobreposto a saprólito de gnaiss milonitizado. **B** – Conglomerado sobreposto a crosta laterítica (contato marcado por linha branca), com detalhe do arredondamento dos clastos.

infra-estrutura e da supraestrutura, mas sua interpretação merece cautela em vista do reduzido número de dados.

Infra-estrutura O bandamento composicional dos gnaisses do domínio Rio do Índio contém dobras de estilos geométricos, cinemática e posição espacial relacionáveis a pelo menos três gerações. As mais antigas são isoclinais apertadas, intrafoliais (Fig. 4d), centimétricas a decimétricas. A trama estrutural principal é dada por dobras decamétricas (Fig. 4a) mais abertas, inclinadas, com caimento, em geral de flancos longos e curtos, e são coaxiais com a primeira geração. A terceira é representada por suave ondulação cilíndrica, com superfície axial marcada pelo alinhamento de biotita, subordinadamente mica branca. As duas últimas ocorrem em todos afloramentos, o que indica corresponderem a eventos de deformação homogênea.

A variação da atitude do bandamento composicional dos gnaisses do domínio Rio do Índio, em estereograma polar (Fig. 10a), se dispõe em guirlanda, o que reflete o estilo semi-aberto dominante das dobras. O polo da guirlanda se situa em aproximadamente N50°W, com caimento da ordem de 15°W, orientação média dos eixos das dobras mais proeminentes, mas estas possuem suave duplo caimento (Fig. 10a). Em ambos os gnaisses, a ondulação superposta tem orientação sistemática segundo N60-70°W, com mergulhos de 20° a 45°SW, é compatível com a orientação da foliação das rochas metaplutônicas do domínio Rio Vermelho (Fig. 10b) e responsável pelo duplo caimento dos eixos das dobras. Contudo, nos gnaisses tonalíticos a orientação secundária de biotita é diagonal à direção do bandamento composicional, ao passo que nos granodioríticos é subparalela, mas com mergulho menor e compatível ao observado nos gnaisses tonalíticos.

Por outro lado, nas rochas metaplutônicas do domínio Rio Vermelho, a densidade da foliação cresce do metatonalito de norte em direção ao metamonzogranito de sul e que contorna o núcleo de gnaisses tonalíticos do domínio Rio do Índio. A variação da atitude da foliação (Fig. 10b) também descreve guirlanda, com dispersão, mas que sugere que a foliação está dobrada e com polo horizontal situado aproximadamente em N70°W, orientação média da foliação. Até o presente, no entanto, não se observou, em afloramento, o estilo destas dobras.

Na extensão oeste de ambos domínios, a partir do início da

influência da Zona de Cisalhamento de Faina, a sua trama estrutural adquire caráter milonítico e orientação NS a NNE, excluída dos estereogramas da figura 10.

Os dados estruturais sugerem, pois, que as rochas de ambos domínios compartilham apenas de uma fase de deformação que, no domínio Rio do Índio se manifesta pela ondulação tardia do bandamento composicional e no domínio Rio Vermelho pela foliação de densidade decrescente a partir do contato entre ambos. Assim, o contraste de estilos e orientação das estruturas entre ambos domínios sugere que as rochas do domínio Rio do Índio representam porções crustais mais profundas ou mais antigas que as intrusões do domínio Rio Vermelho.

Por outro lado, o aumento da densidade da foliação nas rochas metaplutônicas Rio Vermelho em direção ao núcleo de gnaisses tonalíticos Rio do Índio e seu paralelismo ao contato entre ambos sugere que a trama estrutural das rochas metaplutônicas provavelmente resultou do soerguimento dos gnaisses tonalíticos em meio às metaplutônicas. Já o paralelismo entre a trama estrutural dos gnaisses granodioríticos do domínio Rio do Índio situados na porção noroeste da área mapeada e seu contato por falha com o metatonalito que o circunda sugerem que estes gnaisses podem ser interpretados como imbricação nas rochas metaplutônicas Rio Vermelho. Estima-se que os septos de pegmatóides de ambos os gnaisses podem traduzir fusões parciais que ocorreram durante o soerguimento.

