

SÍNTESE DA GEOLOGIA PRÉ-CAMBRIANA DA FOLHA  
SD. 22 GOIÁS

Valter Alberto Drago  
Adalberto do Carmo Pinto  
Melchiano Albuquerque Simões  
Pedro Edson Leal Bezerra  
Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão  
Péricles Prado  
Colombo Celso Gaeta Tassinari  
Peter Relf Hildred

Projeto Radambrasil-GO.

# ABSTRACT

This synthesis of the Precambrian geology of the SD.22 Goiás Sheet is based on regional interpretation and mapping by Projeto RADAMBRA  
SIL.

The oldest stratigraphic unit recognized in this area is the Goia  
no Complex, composed of polymetamorphic rocks including granitoids ,  
gneisses, migmatites, charnockites, amphibolites and schists, and re  
garded as being formed in the lower Precambrian (Archean), confirmed  
by Rb/Sr isochron ages of 2.6 - 2.9 b.y. with reactivations in the  
Transamazonian, Uruacuan and Brazilian Cycles.

The Barro Alto, Niquelândia and Canabrava basic-ultrabasic comple  
xes are also considered to have originated in the Archean, including  
rocks of mantle derivation tectonically introduced in various phases  
within a volcani-sedimentary belt, and associated with sin-and post-  
-kinematic plutonic magmatism.

The Greenstone Belts of Goiás, Crixás, and Guarinos--Pilar de Goiás  
-Hidrolina are also assigned to the Archean, forming parts of the Pi  
lar de Goiás Group, which comprises a varied sequence of basic and  
ultrabasic rocks, schists, metacherts, iron formation, calc-silicate  
rocks, limestones, dolomites and amphibolites, with local granitiza  
tion.

The Araxã Group, the Arai Goup (Traíras and Arraias Formations )  
and the Baixo Araguaia Supergroup developed in the Middle Precambrian,  
with later phases of deformation and metamorphism including the Brasi

lian Cycle. The volcanic-sedimentary sequences of Palmeirópolis, In daianópolis and other areas are placed in the basal part of the Araxá Group, with insufficient data available at present for their separation as individual stratigraphic units. The Araxá and Araí Groups, represented mainly by phyllites, schists, gneisses, quartzites, carbonate rocks, and amphibolites, were intruded by the granite bodies of Serra da Mesa, Serra Branca, Serra Dourada and Serra do Encosto, which show a Rb/Sr isochron age of 1.95 b.y. The Peixe alkaline rocks are probably related to a later phase of this magmatic event.

The Baixo Araguaia Supergroup developed on the borders of the Amazonian Platform approximately contemporaneously with the Araxá Group, and comprises the Estrondo Group (schists, gneisses and ultrabasic rocks) and the Tocantins Group (low grade metasediments).

The Cuiabá, Alto Paraguai, Paranoá and Bambuí Groups are placed in the Upper Precambrian, with individual variations in tectonic setting. In the western part of the area, the Cuiabá Group (phyllites, quartzites and metarenites) is separated here from the belt formed by the Baixo Araguaia Supergroup because of lithological and structural differences. The Alto Paraguai Group, including the Araras Formation (limestones and dolomites), Raizama Formation (mostly sandstones) and Diamantino Formation (siltstones, shales and sandstones), was deposited on the margins of the Amazonian Platform towards the end of the Precambrian.

The Paranoá Group (sandstones, siltstones and argillites, with carbonate lenses) and Bambuí Group (limestones and dolomites, with subordinate clastic sediments) were deposited in epicontinental environments of the middle part of the Upper Precambrian and outcrop in the eastern portion of the area.

## INTRODUÇÃO

A área da Folha SD.22 Goiãs localiza-se entre os paralelos 12° e 16°S e os meridianos 48° e 54°WGr, abrangendo proporções aproximadamente iguais dos Estados de Goiás e Mato Grosso, além de uma pequena parte do Distrito Federal. O mapa geológico ao milionésimo que é o produto final dos trabalhos do Projeto RADAMBRASIL foi reduzido a escala 1:2.000.000 e é aqui apresentado de forma bastante condensada.

Geologicamente a área pode ser caracterizada como uma das mais problemáticas do Centro-Oeste, tendo sido reconhecidas unidades que vão do Pré-Cambriano Inferior (Arqueano) ao recente. No Pré-Cambriano In

ferior foram posicionados os complexos Goiano (referido como "embasamento polimetamórfico"), Canabrava, Barro Alto e Niquelândia e o Grupo Pilar de Goiás (Greenstone Belts). Ao Pré-Cambriano Médio foram relacionados os grupos Araxã, Araí, Estrondo e Tocantins (cinturões metamórficos) e os granitos serra Branca, serra Dourada, serra da Mesa e serra do Encosto, que introduziram-se no Grupo Araxã, sendo que o serra Branca o fez no Grupo Araí. No Pré-Cambriano Superior situam-se os grupos Cuiabá, Paranoá, Bambuí (sub-Grupo Paraopeba) e Alto Paraguai (formações Araras, Raizama e Diamantino). As unidades Paleozóicas e Cenozóicas são referidas genericamente como coberturas fanerozóicas.

Complexo Goiano -- Leonardos (1938) foi quem teceu os primeiros comentários a respeito das rochas arqueanas no Estado de Goiás. Nos trabalhos posteriores as litologias dessa unidade têm sido agrupadas, geralmente, com as denominações Pré-Cambriano Indiferenciado (Barbosa et alii, 1966), Complexo Basal (Almeida, 1967), Complexo Basal Goiano (Hasui & Almeida, 1970) e Complexo Goiano (Cunha et alii, 1981). Além desses, merecem citações os trabalhos de Barbosa et alii (1969), Schobbenhaus Filho et alii (1975), Ribeiro Filho et alii (1978), Araújo et alii (1979), Berbert (1980) e outros.

No trabalho em pauta, adota-se o termo Complexo Goiano, conforme a proposição feita por Cunha et alii (op. cit.), para reunir os polimetamorfitos representados por migmatitos, microgranitos, granitos, granodioritos, tonalitos, charnoquitos, gnaisses, anfibolitos, cataclastos e xistos diaforéticos. O metamorfismo impresso nestas rochas vai do fácies anfibolito a granulito, com diaforitos do fácies xisto verde.

O Complexo Goiano é uma das unidades litoestratigráficas de maior representatividade areal nos domínios da Folha SD.22 Goiás. Ocupa uma ampla faixa descontínua, grosseiramente orientada na direção NE-SW, situada na parte oriental da área, estendendo-se fisicamente para as folhas limítrofes, SC.22 Tocantins a norte, SD.23 Brasília a leste e SE.22 Goiânia a sul.

Por se tratar de uma unidade que submeteu-se a uma evolução políclica e polifásica, foi impossível nesta escala de trabalho a individualização de prováveis unidades formadas em épocas distintas, razão pela qual considera-se como uma única. Assim sendo, o Complexo Goiano foi colocado na base da coluna estratigráfica proposta para a folha, com idade Pré-Cambriano Inferior, podendo entretanto, englobar rochas

de idades mais novas até o eo Cambriano, conforme indicação da seta da coluna.