Supraestrutura A supraestrutura de rochas supracrustais ultramáficas e máficas está em contato tectônico com gnaisses e metaplutônicas. Já na área do Granito Paus de Choro, em pelo menos duas de suas fácies, estas ocorrem como xenólitos e provavelmente também como pendentes de teto e mesmo localmente como teto. Exceto nos últimos, a orientação da foliação das rochas supracrustais é variável, mas, em estereograma (Fig. 10c) as atitudes se dispõem em guirlanda, cujo pólo tem caimento da ordem de 15°ESE. Isto sugere que a foliação descreve dobras de baixo caimento, ligeiramente assimétricas, normais, com amplas charneiras arredondadas. Contudo, a lineação mineral dada por actinolita em talco xistos e tremolita em anfibólio xistos se orienta em média de 15°/S40°W, e, portanto, diagonal à estrutura dada pela foliação.

O aumento da deformação, a presença de milonitos de baixo mergulho, foliação S-C, dobras recumbentes e semi-recumbentes e a abundância de venulações de quartzo nas proximidades do contato com os gnaisses e rochas metaplutônicas e o controle fisiográfico pela cota aproximada de 450 m indicam que a supraestrutura repousa sobre a infra-estrutura por falha de empurrão. Assim, originalmente, estas deveriam se sobrepor aos gnaisses como *nappe*, da qual, por efeito do encaixe da rede de drenagem, as rochas supracrustais se restringem aos interflúvios (Fig. 7) como *klippen*.

A orientação da guirlanda sugere compressão NS durante o transporte tectônico. Isto contrasta com a orientação geral das foliações S-C e as lineações minerais, que indicam transporte segundo ENE. Por conseguinte, é provável que as orientações que resultam na guirlanda podem traduzir variações relacionadas a prováveis escamas de rampas oblíquas.

Zonas de Cisalhamento As zonas de cisalhamento da área mapeada podem ser reunidas em duas categorias, isto é, as de desacoplamento e as discretas. As primeiras compreendem extensas e largas faixas de milonitos que colocam, lado a lado, blocos com características litológicas, estruturais ou geocronológicas distintas, efeito de proeminente desacoplamento crustal. As discretas se manifestam como corredores de cisalhamento sem contraste entre blocos adjacentes ou mesmo sem movimentação significativa. Estas categorias não incluem falhas de contato entre unidades mapeadas, quer tectônicas quer por efeito de intrusões.

ZONAS DE CISALHAMENTO DE DESACOPLAMENTO Efeitos de duas proeminentes zonas de cisalhamento transcorrente desta categoria ocorrem na área mapeada. Estas compreendem as zona de cisalhamento Moiporá-Novo Brasil e de Faina, em substituição à denominação anterior de Falha de Faina.

A Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil (Fig. 1b) é proeminente estrutura de direção geral NS e movimento sinistral, como indica a inflexão da Serra Dourada no seu limite oeste. Ao abandonar os terrenos proterozóicos do Arco Magmático de Goiás, no sul, e ingressar no bloco compostos pelos ortognaisses paleoproterozóicos Fazenda Nova (Motta-Araújo & Pimentel 2002) e os terrenos arqueanos, dissipa-se por desfiamento (*splay-fault*), com emissão de inúmeros ramos secundários curvos de direção

NNW a NNE. Sua manifestação na área mapeada é, aparentemente, negligível, mas, como registram Araújo & Pimentel (2002), um de seus segmentos é o limite entre os gnaisses paleoproterozóicos e os terrenos arqueanos, o qual, como resultado deste mapeamento, em parte também pode ser o limite ocidental da bacia terciário-quaternária, por reativação recente e desenvolvimento de pequeno *graben*, cujo limite oriental é um dos ramos da Zona de Cisalhamento de Faina.