As análises geocronológicas disponíveis para as rochas do Complexo Goiano, permitiram a elaboração de diagramas isocrônicos de referência, onde foram obtidas as seguintes idades:  $2.651 \pm 27$  MA e razão inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de 0,700 na região de Itapirapuã; 2.850 MA (aproximada) e razão inicial de 0,705 na região de Rubiataba;  $2.925 \pm 105$  MA com razão inicial de 0,701 na região de Crixás, Pilar--Hidroclina; (Tassinari e Montalvão, 1980); 2.900 MA, com razão inicial de 0,708, próximo a Paranã;  $589 \pm 61$  e razão inicial de 0,705, próximo a Porangatu. As idades obtidas pelo método K/Ar variam de 3.100 MA até 450 MA.

Grandes Complexos Básico-Ultrabásicos -- Devido a farta bibliografia disponível, a respeito dos grandes complexos básico-ultrabásicos da Folha SD.22 (Barro Alto--Niquelândia--Canabrava), torna-se desnecessário discutir particularidades nesse trabalho. O advento da Tectônica Global, sem dúvida, trouxe novas e importantes reinterpretações dos fenômenos ligados aos grandes complexos básico-ultrabásicos. Com respeito ao complexo de Barro Alto, Albuquerque e Souza - UNIGEO (informação verbal) interpretam o mesmo como um fenômeno ligado a uma proto-crosta oceânica, sobre a qual se desenvolveram conjuntos de edifícios vulcânicos, com associações sedimentares e plutônicas, onde se introduziu um grande corpo básico-ultrabásico diferenciado, parcialmente descaracterizado pelos processos tectônicos (zonas  $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$  e  $V_4$  de Schobbenhaus Filho et alii 1975, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo), sendo que para aqueles autores, somente esse corpo representaria o Complexo de Barro Alto propriamente dito.

Um dos últimos trabalhos sobre o Complexo de Niquelândia, Danni e Leonardos Jr. 1980, demonstram a impossibilidade de se classificar o mesmo em um único modelo alpino ou estratiforme, pelo motivo de se associarem, fenômenos tectônicos e vulcano-plutono-magmáticos e sedimentares em vários períodos geológicos.

Sobre o Complexo de Canabrava, podem ser usados os mesmos conceitos, ou seja, fenômenos ligados a formação de uma "protocrosta oceânica" sobre a qual se desenvolveram seqüências vulcano-sedimentares. Note-se que em Canabrava, aparentemente, não houve o desenvolvimento do correspondente à Associação Plutono Acamadada (Danni & Leonardos Jr., op. cit.) de Niquelândia ou do Complexo de Barro Alto de Albuquerque e Souza em Goianésia--Barro Alto.



Ao nosso entender, isso se deve ao fato de os grandes complexos básico-ultrabásicos, terem se formados com particularidades de compartimentação geológicas próprias a cada corpo. Fora de dúvida, que os três grandes complexos, se originaram, a partir de um mesmo evento geológico original, que ao nosso juízo, teria sido uma bacia originalmente do "tipo simétrica", desenvolvendo-se nas partes centrais da mesma, fenômenos vulcano-sedimentares e plutônicos de evolução complexa, possivelmente em vários períodos geológicos.

Devido as discrepâncias de valores os dados geocronológicos não têm sido muito úteis, para a interpretação dos complexos, porém a medida que se consegue dissociar e limitar geologicamente os eventos formadores dos mesmos, poder-se-ão fazer novos estudos mais confiáveis.

Aqui admite-se que pelo menos as porções orientais dos grandes complexos básico-ultrabásicos, tenham uma idade Arqueana, e as porções ocidentais (vulcano-sedimentares e plutono magmáticas), possuam uma idade remontando ao Prê-Cambriano Médio. Outrossim não existem dúvidas sobre a grande intensidade dos fenômenos Brasilianos que os afetaram, sendo, ao nosso entender, os responsáveis pelo emplacement atual dos grandes complexos básico-ultrabásicos. As idades das rochas gnaissicas que bordejam os complexos, encontram-se nos domínios Brasilianos, sendo que, corpos graníticos que migmatizam os anfibolitos da sequência vulcano-sedimentar da borda oeste do Complexo de Niquelândia, forneceram uma isócrona Rb/Sr com  $755 \pm 4$  MA e razão inicial 0,706.

As fortes reativações, durante os vários períodos geológicos, tenderam a deformar continuamente a bacia original, afastando pontos originariamente contíguos, ou aproximando pontos originalmente distantes (fechamento de bacia, com zona de subducção). Consequentemente, torna-se difícil o posicionamento original das atuais estruturas.

A visualização, pelo menos em Niquelândia dos mergulhos das rochas que circundam o complexo, sempre contra o mesmo, nos dá a idéia que o mesmo, funcionou em algum tempo, como um núcleo rígido, em torno do qual, fluíram as camadas mais plásticas, formando o que se poderia chamar de um grande "boudin". Nesse contexto, optou-se, pelo posicionamento dos complexos básico-ultrabásicos na coluna estratigráfica, logo acima do Complexo Goiano, separando-se entretanto as partes vulcano-sedimentares, que pela falta de melhores dados, incluiu-se como pertencente ao Grupo Araxá, porquanto relacionados a sua seção basal.

Grupo Pilar de Goiás -- Esta unidade litoestratigráfica designa uma

seqüência de rochas anteriormente mapeadas como Grupo Araxá, e que os estudos específicos mostraram realidades muito diversas. Ribeiro Filho et alii (1978) denominaram de Associação Metamórfica de Pilar de Goiás uma seqüência de paragneisses, xistos, quartzitos, mármore e rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas associadas, afetadas por intensa migmatização e granitização. O conjunto todo foi considerado em íntima associação com a gênese dos "mobile belts". Deve-se a Danni & Ribeiro (1978) a denominação de Grupo Pilar de Goiás a seqüência vulcano-sedimentar ocorrente na região da cidade homônima a qual apresentariam feições que consideraram correlatas a dos greenstone belts. Sa boia (1979) identificou nos derrames básico-ultrabásicos de Crixás, feições características de terrenos arqueanos, tais como textura spinifex. Correlacionaram a seqüência com aquela ocorrente na região da cidade de Goiás, tendo empregado a denominação de Seqüência Vulcano-Sedimentar de Crixás e Seqüência Vulcano-Sedimentar de Goiás, ambas caracterizadas como greenstone belts. No presente trabalho, usa-se o termo Grupo Pilar de Goiás como representante das seqüências vulcano-sedimentares que assomam nas regiões de Pilar de Goiás, Guarinos, Hidrolina, Crixás e Goiás, constituído por uma grande variedade de tipos de rochas, que podem ser agrupados em conjuntos litológicos. O primeiro conjunto seria a seqüência básico-ultrabásica (greenstone inferior) representada por serpentinitos, talco-xistos, metabasaltos, peridotitos, denotando textura e estruturas de lavas (porfiríticas pillows, spinifex, esquelética, vesicular além de disjunção poliedral) com algumas intercalações de quartzitos, metachert e formações ferríferas. O segundo conjunto teria grande constituição de material calcosilicatado individualizado pela presença mármore dolomíticos, granitizados e anfibolitizados, xistos calco-silicatados e xistos com talco e tremolita (metabásica e metaultrabásica), quartzitos e "metacherts". O terceiro conjunto seriam metabásicas e metaultrabásicas, que sofreram anatexia e injeções de granitóides, com intercalações de mármore, quartzitos, "metacherts", formações ferríferas e rochas calcossilicatadas. Ocorrem ainda micaxistos, quartzitos, filitos grafitosos, clorita xistos, formações ferríferas bandadas, sericita xistos, além de anfibolitos e alguns riolitos, estes observados no Greenstone Belt de Goiás.