A Zona de Cisalhamento de Faina tem atitude média N35°E, 45°NW, mas mergulhos de alto ângulo podem ocorrer (Fig. 11). Por interpretação de imagens de satélite LANDSAT-5 e de RADAR do Radambrasil estende-se por mais de 100 km. Seu traço (Fig. 1b) é reconhecível pouco a sul do paralelo 16° 15' S, e, para norte, passa entre Fazenda Nova e Novo Brasil, onde abre traços secundários, intercepta segmentos da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil e prossegue para NE sob a bacia terciário-quaternária, mas emerge nas proximidades dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita, ultrapassa os e alcança o complexo Caiçara, a norte. Os deslocamentos entre segmentos da Zona de Cisalhamento Moiporá-Novo Brasil, dos *greenstone belts* Serra de Santa Rita e Faina e de enxames de diques máficos do complexo Caiçara, bem como a presença de enlases sigmóides de direção NS entre segmentos internos da zona, um dos quais aloja o Sienito da Serra das Araras, e de estruturas assimétricas como foliações S-C e sombras de pressão em fenoclastos de gnaisses milonitizados, indicam que seu deslocamento é dextral. O deslocamento de segmentos da Zona

Figura 11 - Estereograma de Schmitt da atitude da Zona de Cisalhamento de Faina.

Figura 10 - Estereogramas polares de Schmitt que mostram a variação da orientação de: A - bandamento composicional dos gnaisses do domínio Rio do Índio e onde β é o pólo da guirlanda e as setas indicam o intervalo de variação dos eixos de dobras como as da figura 4. B - foliação das rochas metaplutônicas do domínio Rio Vermelho (β = pólo da guirlanda), e C - foliação das rochas metaultramáficas e metamáficas da supraestrutura, com indicação da variação na orientação de lineação mineral (b = pólo da guirlanda). N = número de medidas de foliação. Intervalos = 2%.

de Cisalhamento Moiporã-Novo Brasil indica que a Zona de Cisalhamento de Faina é mais jovem.

O rejeito aparente indicado pelo deslocamento entre os *greenschist belts* de Faina e Serra de Santa Rita é da ordem de 7 km. Contudo, marcadores como os segmentos da Zona de Cisalhamento Moiporã-Novo Brasil e enxames de diques no complexo Caiçara indicam que o deslocamento não é superior, na maioria das vezes a 800 m.

ZONAS DE CISALHAMENTO DISCRETAS Várias zonas de cisalhamento discretas N30°E ocorrem na área mapeada e afetam todas as unidades, exceto a bacia terciário-quaternária, mas aparentemente sem deslocamentos apreciáveis. Na área mapeada estas são espaçadas, têm, em geral, poucos quilômetros de comprimento, são marcadas por milonitos ou venulações de quartzo e sua atitude é compatível com a Zona de Cisalhamento de Faina, motivo pelo qual são interpretadas como contemporâneas.

GEOCRONOLOGIA Poucos e esparsos são os dados geocronológicos anteriores sobre as rochas da área mapeada. O primeiro dado provém de datação K-Ar de muscovita de rocha exposta nas vizinhanças da cidade de Goiás, supostamente do Granito Paus de Choro, e que forneceu idade de 1200 Ma (Hasui & Almeida 1970) e sugere perda parcial de Ar durante o Brasiliano. Um diagrama isocrônico Rb-Sr de referência de amostras cuja localização desconhecemos, mas provenientes de rochas expostas na região de Itapirapuã, forneceu idade de *ca.* 2650 Ma, com baixa razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (*ca.* 0,700) (Tassinari *et al.* 1981). Amostras de localização conhecida, num total de 6 afloramentos, constam da figura 3, na qual se observa que estas se distribuem entre unidades da infraestrutura, mas preferencialmente sobre rochas metaplutônicas do domínio Rio Vermelho e do Granito Paus de Choro (vide Fig. 3), em afloramentos situados na rodovia Goiás-Uvã e cujos dados foram divulgados por Pimentel *et al.* (1996, 2003) e Potrel *et al.* (1998). Dentre estes, há uma datação Rb-Sr em rocha total de gnaiss tonalítico, ou metatonalito do domínio Rio Vermelho deste trabalho (vide Fig. 3), que forneceu idade de 2564 ± 140 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7017 (Pimentel *et al.* 1996). Os demais dados correspondem a idades modelo T_{DM} em rocha total e abrangem o intervalo de 3,2 a 3,0 Ga, interpretado como a idade máxima dos protólitos destas rochas. Contudo, uma isócrona Sm-Nd de rocha total do Granito Uvã, ou metamonzogranito do domínio Rio Vermelho neste trabalho, forneceu a idade de 2851 ± 180 Ma e $\epsilon_{\text{Nd}} + 0,3$ (Pimentel *et al.* 1996).

No tocante ao Granito Paus de Choro, este se assemelha a um corpo de leucogranito exposto a partir do limite norte do *greenschist belt* Serra de Santa Rita, ao longo da rodovia Goiás-Faina por cerca de 16 km. Ambos corpos possuem muscovita como mineral varietal e xenólitos de rochas supracrustais, o que, tentativamente, sugere serem contemporâneos. No leucogranito de norte, sobresscimentos ígneos em cristais de zircão geraram idade U-Pb SHRIMP de 625 ± 6 Ma (Pimentel *et al.* 2003), com idade modelo de *ca.* 3,0 Ga (Potrel *et al.* 1998).

Dentre as demais amostras, apenas uma foi datada pelo método U-Pb SHRIMP em zircão. Esta provém do gnaiss diorítico aqui incluído no domínio Rio do Índio e forneceu idade de 2934 ± 5 Ma (Pimentel *et al.* 2003). As relações de contato intrusivo do corpo tabular de metamonzogranito do domínio Rio Vermelho no gnaiss diorítico do domínio Rio do Índio motivaram a coleta de uma amostra do primeiro para datação pelo método U-Pb em cristais de zircão, para melhor conhecer a idade deste e

eventual lapso de tempo entre ambos os corpos.

As análises seguiram os procedimentos adotados no laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília (Laux *et al.* 2004). Concentrados de zircão foram extraídos a partir de técnicas convencionais gravimétricas (DENSITEST®) e magnéticas (Separador isodinâmico Frantz). A separação final foi realizada em lupa binocular. Todos os cristais de zircão analisados foram separados da fração menos magnética. As frações de cristais foram dissolvidas com HF e HNO₃ concentradas (HF:HNO₃ = 4:1) em microcápsulas e bombas do tipo Parr. Utilizou-se uma mistura de traçador (*spike*) ^{205}Pb - ^{235}U . As separações químicas foram realizadas com emprego de resina de troca iônica convencional, em microcolunas de Teflon, segundo procedimento modificado de Krogh (1973). Pb e U foram depositados juntos em filamento de Re com H₃PO₄ e Si gel. Na leitura usou-se espectrômetro de massa Finnigan MAT-262 com multi-coletor e equipado com multiplicadora de elétrons secundários. O branco laboratorial na época das análises foi melhor que 20 pg. Os programas PBDAT (Ludwig 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001) foram usados para o cálculo das idades e os erros das razões isotópicas são 2σ (Tabela 1).

Os cristais analisados individualmente são prismáticos, avermelhados, alongados, sem fraturas ou inclusões. Os grãos datados alinham-se em diagrama discórdia e definem idade de 2764 ± 31 Ma no intercepto superior (Fig. 12), interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo. Assim, a idade de ambos corpos difere em cerca de 170 Ma, aqui estimada como provável diferença de idade entre os domínios Rio do Índio e Rio Vermelho.

CONCLUSÕES Do exposto se conclui que a constituição do complexo Uvã é muito mais complexa do que até então presumida e genericamente cartografada como gnaisses indiferenciados com escassas ocorrências de rochas máficas e ultramáficas na forma de diques e *plugs*, a rigor raros. A existência de gnaisses polideformados dioríticos, tonalíticos e granodioríticos de *ca.* 2,93 Ga, envoltos por metaplutônicas tonalíticas e monzograníticas de *ca.* 2,76 Ga indica que a infraestrutura foi construída por múlti-

Figura 12 - Diagrama discórdia de cristais de zircão de metamonzogranito do domínio rio Vermelho, complexo Uvã.