No tocante a geocronologia, por falta de litótipos que apresentem riquezas em K, torna-se difícil a datação do Grupo Pilar de Goiás. Tassinari & Montalvão (1980), apresentaram uma isócrona Rb/Sr de  $2.925 \pm 105$  MA, com razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial de  $0.701 \pm 0.002$ , para os

granitóides foliados ou não que ocorrem nos domínios dos cinturões de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina. Algumas dessas rochas parecem ser posteriores aos derrames máficos e ultramáficos, o que estabeleceria uma idade mínima para o Grupo Pilar de Goiás. A região como um todo sofreu a superposição de eventos dos ciclos geotectônicos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro. Estratigraficamente, considerou-se o Grupo Pilar de Goiás mais novo que os complexos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto e mais antigo que o Super Grupo Baixo Araguaia (grupos Estrondo e Tocantins) e os grupos Araxá e Araí. Porém, alguns autores consideram que os terrenos greenstone belt seriam representantes de uma crosta primitiva e que a partir desta se formaria a crosta sílica. Se esta hipótese for a verdadeira, o Grupo Pilar de Goiás se situaria abaixo do Complexo Goiano, na coluna estratigráfica da área.

Grupo Araxá -- Barbosa (1955) empregou o termo Formação Araxá, para designar a unidade inferior de um conjunto de rochas muito antigas "que constituiriam um complexo metamórfico pré-cambriano formado de micaxistos, xistos verdes, filitos, migmatitos e quartzitos". Posteriormente este autor realizando trabalhos juntamente com a equipe da PROSPEC estenderam sistematicamente esta unidade através do Estado de Goiás e sul do Pará, empregando o termo série e posteriormente grupo. Schobbenhaus Filho et alii (1975) referindo-se ao que consideram Sistema de Dobramentos Araxá, admitem que algumas das litologias que vinham sendo mapeadas como Araxá pertencem ao Ciclo Transamazônico, ou seja com cerca de 2.000 MA. Baseando-se nisso e no fato de Barbosa et alii (1970) citarem que haveriam marcantes diferenças litológicas e de características tectônicas entre o Araxá da porção central de Goiás daquele da região do Triângulo Mineiro, Marini et alii (1976) propuseram que se denominasse Grupo Serra da Mesa, tudo aquilo que era considerado como Araxá a norte do Lineamento Pirineus. Esta proposição fundamentou-se ainda em uma provável quebra estrutural observada a norte do referido lineamento, que segundo Almeida; Hasui e Brito Neves (1976) separaria dois blocos com orientações estruturais diferentes. O "Grupo Serra da Mesa" teria idade Transamazônica (2.000 MA), estruturação geral preferencialmente N-S, segundo isoclinais com flancos apertados e espessura de no mínimo 1850 metros. Marini et alii (1977) denominaram de Formação Cachoeira das Éguas, presumíveis para gnaisses que envolveriam o corpo granítico Serra da Mesa, considerado como ortognaisses. Esta foi a primeira tentativa de se separar litolo

gias do que antes era considerada Araxã ou Serra da Mesa.

Em 1978, foram identificadas na região de Pilar de Goiás por Ribeiro Filho et alii e Danni & Ribeiro, seqüências vulcano-sedimentares de idade pré-Araxã, que posteriormente foram caracterizadas como gre enstone belts (Saboia, 1979). Ribeiro Filho & Teixeira (1981) denominaram de Seqüência Palmeirópolis duas faixas compostas de rochas originalmente vulcânicas e sedimentares (Seqüência vulcano-sedimentar) que bordejam "a oeste" os maciços de Niquelândia e Canabrava. Tais seqüências parecem ocorrer nas regiões de Juscelândia e Mara Rosa. No presente trabalho as seqüências vulcano-sedimentares foram separadas no mapa como litologias pertencentes ao Grupo Araxã, que também engloba gnaisses, migmatitos, micaxistos, xistos a sillimanita, estauroлита e cianita, quartzitos, filitos, anfibolitos e anfibólio xistos.

O Grupo Araxã na área da Folha SD.22, se distribui pelo seu lado leste estendendo-se de norte a sul, segundo uma faixa bastante irregular interrompida aqui e acolá por exposições do Complexo Goiano, Complexo Barro Alto e Grupo Pilar de Goiás. Mantém-se em contato a oeste com rochas do Complexo Goiano, Grupo Pilar de Goiás e coberturas fanerozóicas, enquanto que a leste este é feito com rochas do Sub-Grupo Paraopeba normalmente através de falha de caráter inverso, e com a Formação Traíras do Grupo Araí. Na região desse contato leste, encontram-se posicionados os complexos de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava, fato que deve ter significado geotectônico. O grupo mantém relações de contato ainda com os corpos graníticos serra da Mesa, serra Dourada e serra do Encosto que lhes são intrusivos.

No tocante a geocronologia do Grupo, pode-se dizer que a mesma é problemática haja vista tratarem-se de metassedimentos. Os dados que se dispõem são aqueles fornecidos por Girardi et alii (1978, apud Tassinari, 1981) que apresentou uma isócrona Rb/Sr de referência de  $1.157 \pm 50$  MA, e aquela de Hasui et alii (1980) que forneceu 800 MA. Segundo Tassinari (1981) as datações em metassedimentos fornecem sempre a época do resfriamento regional do último evento térmico que atuou sobre as rochas, e no caso do Grupo Araxã isto teria ocorrido por volta de 1.150 MA. As análises K/Ar mostram-se variando no intervalo de 700-450 MA, indicando claramente a existência de um aquecimento dessas rochas durante o Ciclo Brasileiro. No entanto os corpos graníticos que se introduziram no Grupo Araxã apresentam isócrona Rb/Sr de 1.950 MA com razão  $Sr^{87}/Sr^{86}$  inicial de 0.704 o que levou a posicionar o Araxã no mínimo no pré-Cambriano Médio tendo sofrido vários aquecimentos durante o Uruaçuano e Brasileiro.

Na coluna estratigráfica da área, esta unidade é tida como mais nova que o Grupo Pilar de Goiás, mais antiga que o Grupo Tocantins e contemporânea aos grupos Estrondo e Araí, este provavelmente de fácies lateral.

Grupo Araí -- Nos domínios da Folha SD.22, as rochas do Grupo Araí, ocupam uma estreita faixa no extremo oriental da folha limitada aproximadamente pelos paralelos  $12^{\circ}05'$  e  $14^{\circ}30'$ ; trata-se de uma região de difícil acesso, e constitui-se numa das regiões mais pobremente estudadas da Folha Goiás.