Tabela 1 - Dados geocronológicos da amostra de metamonzogranito (ARQ-2) do domínio Rio Vermelho, complexo Uvã.

Fração	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Pb206/ Pb204	Pb207*/ U235	%	Pb206*/ U238	%	Coef. Corr.	Pb207*/ Pb206*	%	Idade		
												Pb206*/ U238	Pb207*/ U235	Pb207*/ Pb206*
11	0,01	330	107	817	7,415960	1,05	0,287674	1,04	0,997	0,186967	0,081	1629	2162	2715 ± 1
15	0,009	301	107	800	8,42801	0,906	0,321332	0,897	0,995	0,190226	0,118	1796	2278	2744 ± 1
20	0,01	76	33	439	10,0018	1,47	0,382068	1,46	0,994	0,189862	0,157	2085	2435	2741 ± 2
17	0,007	369	185	609	11,1724	0,778	0,426021	0,766	0,986	0,190202	0,126	2287	2537	2743 ± 2
J	0,005	447,28	125,58	596,8864	6,35317	1,31	0,251642	1,31	0,99494	0,183108	0,131	1446,9	2025,8	2681,2 ± 2,2

plas fases de granitogênese arqueana, com contribuição menor de muscovita granitos durante o Ciclo Brasileiro.

A geometria e dimensões dos gnaisses tonalíticos do domínio Rio do Índio sugerem que seu protólito deve ter tido as dimensões de batólito, submetido a pelo menos duas deformações regionais e metamorfismo. Suas relações com as rochas metaplutônicas do domínio Rio Vermelho indicam que estes gnaisses foram soerguidos como núcleo dúctil de domo, hoje parcialmente preservado, com deformação crescente das rochas metaplutônicas em direção ao contato. Já os gnaisses granodioríticos provavelmente ascenderam como bloco rígido ou semi-rígido. Por outro lado, a geometria das rochas metaplutônicas do domínio Rio Vermelho sugere que seus protólitos eram, provavelmente, espessos corpos tabulares, ao invés de batólitos. Se retirada a deformação resultante do soerguimento dômico do núcleo mais antigo, os corpos tabulares do envoltório de metaplutônicas adquirem posição aparentemente horizontal, ou de baixo ângulo, o que sugere que as intrusões podem ter sido controladas por estruturas espacialmente compatíveis e, com isto, geradas por *underplating* em ca. de 2,76 Ga.

Por outro lado, a disposição sub-horizontal da supra-estrutura ultramáfica-máfica, seu contato por falha de empurrão sobre a infraestrutura e a indistinta superposição a gnaisses e metaplutônicas com contrastes estruturais e de fácies metamórfico marcantes sugere que o transporte tectônico somente ocorreu após longo período que abrange o soerguimento dômico e a erosão de parte da infraestrutura. A ausência, de momento, de dados radiométricos das rochas da supraestrutura torna sua idade indeterminada. Indiretamente, idades Sm-Nd de diques máficos que ocorrem nos complexos Uvã e Caiçara, fruto de evento distensivo, indicam que estes datam de ca. 2,4 Ga (Tomazolli 1997, Corrêa da Costa 2003). Algumas ocorrências na área mapeada mostram que os diques cortam a supraestrutura, o que indica que essa é mais velha do que 2,4 Ga. Isto permite, ainda que tentativamente, interpretar as rochas da supraestrutura como provavelmente arqueanas e, desta forma serem correlacionáveis aos metakomatiitos e metabasaltos dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita.

Por fim, a orientação comum entre a ondulação nos gnaisses do domínio Rio do Índio, parte da foliação das rochas metaplutônicas Rio Vermelho e da cobertura máfico-ultramáfica indica

que resultaram do mesmo evento tectônico, de vergência NE. Estima-se que este evento também seja o responsável pela deformação da estreita faixa do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, por *downfolding* entre os complexos Uvã e Caiçara. Contudo, apesar da influência das zonas de Cisalhamento Moiporá- Novo Brasil e Faina, que cortam blocos de idade neoproterozóica, não se descarta que, pelo menos em parte, a vergência para NE também seja fruto da amalgamação do bloco arqueano à Faixa Brasília.

No presente estágio, pelo menos três questões permanecem em aberto e cuja solução depende de dados geocronológicos confiáveis:

1 - apesar de colocados sob um mesmo domínio em base ao estado de deformação semelhante, o que não é critério cronológico, os gnaisses tonalíticos e granodioríticos do domínio Rio do Índio podem não ser contemporâneos. Contudo, o gnaiss Diorítico de idade de ca. 2,93 Ga se aloja no interior dos gnaisses tonalíticos, mas seu contato está obliterado. Isto implica em que pelo menos os gnaisses tonalíticos podem ser contemporâneos ao corpo de gnaiss Diorítico;

2 - da mesma forma, a idade de ca. 2,76 Ga do metamonzogranito do domínio Rio Vermelho não implica em que os corpos de metatonalito situados imediatamente a norte sejam contemporâneos;

3 - a idade das rochas supracrustais da supraestrutura é desconhecida e, por conseguinte, sua correlação com as rochas dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita é mera conjectura, pois podem pertencer a um mesmo ciclo vulcanossedimentar quanto a ciclos temporalmente distintos;

Assim, somente o detalhamento geocronológico em bases confiáveis poderá elucidar o panorama da evolução da granitogênese e da evolução do Complexo Uvã.

Agradecimentos Ao CNPq pelas Bolsas de Produtividade a H. Jost (Proc. 302469/2004-4), R. Fuck (Proc. 30.2777/2004-0), E.L. Dantas (Proc. 471144/03-7) e respectivas Taxas de Bancada que custearam os trabalhos de campo e laboratório; ao Projeto Pronex (Proc. 193.000.106/04), com suporte do CNPq e FAPDF pelos recursos de laboratório de geocronologia. À Agência para Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira - ADIMB - pelas imagens do Radambrasil em meio digital. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

Baêta Jr J.D. et al. 1978. Projeto Manganês no Centro-Sul de Goiás. Relatório Final – Etapa II Goiânia: MME/DNPM/CPRM, 7v.

Baêta Jr. J.D., Souza J.O., Moreton L.C. 1998. Programa Levantamentos

Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Folha SD.22-Z-C-II – Morro Agudo de Goiás; Folha SD.22-Z-C-V, Goiás; Folha SE.22-X-A-II – Sanclerlândia. Escala 1:100.000. CPRM, Goiânia, Relatório Interno.