Segundo Barbosa et alii (1969) o nome Grupo Araí deve-se aos geólogos R.C. Dyer e G. Meneguesso, que o dividiram em Formação Arraias e Formação Trairas, nos domínios da Folha SD.23 Brasília. Definem a Formação Arraias como um pacote de rochas constituídas de quartzitos médios a grosseiros, eventualmente arcoseanos, com intercalações de metapelitos; lentes de metaconglomerado e com derrames de efusivas andesíticas na parte basal. A Formação Trairas para aqueles autores seria composta de quartzitos finos a grosseiros, metassiltitos, filitos, calcários e calcoxistos. Nos domínios da Folha SD.22 - Marini; Fuck e Figueiredo (1976) na área do Projeto São Félix, usam a divisão de Barbosa et alii (op. cit.) com algumas modificações na composição litológica. Araújo et alii (1979) colocam uma grande parte da sequência que aflora no topo da serra de Trairas, como pertencentes ao Grupo Bambuí, note-se que esta serra, é a localidade tipo da Formação Trairas do Grupo Araí. Dardenne (informação verbal) salienta que os calco-albitos mencionados por Barbosa et alii (1969), colocados na Formação Trairas, por ele observados nas imediações do povoado de Colinas, extremo NE da Folha SD.22-Z-B, equivalem ao conglomerado São Miguel, base do Grupo Paranoá, o que vale dizer, uma redução em aproximadamente 1.500 m da espessura do pacote Araí empilhados por Dyer (1970).

Do exposto, apesar de pouco estudada, nota-se a divergência de opiniões dos diversos autores, que julgamos salutar, para um desenvolvimento mais crítico dos futuros trabalhos. A impossibilidade de desenvolvermos trabalhos de campo além da escala de reconhecimento, nos levou a aceitação dos limites do Grupo Araí, propostos por Barbosa et alii (1969) por ser o único trabalho de âmbito regional. Contudo, se correta a proposição de Araújo et alii (1979) a faixa de rochas do Grupo Araí, ficaria, extremamente reduzida na Folha SD.22.

Em nossos trabalhos pela falta de um zoneamento dessa bacia de características plataformais e pela idade dos granitos tipo Serra da Me



sa Rb/Sr (0,704) 1,9 B.A. que afeta o pacote sedimentar, posicionamos o grupo contemporâneo ao Grupo Araxá, com evolução genética, semelhante a interpretação de Fuck e Marini (no prelo) onde versam sobre as coberturas proterozóicas homotaxiais ao Grupo Araxá.

Granito Serra Branca, Granito Serra Dourada, Granito Serra da Mesa e Granito Serra do Encosto -- Barbosa et alii (1969) descreveram os granitos das serras da Mesa, Dourada e Branca, como domos manteados granito-gnáissicos, resultantes da remobilização de material oriundo do embasamento antigo. Marini et alii (1974) admitiram os granitos das serras da Mesa, Dourada e do Encosto, como intrusivos originalmente no Grupo Araxá e que posteriormente, numa fase tardia quando totalmente consolidados, submeteram-se a movimentos diastróficos positivos em diversas etapas, originando as estruturas atuais. Andrade (1978) admitiram o Granito Serra Branca como de origem magmática, intrusivo nos xistos do Grupo Serra da Mesa. Barbosa & Montalvão (1980), interpretaram o Granito Serra Branca como intrusivo no estágio magmático, com alterações metassomáticas de soluções alcalinas no estágio pós-magmático ou magmático tardio na encaixante e no próprio granito. Além desses autores, também fizeram referências a essas unidades Schobbenhaus Filho et alii (1975), e Marini et alii (1976 e 1977).

Essas unidades estão representadas pelos maciços graníticos que ocupam o interior das serras homônimas. Destacam-se nas imagens de radar com feições morfoestruturais bem características, constituindo notáveis estruturas braquianticlinais, situadas nas porções E e E-NE da folha em epígrafe.

Interpreta-se esses corpos graníticos como magmáticos, intrusivos, jazimento subvulcânico e ligados ao mesmo episódio tectono-magmático. caracterizam-se como granitos pós-tectônicos ou tardi-tectônicos em relação ao Ciclo Orogênico Transamazônico, provavelmente afetados pelos ciclos mais novos (Uruaçuano e Brasileiro). O registro de processos de greisenização, observados apenas nos granitos das serras Dourada e Branca, evidenciam a atuação de processos metassomáticos associados ao estágio tardio na diferenciação da massa ígnea.

O Granito Serra Branca é intrusivo no Grupo Araxá e os demais no Grupo Araxá. Na coluna estratigráfica da área, sucedem os referidos grupos que são considerados sincrônicos e antecedem as Alcalinas de Peixe. Atribui-se-lhes a idade pré-cambriana média, com base na isócrona de referência que apresenta um valor aproximado de 1.950 MA e razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de 0,704.

**Granito Serra Branca** -- Petrograficamente, são granitos leucocráticos a hololeucocráticos, granulação fina a muito grossa, que dependem da percentagem de fenocristais têm-se variações que vão desde granitos ou granitos porfiríticos (12% de fenocristais), granitos porfirios (12 a 75% de fenocristais) e granitos propriamente ditos (acima de 75% de fenocristais). A biotita está presente na maioria das amostras, onde muitas vezes ultrapassa a 5%. Apesar da textura magmática porfírica primária dos granitos, atualmente a grande maioria apresenta texturas porfiroblástica, cataclástica e mortár. Os greisens são dos tipos endo e exogreisens. Encontra-se mineralizado em estanho, topázio, berilo, fluorita e cobre.

**Granito Serra Dourada** -- No geral, trata-se de um granito com estrutura foliada, granulação fina a grosseira, tendo como variedades petrográficas hornblenda-biotita-microclínio granito, biotita granito cataclástico, microclínio granito cataclástico e muscovita-biotita-granito cataclástico, nos quais normalmente está presente a fluorita como acessório. Verifica-se também a presença de pequenos corpos lenticulares de greisens.

**Granito Serra da Mesa** -- Este granito está representado por variedades com estruturas iso e anisotrópica. Tal anisotropia apesar de ocorrer também no centro do corpo, nas bordas mostra-se bastante conspícua, chegando a desenvolver um nítido bandamento gnáissico. Isto induziu Marini et alii (1976) a interpretarem os gnaisses da borda como paragneisses que comporiam a Formação Cachoeira das Águas. Dentre os tipos petrográficos destacam-se as variedades: biotita-microclínio granito, hornblenda-hastingsita-biotita-microclínio granito, microclínio granito e muscovita-biotita-microclínio granito. O Granito Serra da Mesa é altamente diferenciado com riqueza em  $K_2O$ , Rb, F, Cl; apesar do alto teor em Ba, o Sr é baixo. O alto teor em Zr, é devido a presença constante dos anfibólios alcali-cálcicos (hornblenda e hastingsita). Apresenta importância do ponto de vista metalogenético por suas mineralizações em cassiterita, columbita e tantalita.

**Granito Serra do Encosto** -- Este granito apresenta granulação grossa e estrutura conspicuamente foliada (às vezes isotrópica no centro do corpo), cujas variedades reveladas em estudo de lâminas delgadas são: biotita granito, biotita-granito gnaiss, muscovita granito biotítico, muscovita-titano-biotita tonalito e biotita-granada graní

to cataclástico. Associado ocorrem veios e bolsões de pegmatitos.

Além dessas unidades, outros corpos graníticos foram individualizados dentro dos domínios da folha, os quais não foram posicionados na coluna estratigráfica por falta de parâmetros que assim o permitissem.

**Super Grupo Baixo Araguaia** -- O termo Super Grupo Baixo Araguaia foi proposto por Abreu (1978) em detrimento ao Grupo Baixo Araguaia de Hasui, Abreu e Silva (1977), dividindo-o em Grupo Estrondo composto das formações Morro do Campo, e Xambioá e Grupo Tocantins que abrange as formações Couto Magalhães e Pequizeiro. O nome Estrondo foi reposicionado na categoria de grupo, no sentido de Hasui, Hennies e Iwanuch (1975), e o Grupo Tocantins foi reintroduzido, tal como definido originalmente, para conservar uma terminologia consagrada. Montalvão, Cunha e Potiguar (1979), aceitaram a proposição de Super Grupo Baixo Araguaia de Abreu (op. cit.) e o dividiram nos Grupos Xambioá e Tocantins. Neste trabalho, adotaremos a definição imposta por Abreu (op. cit.).

O Grupo Estrondo, na área da Folha SD.22 Goiás, distribui-se através de uma faixa alongada, descontínua, de direção SW-NE, com largura máxima aflorante de 60 km. A sul e oeste, seus limites são encobertos pelos sedimentos do Quaternário Bananal, a leste, transiciona para a associação petrotectônica do Complexo Goiano. A norte limita-se com os metassedimentos do Grupo Tocantins em contato transicional. Litologicamente é constituído por gnaisses, muscovita-biotita-plagioclásio gnaisses, xistos, biotita-muscovita-quartzo xistos, epidoto-quartzo biotita xistos e granada-estaurolita-muscovita xistos; associado tem-se rochas ultrabásicas, às vezes milonitizadas e, talco-clorita-tremolíticos. A sequência esta metamorfisada na fácies xisto verde a anfibolito. Na coluna estratigráfica, o referido grupo está posicionado acima do Grupo Pilar de Goiás e imediatamente abaixo do Grupo Tocantins. É considerado temporalmente homólogo ao Grupo Araxá.

As rochas desta unidade litoestratigráfica foram posicionadas no Pré-Cambriano Médio, acreditando-se que a sedimentação e o metamorfismo regional que afetou as rochas desta unidade tenham ocorrido durante o desenvolvimento do ciclo orogênico Transamazônico (2.200 - 1.800 MA), a partir da datação de rochas do Complexo Colméia, que resultou em uma isócrona de 1.850 MA, conforme Cunha et alii (1981). Este valor tem sido interpretado como resultante de uma segunda migmatização neste complexo granito-gnáissico (Hasui; Costa; Abreu, 1980). Ainda, Cunha et alii (op. cit.), com base em dados de campo, observaram uma

perfeita passagem transicional dos xistos pertencentes a este grupo para o migmatitos do Complexo Colméia; em virtude da presença de xenólitos deste mesmo xisto dentro do migmatito e feldspatização de quartzitos impuros, acreditam que esta migmatização provavelmente se deu posteriormente à formação dos xistos do Grupo Estrondo. Baseados nestes dados, conclui-se que a isócrona 1.850 MA, representa uma idade mínima para rochas da unidade em epígrafe.

No tocante o Grupo Tocantins, suas rochas na área estão distribuídas na quadrícula SD.22-X-A, porção nordeste, dispostas em uma pequena faixa alongada, descontínua, com direção SW-NE, que adentram para os domínios da Folha SC.22 Tocantins. Litologicamente é constituído por filitos, quartzitos, clorita xistos, sericita xistos, metassilitos, metargilitos e metarcósios, metamorforizados na fácies xisto verde. O Grupo Tocantins na coluna estratigráfica da área, está localizado acima do Grupo Estrondo e imediatamente abaixo dos granitos intrusivos Serra da Mesa, Serra Dourada, Serra do Encosto e Serra Branca.

Quanto à idade do referido grupo, Hasui et alii (1980) efetuaram datações pelo método K-Ar, em rochas básicas, e obtiveram resultados entre 800 e 500 MA, as quais atestam rejuvenescimento isotópico, ocorridos no Ciclo Brasileiro. Porém, no presente trabalho, em virtude das litologias aflorantes se encontrarem muito alteradas e mostrarem baixa retentividade para o Ar, não foram efetuadas datações radiométricas. Por conseguinte, devido sua transição com o Grupo Estrondo foi posicionado no Pré-Cambriano Médio, praticamente em sincronismo com citado grupo.

Alcalinas de Peixe -- Na região do município de Peixe, Folha SD.22-X-B, Barbosa et alii (1969), descrevem diversos corpos de rochas alcalinas que classificaram como litchfieldito, denominando-as de "rocha alcalina da Folha de Peixe".

Marini et alii (1974) classificam alguns corpos de Barbosa et alii (op. cit.) como granitos pegmatóides e o corpo maior como monzonito nefelínico.

Nos trabalhos do RADAMBRASIL, estas rochas, foram classificadas, como nefelina-monzo-sienito, provavelmente associados geneticamente ao mesmo evento tectono-magmático formador dos granitos tipo Serra da Mesa.

Grupo Cuiabá -- As rochas epimetamórficas do Grupo Cuiabá foram citadas já no final do século passado por Evans, sob a denominação de "Cu

yaba Slates". Almeida (1964) denominou de Série Cuiabá. Porém, foi Hennies (1966) que usou a terminologia Grupo Cuiabá em substituição a "Série" Cuiabá de Almeida (op. cit.). Neste trabalho adotaremos a proposição de Hennies (op. cit.). As rochas desta unidade litoestratigráfica estão dispostas na porção sudoeste da folha, no vale do rio Araguaia. Ao norte, seu contato com a Formação Diamantino, pertencente ao Grupo Alto Paraguai, é feito por falhamentos inversos. A sul, encontra-se recoberto pelas rochas sedimentares subhorizontais do Grupo Paraná e da Formação Aquidauana e, a leste, pelos sedimentos Quaternários Bananal. Litologicamente este grupo é constituído de filitos, filitos sericíticos, às vezes untuoso ao tato, roxo, cinza a marrom a cinzentado, níveis de quartzitos, metarenitos localmente conglomeráticos, metagrauvacas e metarcóseos finos são observados. Em zona de grandes falhamentos notou-se presença de milonitos e ultramilonitos (?).

Este espesso pacote de rochas originalmente sedimentares, foi afetado por um gradiente metamórfico da fácies xisto verde baixo. Dentro da coluna estratigráfica da folha, foi posicionado no Pré-Cambriano Superior, sendo que suas rochas estão localizadas acima das Alcalinas de Peixe e imediatamente abaixo dos litotipos do Grupo Paranoá. A idade de  $484 \pm 19$  MA é interpretada como o último evento tectono-termal que afetou o Grupo.