- Borges F.R. et al. 1998. *Programa Nacional de Prospecção de Ouro. Área GO-04, Goiás, Goiás*. In: CPRM, Goiânia, Série Mapas Temáticos do Ouro, Escala 1:250.000, n. 57.
- Corrêa da Costa P.C. 2003. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos da região de Crixás-Goiás, porção centro-oeste do Estado de Goiás. Tese de Doutorado, IG/USP, 151 pp.
- Danni J.C.M., Dardenne M.A., Fuck R.A. 1981. Geologia da região da Serra da Santa Rita e Sequência Serra de Cantagalo. In: SBG, Simp. Bras. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia, Atas, p. 265-280.
- Danni J.C.M., Dardenne M.A., Fuck R.A., Ribeiro M.J. 1973. Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada, Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 3:160-180.
- Dardenne M.A. et al. 1972. Geologia da região de Goiás-GO, Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 26, Belém. *Bol. Res.*, p. 97-98.
- Drago V.A. et al. 1981. Geologia da Folha Goiás - SD.22. In: Projeto RadamBrasil: *Levantamento de Recursos Naturais*. DNPM, Rio de Janeiro, 25:27-300.
- Hasui Y. & Almeida F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Bol. SBG*, 19(1):5-26.
- Jost H., Kuyumjian R.M., Freitas A.L.S., Costa A.L.L., Nascimento C.T.C., Vasconcelos F.M., Galotti L., Martins M.C.A., Carvalho M.N., Condé V.C. 1995. Geologia da porção norte do Greenstone Belt de Guarinos, GO. *Ver. Bras. Geoc.*, 25:51-60.
- Jost H., Vargas M.C., Fuck R.A., Kuyumjian R.M., Pires A.C.B. 1994a. Relações de contato, litologias, geologia estrutural e geofísica do Bloco Arqueano do Moquéim, Crixás, Goiás. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, IV, Brasília, *Resumos Expandidos*, p. 15-17.
- Jost H., Carmelo A.C., Menezes P.R. 1994b. Litologias, relações de contato e estruturas do Bloco do Caiamar, Crixás, Goiás. Simpósio Geologia Centro-Oeste, 4, Brasília, Boletim de Resumos Expandidos, p. 18-20.
- Krogh T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37:485-494.
- Lacerda Filho J.V., Resende A., Silva A. 2000. *Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal*. CPRM, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, PLGB, CD-ROM
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson A.A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns-Itaberai region, Central Brazil: Sm-Nd isotopes and new IDTIMS and SHRIMP data. *J. South Am. Earth Sci.*, 16:615-630
- Lessa Sobrinho M. & Andrade R.S. 1971. *Projeto Jussara*. DNPM/CPRM, 86p.
- Ludwig K.R. 1993. PBDAT, a computer program for processing Pb-U-Th isotope data. USGS Open File Report, 88, 34 pp.
- Araújo J.G.M. & Pimentel M.M. 2002. U-Pb ages and Sm-Nd isotopes and structural analysis of the Moiporã-Novo Brasil shear-zone system: the limits between neoproterozoic Goiás Magmatic Arc and the archaean Uvã Complex, Tocantins Province, Central Brazil. In: South Am. Symp. Isotopic Geology, 4, Salvador, *Short Papers Volume*, pp.: 221-224
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Del'Rey L.J.H. 1996. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da Região de Jussara - Goiás- Mossâmedes(GO), e o Limite entre Terrenos Antigos do Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 26:61-70.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2003. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos. 2000. *Tectonic Evolution of South America*, 31st Intern. Geol. Congr., p. 195-229.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A., Armstrong R.A., Dantas E.L., Potrel A. 2003. Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás-Crixás block, Central Brazil: evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. *Geol. USP, Sér. Científica*, 3:1-12
- Potrel A., Resende M.G., Jost H. 1998. Transition in acid magmatism during Archaean: example of the granito-gnaissic basement of the Goiás Massive. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40, Anais, pg.
- Profumo J.J.L. 1993. *Alteração hidrotermal das rochas ultramáficas e máficas do greenstone belt de Goiás Velho (GO)*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 143 p.
- Queiroz C.L. 2000. *Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil Central*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 230 pgs.
- Resende M.G. 1997. *Fundamentos para o estudo da evolução das supracrustais metassedimentares da região de Goiás-Faina, GO*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 71p.
- Souza J.O., Baêta Jr. J.D.A., Moreton H.C. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, *Folhas: SD. 22-Z-C-II - Morro Agudo de Goiás. SD. 22-Z-C-V - Goiás e SE.22-X-A-II - Sanclerlândia*. CPRM, Goiânia.
- Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W. 1981. Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro: soluções, problemática e sugestões. In: SBG, Simp. Geol. Centro-oeste, 1, Goiânia, Atas., Goiânia, 1:93-116.
- Teixeira A.S. 1981, Geologia da região de Goiás-Faina. In: SBG, Simp. Geol. Centro-oeste, 1, Goiânia. *Anais...*, p. 344-362.
- Tomazzoli E.R. 1985. *Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás-GO*. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, 206p.
- Tomazzoli E.R. 1992a. O Greenstone Belt de Goiás: estudos geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 22:56-60
- Tomazzoli E.R. 1992b. A faixa Cidade de Goiás (GO). geocronologia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, 2:178-180.
- Tomazzoli E.R. 1997. *Aspectos geológicos e petrológicos do enxame de diques Morro Agudo de Goiás*. Tese de Doutorado, IG/UnB, 285 pgs.

Manuscrito A-1538

Recebido em 14 de julho de 2004

Revisão dos autores em 10 de setembro de 2005

Revisão aceita em 20 de setembro de 2005