Grupo Paranoá -- Andrade Ramos (1956) foi o primeiro autor a mencionar o termo Paranoá, referindo-se a ardósia e ortoquartzito claro, bem classificado, que ocorre na Cachoeira Paranauã, no rio do mesmo nome. O autor denominou informalmente de "quartzito Paranauã" e o situava dentro da "Série Bambuí". Costa & Branco (1969) na primeira apresentação proposta para a divisão da "Série Bambuí", não incluíram o Paranoá nesta referida "Série". Braun (1968) aceita a proposição de Andrade Ramos (op. cit.). Dardene (1979), propõe o retorno da definição de Costa e Branco (1961) para o Grupo Bambuí como uma sequência pelito-carbonática e enquadramento dos sedimentos arenosos do Paranoá em um grupo independente. Neste trabalho utiliza-se a concepção de Dardenne (1979) considerando o Paranoá como grupo. Concorde-se com a possibilidade de se dividir o Grupo Paranoá em outras subunidades, porém, a gama de dados obtidos não é suficiente para se fazer uma separação conveniente. As rochas desta unidade litoestratigráfica estão distribuídas na área em epígrafe, no extremo oriental em uma faixa contínua de direção norte-sul na quadrícula SD.22-Z-D até atingir o



paralelo 15°30'S. Aflora de maneira descontínua no extremo sudeste da folha. A referida unidade apresenta uma grande variedade de tipos litológicos que se revezam em importância a depender da área de ocorrência; todavia, mantendo um predomínio geral de arenitos sobre os de mais litotipos. Além do mais ocorrem arenitos e siltitos feldspáticos, argilitos e ritmitos; siltitos, arenitos e argilitos vermelhos, com estruturas de marcas de ondas e níveis silicosos; lentes de calcários, dolomitos e margas são observados. Ocorrem ainda quartzitos, metapelitos filiticos, calcoxistos e conglomerado basal. Na coluna estratigráfica da folha a unidade em pauta, está posicionado no Pré-Cam**br**iano Superior, com suas rochas sobrepostas ao Grupo Cuiabá e sotopostas ao Grupo Bambuí--Subgrupo Paraopeba. Com relação à sua idade, vários autores fizeram estudos radiométricos em suas rochas. Tassinari (1981), analisando estes dados, acredita que a época de sedimentação do Grupo es estudo inicia-se próximo a 1.000 MA; e a época do metamorfismo principal teria ocorrido entre 700-650 MA e o seu resfriamento regional em torno de 500 MA.

Grupo Bambuí -- Constitui, nos domínios da Folha SD.22 em uma faixa, que se estende ao longo da porção oriental da Folha desde seu limite sul (Distrito Federal) paralelo 16°00' até pouco a norte do paralelo 13°00', serpenteando as unidades mais antigas (Araxá, Araí, Paranoá) com contatos inferidos ou por falhamento.

Consiste de uma seqüência de: metapelitos localmente piritosos, às vezes rítmicos e/ou carbonosos; calcáreos clásticos e dolomitos estromatolíticos; arenitos impuros, localmente ortoarenitos ricos em magnetita-hematita. Foi separado duvidosamente do Grupo Paranoá devido a diferenças ambientais mostradas pelos litotipos e pela presença de lentes de paraconglomerados, que tem sido interpretado por alguns autores como tilitos, o que evidencia uma discordância.

Barbosa et alii (1969), mapearam as seqüências carbonatadas como Formação Paraopeba, e as seqüências areno-pelíticas como Formação Paranoá, dentro do Grupo Bambuí. Dardenne et alii (1978) e Dardenne (1978) descrevem na região dos litótipos Bambuí na Folha SD.22, conglomerados que interpretam como tilitos e propõe, o retorno a proposição de Costa e Branco (1961) como dois grupos independentes.

Neste trabalho, embora adotássemos a proposição de Dardenne (op. cit.) notou-se que o contato entre Paranoá e Paraopeba, mormente na região próxima ao povoado do Muquém (Niquelândia) e cabeceiras do rio São Bento, se faz por uma zona de transição brechóide entre as seqüên

cias areno-pelíticas (Paranoá) e as seqüências carbonatadas pelito-arenosas (Paraopeba), o que justificaria a proposição de Barbosa et alii (op. cit.). Sendo as diferenças das associações litológicas, devidas ao posicionamento diferencial dentro da bacia, associado a um regime de relativa instabilidade (conglomerados).

Este pacote de rochas possui um aspecto relativamente monótono quando visualizado regionalmente, porém, muito rico em particularidades, pela preservação de estruturas sedimentares primárias e estruturas tectônicas, quando vista em escala de detalhe. Possui interesse econômico, não somente pelas camadas calcárias-dolomíticas, que eventualmente, poderão ser usadas como corretivos e outros fins, mas também pelos indícios de mineralização em Cu, Pb, Zn,  $P_2O_5$  e Au.

Grupo Alto Paraguai -- Foi definido por Almeida (1964), que o subdividiu nas formações Raizama, Sepotuba e Diamantino. Figueiredo et alii (1974) incluem as formações Puga e Araras, englobando no entanto a Formação Sepotuba na Formação Diamantino. Barros e Simões (1980) englobam no Grupo Alto Paraguai as formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama, Sepotuba e Diamantino.

Nos domínios da Folha SD.22, ocorrem somente as rochas das formações Araras, Raizama e Diamantino, que formam uma faixa que inicia na porção mediana extremo-oeste da folha, infletindo para E-NE, seguindo o divisor de águas das bacias do Xingu e Araguaia.

A Formação Araras, é constituída por dolomitos com estruturas algais e níveis de chert no topo; a Formação Raizama é formada por ortarenitos, arenitos feldspáticos localmente finos ou pelíticos gradando para os siltitos e folhelhos e arenitos arcoseanos, às vezes calcíferos e fosfáticos de cor marrom chocolate da Formação Diamantino, que na área é recoberta por uma extensa cobertura Fanerozoica.

O Grupo Alto Paraguai representa na área uma seqüência plataformaltípica, considerada de idade Pré-Cambriana Superior.

#### AGRADECIMENTOS

Agradecemos às diretorias e técnicos das Cias: NUCLEBRÁS, DOCEGEO, CPRM, METAGO, UNIGEO, MINERAÇÃO RIO XINGU, UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, SAMA, pela inestimável colaboração que nos dispensaram através de troca de idéias, críticas e informações, que sem dúvida enriqueceram este trabalho do qual se beneficiará toda uma coletividade.

## BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.A.M. de - 1978 - O super-grupo baixo Araguaia. In: Congr. Bras. de Geol., 309, Recife, Anais, Recife, Soc. Bras. Geol. V. 2, p. 539-545.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - Geologia do Centro-Oeste Mato-grossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro (215): 1-133.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Observações sobre o pré-cambriano da região central de Goiás. B. Paran. Geoci.; Curitiba (26): 19-22.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The upper precambrian of south America. São Paulo, Univ. de São Paulo. Separação do B. Inst. Geoci. São Paulo, 7: 45-80.
- ANDRADE, G.F. de - 1978 - As mineralizações de estanho berilo e cobre do granito da Serra Branca, Cavalcante-Go. Brasília, Universidade, Departamento de Geociências, 83p. Tese de mestrado.
- ANDRADE RAMOS; J.R. de - 1956 - Folha Geológica da Nova Capital. Relat. Anual da Div. Geol. Mineral. Rio de Janeiro; p. 40-44.
- ARAÚJO, V.A. de - 1979 - Projeto Canabrava--Porto Real; Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, dez. 9v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2939) v. 1.
- BARBOSA, O. - 1955 - Guia das excursões do IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia - Noticiário nº 3 - Soc. Bras. Geol. Rio de Janeiro. 5p.
- BARBOSA, O. et alii - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monogr. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro (19): 1-94.
- BARBOSA, O. et alii - 1969 - Projeto Brasília--Goiás; geologia e inventário dos recursos minerais. Goiânia, DNPM/PROSPEC, 225 p. (Relatório do Arquivo técnico da DGM, 51).
- BARBOSA, E.S. & MONTALVÃO, R.M.G. de - 1980 - Seções geológicas transversais aos domos graníticos da serra da Mesa e da serra Branca, Municípios de Minaçu e Cavalcante, Estado de Goiás. Goiânia. Projeto RADAMBRASIL. Relatório Interno.
- BERBERT, C.O. - 1980 - Complexo Basal Goiano. In: Congr. Bras. Geol. 319, Balneário de Camboriú, Anais. Balneário de Camboriú, Soc. Bras. Geol. v. 5, p. 2837-2849.
- BARROS, A.M. & SIMÕES, M.A. - 1980 - Levantamento geológico nas porções meio-oeste da Folha SD.21-Z-A e extremo noroeste da Folha SD. 21-Z-C, abrangendo áreas dos municípios de Raizama, Rosário Oeste,

- Nobres e Diamantino; operação 577/80. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 387-G).
- BRAUN, O.P.G. - 1968 - Contribuição à Estratigrafia do Grupo Bambuí. In: Congr. Bras. Geol., 22º, Belo Horizonte. Anais, Belo Horizonte, Soc. Bras. Geol. p. 159-161.
- COSTA, M.T. & BRANCO, J.J.R. - 1961 - Roteiro para excursão Belo Horizonte--Brasília Contribuição ao XIV Congresso Brasileiro de Geologia. Univer. Inst. Pesq. Radioativa, 15, Belo Horizonte.
- CUNHA, B.C.C. da et alii - 1981 - Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 - Tocantins. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- DANNI, J.C.M. & LEONARDOS Jr., O.H. - 1980 - The Niquelândia Máfic-ultramáfic Granulites and Gabro-Anorthosite Metavolcanic Associations. UNB. Dep. Geociências.
- DANNI, J.C.M. & RIBEIRO, C.C. - 1978 - Caracterização estratigráfica da seqüência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: Congr. Bras. Geol., 30º, Recife. Soc. Bras. Geol., v. 2, p. 567-582.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Bambuí no Brasil Central. In: Congr. Bras. Geol., 30º, Recife. Anais. Recife. Soc. Bras. Geol., v. 2, p. 597-610.
- DARDENNE, M.A. et alii - 1978 - O tilito da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Craton do São Francisco. Bol. Inform. Soc. Bras. Geol. Núcleo Centro-Oeste, Goiânia (7/8). p. 85-97.
- FIGUEIREDO, A.J. de A. et alii - 1974 - Projeto Alto Guaporé. Relatório Final. Goiânia. DNPM/CPRM, II v.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1970 - Geocronologia do centro-oeste brasileiro. B. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 19 (1): p. 5-26.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. da - 1977 - Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai--Araguaia no centro-norte do Brasil. São Paulo. Univ. de São Paulo. Separata do B. Inst. Geoci., São Paulo, 8: 107-118.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.I.; IWANUCH, W. - 1975 - Idades potássio-argônio do pré-cambriano da região centro-norte do Brasil. São Paulo, Univ. São Paulo. B. Inst. Geoci., São Paulo, 6: 77-83.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de - 1980 - Evolução estrutural da região de Colméia, Go. In: Congr. Bras. Geol., 31º, Balneário de Camboriú, Anais. Balneário de Camboriú, Soc. Bras. Geol., v. 5, p. 2648-2658.
- HASUI, Y. et alii - 1980 - Datações Rb/Sr e K-Ar do Centro Norte do

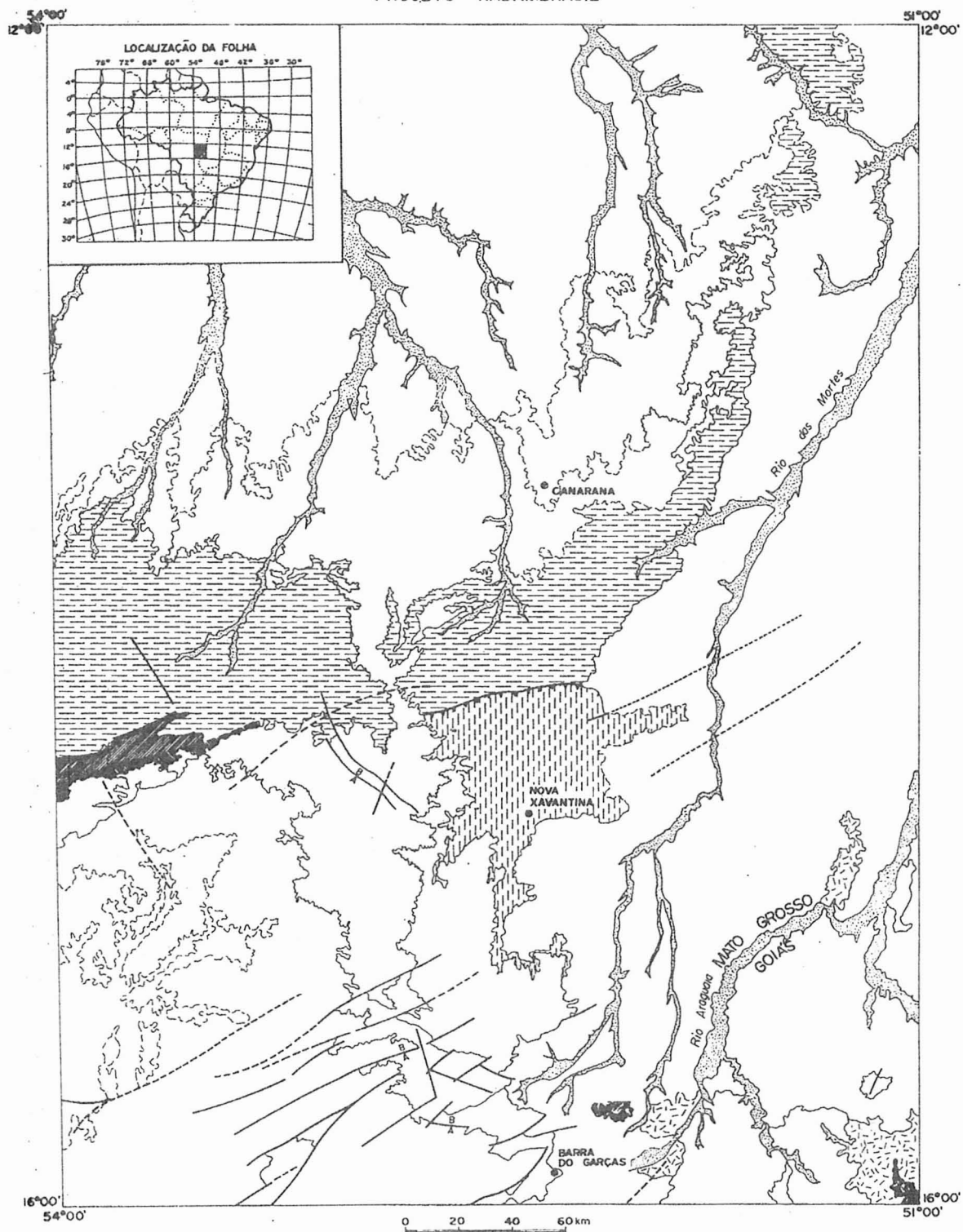
- Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Congr. Bras. Geol., 31º, Balneário de Camboriú, Anais. Balneário de Camboriú, Soc. Bras. Geol., v. 5, p. 2659-2676.
- HENNIES, W.T. - 1966 - Geologia do centro-norte Mato-grossense. São Paulo, Escola Politécnica, 65p. Tese de doutoramento em Engenharia.
- LEONARDOS, O.H. - 1938 - Rutilo em Goiás. Boletim do Serviço de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro, (30): 1-96.
- MARINI; FACK ; FIGUEIREDO - 1974 - Projeto Serra Dourada; Relatório Final. Brasília DNPM/FUB, 2v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2298) v. 1.
- MARINI, O.J. et alii - 1976 - Projeto São Félix: Relatório Final. Brasília, FUB/ELETRONORTE. 3 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2677).
- MARINI, O.J. et alii - 1977 - Contribuição à geologia do pré-Cambriano da porção central de Goiás. R. Bras. Geoci., São Paulo, 7 (4): 304-324, dez.
- MONTALVÃO, R.M.G. de; CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T. - 1979 - Contribuição à geologia da faixa orogênica Araguaia-Tocantins na porção leste da quadricula SC.22-X-B. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 14 p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 233-G).
- RIBEIRO FILHO, W. et alii - 1978 - Projeto geologia da região de Pilar-Mara Rosa; Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. 9 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2784) v. 1.
- RIBEIRO FILHO, W. & TEIXEIRA, N.A. - 1981 - Sequência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Cana Brava. Boletim Informativo. Soc. Bras. Geol. Núcleo Centro-Oeste. Goiânia, (10) p. 157-177.
- SABOIA, L.A. de - 1979 - Os "greenstone belts" de Crixás e Goiás, Go. B. Inf. Soc. Bras. Geol., Núcleo Centro-Oeste, Goiânia (9): 43-72. mar.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. et alii - 1975 - Carta geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Goiás (SD.22). Brasília, DNPM. 114 p.
- TASSINARI, C.C.G. & MONTALVÃO, R.M.G. de - 1980 - Estudo geocronológico do "Greenstone Belt" de Crixás. In: Congr. Bras. Geol., 31º, Balneário de Camboriú. Anais. Balneário de Camboriú. Soc. Bras. Geol., v. 5 p. 2752-2755.
- TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Panorama geocronológico da Folha SD.22 Goiás e suas implicações geotectônicas. Goiânia. Projeto RADAMBRASIL (Relatório Técnico Interno).



## HOMENAGEM PÔSTUMA

Ao Geógrafo José Redondano Netto, da Divisão de Uso Potencial da Terra do Projeto RADAMBRASIL, falecido em acidente aéreo em 1979, que acompanhou os trabalhos de levantamento geológico do rio Araguaia e Afluentes.

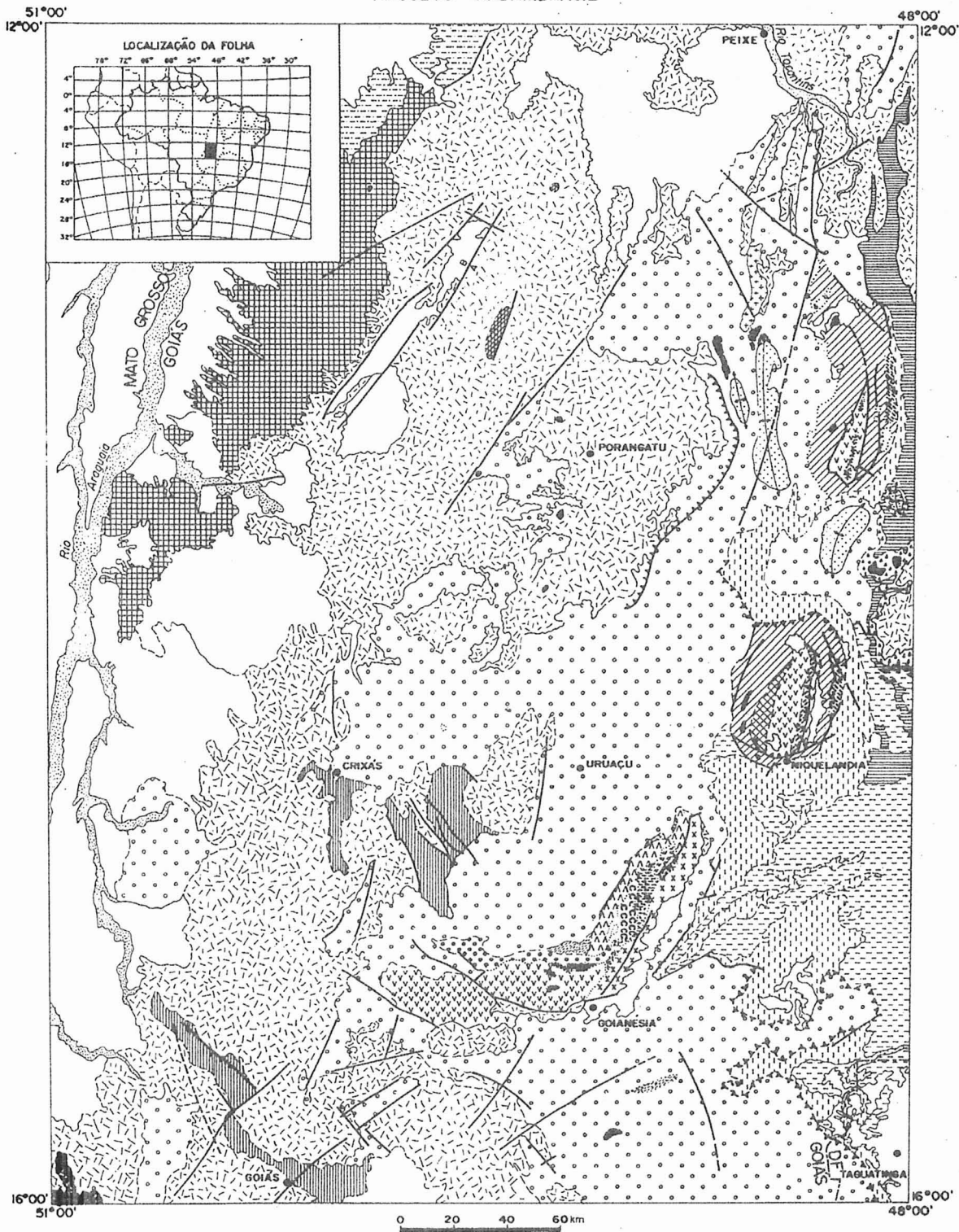
MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA GERAL  
PROJETO RADAMBRASIL



SÍNTESE DA GEOLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO DA FOLHA SD.22 GOIÁS

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA GERAL

PROJETO RADAMBRASIL



SÍNTESE DA GEOLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO DA FOLHA SD.22 GOIÁS